

030605



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MEXICO

Instituto de Geología
Programa de Posgrado en Ciencias de la Tierra

ESTUDIO DEL COMPORTAMIENTO HIDROMECÁNICO DE SEDIMENTOS VULCANOLACUSTRES DURANTE EL PROCESO DE CONSOLIDACIÓN

TESIS

Que para obtener el grado de
Maestro en Ciencias (Aguas Subterráneas)

PRESENTA:

Martín Hernández Marín

DIRECTOR DE TESIS: DRA. DORA C. CARREÓN FREYRE



CD. UNIVERSITARIA

2003
Devolvo a la Dirección General de Bibliotecas UNAM a difundir en formato electrónico e impreso el contenido de mi trabajo, recibo
NOMBRE: Martín Hernández Marín
FECHA: 17 Jun 03
FIRMA: [Firma]

TESIS CON FALLA DE CUBIEN

A



Universidad Nacional
Autónoma de México



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

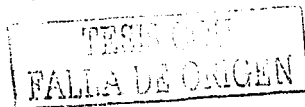
El uso de imágenes, fragmentos de videos, y demás material que sea objeto de protección de los derechos de autor, será exclusivamente para fines educativos e informativos y deberá citar la fuente donde la obtuvo mencionando el autor o autores. Cualquier uso distinto como el lucro, reproducción, edición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

PAGINACIÓN DISCONTINUA

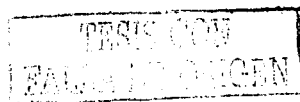
RESUMEN

En este trabajo, se analiza la variabilidad de las propiedades hidromecánicas de sedimentos en función de las propiedades físicas y fisicoquímicas. Los sedimentos se obtuvieron de los primeros 15 metros de la secuencia vulcano lacustre de la subcuenca de Chalco. Los parámetros físicos y fisicoquímicos se estimaron a cada 30 cm de profundidad en promedio. Los parámetros hidromecánicos se obtuvieron de pruebas de consolidación.

La secuencia está conformada por sedimentos lacustres intercalados con material piroclástico pumicítico, por cenizas volcánicas y por materia orgánica (hasta 12% en algunos casos). Se identificaron cuatro estratos que predominan en la secuencia: el rojo, el pardo, el negro y el gris oliva, aunque se les puede adicionar un horizonte salino superficial. En el aspecto de granulometría, los sedimentos son principalmente limosos, variando en algunos estratos entre limo arcillosos o limo arenosos. La granulometría de finos o textura se determinó para fines de análisis comparativo mediante las técnicas de pipeta e hidrómetro, siendo en la de pipeta en la que se registra un mayor contenido de arcilla. El porcentaje de arcilla más alto alcanzado fue de 36% mientras que el porcentaje más alto de arena fue de 80%, correspondiente a un lente de material piroclástico. De acuerdo con las condiciones de formación, al desarrollo de la subcuenca y a las determinaciones mineralógicas reportadas en varios sitios de la Cuenca de México, la fracción arcillosa contiene principalmente: esmectitas, interestratificados esmectíticos, haloisitas, gibbsitas, alofanos e imogolitas, lo cual coincide con la mineralogía especulada en este trabajo de acuerdo a comportamiento hidromecánico de los sedimentos. Para determinar los límites de consistencia (límite plástico y líquido) así como la densidad real de los materiales estudiados, se aplicaron las técnicas de laboratorio de la ASTM (American Society of Testing and Materials) en sedimentos con humedad natural y secados a temperatura ambiente. Los límites de consistencia y las densidades reales fueron siempre mayores en sedimentos con humedad natural. Esta diferencia, se asoció a cambios microestructurales en los sedimentos cuando se secaron. El contenido de agua alcanzó valores de 350% debido principalmente a la alta capacidad de retención de agua de los minerales arcillosos. Los valores más altos de porosidad resultó de 86 % y de relación de vacíos de 6.64 %. De acuerdo a las Normas Oficiales Mexicanas, para las determinaciones de pH los clasifica como sedimentos medianamente alcalinos, mientras que de acuerdo con la conductividad eléctrica determinada, estos sedimentos presentan efectos despreciables de salinidad, excepto el estrato salino superficial. La correlación entre parámetros mencionada indica que las propiedades hidromecánicas como índices de consistencia, de compresibilidad, coeficientes de consolidación, de compresibilidad y conductividad hidráulica, etc., están



determinadas por factores que pueden ser identificados en microescala (estructura o fábrica de los sedimentos constituyentes) y mesoescala (fracturas, lentes de ceniza y piroclásticos). Se seleccionaron muestras representativas de cada estrato y fueron sometidas a consolidación en dos modos: por Gradiente Controlado en la cual la carga aplicada a una muestra varía para mantener la presión de poro constante, e Incremental en la que la carga aplicada se mantiene constante en un tiempo preestablecido. Los resultados de las pruebas de consolidación muestran que parámetros hidromecánicos como coeficiente de consolidación, coeficiente de compresibilidad, carga de preconsolidación, etc., presentan una notable variabilidad en el sentido vertical de la secuencia, debido principalmente a la presencia de elementos como desecación, fracturas, lentes de ceniza y piroclastos (arena y grava), y a las condiciones geológicas de cada estrato (mineralogía, estructura, etc.).



AGRADECIMIENTOS:

A mi padre, porque siempre ha confiado en mi

A mi madre, porque siempre confió en mi

A mis hermanos, por ese cariño mutuo eterno

A Dora, atenta tutora, pero sobre todo, excelente amiga

A mis compañeros y amigos del Centro de Geociencias, por esos momentos, especialmente a Norma, Mariano, Tere y Rodo

Muy cariñosamente a Sol, por su apoyo incondicional

Al auxiliar del Laboratorio de Geomecánica Ricardo Carrizosa por su ayuda en la determinación de los parámetros físicos y fisico-químicos y al mismo Laboratorio de Geomecánica por la facilidades otorgadas para la determinación de todos los parámetros

A Andrea Herre por su apoyo en la determinación de textura

A CONACYT por su apoyo económico

Al Centro de Geociencias por permitirme disfrutar de una linda experiencia

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

"Estudio del comportamiento hidromecánico de sedimentos vulcano lacustres durante el proceso de consolidación".

Contenido	Pag.
Resumen.....	i
Agradecimientos	iii
Contenido.....	iv
Indice de figuras.....	vi
Indice de tablas.....	x
I. INTRODUCCIÓN.....	1
II. CONSOLIDACION.....	6
2.1 Conceptos generales.....	6
2.2 Evaluación de subsidencia y relación entre parámetros hidrogeológicos e hidromecánicos.....	12
2.3 Pruebas de consolidación Incremental y por Gradiente Controlado.....	15
III. METODOLOGÍA.....	17
3.1 Trabajo de campo.....	17
3.2 Trabajo de laboratorio.....	17
IV. ZONA DE ESTUDIO: SUBCUENCA DE CHALCO.....	22
4.1 Geología regional.....	22
4.2 Condiciones estratigráficas.....	24
4.3 Características mineralógicas y de los sedimentos de la Cuenca de México.....	30
V. RESULTADOS.....	32
5.1 Propiedades físicas.....	32
<i>Textura o granulometría de finos.....</i>	32
<i>Densidad real o de sólidos.....</i>	38
<i>Contenido de agua o humedad.....</i>	42



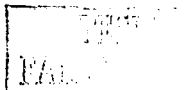
<i>Densidad aparente, relación de vacíos y porosidad.....</i>	46
5.2 Propiedades físicoquímicas.....	51
<i>Conductividad eléctrica, pH y sólidos totales disueltos.....</i>	51
<i>Materia orgánica.....</i>	55
5.3 Propiedades hidromecánicas.....	58
<i>Límites de consistencia.....</i>	58
<i>Índice de compresibilidad, Cc.....</i>	64
<i>Coefficiente de consolidación, Cv.....</i>	67
<i>Coefficiente de compresibilidad, av.....</i>	72
<i>Conductividad hidráulica, K.....</i>	75
<i>Carga de preconsolidación, Pc.....</i>	78
VI. DISCUSIÓN E IMPLICACIÓN DE RESULTADOS.....	81
6.1 Propiedades de compresibilidad y deformabilidad.....	81
6.2 Carga de preconsolidación y esfuerzos verticales.....	89
6.3 Variación de la conductividad hidráulica.....	94
6.4 Análisis de presión de poro y de las condiciones de flujo.....	97
6.5 Evaluación de la deformación de los estratos por consolidación.....	103
VI. CONCLUSIONES.....	108
VIII. BIBLIOGRAFÍA.....	112
APÉNDICE A. Consolidómetro computarizado.....	117
APÉNDICE B. Teoría de las pruebas de consolidación Incremental y por Gradiente Controlado.....	122

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

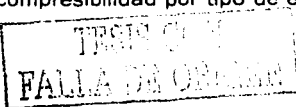
"Estudio del comportamiento hidromecánico de sedimentos vulcano lacustres durante el proceso de consolidación".

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura	Nombre	Página
1	Localización de la zona de estudio y punto de muestreo.	5
2	Representación física de los esfuerzos total, efectivo y de la presión de poro en un estrato inferior.	7
3	Ejemplo de una curva de compresibilidad en la cual se aprecia P_c , definiendo al tramo virgen y al tramo de recompresión de la curva.	8
4	Curva de consolidación tradicional.	10
5	Analogía Mecánica de Terzaghi.	11
6	Representación esquemática de la consolidación de un acuitardo interestratificado entre dos unidades acuíferas.	12
7	Geología general de la zona de estudio.	22
8	Columna estratigráfica analizada dividida de acuerdo con el color y tamaño de los sedimentos.	23
9	Variación estratigráfica en los primeros tres metros de la secuencia.	25
10	Fotografía que muestra fracturas rellenas. La aparición de estas fracturas se puede observar a partir de 1.7 metros de profundidad.	25
11	Variación estratigráfica entre 4 a 6 metros de profundidad, donde se localizan los sedimentos negros, entre los 3 a 6 se encuentra la anomalía de arena incrustada.	26
12	Fase final de la secuencia, profundidad en donde se ubican los sedimentos gris oliva intercalados por varios lentes arenosos.	27
13	Estratos de transición. Los sedimentos se encuentran intercalados con lentes de arena y material de diferente color, por lo tanto, con material de diferentes características.	28
14	Correlación estratigráfica en la subcuenca de Chalco.	29
15	Intervalos de variación de los contenidos de arcilla por tipo de estrato así como su respectiva media geométrica. Se presentan los resultados de ambas técnicas: hidrómetro y pipeta.	35
16	Intervalos de variación de los contenidos de arena por tipo de estrato así como su respectiva media geométrica.	36



17	Variación del tamaño de grano en la secuencia. (a) Método del hidrómetro o de Bouyocos. (b) Método de pipeta.	37
18	Intervalos de variación de densidad real de cada tipo de estrato en ambos estados de humedad y su correspondiente media geométrica.	40
19	Variación de densidad real por técnica separadas.	41
20	Intervalos de variación del contenido de agua por tipo de estrato así como su respectiva media geométrica.	44
21	Variación del contenido de humedad por diferentes técnicas de medición.	45
22	Intervalos de variación de la densidad aparente por tipo de estrato, así como su respectiva media geométrica.	48
23	Intervalos de variación de la relación de vacíos por tipo de estrato, así como su respectiva media geométrica.	49
24	Variación de los datos de densidad aparente, relación de vacíos y porosidad obtenidos mediante los análisis de consolidación.	50
25	Intervalos de variación del pH por tipo de estrato, así como su respectiva media geométrica.	52
26	Intervalos de variación de la conductividad eléctrica por tipo de estrato, así como su respectiva media geométrica.	53
27	Variación de los parámetros físicoquímicos resultantes en la secuencia.	54
28	Intervalos de variación de contenido de materia orgánica por tipo de estrato, así como su respectiva media geométrica.	56
29	Variación del contenido de materia orgánica.	57
30	Intervalos de variación de contenido de agua en la determinación de límites líquidos por tipo de estrato, así como su respectiva media geométrica.	60
31	Intervalos de variación de contenido de agua en la determinación de Índices Plásticos por tipo de estrato, así como su respectiva media geométrica.	61
32	Variación y comparación de los índices plásticos de los sedimentos secados previamente y con humedad natural.	62
33	Carta de plasticidad con los datos obtenidos en la secuencia.	62
34	Variación de intervalos de las diferencias entre límite líquido y límite plástico (LL - LP), así como los contenidos naturales de agua.	63
35	Intervalos de variación del índice de compresibilidad por tipo de estrato, así como su respectiva media geométrica.	65



36	Variación del Índice de compresibilidad en la secuencia analizada.	66
37	Intervalos de variación del coeficiente de consolidación por tipo de estrato, así como su respectiva media geométrica.	70
38	Variación de Cv. (a) Intervalos de variación del coeficiente de consolidación, resultado de ambas pruebas de consolidación: incremental y por gradiente controlado. (b) Valor de Cv aproximado a la carga de preconsolidación.	71
39	Variación del coeficiente de compresibilidad. (a) Intervalos de variación. (b) Su valor aproximado de Pc.	73
40	Intervalos de coeficiente de compresibilidad, así como su valor aproximado a la carga de preconsolidación.	74
41	Intervalos de variación de la conductividad hidráulica por tipo de estrato, así como su respectiva media geométrica.	76
42	Variación espacial de la conductividad hidráulica y su respectiva. La figura (a) muestra los intervalos de variación durante cada prueba en diferentes estados de esfuerzo. La figura (b) muestra los valores de conductividad hidráulica en las que el esfuerzo aplicado es aproximado a la carga de preconsolidación.	77
43	Intervalos de variación de coeficiente de compresibilidad por tipo de estrato, así como su respectiva media geométrica.	79
44	Variación de la carga de preconsolidación Pc en la secuencia.	80
45	Ejemplos de curvas de consolidación en las que se observan cambios de pendiente, debidos probablemente a rompimiento de la estructura.	82 - 84
46	Comparación de curvas de compresibilidad con variación de 12 y 24 horas en la aplicación de los incrementos.	85
47	Curvas de compresibilidad separadas para cada tipo de sedimento.	87 - 88
48	Relación entre esfuerzo vertical, carga de preconsolidación, esfuerzo efectivo, presión de poro y su respectiva estratigrafía.	91
49	Relación de esfuerzo verticales en sedimentos normalmente consolidados y aparentemente sin cambios estratigráficos bruscos.	93
50	Modelo conceptual de distribución espacial y temporal de la conductividad hidráulica propuesto para la zona de Chalco. En la figura superior se presentan los datos obtenidos en esta tesis en el modelo de Vargas (2001), en la inferior se muestran únicamente los datos y la profundidad de análisis de este trabajo.	96
51	Variación de u_e durante una prueba de consolidación incremental. (a), Respuesta de u_e en cada incremento y respectiva presión aplicada. (b), se muestra un ejemplo sobre como se determinó el tiempo de disipación de u_e .	97

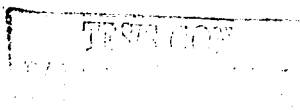
52	Variación del tiempo de disipación de u_a .	99
A	Cámara de consolidación mostrando algunas de sus principales componentes. Toda la parte superior al disco de carga conforma el domo de la cámara y puede ser removido del sistema.	119
B	Esquemmatización del planteamiento del problema.	123
C	Representación esquemática de los parámetros h , H y z . El estrato en referencia es el limoso o arcilloso.	123
D	Ecuaciones para estimar C_v . Durante la prueba de consolidación por Gradiente Controlado.	127

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

"Estudio del comportamiento hidromecánico de sedimentos vulcano lacustres durante el proceso de consolidación".

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla	Nombre	Página
1	Relación de muestras sometidas a prueba en modo Incremental y sus respectivas características.	21
2	Relación de muestras sometidas a prueba en modo Gradiente controlado y sus respectivas características.	21
3	Intervalos de variación de contenido de arcilla y su respectiva media geométrica. Se presentan los resultados de las dos técnicas: hidrómetro y pipeta.	35
4	Intervalos de variación de contenido de arena y su respectiva media geométrica. Se presentan los resultados de de las dos técnicas: hidrómetro y pipeta.	36
5	Intervalos de variación de densidad real o de sólidos y su respectiva media geométrica. Se presentan los resultados en las dos condiciones de humedad.	40
6	Variación de intervalos de contenido de agua y su respectiva media geométrica.	44
7	Intervalos de variación de la densidad aparente y su respectiva media geométrica.	48
8	Intervalos de variación de la relación de vacíos y su respectiva media geométrica.	49
9	Intervalos de variación del pH y su respectiva media geométrica	52
10	Intervalos de variación de la conductividad eléctrica y su respectiva media geométrica.	53
11	Intervalos de variación de contenido de materia orgánica y su respectiva media geométrica.	56
12	Intervalos de variación de contenido de agua en la determinación de límites líquidos y su respectiva media geométrica.	60
13	Intervalos de variación de contenido de agua en la determinación de índices plásticos y su respectiva media geométrica.	61
14	Intervalos de variación del índice de compresibilidad y su respectiva media geométrica.	65
15	Intervalos de variación de Cv y su respectiva media geométrica.	70



16	Intervalos de variación de coeficiente de compresibilidad y su respectiva media geométrica.	72
17	Intervalos de variación de la conductividad hidráulica y su respectiva media geométrica.	76
18	Intervalos de variación de la carga de preconsolidación y su respectiva media geométrica.	79
19	Relación de muestra analizadas.	98
20	Clasificación de las muestras de acuerdo al tiempo de disipación de u_v observado en la figura 53.	100
21	Clasificación de parámetros de acuerdo a sistematización utilizada.	100
22	Estimación de subsidencia por tipo de estrato.	105
23	Estimación de subsidencia considerando valores promedio de e_0 y de C_c .	106
24	Comparación de resultados de subsidencia.	106

TESIS CON
FALLA EN ORIGEN

I. INTRODUCCION.

Uno de los problemas actuales en varias ciudades del país y del mundo es la subsidencia por consolidación de acuitardos. Se ha reportado ampliamente que el mecanismo activador es la extracción excesiva de agua subterránea (Poland, 1984; Rudolph y Frind, 1991; Ortega *et al.*, 1999). Específicamente, de acuerdo a la teoría de consolidación desarrollada por Terzaghi, el factor principal que propicia la consolidación de acuitardos, es la reducción de la presión de poro, lo que trae como consecuencia un aumento del esfuerzo soportado por las partículas sólidas (esfuerzo efectivo), y una subsecuente reducción de volumen del acuitardo. Lambe y Whitman (1969), describieron al proceso de consolidación como una variación gradual en la forma de soportar una carga entre las fases sólida e intersticial de una masa de sedimentos (suelo), misma que conlleva a un proceso de expulsión gradual de agua de poro y reacomodo de partículas sólidas.

En los análisis de subsidencia por consolidación de acuitardos generalmente se manejan medios porosos homogéneos constituidos por sedimentos finos (limosos y/o arcillosos). Sin embargo, un acuitardo puede estar constituido por diversos estratos de espesores variables, cada uno con diferentes propiedades físicas, fisicoquímicas, mecánicas, etc., producto, entre otras cosas, de diferentes condiciones de depósito, de condiciones climáticas cambiantes, y de diferentes grado de alteración o intemperismo. Como consecuencia de las variaciones en sus propiedades y características, cada estrato suele responder de manera diferente ante el aumento del esfuerzo efectivo, debido a un comportamiento hidromecánico diferente, entendiéndose por comportamiento hidromecánico en sedimentos finos, a su conducta mecánica determinada por el flujo de agua de poro.

La teoría de consolidación de Terzaghi establece, entre otras cosas, que el medio poroso a consolidar debe estar completamente saturado, y que las tanto partículas sólidas como el agua de poro se consideran incompresibles. Sin embargo, la consolidación de sedimentos finos, es un proceso hidromecánico que depende básicamente de la compresibilidad y de la conductividad hidráulica del medio poroso en conjunto, por lo tanto, como se mencionó anteriormente, involucra flujo de agua de poro y reacomodo o deformación de partículas sólidas.

La compresibilidad y la conductividad hidráulica dependen de diversas características físicas, mecánicas, químicas y geológicas de los sedimentos, por ejemplo: granulometría de finos o textura, estructura o fábrica (acomodo de sus partículas), historia geológica de cargas, contenido de materia orgánica, contenido de agua, contenido y tipo de partículas

constituyentes, etcétera. En el caso de sedimentos arcillosos, otros factores que intervienen son el contenido y mineralogía de las arcillas.

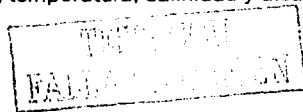
Es importante comentar la relación agua-partícula de arcilla: una partícula de arcilla, tiende a retener eléctricamente algunas moléculas de agua, que pasan a formar parte de su estructura molecular (Velde, 1995). El agua localizada en la superficie de la partícula de arcilla se le conoce como agua adsorbida y se necesitan presiones relativamente fuertes para separarla de la partícula de arcilla. Hacia el exterior de la capa adsorbida, existe agua que circula libremente por los poros (agua libre o gravitacional), la cual agua está sujeta únicamente a las presiones hidrostática y litostática. Cuando toda el agua libre de una masa de sedimentos ha sido evacuada, se dice que la fase de consolidación primaria se ha completado.

La expulsión de agua adsorbida durante la consolidación secundaria se ha adjudicado al reacomodo de las partículas de arcilla debido al rompimiento de los enlaces iónicos entre cada partícula (Rogers, 1998). Por otro lado, la estructura o fábrica (arreglo estructural) de los sedimentos es importante en el estudio su comportamiento hidromecánico, aquellos cuya estructura es porosa o floculada tienen propiedades que se conjugan para generar valores de compresibilidad altos, por ejemplo alta porosidad y alto contenido de agua (Carreón *et al.*, 2002). La respuesta hidromecánica de los acuitardos ante los cambios de presión depende en gran medida del comportamiento del agua de poro, así como de la estructura de los sedimentos.

Los sedimentos analizados en este trabajo son principalmente sedimentos limo arcillosos y limo arenosos provenientes de los primeros 15 metros del borde norte de la subcuenca de Chalco, dentro de la Cuenca de México. En la figura 1 se puede observar que el muestreo se encuentra en una zona rodeada por volcanes y cerca de una planicie susceptible a inundación. Una grieta de varias decenas de metros de longitud así como una línea de pozos de extracción se localizan también cerca del punto de estudio, se presume que la aparición de la grieta pudiera estar relacionada con la línea de pozos.

La secuencia sedimentaria estudiada está compuesta por sedimentos lacustres intercalados por material piroclástico (tobas y cenizas), arrojado por los volcanes aledaños en diferentes épocas (Urrutia-Fucugauchi *et al.*, 1994, Caballero-Miranda, 1997). La actividad volcánica se ha registrado como lentes de tobas pumicíticas (constituidos principalmente por arenas y gravas), y como arenas oscuras medianas o finas, que corresponden a cenizas volcánicas.

A través de diferentes metodologías de estudio, se han inferido las condiciones de depósito sedimentario en la subcuenca de Chalco durante los últimos 34,000 años (Lozano-García *et al.*, 1993; Caballero-Miranda, 1997; y Caballero y Ortega, 1998). Según Hillier (1995), ciertas condiciones prevalecientes de humedad, drenaje, temperatura, salinidad y alcalinidad durante



la intemperización de rocas y cenizas volcánicas, son factores que favorecen la formación de minerales de bajo orden (alofanos e imogolitas) y esmectíticos (montmorillonita, beidelita y nontronita). En Chalco, la formación de estos minerales, se pudo favorecer por la intemperización de las rocas andesitas y basaltos de las partes altas, y de la ceniza volcánica arrojada al valle; así como por las condiciones climáticas y salino alcalinas que han prevalecido en la zona en los últimos miles de años. En comparación con otros minerales arcillosos, el comportamiento mecánico de los minerales de bajo orden y de los esmectíticos es muy complejo, debido principalmente a su interacción electroquímica con el agua de poro.

En cuanto a las pruebas de consolidación, actualmente se conocen varios tipos de pruebas que presentan ventajas y desventajas en cuanto a requerimientos técnicos y confiabilidad de resultados. En este trabajo se aplicaron los tipos por Gradiente Controlado e Incremental. Se sabe que la prueba por Gradiente Controlado permite obtener curvas de compresibilidad en un tiempo más corto que la Incremental y permite evaluar las condiciones de disipación de presión de poro, sin embargo, es limitada en cuanto al análisis de consolidación primaria ya que la carga aplicada varía constantemente según el valor de presión de poro en la muestra (Lowe *et al.*, 1969), en ese aspecto, la prueba Incremental es más ventajosa, ya que mediante curvas deformación vs tiempo se puede conocer más características de la muestra durante la etapa de consolidación primaria.

En el capítulo 2, se presentan los conceptos básicos que se manejan para estudiar el proceso de consolidación, los parámetros que intervienen en dicho proceso así como las condiciones mediante las cuales se lleva a cabo. Se presenta la relación entre geomecánica e hidrogeología, de acuerdo al punto de vista de varios investigadores. Esta relación es muy utilizada en los modelos para cuantificar subsidencia.

Posteriormente, en el Capítulo 3 se explica la metodología aplicada en este trabajo y se mencionan los dos tipos de actividades que se llevan a cabo en esta investigación: 1) Trabajo de campo, en donde se describen las técnicas de recuperación de muestras y los tratamientos iniciales a las mismas; y 2) Trabajo de laboratorio, para la determinación de las propiedades de los sedimentos. En esta actividad, se efectuaron las pruebas de consolidación en sus dos tipos: Incremental y por gradiente Controlado.

En el Capítulo 4 se describen las características de la zona de estudio, resaltando la geología local y en las características mineralógicas de los sedimentos. Asimismo, se realiza una descripción de los sedimentos y se clasifican con base en sus características macroscópicas: color, textura y estructuras visibles como fracturas, raíces y lentes arenosas.

En el Capítulo 5 se presentan los resultados de las determinaciones de los sedimentos y se compara con la estratigrafía observada. Para fines comparativos, algunas determinaciones se

realizaron en sedimentos con humedad natural y otras en estado seco. De igual manera, se presentan las variaciones de los parámetros en cada estrato observado. En los resultados de cada parámetro, se estima la media geométrica para conocer estadísticamente la representatividad de cada parámetro en la secuencia.

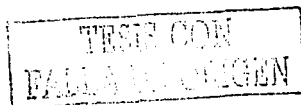
En el Capítulo 6 se presenta las discusiones sobre los resultados obtenidos. Se analizan las propiedades hidromecánicas de los sedimentos en función de sus características geológicas.

OBJETIVO GENERAL

Analizar el comportamiento hidromecánico de sedimentos limo arcillosos que actúan como acuitardos durante el proceso de consolidación, estudiando la variabilidad de las propiedades físicas, físico química y mecánicas de dichos sedimentos. Todo esto con el fin de contribuir a un mejor conocimiento geológico del fenómeno de consolidación mecánica de acuitardos, en relación con problemas de subsidencia.

OBJETIVOS PARTICULARES

- Identificar los estratos de la secuencia con base en lo observado en núcleos de muestras intactas en laboratorio y en campo, así como a la Interpretación de los resultados de caracterización.
- Establecer la variabilidad de los parámetros físicos (textura o granulometría, densidad real o de sólidos, densidad aparente, contenido de agua, porosidad y relación de vacíos), físico químicos (contenido de materia orgánica, pH, Conductividad eléctrica y Sólidos totales disueltos) y hidromecánicos (límites plástico y líquido e índice de plasticidad, índice de compresibilidad, coeficiente de consolidación, coeficiente de compresibilidad, conductividad hidráulica, carga de preconsolidación) obtenidos en la secuencia analizada.
- Mediante las diferencias entre los resultados de determinaciones en límites de consistencia y en densidad real, establecer la validez de los procedimientos de análisis en laboratorio para representar el comportamiento de los materiales in situ (sedimentos con humedad natural y previamente secados a temperatura ambiente).
- A partir de la respuesta hidromecánica en muestras seleccionadas de la secuencia sedimentaria analizada, definir las condiciones de flujo en cada estrato bajo diferentes estados de esfuerzo.
- Establecer las propiedades de compresibilidad y deformabilidad de los estratos identificados.



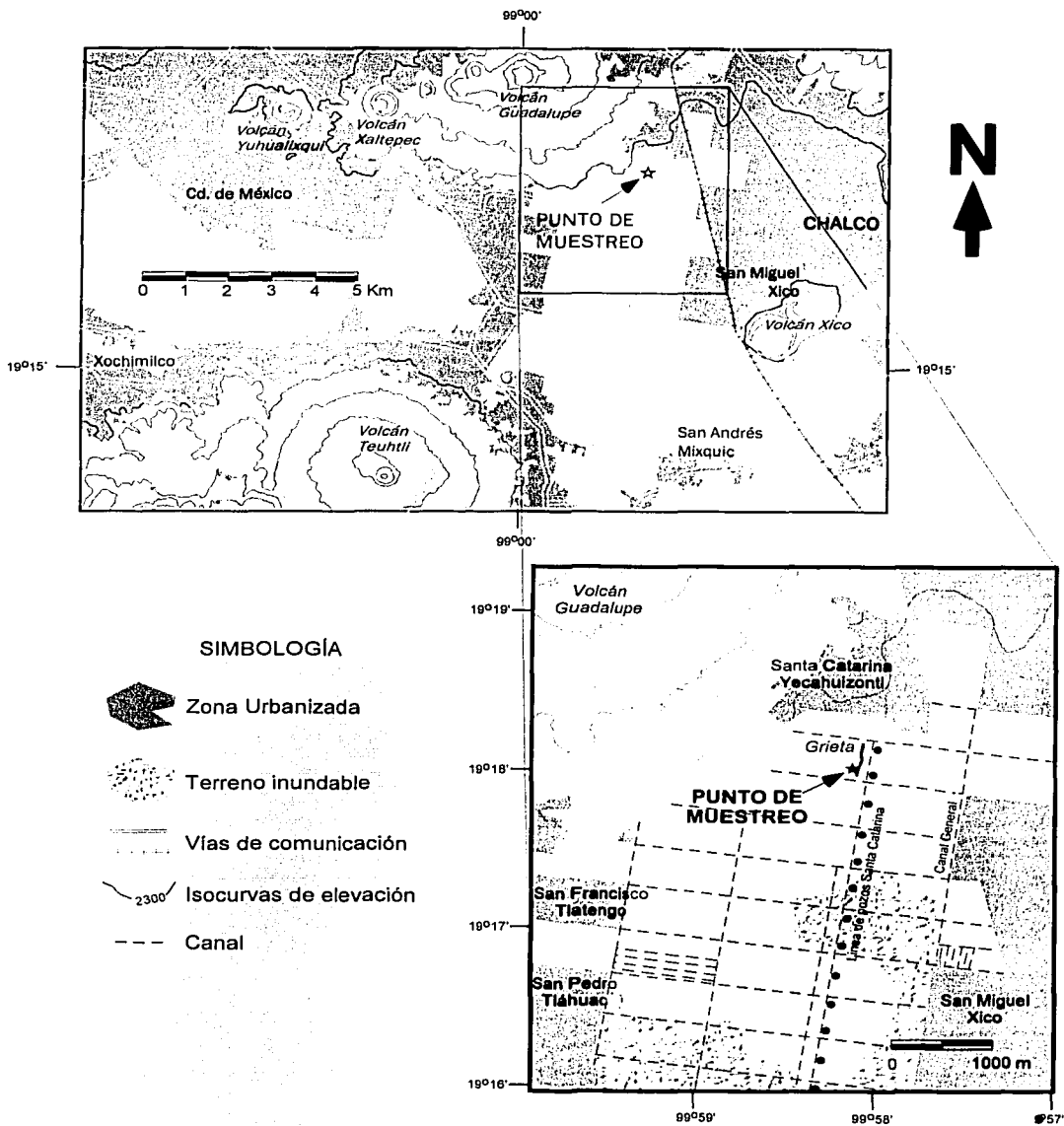


Figura 1. Localización de la zona de estudio y del punto de muestreo

II. CONSOLIDACIÓN

Terzaghi en 1925, sentó las bases del estudio de la consolidación y con su Teoría de la Consolidación, define los conceptos de esfuerzo efectivo y esfuerzo total y analiza la participación de la presión de poro durante todo el proceso. El desarrollo del fenómeno de consolidación implica la adecuación de los sedimentos ante un aumento en las condiciones de presión. Generalmente, los sedimentos finos se adaptan a cada incremento de presión como respuesta a un aumento de estado de esfuerzos. La adaptación a cada incremento consiste en la expulsión de agua de poro y en la reducción del volumen de la muestra de sedimentos.

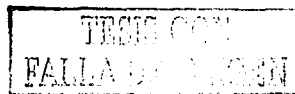
La importancia geológico-ambiental de la consolidación implica riesgos geológicos como hundimiento de terreno o subsidencia, proceso muy frecuente a últimas fechas en ciudades asentadas sobre cuencas sedimentarias. Este tipo de subsidencia está comúnmente relacionada con la extracción excesiva de agua subterránea. En términos generales, se manifiesta como producto de la consolidación de unidades hidrogeológicas denominadas acuitardos, constituidos principalmente de sedimentos limo arcillosos (Hantush, 1960). Este fenómeno sucede principalmente cuando el agua es extraída de acuíferos inicialmente confinados, en sistemas interestratificados acuífero-acuitardo, en donde el abatimiento creado por la excesiva extracción, induce un flujo vertical de agua del acuitardo hacia el acuífero (Jacob, 1946). La reducción de volumen que sufre un acuitardo al consolidarse, manifestada en la superficie como subsidencia, puede variar en profundidad y tiempo debido a la anisotropía y heterogeneidad del medio.

2.1 Conceptos generales

Ecuación de Terzaghi

Terzaghi desarrolló su teoría de consolidación apoyándose en gran medida en una comparación con el flujo de calor a través de los materiales (Crawford, 1986). De acuerdo a Das (1997), las suposiciones básicas que debe cumplir la Teoría de Consolidación son:

- La capa de sedimentos que se consolida es homogénea.
- El material está completamente saturado.
- La compresión se debe al cambio de volumen, el cual, a su vez, se debe a la expulsión de agua de poro.
- La ley de Darcy es válida.
- La deformación ocurre sólo en la dirección de la aplicación de las cargas.
- El coeficiente de consolidación (Cv) es constante durante todo el proceso.



La ecuación de Terzaghi es la siguiente:

$$\sigma_t = \sigma' + u \quad (1)$$

en donde: σ_t es el esfuerzo total.

σ' es el esfuerzo efectivo.

u es la presión de poro.

Esfuerzo efectivo, esfuerzo total y presión de poro

Los conceptos de esfuerzo efectivo y esfuerzo total fueron definidos por Terzaghi en su Teoría de Consolidación. En cualquier punto en un estrato, el esfuerzo total es la suma de las presiones litostáticas e hidrostáticas que sobreyacen al punto (o estrato de análisis). El esfuerzo efectivo es la presión soportada por las partículas sólidas que conforman a los sedimentos, mientras que la presión de poro es la parte de la presión total que soporta el agua de poro. El esfuerzo total representa la suma de la presión de poro más el esfuerzo efectivo. La figura 2 ilustra los conceptos de esfuerzos total y efectivo así como la presión de poro en cualquier estrato inferior.

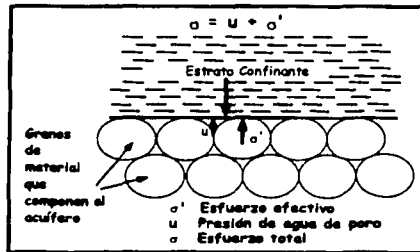
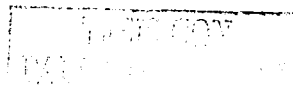


Figura 2. Representación física de los esfuerzos total, efectivo y de la presión de poro en un estrato inferior. En este caso el esfuerzo total es igual a la presión litostática, soportada por el agua de poro y los granos del estrato indicado (modificada de Poland, 1984).

Carga de preconsolidación, deformación plástica y elástica, curva de compresibilidad y relación de preconsolidación

El valor de carga de preconsolidación (P_c) representa la máxima carga a la que una muestra ha estado sometida en su historia geológica de cargas. Dicho valor se puede visualizar y evaluar con ayuda de las curvas de compresibilidad generadas durante una prueba de consolidación. El punto de inflexión entre los tramos de recompresión y virgen de una curva de compresibilidad nos indican el valor de P_c (figura 3).



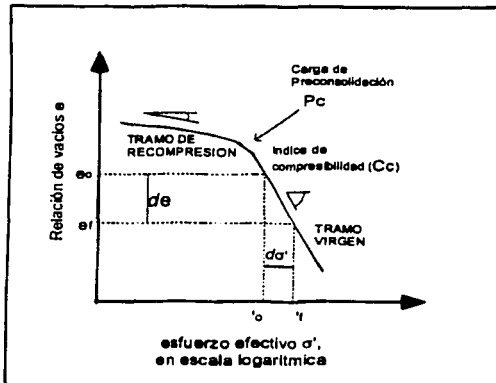


Figura 3. Ejemplo de una curva de compresibilidad en la cual se aprecia P_c , definiendo al tramo virgen y al tramo de recompresión de la curva. (modificada de Rudolph y Frind, 1991).

Cuando una muestra es sometida a un aumento de esfuerzos, sufrirá una deformación elástica si el esfuerzo aplicado es liberado y ésta recupera su forma y volumen original, pero sufrirá una deformación plástica o permanente si ese esfuerzo aplicado sobrepasa su punto de cedencia. Mecánicamente P_c indica el punto de cedencia o límite entre las deformaciones elásticas y plásticas de una muestra sometida a diferentes esfuerzos. Este aspecto ha sido utilizado por diversos autores en los cálculos de subsidencia por consolidación de acuitardos, generalmente P_c se utiliza como un límite entre el tipo de deformación que se espera en el acuitardo: cuando $\sigma' < P_c$, se prevén deformaciones elásticas, y plásticas cuando $\sigma' > P_c$ (Neuman *et al.*, 1982; Cruickshank-Villanueva, 1984; Prudic y Williamson, 1984; Rivera *et al.*, 1994; Rudolph y Frind, 1991; Shearer, 1998).

La curva de compresibilidad permite observar la deformación que sufre una muestra de sedimentos cuando es sometida a diferentes esfuerzos. La figura 3 muestra un ejemplo de una curva de compresibilidad. En ella, el tramo elástico corresponde al tramo de recompresión y el plástico al tramo virgen de la curva. También se indica el punto P_c .

Por otro lado, un criterio para clasificar los sedimentos de acuerdo a la relación entre la carga de preconsolidación y su esfuerzo litostático actual (σ_v) es la siguiente (Das, 1997):

1. *Normalmente consolidado*. En donde el esfuerzo actual es el máximo en la historia geológica del sedimento.
2. *Preconsolidado*. En donde el esfuerzo actual es menor que algún esfuerzo del pasado geológico.

TEJIS COP
FALLA DE CUCILLA

Coefficientes de consolidación, de variación volumétrica y de compresibilidad e índices de compresibilidad, expansión y recompresión

Los parámetros hidromecánicos más significativos en los análisis de consolidación son: coeficiente de compresibilidad (a_v), que indica la variación de los espacios ocupados por agua o aire, como respuesta a una carga aplicada; el coeficiente de variación volumétrica (m_v), que se refiere a la variación de la deformación unitaria de la muestra, ocasionada por una carga compresiva; el coeficiente de consolidación (C_v), cuyo valor representa las características de compresibilidad y de permeabilidad de una masa de sedimentos. Este coeficiente depende del espesor del estrato y del tiempo en el que la presión de poro de ese estrato es relajada durante la consolidación. Los índices de recompresión, (C_{rc}), de compresión (C_c) y de expansividad (C_s), se obtienen de la curva de compresibilidad y se definen de forma similar al coeficiente de compresibilidad, pero en un ciclo logarítmico de presión, correspondiendo el valor de cada uno de ellos a la pendiente de su respectivo tramo en la curva de compresibilidad (figura 3).

En los estudios de subsidencia por consolidación de acuitardos, varios de estos parámetros hidromecánicos se utilizan y relacionan con parámetros hidrogeológicos, por ejemplo, el coeficiente de compresibilidad (a_v) utilizado por Neuman *et al.*, (1982) y por Neuman y Witherspoon (1972) para determinar el almacenamiento específico (S_s), el cual se define como el volumen de agua que libera un volumen unitario de acuífero cuando la carga hidráulica desciende una unidad de longitud (Freeze y Cherry, 1979). Los índices de recompresión (C_{cr}) y de expansividad (C_s) son utilizados en los cálculos cuando un esfuerzo aplicado a una muestra es menor a su P_c , mientras que el de compresibilidad (C_c), se obtiene cuando dicho esfuerzo ha sobrepasado el valor mencionado. Estos índices también se consideran en las estimaciones de subsidencia, dependiendo de la relación de P_c con el esfuerzo aplicado (Neuman *et al.*, 1982; Cruickshank-Villanueva, 1984; Prudic y Williamson, 1984; Rivera *et al.*, 1994; Rudolph y Frind, 1991; Shearer, 1998).

Consolidación primaria y consolidación secundaria

La consolidación primaria y la secundaria en sedimentos finos son dos aspectos relevantes en el fenómeno de consolidación. Ambas indican una forma de disipación de energía y se manifiestan como una reducción de volumen y como un flujo de agua de poro a esfuerzo efectivo constante. La consolidación primaria se manifiesta como un flujo del agua intersticial libre de fuerzas intergranulares (llamada simplemente agua libre), que tiende a dirigirse hacia el exterior de la muestra; este proceso varía de 0 a 100%. El 100% es alcanzado cuando la presión de poro en la muestra es cero o muy cercano a ese valor.

Por su parte, la consolidación secundaria, se manifiesta generalmente como el flujo lento del agua adsorbida y de las partículas sólidas (Bardet, 1997). La expulsión de agua adsorbida durante la consolidación secundaria se ha adjudicado al reacomodo de las partículas de arcilla debido al rompimiento de los enlaces iónicos entre cada partícula (Rogers, 1998). Durante la subsidencia, el hundimiento del terreno puede continuar aun después de cesada la extracción de agua subterránea, en este caso, la deformación del acuitardo sería producto de la consolidación secundaria (Waltham, 1989).

Actualmente, existen varios métodos para determinar el grado de consolidación primaria. Los más utilizados son los propuestos por Casagrande y por Taylor (Robinson, 1999). La determinación del grado de consolidación primaria es muy útil para estimar el coeficiente de consolidación (C_v) y para saber el momento en el que inicia la consolidación secundaria. Cabe recalcar que, en teoría, ambos tipos de consolidación comienzan al momento que aumenta el esfuerzo aplicado, sin embargo, la consolidación secundaria se considera hasta que la primaria termina (Bardet, 1997). La figura 4 muestra la representación gráfica de ambos tipos de consolidación.

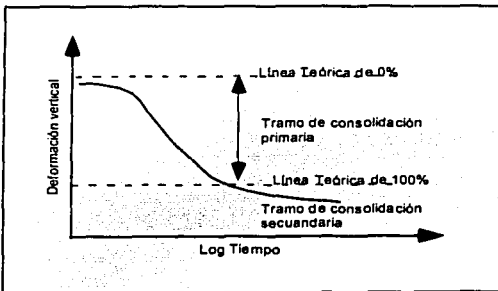


Figura 4. Curva de consolidación tradicional. Gráfica de la deformación vertical contra el logaritmo de tiempo, y aplicando el método gráfico de Casagrande, se puede determinar el 0% y el 100% de consolidación primaria. Después del 100%, la deformación se deberá únicamente a la consolidación secundaria.

Analogía mecánica de Terzaghi: Modelo Elástico

En su Teoría de Consolidación, Terzaghi ideó una analogía que permite explicar el proceso de consolidación. La figura 5 resume dicha analogía, en la cual se representa a la matriz del sedimento como un resorte colocado dentro de un recipiente con agua, herméticamente cerrado y completamente inundado de agua, por lo tanto, sin burbujas de aire. La ausencia de aire en el modelo representa un medio cien por ciento saturado. Cuando se aplica una carga W (figura 5a), el agua es la que inicialmente soporta dicha carga. Una perforación con una válvula controlada, permite la salida de agua, simulando la conductividad hidráulica. El diámetro de dicha perforación representaría la porosidad efectiva del medio.

Cuando la válvula se abre (figura 5b), el agua comienza a ser evacuada, por lo tanto el esfuerzo es transmitido paulatinamente al resorte. Cuando el agua deja de ser evacuada y el esfuerzo en el resorte es igual a la carga W (figura 5c), el proceso ha entrado en equilibrio. Es posible que siga existiendo deformación pero ahora sólo de deberá a las propiedades mecánicas del resorte. Todo este proceso puede repetirse desde el inciso (a) si se aplica una carga mayor a W .

Apoyándose en el esquema de la figura 5, es posible ilustrar los conceptos de esfuerzos totales y efectivos así como de la presión de poro. Al aplicarse la carga W al sistema con la válvula cerrada, el agua soporta todo el peso de dicha carga, entonces se dice que la presión de poro adquiere una presión en exceso de la hidrostática y el esfuerzo efectivo es nulo. Al abrirse la válvula, el esfuerzo es transmitido paulatinamente al resorte. La carga que soporta el resorte, representa al esfuerzo efectivo. Por lo tanto, cuando el esfuerzo en el resorte es igual a la carga W , el esfuerzo efectivo es igual el esfuerzo total W y en ese momento la presión de poro es nula.

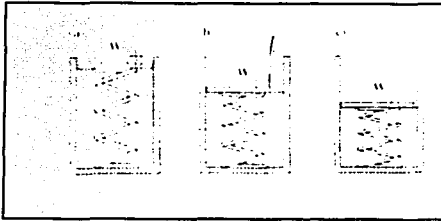


Figura 5. Analogía Mecánica de Terzaghi. (a). Aplicación de carga con válvula cerrada. (b) Al abrirse la válvula, comienza la evacuación de agua. (c) El empuje del resorte se ha equilibrado con el peso de la carga. (modificada de Gillott, 1987).

Modelo de Katz e Ibragim aplicado a un acuitardo

En la figura 6 se observa un esquema que representa el modelo elástico de Terzaghi aplicado a un sistema interestratificado de unidades acuíferas y acuitardos, así mismo, simboliza el comportamiento mecánico de dichas unidades durante la consolidación.

En el esquema, el acuitardo representa un estrato con fronteras superior e inferior permeables. La deformación potencial que puede sufrir el acuitardo se representa por un sistema de resortes. La mayor deformación en el sistema sucede en los resortes de la parte superior y de la base, lo que significa que la deformación del acuitardo es mayor en los estratos cercanos a esas dos zonas. Los parámetros relación de vacíos e , conductividad hidráulica k y presión de poro se reducen más rápido en la base y en la superficie, mientras que en el acuífero, se mantienen prácticamente constantes con la profundidad (parte izquierda de la figura 6). En la parte derecha de la figura 6, se muestra la variación de la carga hidráulica de acuerdo al tiempo y de acuerdo a la profundidad. Conforme la duración del

proceso se acerca a α , la línea de carga hidráulica h tiende a vertical, es decir, la carga hidráulica tiende a igualarse en todo el acuitardo, efecto similar ocurriría con los parámetros relación de vacíos e , conductividad k y presión de poro u . Cuando el tiempo α permita que todos los parámetros analizados en esta figura se igualen, significa que el acuitardo ha entrado en equilibrio con el esfuerzo σ .

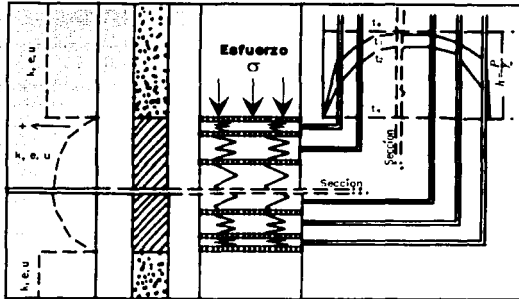
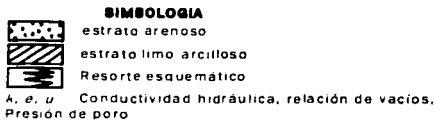


Figura 6. Representación esquemática de la consolidación de un acuitardo interestratificado entre dos unidades acuíferas. Propuesto por Katz y Ibrahim 1971, presentado por Chilingarian en Parker y Sellwood, 1983



2.2 Evaluación de subsidencia y relación entre parámetros hidrogeológicos e hidromecánicos.

Los análisis realizados para evaluar subsidencia han demostrado una estrecha relación entre parámetros hidrogeológicos e hidromecánicos. En su análisis, Domenico y Mifflin (1965) y Jorgensen (1980) realizan dos simplificaciones importantes en el estudio de subsidencia, incluidas ambas en la ecuación del almacenamiento específico: $S_s = \gamma_w(\alpha + n\beta)$, éstas son: i) el valor β (compresibilidad del agua) es despreciado, ya que el valor de compresibilidad para el agua es muy pequeño, y, ii) el parámetro α (compresibilidad de la fase sólida) es sustituido por m_v (coeficiente de variación volumétrica), en el tramo plástico de la curva de compresibilidad, ya que ambos representan el coeficiente de compresibilidad de las partículas sólidas. En esa ecuación el término γ_w representa el peso específico del agua. Finalmente se obtiene:

$$S_s = \gamma_w m_v \quad (2)$$

La ecuación (2) representa la base del planteamiento matemático en la cuantificación de la subsidencia de varios autores (Domenico y Mifflin, 1965; Witherspoon y Freeze, 1972;

Neuman *et al.*, 1982; Cruickshank-Villanueva, 1984; Prudic y Williamson, 1984; Ortega, 1996; Rivera *et al.*, 1994; Rudolph y Frind, 1991; Shearer, 1998).

La ecuación (2) se puede desarrollar hasta que S_s quede en función únicamente de K y de C_v , de la siguiente manera:

Se tiene:

$$m_v = \frac{a_v}{1+e} \quad (3)$$

En la cual a_v es el coeficiente de compresibilidad y e es la relación de vacíos (variación del volumen de vacíos con respecto al volumen de partículas sólidas). Sustituyendo (3) en (2), tenemos:

$$S_s = \frac{a_v}{1+e} \gamma_w \quad (4)$$

De la ecuación (5), de la cual se obtiene el coeficiente de consolidación C_v , despejamos a_v :

$$C_v = \frac{K(1+e)}{\gamma_w a_v} \quad (5)$$

Tenemos:

$$a_v = \frac{K(1+e)}{\gamma_w C_v} \quad (6)$$

En la ecuación (6), K es la conductividad hidráulica del medio. Si sustituimos la ecuación (6) en (5) tenemos:

$$S_s = \left[\frac{K(1+e)}{\gamma_w C_v} \right] \gamma_w \quad (7)$$

eliminando términos queda:

$$S_s = \frac{K}{C_v} \quad (8)$$

Las ecuaciones (8) y (4) representan relaciones usuales entre parámetros hidromecánicos e hidrogeológicos.

Por otro lado, para la estimación de a_v en la ecuación (4), el valor de carga de preconsolidación P_c suele intervenir directamente cuando se consideran deformaciones plásticas y/o elásticas.

Dos ecuaciones empíricas empleadas por Neuman *et al.*, (1982) son:

$$\text{En el tramo elástico (cuando } \sigma_e < P_c) \quad a_v = 0.434 \frac{C_s}{\sigma'} \quad (9)$$

En el tramo plástico (cuando $\sigma_e > P_c$) $a_v = 0.434 \frac{C_c}{\sigma'}$ (10)

(El valor 0.434 es un coeficiente que resulta de convertir de logaritmo de base 10 a logaritmo natural).

Por su parte, Alvarez-Manilla (2000) planteó una relación entre S_s y a_v que le permitió desarrollar un modelo computacional para evaluar subsidencia, en el que además tomó en cuenta ecuaciones de continuidad y de conservación de masa de un medio poroso (flujo de masa); dicha relación es:

$$S_s = n\beta + a_v(1 - n) \quad (11)$$

Riley (1969), desarrolló un concepto básico usado en algunas soluciones, denominado Constante de Tiempo para el Acuitardo (Aquitard Time Constant) τ , definido como el tiempo necesario para alcanzar el equilibrio entre las presiones del acuitardo y del acuífero, en donde está implicada el desplazamiento de agua del acuitardo hacia el acuífero. Bravo *et al.*, (1991), definieron a este concepto como el tiempo necesario para que el ACUITARDO ALCANCE EL 100% DE CONSOLIDACIÓN PRIMARIA. Este concepto representa, en cierta forma, la base para otro tipo de planteamientos desarrollados por algunos autores (Riley, 1969; Bravo *et al.*, 1991; Shearer, 1998), su ecuación es:

$$\tau = \frac{S_s(b/2)^2}{K} \quad (12)$$

El término b representa el espesor del acuitardo. La ecuación (12) se maneja de la siguiente manera: En la teoría de consolidación de Terzaghi, existe el denominado factor tiempo T , cuyos valores son teóricos y constantes para un mismo grado de consolidación (U) en la muestra (Lambe y Whitman, 1969). Por ejemplo:

Para $U = 0\% \rightarrow T = 0$;

para $U = 50\% \rightarrow T = 0.197$;

para $U = 90\% \rightarrow T = 1.127$;

para $U = 100\% \rightarrow T = \infty$

Se sabe que:

$$T = \frac{C_v \cdot t}{H^2} \quad (13)$$

En la que t es el tiempo de consolidación transcurrido. Si se sustituye la ecuación (8) en (12), tenemos:

$$T = \frac{K \cdot t}{S_s \cdot H^2} \quad (14)$$

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

Si el estrato analizado tiene fronteras verticales permeables, entonces se considera un espesor efectivo = $H/2$ cuyo valor representa el espesor del estrato, por tal razón: $H = b/2$, entonces la ecuación (14) nos queda:

$$T = \frac{K \cdot t}{S_s \cdot (b/2)^2} \quad (15)$$

Sustituyendo la ecuación (12) en (15) finalmente se tiene:

$$T = \frac{t}{\tau} \quad (16)$$

La aplicación de la ecuación (16) permite ayudar a estimar el valor de subsidencia, obteniendo volúmenes de agua liberada o deformaciones del estrato confinante al momento en que éste alcanza cierto grado de consolidación, lo que causa un cambio de carga y cierta cantidad de compactación.

Es importante mencionar la forma en que se obtiene la variación del esfuerzo efectivo en los análisis de subsidencia, para ello, Alvarez-Manilla (2000) y Rudolph y Frind (1991), asocian los incrementos de esfuerzo efectivo de acuerdo a los descensos en el nivel piezométrico del acuífero. Los segundos utilizan la ecuación (17):

$$\Delta \sigma' = \gamma_w (\Delta h) \quad (17)$$

Algunos autores exploran otras herramientas; para ejemplificar, Alvarez-Manilla (2000), utiliza los resultados de pruebas de bombeo (ecuación de Theis-Jacob) para estimar el abatimiento del nivel piezométrico, mismo que se integra en la ecuación (18) para calcular el asentamiento o hundimiento parcial:

$$\Delta \delta H = \frac{a_v}{1+e} \Delta \sigma' s U(\%) \quad (18)$$

En donde:

$\Delta \delta H$ Es el asentamiento parcial.

s Es el abatimiento estimado de la ecuación de Theis-Jacob.

$U(\%)$ Es el porcentaje de consolidación primaria de acuerdo a la curva de consolidación.

2.3 Pruebas de consolidación Incremental y por Gradiente Controlado.

Durante la prueba de consolidación incremental la presión aplicada a la muestra es constante, es decir, se aplican varios incrementos de carga a la muestra, durante cada incremento se puede observar la disipación en la presión de poro como consecuencia del incremento del esfuerzo efectivo. Así mismo, la deformación que sufre la muestra varía reduciéndose su volumen paulatinamente conforme la presión de poro se disipa. Durante este proceso el agua

de poro libre es expulsada de la muestra. En este tipo de pruebas los tramos de consolidación primaria y secundaria pueden ser analizados mediante datos de presión de poro (Robinson, 1999), o mediante datos de deformación en la muestra.

Durante la prueba incremental, el coeficiente de consolidación se considera constante o con muy poca variación para cada incremento de carga, por lo tanto, su valor se obtiene en un cierto tiempo establecido de acuerdo a la técnica de obtención.

La carga total aplicada se mantiene constante durante un incremento de carga, esto es

$\frac{\partial \sigma}{\partial t} = 0$, por lo tanto, de acuerdo a la teoría de Terzaghi, la ecuación aplicada en este tipo de

pruebas de consolidación es:

$$\frac{\partial \sigma'}{\partial t} = -C_v \frac{\partial^2 u}{\partial z^2} \quad (19)$$

En la que z es la profundidad.

El desarrollo matemático de la ecuación 19 puede consultarse en el apéndice B de este trabajo.

Durante la prueba por Gradiente Controlado, el consolidómetro es programado para mantener constante la diferencia entre la presión de poro en la base y de la superficie en la muestra (gradiente hidráulico vertical), dicha constancia es efectiva durante un lapso de tiempo hasta que la presión de poro disminuye notablemente, entonces es necesario otra variación de carga (aumento o disminución).

Si la presión de poro se mantiene constante, entonces $\frac{\partial u}{\partial t} = 0$, por lo tanto la ecuación en este tipo de prueba es:

$$\frac{\partial \sigma}{\partial t} = -C_v \frac{\partial^2 u}{\partial z^2} \quad (20)$$

Al igual que para el tipo de prueba incremental, el desarrollo matemático para llegar a la ecuación 20 se explica con más detalle en el apéndice B. En ese mismo apéndice, se explica como se calcula el coeficiente de consolidación de acuerdo al gradiente hidráulico existente.

III. METODOLOGÍA

La metodología de trabajo se realizó básicamente en tres fases: i) trabajo de campo, que consistió en la recuperación de las muestras mediante bloques o barrenas, en la observación de perfiles de verificación y en la medición de contenido de agua *in situ*. ii) trabajo de laboratorio, que incluyó la apertura de las muestras dispuestas en bloques y en núcleos anteriormente recuperados, su descripción primaria (en el caso de núcleos), la medición de contenidos de agua al momento de abrirlas, y la aplicación de las pruebas de laboratorio bajo dos condiciones de humedad. Finalmente, iii) El trabajo de gabinete, en el cual se analizaron los resultados de las pruebas.

3.1 Trabajo de campo.

Se analizaron muestras alteradas e inalteradas provenientes de dos fuentes: sondeo geotécnico vertical y extracciones por pozo a cielo abierto ambos en el mismo punto con coordenadas 19°17'59" de latitud este y 98°58'05" de longitud norte. Los núcleos fueron producto del sondeo vertical que alcanzó 15 metros de profundidad. Estos núcleos fueron extraídos en tubos Shelby de pared delgada de un metro de longitud y con un diámetro de 10.16 cm (4 pulgadas). Las muestras dispuestas en bloques fueron producto de la excavación de un pozo a cielo abierto. La dimensión de cada bloque varió desde 5 cm hasta 30 cm por lado, dependiendo de las condiciones del sedimento. Las muestras alteradas se recuperaron mediante barrenas y de extracciones manuales de las paredes del pozo a cielo abierto (perfiles). La profundidad alcanzada en pozo a cielo abierto fue de aproximadamente 2.3 metros debido a que el nivel freático impidió profundizar más. El pozo a cielo abierto fue muy importante para establecer los tipos de sedimentos de los primeros metros de la secuencia, y para distinguir algunas estructuras como fracturas, lentes de arena y concreciones; así como para verificar el nivel freático y determinar el contenido de agua *in situ*.

3.2 Trabajo de laboratorio.

Se procuró que las muestras no duraran mucho tiempo almacenadas en los tubos Shelby, ya que el hierro de las paredes del tubo podría reaccionar con el agua natural de los sedimentos, alterándolos. Antes de sacar a las muestras de los tubos, éstos fueron triseccionados en partes iguales, con el fin de facilitar el proceso de extracción, por lo tanto, la longitud de las muestras quedó comprendida entre 25 y 30 cm. Se procuró que el corte en los tubos no afectara a las muestras, las cuales, finalmente sólo fueron cortadas delicadamente con una

cuerda delgada de guitarra. Posteriormente se procedió a fotografiar las muestras extraídas, enfatizando los detalles que se consideraron importantes (lentes de arena, cambio de color, fósiles, etc). En seguida, se elaboró una descripción primaria de los sedimentos apoyándose básicamente en la observación y el tacto, obteniéndose algunas características como color (de acuerdo a las tablas de color de Munsell), textura inicial (tamaño de grano), igualmente se señalaron y distinguieron algunas estructuras y componentes como raíces, fósiles, microfósiles, concreciones o fracturas. En cuanto a las muestras conservadas en bloques, su apertura sirvió para verificar la descripción hecha previamente en campo.

El contenido de agua se determinó de acuerdo al estándar D2216-92 de la American Society for Testing and Materials (ASTM, 1998). En el caso de los tubos Shelby se realizaron varias mediciones antes de extraer la muestra del tubo, es decir, solamente después de quitar las tapas superior e inferior, de cada tubo o después de seccionarlos, por lo tanto, las determinaciones de contenido de agua se hicieron tanto en la parte superior como en la inferior de cada muestra. Se tomaron otras mediciones en los puntos de corte de la muestra ya extraída del tubo (por ejemplo, al tomar submuestras para consolidación o al preparar pastas de saturación). Para evitar la influencia de las paredes del tubo o de las tapas, todas las mediciones fueron hechas en partes céntricas, lo más alejado posible de los bordes de la muestra.

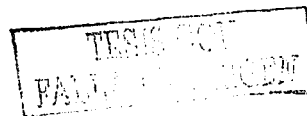
En el caso de las muestras dispuestas en bloques, donde las mediciones se habían llevado a cabo previamente en el campo, se realizaron otras en el laboratorio, posteriores a su reapertura.

Para complementar y verificar algunas cuantificaciones como contenido de agua, se extrajeron sedimentos alterados mediante técnicas de barrenas. Dicha técnica consistió incrustar manualmente un dispositivo tubular de metal, el cual, permitió recuperar muestras someras (aproximadamente un metro de profundidad).

De este modo, los valores de humedad se obtuvieron de 5 fuentes fundamentales: a) de bloques, b) del perfil durante el sondeo superficial, c) de la muestra que se sometió a consolidación, d) mediante barrenas, y e) de muestras extraídas de los tubos Shelby.

Preparación de las muestras y descripción de las pruebas.

Una vez que las muestras fueron extraídas de los tubos y de los bloques, se procedió a manejarlas de dos maneras: con humedad natural y secadas al aire libre; las primeras se conservaron en bolsas de plástico con el fin de que mantuvieran su humedad natural. Las segundas se dispersaron manualmente y se dejaron secar al aire libre. Las muestras que se conservaron intactas y que no fueron sometidas a prueba inmediatamente, se resguardaron



de la intemperie cubriéndolas con mantas de cielo y bañándolas con una mezcla de brea y parafina fundidas, estas muestras fueron almacenadas provisionalmente en un refrigerador con una temperatura menor a 10° C, así mismo, por medio de una etiqueta se registró su profundidad. La etiquetación se realizó de tal modo que se podía saber su posición en su estado natural. La profundidad registrada y la posición son características muy importantes en el diseño y montaje de una prueba de consolidación ya que las muestras deben ser colocadas en el consolidómetro respetando dicha posición.

Determinación de parámetros y características.

a) Parámetros físicos. Los parámetros físicos que se determinaron directamente mediante técnicas de laboratorio fueron: contenidos de agua, densidad real o de sólidos, y la textura o granulometría de finos. Los contenidos de agua se obtuvieron como se explicó anteriormente, al momento de extraer la muestra del tubo Shelby o del bloque. Las técnicas para obtener la densidad real, fueron llevadas acabo de acuerdo a dos especificaciones: la Norma NOM-AS-04 2000 (dentro de las Normas Oficiales Mexicanas, (2000)), la cual especifica el uso de un picnómetro de 25 ml; y de acuerdo al manual del IMTA (1990), en su "Instructivo para ensaye de suelos", que a su vez recomienda un matraz de 500 ml. En ambas técnicas, se manejaron muestras en estado seco, en el caso de la técnica del picnómetro se utilizaron dos rangos de tamaño de sedimentos: como lo especificaba la técnica, con malla 10 (< 2mm) y con sedimentos que pasaron la malla 200 (< 0.074 mm), la cual, divide los sedimentos finos, limos y arcillas, de los gruesos. Solamente se aplicó la técnica del picnómetro para determinar la densidad en muestras con humedad natural. Mediante la técnica de matraz se manejaron los sedimentos que pasaron a través de la malla 40 (< 0.42mm).

Para obtener la textura, se aplicaron las técnicas de hidrómetro de acuerdo a la NOM AS-09 2000, y de pipeta según el procedimiento estandarizado del Laboratorio de Edafología Ambiental, escrito por Siebe y Herre, (2001). Ambas técnicas se basan en la ley de Stokes de sedimentación. Por la cantidad de material y el tamaño de grano, se utilizaron tamices para determinar la granulometría sólo en los piroclastos ubicados entre 3.75 y 4.0 m de profundidad. Mediante las muestras inalteradas preparadas para consolidación, con dimensiones y peso conocidos, se determinaron: la relación de vacíos, la porosidad, la densidad aparente (densidad de una muestra de sedimentos en estado natural).

b) Parámetros físicoquímicos. Los parámetros físicoquímicos fueron básicamente pH, conductividad eléctrica y sólidos totales disueltos. Estos parámetros se determinaron del agua de poro de las muestras. La preparación de los sedimentos para medir estos parámetros consistió en extraer submuestras sólo de los tubos Shelby, de un espesor aproximado de 2 cm,

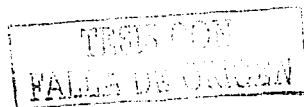
Las submuestras posteriormente se colocaron en un vaso de precipitados en donde se les agregó cierta cantidad de agua destilada, obteniéndose una suspensión o pasta de saturación. Las mediciones de pH se realizaron por medio de un medidor marca Cole-Parmer modelo 59002-45, de acuerdo a la NOM-AS-02 2000. Por su parte las mediciones de conductividad eléctrica y sólidos totales disueltos se realizaron por medio de un potencímetro marca Cole-Parmer modelo 19820-10 de acuerdo a la NOM-AS-18 2000.

También se determinó materia orgánica en los sedimentos mediante la aplicación de la técnica de Walkey y Black, de acuerdo a la NOM-AS-07 2000. En esta técnica, la materia orgánica se evalúa mediante la oxidación de carbono orgánico por medio de la agregación de varias sustancias a 5 gramos de sedimentos. Se aplica un factor de corrección ya que mediante este método se detecta entre un 70 y 84% del carbón orgánico total.

c) Parámetros mecánicos y aplicación de pruebas de consolidación. Los parámetros mecánicos se obtuvieron mediante pruebas de consolidación de acuerdo al estándar D2435 - 96 del ASTM (1998) (coeficiente de compresibilidad y de consolidación, carga de preconsolidación e índice de compresibilidad). Las muestras sometidas a consolidación fueron seleccionadas de acuerdo a la estratigrafía de la secuencia. Las pruebas de consolidación se llevaron a cabo en un consolidómetro computarizado denominado "COMPUCÓN" marca Geotest Inc. Los tipos de prueba aplicadas fueron i) Incremental, en la cual la muestra es deformada a una carga constante, y ii) Gradiente Controlado, en la cual, la deformación de la muestra ocurre a presión de poro constante (Lowe *et al.*, 1969). En el apéndice A, se presenta una visión general del COMPUCÓN: su funcionamiento, las partes que lo componen, las características de las pruebas que se pueden llevar a cabo, sus ventajas y desventajas, etcétera. En el apéndice B, se presentan los fundamentos teóricos de las pruebas Incremental y por Gradiente Controlado, aplicadas en este trabajo.

Otros parámetros mecánicos independientes de las pruebas de consolidación fueron los límites de consistencia, los cuales se determinaron de acuerdo al estándar D4318 - 95a, del ASTM, (1998) la cual especifica la técnica de la Copa de Casagrande para determinar los límites líquidos. Para determinar los límites líquidos, el material se sometió a prueba en los dos estados antes mencionados: estado seco y con humedad natural.

En las tablas 1 y 2 se muestran los datos de las muestras sometidas a las pruebas recalando que en ambos modos, se alcanzó la etapa plástica de deformación y se aplicó una contrapresión que simulaba las condiciones naturales de carga de la muestra, de acuerdo su profundidad (Lowe *et al.*, 1964). En modo Incremental, la duración de aplicación de carga fue siempre mayor a la duración de término de consolidación primaria. En todos los casos, la



diferencia entre consolidación primaria y secundaria en las curvas de consolidación fue más clara cuando la carga aplicada era mayor a la carga de preconsolidación.

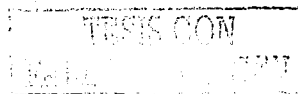
Tabla 1. Relación de muestras sometidas a prueba en modo Incremental y sus respectivas características.

Nombre de la muestra	Profundidad (m)	Característica de la prueba	Observaciones
TS01B-1	1.40	6 incrementos a cada 12 horas	Muestra alterada (remoldeada).
Prueba manual	1.50	8 incrementos, tiempo variable	
TS01C1-A	1.80	5 incrementos a cada 5 horas	
TS01C3-B	1.84	9 incrementos a cada 24 horas	
TS02B-1	2.44	6 incrementos a cada 12 horas	
TS02C-1	2.64	6 incrementos a cada 12 horas	
TS03C2	3.78	6 incrementos a cada 24 horas	
TS07A1	7.39	6 incrementos a cada 24 horas	
TS09A1	9.20	6 incrementos a cada 24 horas	
TS09C1A	9.71	4 incrementos a cada 24 horas	
TS11C	11.90	6 incrementos a cada 24 horas	
TS12B1	12.70	8 incrementos a cada 24 horas	
TS14C	14.75	6 incrementos a cada 24 horas	

Tabla 2. Relación de muestras sometidas a prueba en modo Gradiente Controlado y sus respectivas características.

Nombre de la muestra	Profundidad (m)	Característica de la prueba	Observaciones
TS01B2	1.20	Ub = 1.00 Bp = 1.45	Muestra alterada (remoldeada).
TS01B1	1.24	Ub = 0.70 Bp = 1.45	
TS01C3-C	1.88	Ub = 0.14 Bp = 1.45	
TS03C1	3.73	Ub = 0.70 Bp = 1.45	
TS06B2	6.60	Ub = 0.70 Bp = 1.45	
TS06B1	6.70	Ub = 0.35 Bp = 1.45	
TS07C3	7.74	Ub = 0.70 Bp = 1.45	
TS07C1	7.78	Ub = 0.70 Bp = 1.45	
TS08A1	8.33	Ub = 0.70 Bp = 1.45	
TS08A2	8.38	Ub = 0.14 Bp = 1.45	
TS09A1	9.20	Ub = 0.70 Bp = 1.75	
TS09C1	9.71	Ub = 0.70 Bp = 1.75	
TS10B1	10.40	Ub = 0.70 Bp = 1.75	
TS11B1	11.49	Ub = 0.70 Bp = 1.75	
TS11B2	11.53	Ub = 0.70 Bp = 1.75	
TS12C05	12.80	Ub = 0.35 Bp = 1.75	
TS12C10	12.88	Ub = 0.70 Bp = 1.75	
TS12C15	12.92	Ub = 1.03 Bp = 1.75	
TS14A1	14.27	Ub = 0.70 Bp = 2.07	

Ub = Presión de poro en la base de la muestra en Kg/cm², Bp = Contrapresión en Kg/cm².



IV. ZONA DE ESTUDIO. SUBCUENCA DE CHALCO

4.1 Geología regional

La Cuenca de México es una extensa zona en el centro del país, dentro del Eje Volcánico Transmexicano. Su zona más baja estuvo ocupada por una serie de lagos durante el Cuaternario. Actualmente, en la Cuenca de México se reconocen varias subcuencas entre las que se encuentra la de Chalco, localizada en su porción sureste. La subcuenca de Chalco tiene una extensión de 1100 Km² incluyendo las partes altas como los escarpes de la Sierra Nevada y de los estratovolcanes Popocatepetl e Iztazíhuatl (Caballero y Ortega, 1998) (figura 7). Registra anualmente una media de temperatura y precipitación de 15°C y de 662 mm, respectivamente. Los meses lluviosos ocurren principalmente durante el verano y el clima se ha clasificado como templado subhúmedo (Cardoso y García, 1982).

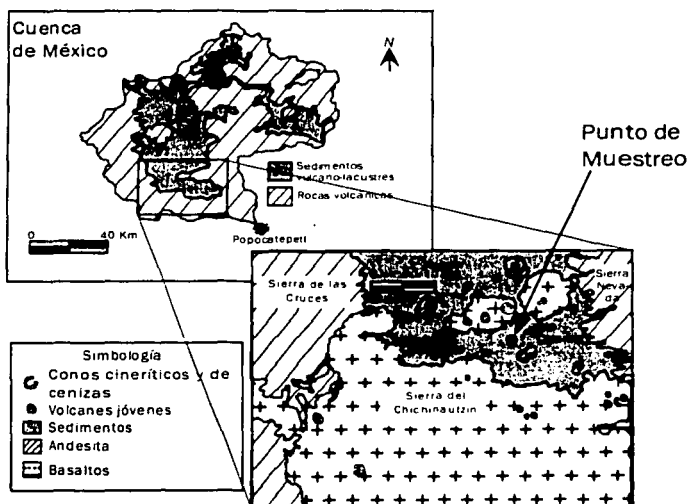


Figura 7. Geología general de la zona de estudio.
(Tomada de Mooser *et al.*, 1974)

Algunos estudios gravimétricos han permitido desarrollar un modelo preliminar de la estructura de la subcuenca, en ese aspecto Urrutia-Fucugauchi *et al.*, (1994) mediante un modelado geofísico y análisis de núcleos, proponen que el valle de Chalco a su vez está dividido en dos subcuencas separadas por la estructura volcánica de Xico que corre de norte a

sur. También se encontró que los sedimentos de la subcuenca este alcanzan una profundidad de 400 metros, mientras que los de la oeste llegan a los 300 metros.

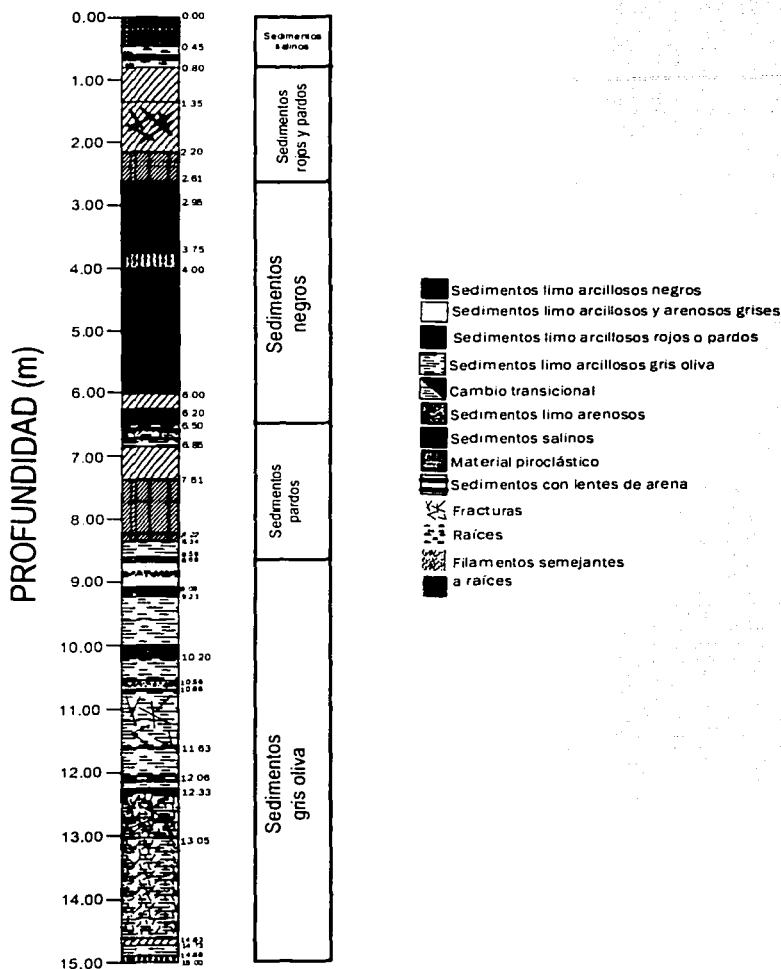


Figura 8. Columna estratigráfica analizada dividida de acuerdo con el color y tamaño de los sedimentos. Los símbolos de interrogación en donde se ubican los sedimentos negros hacen referencia al lente vertical de arena, cuyo origen es incierto.

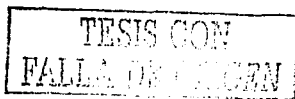
La subcuenca de Chalco se encuentra rodeada por diferentes elevaciones entre las que destacan volcanes de erupciones recientes como el Popocatepetl y el Xico. Las erupciones de los volcanes aledaños han contribuido a la formación directa de los sedimentos de la zona de estudio, particularmente por medio de productos piroclásticos. Los sedimentos depositados en la zona por arrastre de corrientes provenientes de la Sierra Chichinautzin también contribuyeron a su formación. De acuerdo con Mooser *et al.*, (1974), dicha sierra está constituida principalmente por basaltos y andesitas por lo que muy probablemente los sedimentos aluviales son producto de la erosión e intemperización de las rocas que la constituyen.

4.2 Condiciones estratigráficas.

En la secuencia estratigráfica, los sedimentos lacustres son predominantemente finos: arcillas, limos y arenas finas; mientras que las capas volcánicas, conformadas por emisiones piroclásticas (cenizas y lapillis), constituyen principalmente arenas y gravas.

En la figura 8 se muestra el esquema de la secuencia analizada, donde se pueden distinguir cuatro grupos de sedimentos que predominan claramente: salinos, rojos y pardos, negros y gris oliva. Los grupos están separados por algunos cambios estratigráficos bruscos o transicionales, así mismo, algunos están intercalados con lentes de arenas o por material piroclástico. En el primer metro predominan los sedimentos salinos (0 a 80 centímetros de profundidad), denominados así de acuerdo a los resultados de la determinación de sólidos totales disueltos y de conductividad eléctrica. En estos sedimentos se presentan carbonatos, así lo indica su reacción con HCl al 10%. Las concreciones son abundantes en este rango de profundidad.

Los sedimentos rojos y pardos se localizaron en dos zonas: entre 0.8 y 2.61 metros y entre 6.00 y 8.68 metros, el color es consecuencia de las condiciones de oxidación de los sedimentos (figura 9). En estos estratos, la aparición de concreciones es menos frecuente y paulatinamente desaparecen, por lo que podría decirse que son estratos de transición. A partir de 1.7 metros de profundidad se aprecian algunas fracturas rellenas de sedimentos más oscuros como se observa en la figura 10. A través de estas fracturas, circula un flujo subterráneo, creando posibles cambios físicos y químicos en las características de sedimentos ya que, las características químicas de los fluidos que circulan a través de las fracturas, pueden alterar las características físico químicas de los sedimentos.



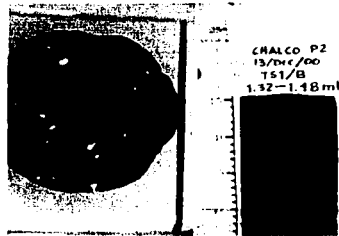
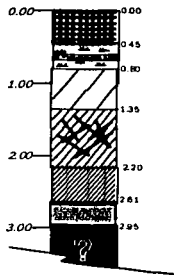


Figura 9. Variación estratigráfica en los primeros tres metros de la secuencia. En esta parte de la secuencia, se observan los sedimentos salinos y los sedimentos rojos. En las fotos, se muestra los sedimentos pardos a una profundidad de 1.32 metros. Las manchas claras son concretiones de carbonatos.

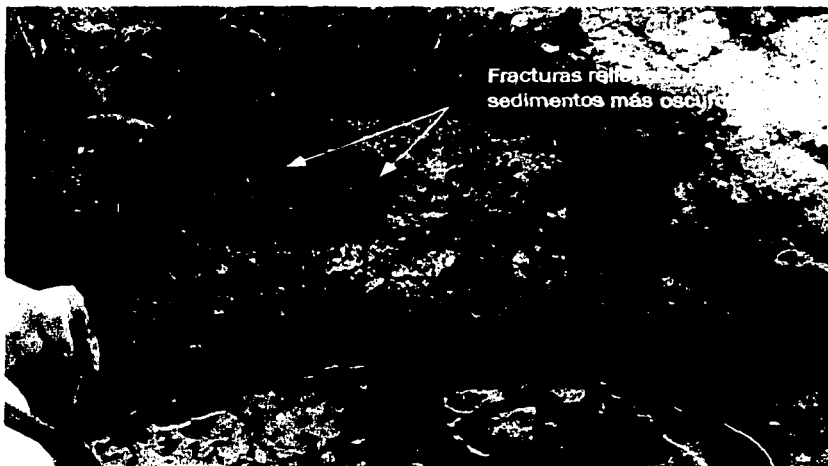


Figura 10. Fotografía que muestra fracturas rellenas. La aparición de estas fracturas se puede observar a partir de 1.7 metros de profundidad.

El tercer grupo de sedimentos son los negros (figura 11), los cuales aparecen a partir del tercer metros de profundidad hasta los 6 m. En estos sedimentos resalta notablemente un lente vertical de arena, dicha arena, presenta un color claro y un tamaño medio de grano, este lente solo se localiza en el estrato de sedimentos negros y está dispuesto en forma tubular con un diámetro promedio de 6 cm. Inicialmente podría atribuirse a una perforación reciente rellena con arena, sin embargo, la aparente inalteración de los estratos más someros, hace suponer que el mecanismo por medio del cual ese lente vertical se formó en la secuencia es más complicado. Fechamientos de carbono 14 en una muestra de una profundidad entre 3.18 y 3.23 metros resultó de una edad de 12,800±90 años (Lozano-García *et al.*, 1993), dicha muestra se localiza a unos 4 Kilómetros al sur-oeste de nuestro punto de muestreo y perteneció a una secuencia denominada "núcleo B" por sus autores. Existen vestigios de que en Chalco existían actividades humanas desde hace unos 22,000 años (Mirambell, 1967, 1978, citados por Caballero y Ortega, 1998), por lo tanto, el origen de este lente vertical podría asociarse a actividades antropogénicas prehispánicas. Sin embargo, el origen, la edad y la correlación de profundidades de dicho lente con la de la muestra fechada por Urrutia-Fucugauchi *et al.*, (1994), son sugerencias muy discutibles.

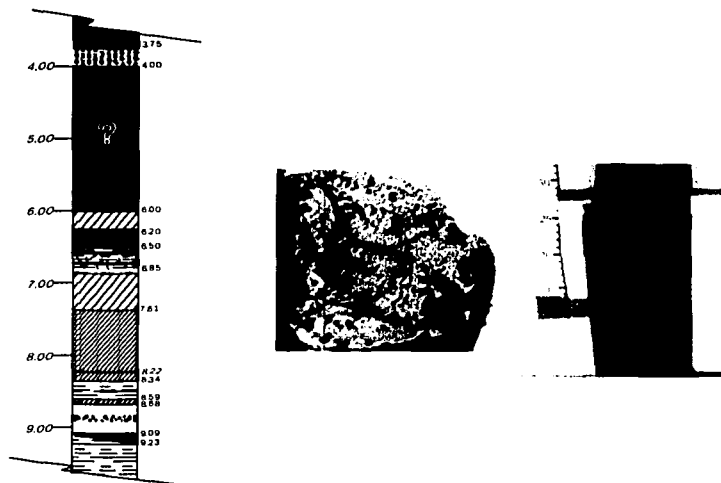


Figura 11. Variación estratigráfica entre 4 a 6 metros de profundidad, donde se localizan los sedimentos negros, entre los 3 a 6 se encuentra la anomalía de arena incrustada. En las fotos se observan los sedimentos negros.

En el cuarto y último grupo de sedimentos predominan los tonos gris oliva, cuyo color podría ser consecuencia de las condiciones de reducción de hierro (figura 12). De acuerdo con FitzPatrick (1984), los colores gris oliva son comunes en horizontes que están temporal o permanentemente saturados de agua. En este grupo de sedimentos, es destacable la aparición de pequeños filamentos semejantes a raíces.

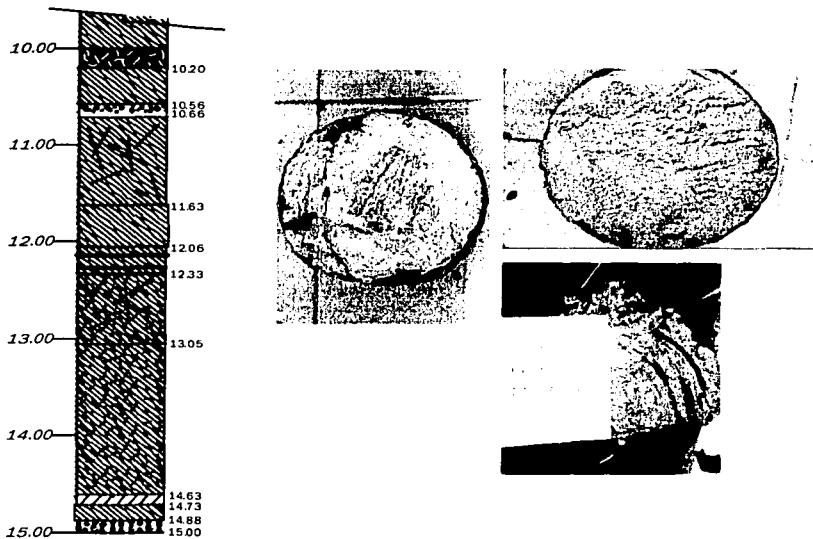


Figura 12. Fase final de la secuencia, profundidad en donde se ubican los sedimentos gris oliva intercalados por varios lentes arenosos.

Se encontraron estratos de transición de algunos centímetros, dichos estratos se observaron intercalación de colores y texturas en los sedimentos, los lentes arenosos estuvieron presentes en varios de ellos, como los que se muestran en la figura 13.

Se encontraron pequeños fósiles, observables a simple vista en el primero, el segundo, el séptimo y el onceavo metro de profundidad, aunque deben existir más fósiles en otras profundidades ya que no aplicó una metodología para buscarlos, debido a que no era el objetivo de este trabajo. Los lentes piroclásticos se distinguieron a los 3.75 y 14.88 metros de profundidad con espesores de 0.25 y 0.12 metros, respectivamente.

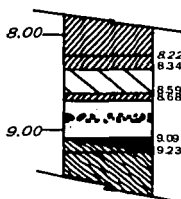


Figura 13. Estratos de transición. Los sedimentos se encuentran intercalados con lentes de arena y material de diferente color, por lo tanto, con material de diferentes características.

La figura 14 muestra una correlación aproximada entre diferentes columnas estratigráficas. La ubicación del núcleo B se menciona al principio de este capítulo, mientras que las secuencias observadas por Zawadski (1996), se localizan a unos 10 metros al este del punto de muestreo de este trabajo, junto a una grieta rellena de orientación N-S, de unos 10 metros de longitud mostrada en la figura 1 de este trabajo. En esa figura, se puede observar entre otras cosas que las fracturas de los primeros 2 metros de la secuencia también son observadas por Zawadski en su excavación. El estrato de diatomitas observado en el núcleo B, correspondería al lente de arena gris observado en la secuencia de este trabajo, aunque como se mencionó anteriormente, no se aplicó una metodología para encontrar restos de fósiles, y microfósiles. El estrato de sedimentos negros, puede correlacionarse con el limo pardo oscuro orgánico del núcleo B y con la arcilla negra reportada por Zawadski.

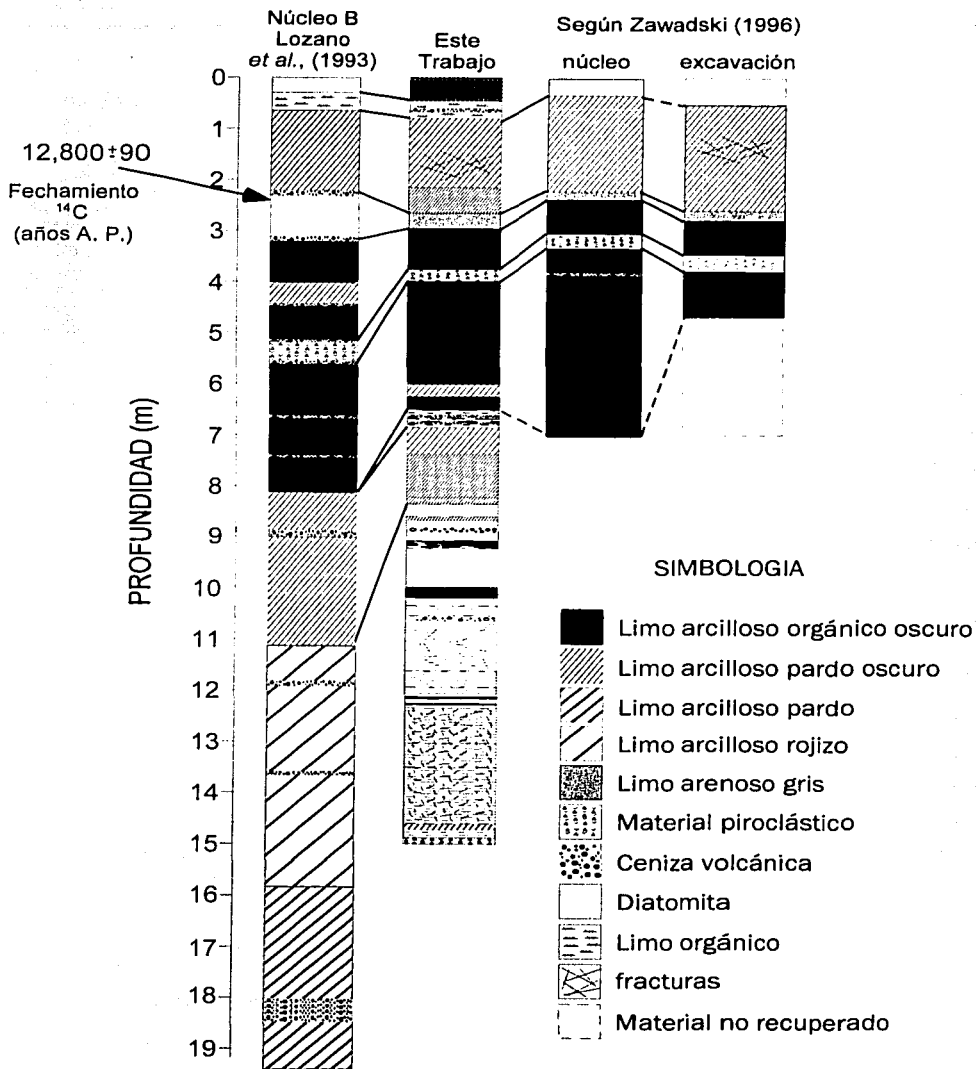


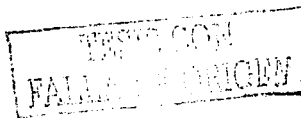
Figura 14. Correlación estratigráfica en la Subcuenca de Chalco

4.3 Características mineralógicas de los sedimentos en la Cuenca de México.

Los sedimentos depositados en la planicie de Chalco son producto de procesos lacustres, aluviales y volcánicos. Hansen (1990), en sus resultados de análisis de un núcleo a una profundidad de 26.3 metros, concluye que los sedimentos lacustres de la zona están formados por materia orgánica, aproximadamente 30%, conchas de moluscos y estratos de cenizas volcánicas. Los altos contenidos de materia orgánica así como los microfósiles (principalmente ostrácodos y diátomeas) también han sido identificados por otros investigadores en la subcuenca de Chalco y en otras parte de la Cuenca de México (Mesri et al., 1975; Peralta y Fabi, 1989; Urrutia-Fucugauchi et al., 1994; Caballero-Miranda, 1997; Díaz-Rodríguez y Santamarina, 2001). Los cambios ambientales y climáticos han influido en las propiedades y características de los sedimentos de la zona de Chalco, en ese aspecto, Caballero y Ortega (1998), con base en un análisis de registro de diátomeas, susceptibilidad magnética, contenido de materia orgánica y fechamientos de sedimentos con ^{14}C , de un núcleo de 26 metros de profundidad, proponen variaciones del nivel del antiguo lago de Chalco, que a su vez asocian a ciertas condiciones climáticas, ambientales, y a periodos de emanaciones de material volcánico. Dichas condiciones y periodos, pueden correlacionarse con algunas características de los sedimentos, como granulometría o textura, color, salinidad, alcalinidad, entre otros.

Los minerales arcillosos dominantes en toda la Cuenca de México de acuerdo a estudios anteriores son predominantemente montmorilonitas, caolinitas, micas y nontronitas, sin embargo, la presencia de alofanos es común (Marsal y Mazari, 1959; Mesri *et al*, 1975; Peralta y Fabi, 1989; Warren y Rudolph, 1997). Estudios más recientes han identificado la presencia de minerales arcillosos interestratificados del tipo caolinita/esmectita (de Pablo-Galán *et al*, 2002) y del tipo clorita/esmectita (Díaz-Rodríguez y Santamarina, 2001). Minerales de Alofanos e Imogolitas en sedimentos suelen derivarse de cenizas y pómez, por lo tanto están asociados con zonas de reciente actividad volcánica, aunque también se pueden generar del intemperismo de rocas basálticas (Righi y Meunier, 1995). En la subcuenca de Chalco, la reciente actividad volcánica, manifestada en varios lentes piroclásticos y de cenizas, aunada a la intemperización de las rocas volcánicas de las zonas altas, permite suponer la presencia de estos minerales.

En general, la mineralogía de los sedimentos finos es variada pero está determinada por diversos procesos posteriores al depósito de material volcánico. En ese aspecto, de acuerdo a Foreman (1955), los procesos de intemperismo en los que las cenizas volcánicas se convierten en arcillas es común en este tipo de secuencias. La formación de montmorilonita



podría esperarse en este tipo de zonas en donde cenizas y lavas son intemperizadas e hidratadas (Foreman, 1955). Por su parte, de Pablo-Galán *et al* (2002), concluye que en la Cuenca de México, la esmectita, grupo de minerales arcillosos al que pertenecen las montmorilonitas, se derivó de la ceniza volcánica mediante diferentes procesos diagenéticos, bajo diferentes condiciones de flujo subterráneo y de pH.

El análisis mineralógico en la fracción gruesa (arenas principalmente) en los sedimentos de la Ciudad de México se indica que los minerales más comunes son: illitas, plagioclasas, calcitas, cristobalitas dolomitas, cuarzo, hornblenda y anfíbolos (Peralta y Fabi, 1989).

En lo que respecta a las propiedades mecánicas, algunos investigadores han clasificado el comportamiento mecánico de los sedimentos, para ello, Díaz-Rodríguez y Santamarina (2001), aplicando cargas dinámicas, identifican regímenes de esfuerzo en función de la respuesta mecánica y los cambios en la microestructura de los sedimentos. Distinguen tres regímenes: i) menor, con respuesta elástica lineal y sin cambios en la microestructura; ii) medio, con indicios de respuesta no lineal y pocos cambios en la microestructura; finalmente, iii) alto, caracterizada por una completa destrucción de la microestructura. Por su parte Mooser *et al.*, (1978) clasifican a los sedimentos de acuerdo a su resistencia al esfuerzo compresivo y a su registro geológico de cargas. Identifican cuatro unidades: i) superficiales preconsolidados, que soportan grandes cargas sin deformación considerable, este comportamiento se debe a los cambios de humedad climática; ii) normalmente consolidados, que están adaptados para soportar la carga litostática actual; iii) Preconsolidados profundos, afectados por el bombeo profundo; y iv) lentes duros, constituidos por estratos de cenizas volcánicas y posiblemente por costras endurecidas por secado solar, de profundidad variable.

Cabe recalcar, que en esta zona los sedimentos han sido afectados severamente por actividades antropogénicas, por mencionar algunas: desecación del antiguo lago y urbanización. Estas actividades han repercutido las propiedades intrínsecas de los sedimentos, siendo algunas fracturamientos, compactación, contaminación, etc.



V. RESULTADOS

Los resultados presentados en este capítulo atienden la estratigrafía establecida de acuerdo a la figura 8 del subcapítulo de condiciones estratigráficas, en la cual, la diferencia de estratos se realiza básicamente de acuerdo a sus características macroscópicas: textura, color, estructuras como fracturas, lentes arenosos, etc. Cabe aclarar que las diferencias de estratos también se podrían establecer mediante las determinaciones de laboratorio presentadas en este capítulo, sin embargo, se eligió el cambio de características macroscópicas dado que podrían ser un punto de comparación más general.

Con el fin de presentar una idea de los órdenes de magnitud de cada parámetro determinado en este trabajo, se creyó conveniente comentar, como breve antecedente, los resultados obtenidos por otros investigadores o los establecidos en la literatura.

5.1 Propiedades físicas.

Textura o granulometría de finos.

La palabra textura es un concepto manejado en edafología para señalar los tamaños de partícula en una masa de sedimentos finos. Su analogía en Mecánica de Suelos es la granulometría de finos. La determinación de tamaño de partícula es necesaria cuando se desea conocer el comportamiento hidromecánico de los sedimentos ya que, como se mencionó anteriormente, la arcilla suele retener más agua que los limos y las arenas, por lo tanto, dos estratos con diferentes contenido de arcilla se comportarían hidromecánicamente diferente, suponiendo que en las demás características que pudieran afectar al comportamiento hidromecánico, fueran semejantes.

En la literatura se pueden encontrar varios estudios sobre la Cuenca de México en los que se han determinado texturas. Mesri *et al.*, (1975), analizaron los sedimentos recuperados del subsuelo de la Ciudad de México, de una profundidad comprendida entre 17 a 43 metros, y a Díaz-Rodríguez y Santamarina (1998), cuyo estudio abarcó los primeros 9 metros de la secuencia. Estos autores concuerdan en que los limos predominan, siendo los intervalos porcentuales de limo resultantes de 55 a 65 %, de acuerdo a Mesri *et al.*, (1975), y de 40 a 70% de acuerdo con Díaz-Rodríguez y Santamarina, (1998), Los contenidos de arcillas publicados también por estos autores variaron de 20 a 30 % y de 20 a 55%, respectivamente. En este trabajo, para determinar los porcentajes de tamaño de partícula, se aplicaron los métodos de hidrómetro y de pipeta. En la figura 15 y en la tabla 3 se presentan los intervalos de variación de contenido de arcilla y su correspondiente media geométrica. En esas figura y



tabla se pueden observar varias cosas, las más palpables es que los sedimentos pardos intermedios presentan la media geométrica más alta, los gris oliva presentan la más baja. La notable variación de contenidos de arcilla en los sedimentos gris oliva podría reflejar los varios lentes arenosos que se presentan en ese estrato. En cuanto a las comparaciones entre las dos técnicas utilizadas, los sedimentos rojos presentan la mayor diferencia entre las determinaciones por hidrómetro y por pipeta.

En la figura 16 y tabla 4 se presentan los resultados para el contenido de arena. En esas figura y tabla, a su vez, se puede observar que los estratos rojo y pardo intermedio presentan resultados más semejantes entre ambas técnicas de medición. Los sedimentos negros presentan la más alta media geométrica mediante la técnica de hidrómetro, sin embargo, en este caso, esa observación puede ser consecuencia de que mediante la técnica de hidrómetro se realizaron un número mucho mayor de mediciones. En ese estrato negro, el resultado por hidrómetro podría ser el más representativo ya que a esa profundidad se localiza la arena incrustada y un lente de material piroclástico.

De acuerdo a los resultados arrojados por la técnica del hidrómetro observado en la figura 15 y en la tabla 3, los contenidos de arcilla son menores a 40 %. Las observaciones en las figuras 15 y 16, así como en las tablas 3 y 4, indican que, en general, las determinaciones de contenido de arcilla son más altas mediante pipeta que mediante hidrómetro, y en contraparte, la técnica de hidrómetro detectó un mayor contenido de arena. Esto puede indicar que mediante la técnica de hidrómetro, las arcillas pueden agregarse para formar limos y arenas (pseudo-limos y pseudo-arenas), por lo tanto, la técnica más adecuada para detectar arcillas es la de pipeta.

En la figura 17, en los sedimentos negros y los gris oliva, a partir de los 3 metros de profundidad, el contenido de arcilla apenas pasa del 20 %. En esa misma figura 17, se observa que las arenas (partículas retenidas por la malla 200) dominan en los tramos comprendidos entre 3 y 6 metros de profundidad, como ya se señaló anteriormente, en ese tramo (correspondiente a los sedimentos negros), es donde se ubica el lente vertical de arena y un estrato de material piroclástico (entre 3.75 y 4.00 m). En ese tramo, el contenido de arena rebasa el 50%. Posteriormente, los estratos arenosos se vuelven a hacer presente en dos tramos ubicados antes de los 10 y los 11 metros, donde se localizan los sedimentos gris oliva, sin embargo, el 50% de contenido de arena sólo es rebasado poco antes de los 11 metros. En ese punto, un lente arenoso comprendido a los 10.56 metros puede influir en el resultado.

Cabe mencionar que se aplicó la técnica de granulometría por mallas en el estrato donde se ubica el primer lente de material piroclástico (entre 3.75 y 4.0 metros), en ese estrato se determinó el contenido de arenas gruesas y de gravas (material que es retenido en la malla 4).

En la figura 17 se puede observar que el contenido de limo se incrementa con la profundidad. Por su parte, el contenido de arcilla se mantiene casi constante, aunque aumenta ligeramente en los primeros dos metros de la secuencia, en donde se ubican los estratos rojos y pardo superior. Los resultados de ambas técnicas muestran ese comportamiento.

Entre 8 y 15 metros, en el estrato gris oliva, se observa una variación textural notable, sobre todo en el contenido de arcilla. Ese comportamiento, al igual que en del contenido de agua, debe ser un reflejo de la presencia de lentes alternados de arena y de material de diferente color.

Los resultados por la técnica de hidrómetro señalan un mayor contenido de sedimentos limo-arenosos y areno-limosos. Los resultados de pipeta muestran también que los sedimentos analizados son predominantemente limosos, alcanzando contenidos de 88.18% en algunas profundidades. En esta técnica, el contenido de arena aumenta, al igual que con los resultados de hidrómetro, en la zona del primer lente piroclástico. El contenido de arcilla vuelve a presentar los valores más altos en la zona de sedimentos rojos. El otro máximo alcanzado por el contenido de arcillas se encuentra entre 6 y 7 metros, resultado también similar al obtenido por hidrómetro. Sin embargo, en el tramo ubicado entre los 6 a 13 metros, los porcentajes de arcilla obtenidos por pipeta son mayores a los obtenidos por hidrómetro lo que implica que, el contenido de arcilla es sensiblemente mayor cuando se determinan mediante pipeta que mediante hidrómetro.

TESIS CON
FALLA DE CALIFICACION

Tabla 3. Intervalos de variación de contenido de arcilla y su respectiva media geométrica. Se presentan los resultados de las dos técnicas: hidrómetro y pipeta.

Estrato	Prof: (m)	INTERVALO DE VARIACIÓN		MEDIA GEOMÉTRICA	
		Hidrómetro (%)	Pipeta (%)	Hidrómetro (%)	Pipeta (%)
Pardo superior	0.80 - 1.35	17 - 18		17.23	
Rojo	1.35 - 2.20	18 - 36	17 - 18	28.28	17.87
Pardos intermedio	2.20 - 2.95	19 - 20	17 - 26	19.49	26.58
Negro	2.95 - 6.50	11 - 12	15 - 16	11.65	16.37
Pardo inferior	6.50 - 8.68	16 - 20	21 - 31	18.33	20.94
Gris oliva	8.68 - 15	9 - 19	9 - 21	12.56	13.62

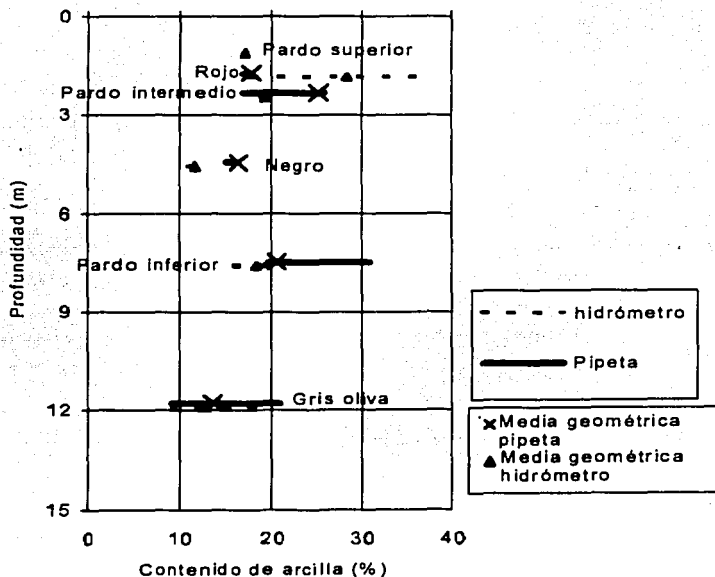


Figura 15. Intervalos de variación de los contenidos de arcilla por tipo de estrato así como su respectiva media geométrica. Se presentan los resultados de ambas técnicas: hidrómetro y pipeta.

Tabla 4. Intervalos de variación de contenido de arena y su respectiva media geométrica. Se presentan los resultados de las dos técnicas: hidrómetro y pipeta.

Estrato	Prof: (m)	INTERVALO DE VARIACIÓN		MEDIA GEOMÉTRICA	
		Hidrómetro (%)	Pipeta (%)	Hidrómetro (%)	Pipeta (%)
Pardo superior	0.80 - 1.35	23.89*		23.89	
Rojo	1.35 - 2.20	17.5 - 45	20.9 - 35.6	27.26	27.3
Pardos intermedio	2.20 - 2.95	36 - 42	39*	38.88	39.09
Negro	2.95 - 6.50	31 - 80	23.81	54.80	23.81
Pardo inferior	6.50 - 8.68	31 - 42	2 - 17	36.88	7.90
Gris oliva	8.68 - 15	2 - 47	6 - 37	24.11	12.57

* Sólo se realizó una medición.

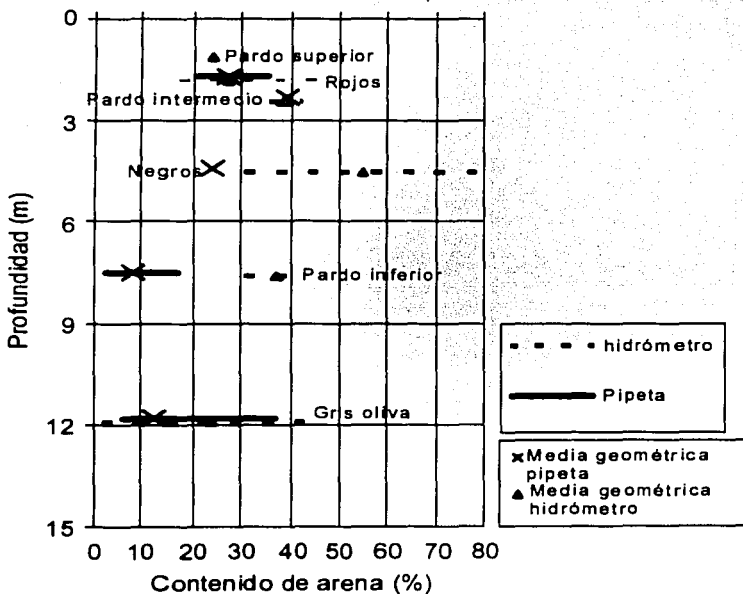


Figura 16. Intervalos de variación de los contenidos de arena por tipo de estrato así como su respectiva media geométrica. Se presentan los resultados de ambas técnicas: hidrómetro y pipeta.

TESIS GRUPO
FALLA 11/7/77

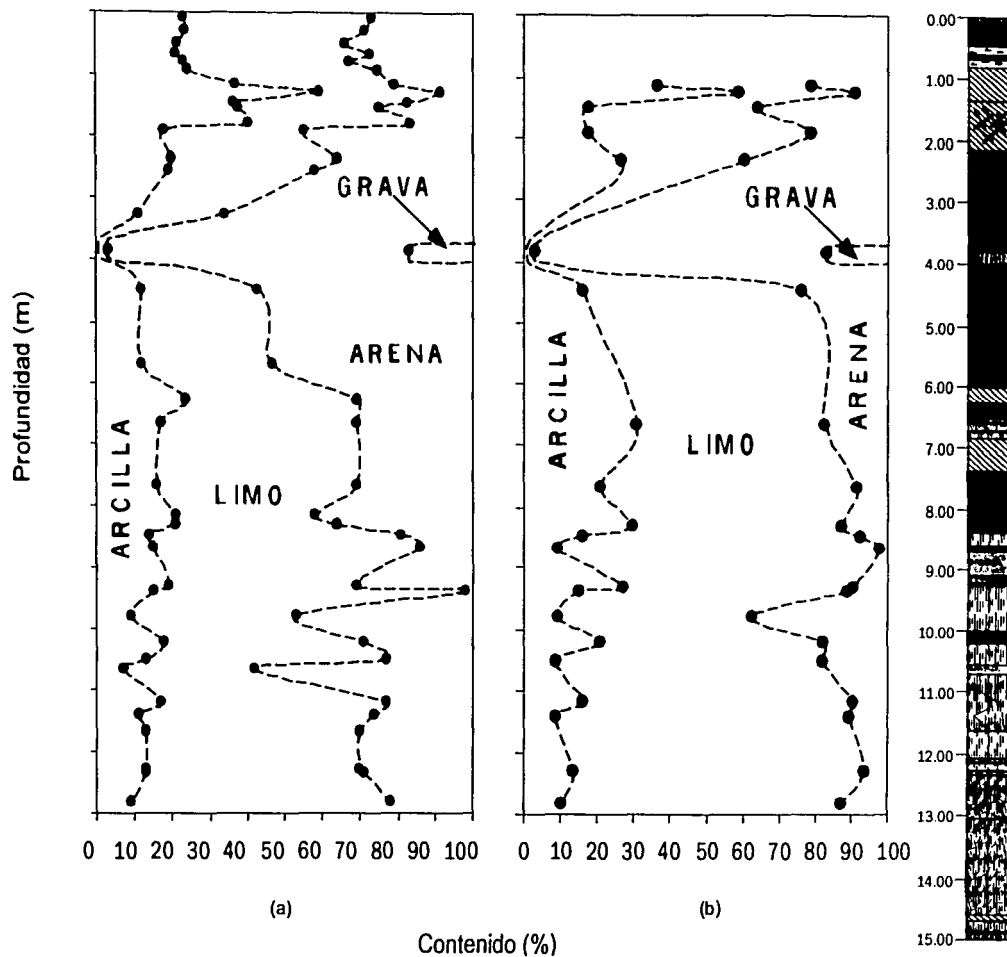


Figura 17. Variación del tamaño de grano en la secuencia. (a) Método del hidrómetro o de Bouyocos. (b) Método de Pipeta. El contenido de grava se determinó mediante tamizado.

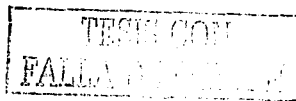
Densidad real o de sólidos

La densidad de las partículas sólidas de una masa de sedimentos se suele manejar de dos formas: densidad real en edafología (σ_r) y densidad de sólidos en mecánica de suelos (Gs), aunque ambos términos son análogos. Este parámetro se refiere a la masa entre el volumen de partículas sólidas. Los valores de densidad real o de sólidos en sedimentos finos dependen principalmente de la roca que los formó y de su composición, dichos parámetros oscilan en valores cercanos a 2.65 g/cm^3 , ya que es la densidad de la mayoría de las rocas y minerales constituyentes (cuarzo, feldespatos y silicatos), sin embargo la presencia de materia orgánica y de material volcánico (pómez principalmente) reduce considerablemente los valores, generando densidades entre 1.2 y 1.5 g/cm^3 (Reyes-Jaramillo, 1996).

Las técnicas utilizadas para determinar la densidad real o de sólidos, establecidas tanto en edafología como en geotécnica indican que las muestras deben dejarse secar a temperatura ambiente. Con el fin de determinar en los resultados posibles variaciones por secado, se sometieron a prueba muestras en las dos condiciones de humedad: secadas y con humedad natural. Para determinar la densidad en muestras con humedad natural, se utilizaron picnómetros de 25 ml debido a que requieren menos cantidad de material, considerando que se necesita el equivalente a 5 gramos de material secos.

Otra variación en las determinaciones de densidad utilizando picnómetros, fue utilizar dos tipos de malla: la malla 10 (2.0 mm), especificada por la norma NOM-AS-04 2000, y la malla 200 (0.074mm), la cual separa los sedimentos finos de los gruesos. Analizando los procedimientos de la técnica y comparando los resultados de ambas mallas 200 y 40, se observó que los resultados obtenidos cribando el material con la malla 200 fueron muy superiores en los primeros 8 metros. Una posible explicación de ello podría ser que los sedimentos cribados con la malla 10, por ser partículas de mayor tamaño que las cribadas por la 200, dejarían oquedades de mayor volumen, dejando burbujas de aire que no podrían ser eliminadas completamente por el vacío aplicado, manteniéndolas atrapadas. La tensión generada por esas burbujas podría impedir la completa penetración del agua en esos intersticios, generando los valores más bajos de densidad, ya que la técnica se basa en el principio de Arquímedes, en el que el volumen del agua desplazada es igual al volumen de los sedimentos, y por lo tanto, el volumen agua desplazada sería menor que el real. En cambio las partículas que pasaron la malla 200, permitieron una mejor inundación de sus poros, efecto beneficiado por las fuerzas capilares.

En la figura 18 y la tabla 5 se comparan las variaciones de densidades entre sedimentos secos y con humedad natural. Observando únicamente los sedimentos secos, esas figura y tabla,



muestran que existe poca variación entre los intervalos y las medias geométricas. La media geométrica en los sedimentos secos se encuentra entre 2.02 y 2.14 g/cm³, entre ellos, los sedimentos negros y los gris oliva son los que presentan las medias geométricas más altas, mientras que los rojos presentan la más baja. En esa figura se puede observar también que las determinaciones con sedimentos húmedos muestran una mayor variación con respecto a los secados. Los valores más altos se presentan en los estratos rojo, pardo intermedio, pardo inferior y gris oliva, en estos estratos las medias geométricas son 2.23, 2.21, 2.43 y 2.28 g/cm³, respectivamente. Esto significa que puede existir cierta similitud entre estos tres tipos de estratos, quizás la composición mineralógica de sus partículas sólidas (o parte de ellas) presentan densidades semejantes, particularmente entre gris oliva con respecto a los rojos y pardos.

El valor más bajo (1.61 g/cm³), se presentó a una profundidad de 3.70 metros, en donde se localizan los sedimentos negros, muy cerca del primer lente de material piroclástico ubicado entre 3.75 a 4 metros). Cabe recalcar que, donde se localizan los sedimentos negros, sólo se pudo realizar una determinación en sedimentos húmedos, por lo tanto el resultado en ese estrato debe manejarse con discreción. Sin embargo, es importante apuntar que se realizó una medición con sedimentos secados muy cercana a 3.75 m, (determinado con picnómetro y con sedimentos cribados con la malla 10), resultando menor la determinación en sedimentos secos (1.51 g/cm³ contra 1.61g/cm³ de los húmedos). Esto puede significar que el estrato de material piroclástico afecta a las determinaciones con sedimentos en ambos estados de humedad, así mismo, debe notarse que la determinación en sedimentos húmedos es mayor que en sedimentos secos.

En la figura 19 se muestran por separado, los resultados de las técnicas de medición y la columna estratigráfica. En esa figura se puede observar que los sedimentos gris oliva muestran tendencia más clara, esa observación es más notable en las determinaciones hechas utilizando malla 200 (picnómetro) y malla 40 (matraz), (figuras 19a y 19d).

En las figuras 19a y 19d se puede observar que los datos que corresponden a los sedimentos rojos, pardo superior e intermedio también presentan cierta similitud, contrastando con los de la figura 19b y 19c, en las cuales, los valores son más bajos y más altos, respectivamente.

Los datos obtenidos mediante las técnicas malla 200, picnómetro (figuras 19a) y malla 40, matraz (figura 19d) muestran una tendencia similar, aunque no es un factor determinante ya que la secuencia presenta varias heterogeneidades, sin embargo, para fines prácticos, se optó utilizar principalmente los datos de esas dos técnicas en los análisis posteriores.

Tabla 5. Intervalos de variación de densidad real o de sólidos y su respectiva media geométrica. Se presentan los resultados en las dos condiciones de humedad.

ESTRATO	PROF. (m)	INTERVALO DE VARIACION		MEDIA GEOMETRICA	
		SECOS (g/cm ³)	HUMEDOS (g/cm ³)	SECOS (g/cm ³)	HUMEDOS (g/cm ³)
Pardo superior	0.80 - 1.35		2.23 *		2.23
Rojo	1.35 - 2.20	1.87 - 2.24	1.94 - 2.39	2.02	2.21
Pardo Intermedio	2.20 - 2.95	2.04 - 2.08	2.40 - 2.46	2.09	2.43
Negro	2.95 - 6.50	1.88 - 2.28	1.61 *	2.14	1.61
Pardo Inferior	6.50 - 8.68	1.86 - 2.13	2.15 *	2.03	2.15
Gris oliva	8.68 - 15	1.96 - 2.29	2.06 - 2.46	2.14	2.28

* Solo se realizó una medición

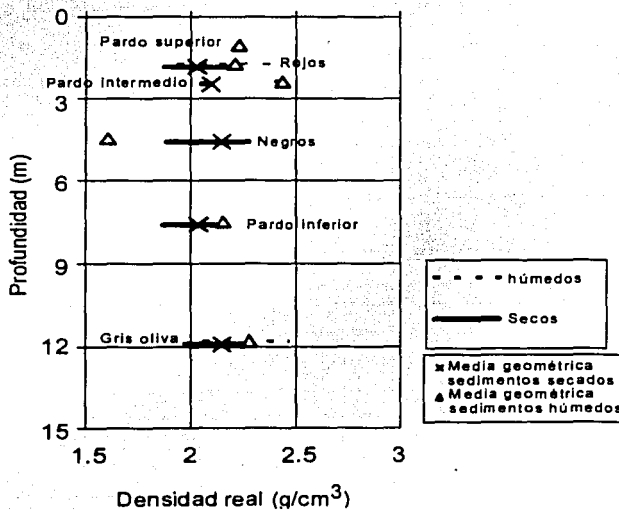


Figura 18. Intervalos de variación de densidad real de cada tipo de estrato en ambos estados de humedad y su correspondiente media geométrica.

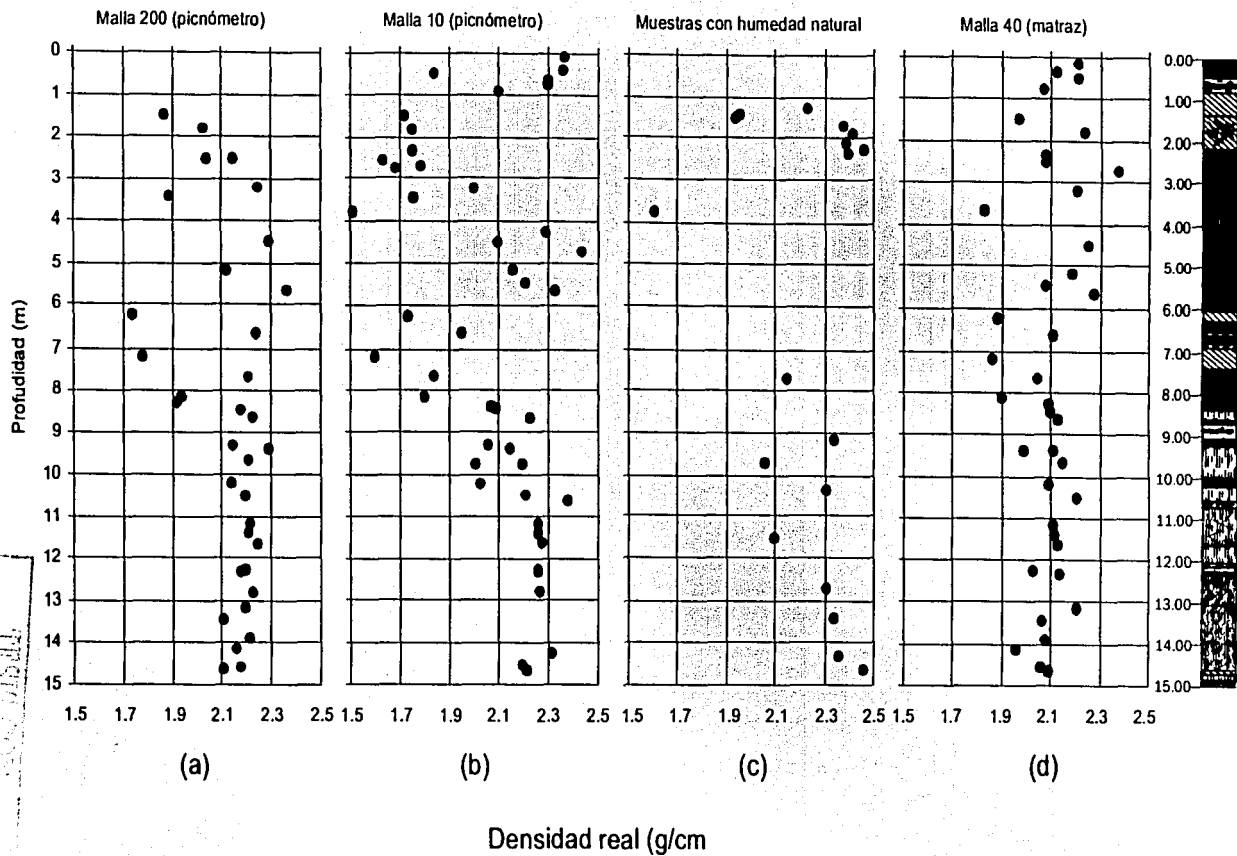


Figura 19. Variación de densidad real por técnica separadas.

Contenidos de agua o humedad.

El contenido de agua o humedad en una masa de sedimentos es la relación entre los pesos del agua y de las partículas sólidas, este parámetro afecta y se ve afectado por varias características y parámetros como: contenido de arcilla, tipo de mineral arcilloso, condiciones de drenaje, condiciones climáticas, densidad, arreglo estructural de las partículas sólidas, por mencionar algunos.

Es bien sabido que las arcillas retienen agua en su superficie, formando parte de su estructura molecular (agua adsorbida). La retención de agua en minerales arcillosos depende en gran medida del tipo de mineral, por ejemplo, las esmectitas y los minerales de bajo orden retienen mucha agua debido a que atraen moléculas de agua, misma que pasa a formar parte de su estructura. Esto es posible gracias a la enorme superficie específica que presentan este tipo de minerales: las esmectitas (principalmente las montmorilonitas) tienen superficies específicas de alrededor de 800 m²/gr, las illitas 80 m²/gr (Gillott, 1987) y los alofanos 1000 m²/gr (Wada, 1985, citado por Solleiro, 1997). Por su alto valor de superficie específica, en proporción, las láminas de montmorilonita y de alofanos suelen retener más agua adsorbida.

Los altos valores de porosidad registrados en algunos sedimentos pueden deberse en gran medida al arreglo estructural de las partículas arcillosas. En ese aspecto Díaz-Rodríguez y Santamarina (2001), demostraron analíticamente que un arreglo floculado de las partículas arcillosas puede generar altos valores de porosidad, lo que implica valores altos de humedad, en el caso de que dichos sedimentos tengan un alto grado de saturación.

Ewaga (1977, citado por Solleiro, 1997), resalta la existencia de un clima húmedo en conjunto con condiciones de alta lixiviación para que imperen valores altos de humedad.

Otro factor que interviene en la humedad de los sedimentos es el contenidos de microfósiles, especialmente de diatomeas y ostrácodos, ya que sus restos silíceos son porosos, por lo tanto retienen agua (Peralta y Fabi, 1989).

La figura 20 y la tabla 6 muestran los intervalos de variación de contenido de agua y su correspondiente media geométrica. Se puede observar que los estratos rojos y los pardos superiores muestran los valores más altos en la secuencia (arriba de 300 % mientras que en los demás estratos el contenido de agua es inferior a 300%). Una posible explicación es que, por su mineralogía, las partículas arcillosas de esos estratos retienen más agua, así mismo, el arreglo estructural de los sedimentos finos podrían contribuir a esa mayor retención de agua. Las grietas observadas en los sedimentos rojos podrían también influir en los altos contenidos de agua, ya que el flujo a través de ellas podría impedir la pérdida de agua en estos



sedimentos. Durante la visita a campo se verificó visualmente la circulación de un flujo subterráneo a través de las grietas mencionadas.

Los estratos pardo intermedio y negros presentan los contenidos de agua más bajos. El lente vertical de arena en los núcleos del estrato negro podría afectar las determinaciones ya que retiene menos agua que las arcillas, además de que su posición en campo podría fomentar una migración de agua hacia los estratos inferiores.

Los estratos que subyacen al estrato negro, presentan también un elevado contenido de agua, sus intervalos y su respectiva media geométrica son más elevados que en los negros, una posible explicación podría ser precisamente el agua que migró de los sedimentos negros. Al igual que los sedimentos de los estratos rojo y pardo superior, la mineralogía de las arcillas y el arreglo estructural de las partículas finas, podrían propiciar los altos valores de contenido de agua. Los estratos gris oliva presentan fracturas visibles a simple vista, dichas grietas, al igual que los sedimentos rojos. Un posible flujo a través de las grietas permitiría a los sedimentos recuperar agua en caso de que la pudieran perder. Los sedimentos rojos, los pardos y los grises oliva, entonces, podrían contener minerales esmectíticos y alofanos, los cuales suelen retener más agua por su elevada superficie específica.

En la figura 21, se presentan los contenidos de agua obtenidos cada fuente de medición. Se observa que en los primeros tres metros de la secuencia, los contenidos de agua presentan alta dispersión, conforme las mediciones son más profundas, la tendencia se define mejor. Por lo tanto, en lo que respecta a la humedad, los sedimentos gris oliva, localizados al final de la secuencia analizada, se muestran más homogéneos.

Si se comparan las figuras 21a y 21b, se puede observar que los puntos de la primera difieren sensiblemente de la segunda, lo cual puede ser un indicativo de un deficiente aislamiento en los extremos de cada tubo Shelby. De la misma manera, las mediciones en muestras preparadas para ser sometidas a consolidación (figura 21c), muestran una sensible diferencia con respecto a las de la figura 21b. Esa diferencia se podría deber a que el manejo y el mayor tiempo de exposición al aire libre de las muestras afecta a los valores obtenidos en la figura 21c.

Se consideró separar las mediciones obtenidas en los sedimentos negros en otra figura (21d), por dos razones: a) debido que sus resultados podrían no ser representativos del estrato en estado natural, ya que el lente vertical de arena puede repercutir en sus valores, y b) para destacar sus valores comparativamente bajos. Por su parte, los valores de la figura 21e se obtuvieron de mediciones hechas en campo. En esa figura, los puntos muestran una tendencia mejor definida.

En este trabajo se utilizaron principalmente los datos de humedad que se observan en las figuras 21b, 21d y 21e. Los datos de la figura 21b, determinados en el centro del núcleo extraído del tubo Shelby se seleccionaron por las siguientes dos razones: se realizaron inmediatamente después de su apertura y no podían estar influenciadas por las tapas de cada extremo del tubo.

Tabla 6. Variación de intervalos de contenido de agua y su respectiva media geométrica.

Estrato	Prof. (m)	Intervalo de Variación (%)	Media Geométrica (%)
Pardo superior	0.80 - 1.35	139 - 301	253
Rojo	1.35 - 2.20	199 - 350	229
Pardos intermedio	2.20 - 2.95	77 - 105	91
Negro	2.95 - 6.50	27 - 100	61
Pardo inferior	6.50 - 8.68	165 - 222	196
Gris oliva	8.68 - 15	158 - 285	215

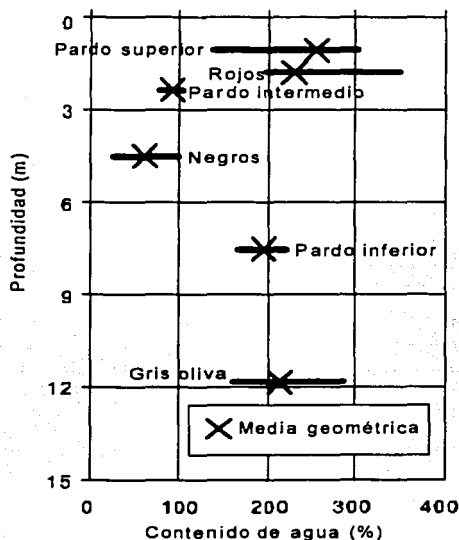


Figura 20. Intervalos de variación del contenido de agua por tipo de estrato así como su respectiva media geométrica. Los valores corresponden a los datos obtenidos de las figuras 21b, 21d y 21e.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

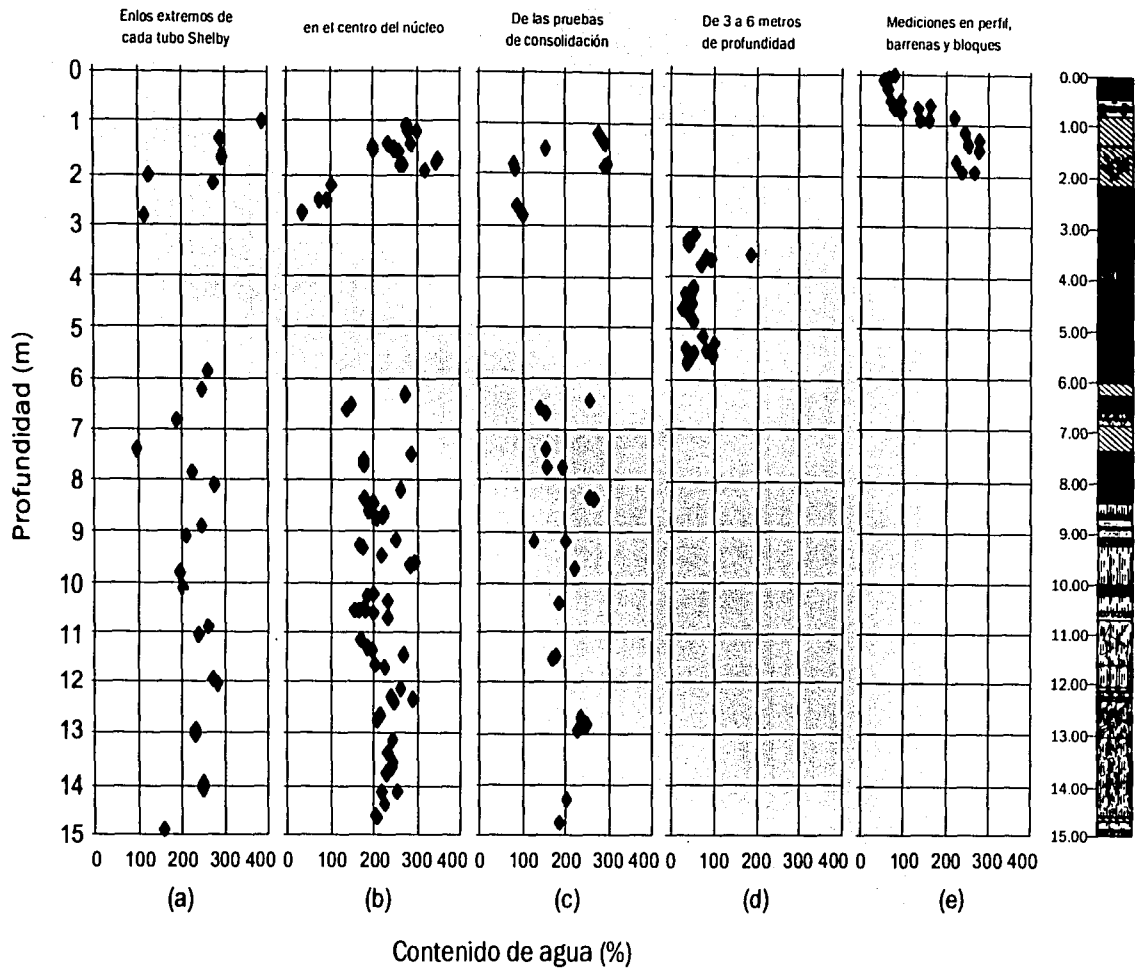


Figura 21. Variación del contenido de humedad por diferentes técnicas de medición.

Densidad aparente, relación de vacíos y porosidad.

A partir muestras sometidas a consolidación, se estimaron la densidad aparente, relación de vacíos y porosidad. A diferencia de la densidad de sólidos, en la densidad aparente también se consideran los espacios ocupados por agua o aire. De acuerdo con Reyes-Jaramillo (1996), los valores de densidad aparente dependen de factores como textura, estructura, porosidad, composición mineral y contenido de materia orgánica. Según esta autora, los valores más comunes se encuentran entre 1.0 y 1.8 g/cm³, aunque hay casos extraordinarios en donde se tienen sedimentos con valores menores a uno, en ellos los contenidos de pómez y/o materia orgánica son relativamente altos.

En lo que respecta a la relación de vacíos y a la porosidad. Ambos parámetros relacionan los volúmenes de agua y gas (en caso de sedimentos parcialmente saturados), de partículas sólidas y del total de la muestra analizada. Específicamente, la relación de vacíos es el producto de la relación entre volumen de espacios vacíos (gas y/o agua) con el volumen de las partículas sólidas, su ecuación es $e = V_v / V_s$. La porosidad es la relación entre espacios vacíos con el volumen total de la muestra, su ecuación es $n = V_v / V_m$. Ambos parámetros se ven afectados por factores como textura y estructura. Los intervalos de porosidad en sedimentos arcillosos son más altos, comparándolos con sedimentos limosos o arenosos, sus valores se encuentran entre 40 y 70 % (Freeze y Cherry, 1979). Por su parte (Marsal y Mazari, 1959) registran intervalos de relación de vacíos en el subsuelo de la Ciudad de México entre 0.5 y 16. En la figura 22 y la tabla 7 se observa que el valor medio más bajo de densidad aparente se presenta en los sedimentos negros, quizás la materia orgánica contenida en esos estratos y el lente piroclástico reduce los valores de densidad aparente. Los sedimentos pardos intermedios a su vez presentan los valores más altos. Estos sedimentos presentan las más bajas porosidades y relación de vacíos en la secuencia, esa es la causa principal del porque son los menos densos, ya que la porosidad está relacionada directamente con la densidad. Esto indicaría implícitamente que pueden presentar una estructura más cerrada (menor distancia entre partículas sólidas).

Los valores de densidad aparente en los sedimentos pardo superior son también bajos, en ese estrato, quizás las concreciones reduzcan los valores. Sobre ese aspecto, los valores de densidad aparente aumentan en los primeros tres estratos en una transición pardo superior-rojo-pardo intermedio, tal vez un reflejo de la reducción paulatina de acuerdo a la profundidad, del número de concreciones.

En cuanto a la relación de vacíos (figura 23 y tabla 8), la tendencia es más clara: los valores en los dos primeros estratos son altos, posteriormente se reducen drásticamente en el tercer estrato (pardo intermedio), y aumentan paulatinamente de acuerdo a la profundidad.

No se consideró necesario mostrar los intervalos y medias geométricas de la porosidad para cada estrato, ya que la relación de vacíos y la porosidad varían proporcionalmente ($n=e/e+1$), como se puede observar en los incisos b y c de la figura 24.

Los resultados de densidad aparente mostrados en la figura 24 se encuentran entre 1.08 a 1.47 g/cm³, siendo los valores más altos los localizados entre 2 y 3 metros de profundidad, zona donde se ubican los sedimentos rojos. En esa misma figura 24, se observa que los valores de porosidad varían entre 60 y 90 %, estos resultados son consistentes con los obtenidos por Ortega *et al.* (1999) para el acuitardo lacustre de Chalco. Los valores de porosidad más bajos se encuentran entre 1.40 a 1.84 metros de profundidad, zona donde se encontraron sedimentos con fracturas rellenas. Entre 1.88 a 2.6 metros, aparecen los valores más bajos en toda la secuencia: 62 y 63 %.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

Tabla 7. Intervalos de variación de la densidad aparente y su respectiva media geométrica.

Estrato	Prof. (m)	Intervalo de Variación (%)	Media Geométrica (%)
Pardo superior	0.80 - 1.35	1.05 - 1.15	1.1
Rojo	1.35 - 2.20	1.08 - 1.47	1.2
Pardos intermedio	2.20 - 2.95	1.38 - 1.48	1.43
Negro	2.95 - 6.50	0.9 - 1.21	1.05
Pardo inferior	6.50 - 8.68	1.18 - 1.24	1.23
Gris oliva	8.68 - 15	1.13 - 1.28	1.2

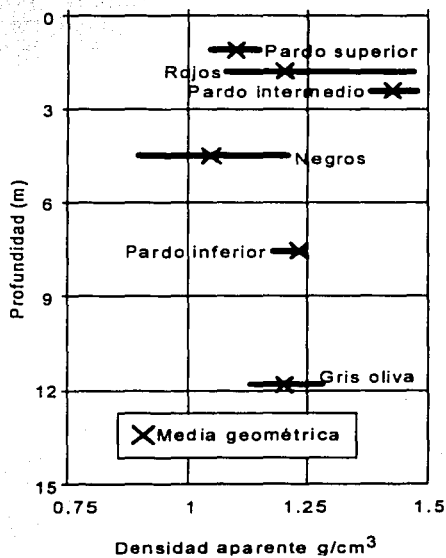


Figura 22. Intervalos de variación de la densidad aparente por tipo de estrato, así como su respectiva media geométrica.

Tabla 8. Intervalos de variación de la relación de vacíos y su respectiva media geométrica.

Estrato	Prof. (m)	Intervalo de Variación (%)	Media Geométrica (%)
Pardo superior	0.80 - 1.35	4.14 - 4.16	4.15
Rojo	1.35 - 2.20	1.67 - 6.64	4.14
Pardos intermedio	2.20 - 2.95	1.75 - 2.32	2.02
Negro	2.95 - 6.50	2.22 - 2.34	2.28
Pardo inferior	6.50 - 8.68	2.56 - 4.26	3.31
Gris oliva	8.68 - 15	3.98 - 5.97	4.32

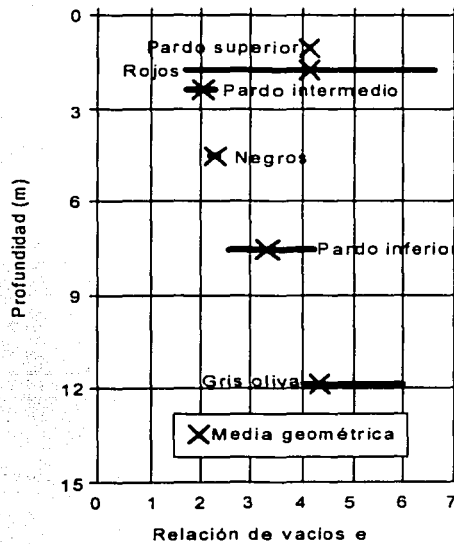


Figura 23. Intervalos de variación de la relación de vacíos por tipo de estrato, así como su respectiva media geométrica.

TESIS CON
FALLA DE CIGEN

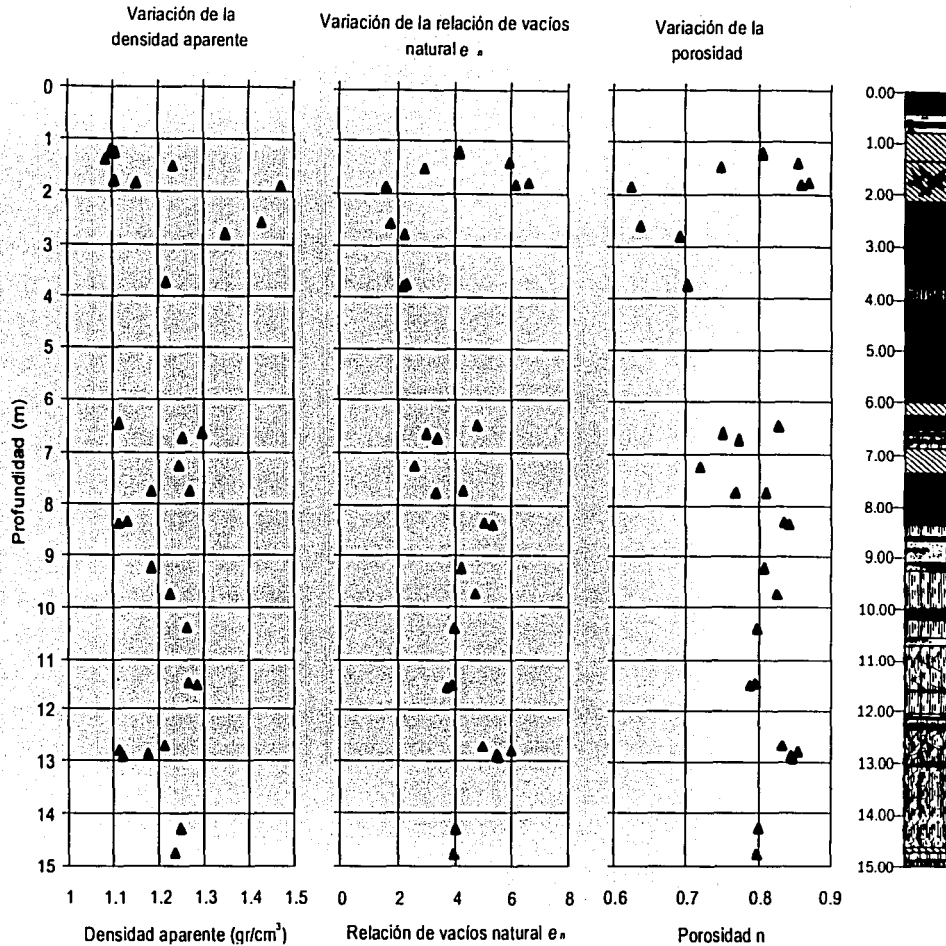


Figura 24. Variación de los datos de densidad aparente, relación de vacíos y porosidad obtenidos mediante los análisis de consolidación.

5.2 Propiedades físicoquímicas.

Sólidos Totales Disueltos, pH y Conductividad Eléctrica

Los parámetros físicoquímicos determinados en los sedimentos de la secuencia fueron sólidos totales disueltos (STD), potencial de hidrógeno (pH) y conductividad eléctrica (CE). La capacidad de reacción de los sedimentos, cuantificada por el pH, afecta a la intemperización de minerales, la formación de arcillas y la descomposición de materia orgánica, entre otros procesos (Reyes-Jaramillo, 1996). De acuerdo a Hansen (1990), el intervalo de pH registrado en la zona varía entre 7.9 a 9.6.

Según la norma NOM-AS-02 2000 de las Normas Oficiales Mexicanas (2001), los valores de pH para suelos que varían entre 6.6 hasta 8.5, se clasifican como neutros y medianamente alcalinos, arriba de 8.5 son considerados fuertemente alcalinos. Reyes-Jaramillo (1996) ubica los valores de pH entre 5 a 9 como un intervalo común para suelos que se sitúan en los límites de regiones húmedas y áridas.

En este caso se optó por no presentar intervalos de variación de STD, dado que este parámetro se relaciona directamente con CE, y con la suma de aniones y cationes, por lo tanto, la determinación de uno u otro puede servir para estimar la cantidad de sales. En la figura 25 y tabla 9 se muestra la variación del pH, en ella se puede observar que los sedimentos gris oliva presentan la media geométrica más alta, mientras que el estrato pardo inferior presenta la media más baja. En la figura 26 y tabla 10 se puede observar que los resultados de CE son más altos al principio, en donde se localizan los sedimentos rojos, una posible explicación, es que estos sedimentos, por presentar fracturas, permiten que el agua circule libremente por ellos, en este caso, el agua puede contener sales que de alguna forma, enriquecen la salinidad del agua de poro de estos sedimentos. Algo semejante podría pasar donde se localizan los sedimentos grises, ya que estos estratos también presentan fracturas y lentes arenosas. Otra explicación, más simple, es que los sedimentos podrían presentar salinidad natural.

Como se muestra en la figura 27, los resultados indican que los valores de pH varían entre 8.5 a 9 en el primer metro de profundidad. Sin embargo, en el tramo ubicado entre 1 y 11 los valores se reducen y varían entre 7.5 a 8.22, terminando en valores que oscilan entre 8.5 a 8.8, esto en el tramo ubicado entre 13 a 15 metros, en los sedimentos gris oliva. De acuerdo con las clasificaciones de la NOM-AS-02 2000, los sedimentos de la secuencia se clasifican como neutros y medianamente alcalinos, con dos tramos que se clasificarían como fuertemente alcalinos: los sedimentos ubicados entre 0 a 1 metro y de 13 a 15 metros.

De acuerdo a las NOM-AS-18 2000, los valores menores a 10 mScm⁻¹, se clasifican como "efectos despreciables de salinidad", mientras que entre 11 a 20 mScm⁻¹, se le denomina "muy ligeramente salinos".

De acuerdo a la figura 27, los resultados muestran una importante diferencia entre el primer metro y los demás, los valores de CE alcanzan una magnitud de 14.23 mScm⁻¹, y se reducen drásticamente hasta los 4.23 mScm⁻¹, comportamiento muy similar de los valores de STD que empiezan en 7.37 ppt y se reducen hasta los 2.13 ppt. Los valores a partir del primer metro hasta los 15 se mantienen relativamente con poca variación, los de CE entre 1.513 y 4.7 mScm⁻¹ y entre 0.753 a 2.36 ppt para los resultados de STD.

Tabla 9. Intervalos de variación del pH y su respectiva media geométrica.

Estrato	Prof. (m)	Intervalo de Variación	Media Geométrica
Pardo superior	0.80 - 1.35	8 *	8
Rojo	1.35 - 2.20	8.02 - 8.18	8.09
Pardos intermedio	2.20 - 2.95	7.95 - 8.22	8.08
Negro	2.95 - 6.50	7.7 - 8.1	7.94
Pardo inferior	6.50 - 8.68	7.5 - 7.8	7.7
Gris oliva	8.68 - 15	7.6 - 8.3	8.13

* Producto de una sola medición

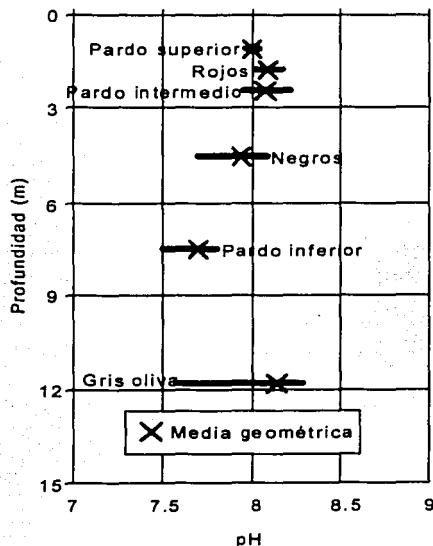


Figura 25. Intervalos de variación del pH por tipo de estrato, así como su respectiva media geométrica.

Tabla 10. Intervalos de variación de la conductividad eléctrica y su respectiva media geométrica.

Estrato	Prof. (m)	Intervalo de Variación (mS/cm)	Media Geométrica (mS/cm)
Pardo superior	0.80 - 1.35	2.9 - 2.96	2.93
Rojo	1.35 - 2.20	3.68 - 3.94	3.8
Pardos intermedio	2.20 - 2.95	2.9 - 3.48	2.96
Negro	2.95 - 6.50	2.52 - 3.63	2.79
Pardo inferior	6.50 - 8.68	1.51 - 2.49	1.93
Gris oliva	8.68 - 15	1.53 - 4.07	2.59

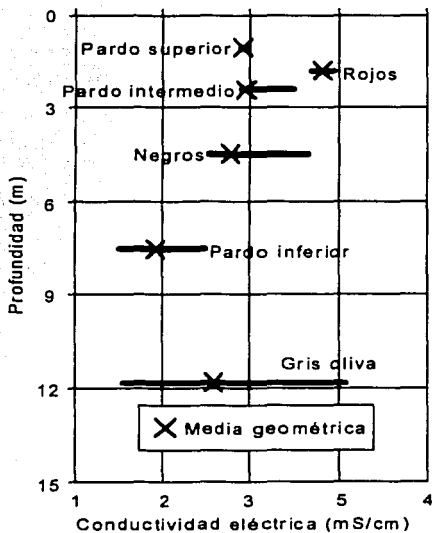


Figura 26. Intervalos de variación de la conductividad eléctrica por tipo de estrato, así como su respectiva media geométrica.

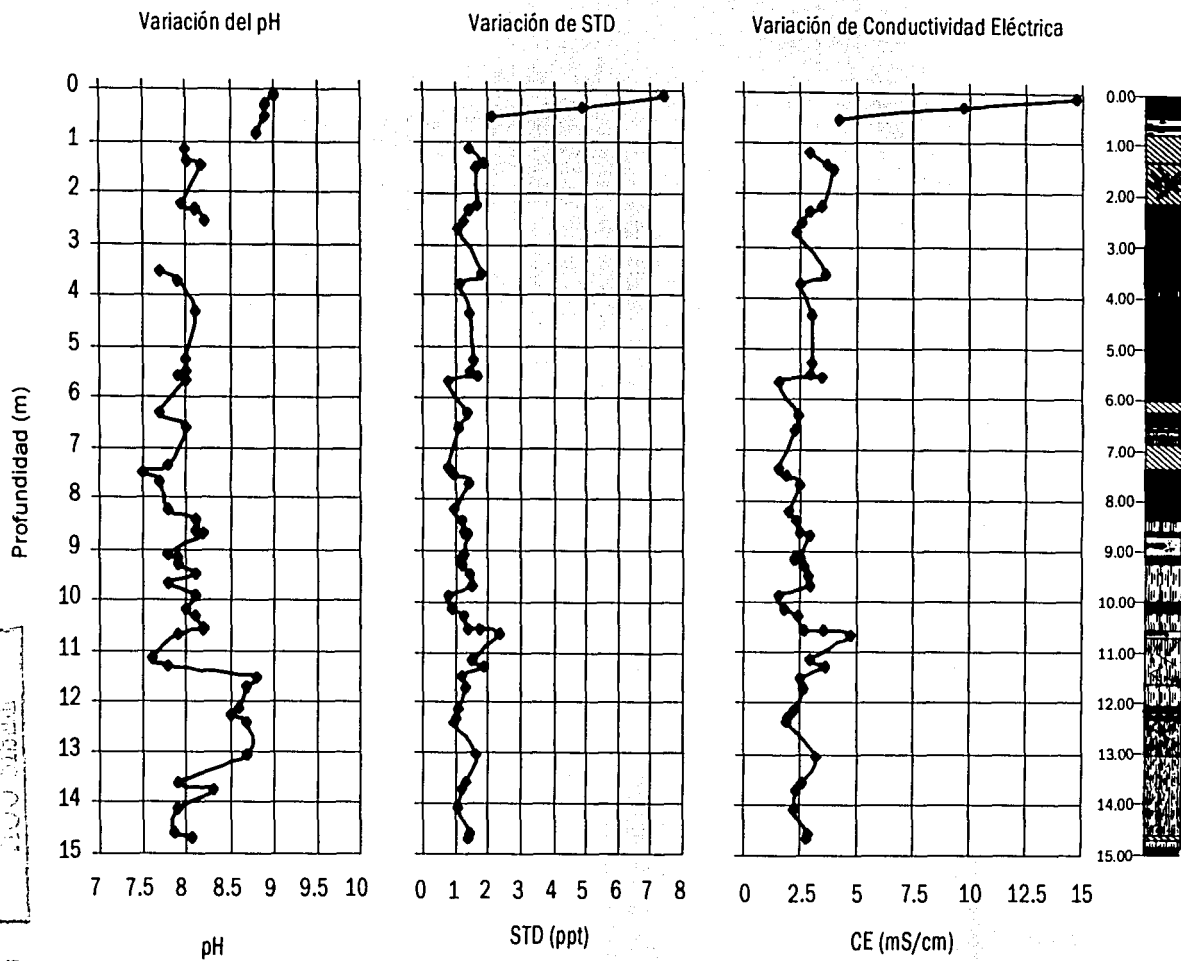


Figura 27. Variación de los parámetros físicoquímicos resultantes en la secuencia.

Materia Orgánica.

La materia orgánica en sedimentos está conformada por restos y productos de descomposición de plantas y animales. Los valores registrados por Hansen (1990) para los sedimentos de Chalco alcanzan un máximo de 30%. Ortega (1996), reporta variaciones entre 5 a 25%. Por su parte Caballero y Ortega (1998), en un análisis estratigráfico más detallado en un núcleo de 26 metros de profundidad, reportan estratos con diferentes intervalos de variación, siendo el más común entre 10 y 20 %, aunque encontraron una unidad estratigráfica (entre 3 y 8 metros de profundidad) que varió entre 20 y 60%, dicha unidad estuvo compuesta por turba pardo-negra, así mismo, encontraron otra con menos de 10%, rica en diatomeas grises (entre 2.5 a 3 metros de profundidad).

La figura 28 y la tabla 11 muestran que el estrato negro y el pardo inferior presentan los valores medios más altos, en este caso, el color, sobre todo el negro, fue un indicador de los altos contenidos de materia orgánica. Los sedimentos gris oliva también presentan valores altos, en ese estrato, los filamentos observados, posiblemente restos de raíces, pueden aumentar los resultados, aunque también los lentes de sedimentos oscuros encontrados en ese estrato, pueden afectar, elevando la media geométrica. Los primeros estratos (rojos y pardos superior) presentan los valores más bajos.

Como se muestra en la figura 29, los valores de materia orgánica en toda la secuencia analizada varían entre 2.8 a 12.8%. De acuerdo con la Norma Oficial Mexicana (2000) (NOM AS-07 2000), estos sedimentos se podrían ubicar en la clasificación de suelos volcánicos con valores que van desde contenidos de materia orgánica "muy bajo" (< 4.0) hasta "alto" (11.0 - 16.0). Los valores más altos registrados en la secuencia, de 11.61 hasta 12.76%, se localizan entre los 8 y 11 metros, zona donde terminan los sedimentos pardos intermedios y principian los gris oliva. Contrario a lo que se esperaría, los valores más bajos, 2.68 y 4.38% se localizan entre 5.5 y 5.8 metros, en donde se tienen sedimentos negros, sin embargo, estos valores representan sólo dos puntos de varios que se obtuvieron, en general, el contenido de los sedimentos negros, como se indicó en renglones anteriores, es comparativamente alto.

Es de destacarse la alternancia de puntos con respecto a la profundidad en el tramo comprendido entre 8 y 12 metros, esto, como ha resultado en otras determinaciones, puede ser un indicativo de la aparición de lentes de sedimentos diferentes entre los sedimentos gris oliva.

Los sedimentos absorben más agua si presentan un mayor contenido de agua, por lo tanto, esta característica pueden afectar la respuesta hidromecánica de sedimentos. Por otro lado, el

TESIS CON
FALLA DE CALIDAD

contenido de materia orgánica también puede afectar las propiedades compresibles de los sedimentos finos ya que los vuelve más compresibles.

Tabla 11. Intervalos de variación de contenido de materia orgánica y su respectiva media geométrica.

Estrato	Prof. (m)	Intervalo de Variación (%)	Media Geométrica (%)
Pardo superior	0.80 - 1.35		
Rojo	1.35 - 2.20	2.5 - 7.5	5.17
Pardos intermedio	2.20 - 2.95	4 - 6	4.93
Negro	2.95 - 6.50	7.3 - 11.8	8.9
Pardo inferior	6.50 - 8.68	10.6 - 12.7	10.58
Gris oliva	8.68 - 15	4.8 - 11.8	7.06

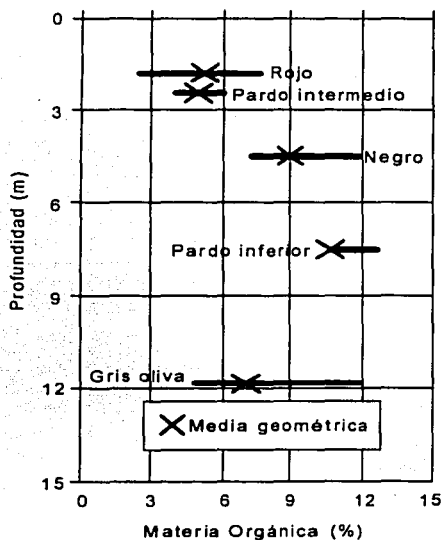


Figura 28. Intervalos de variación de contenido de materia orgánica por tipo de estrato, así como su respectiva media geométrica.

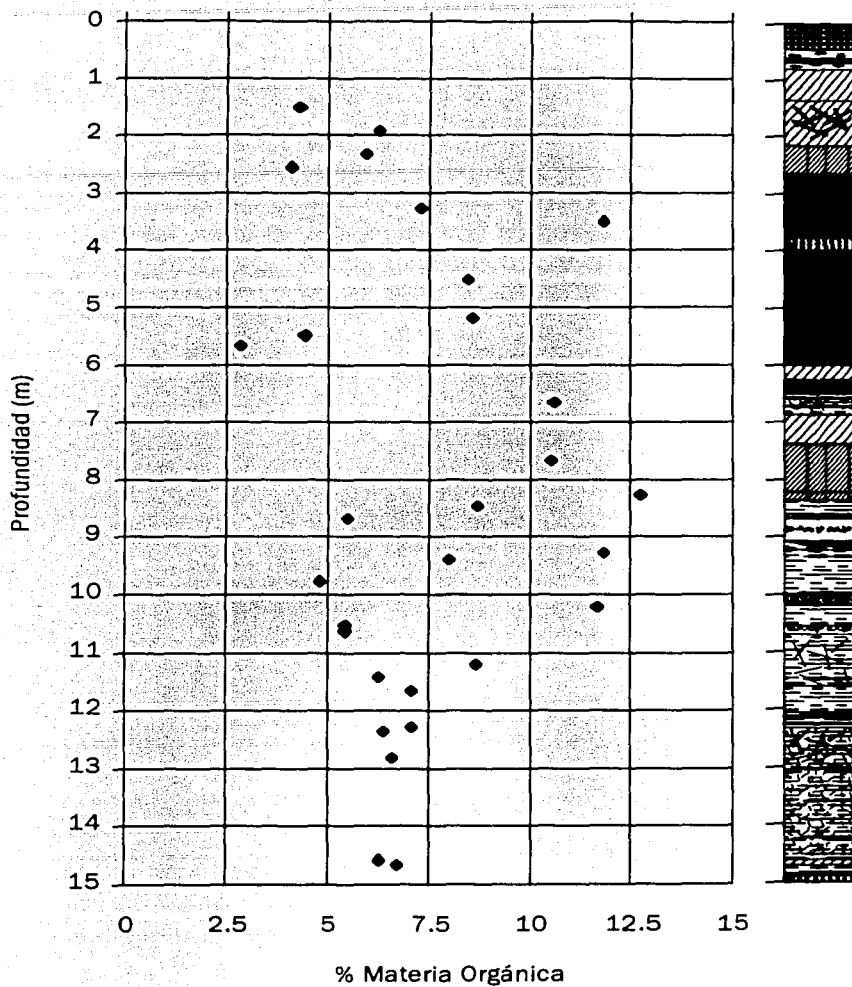


Figura 29. Variación del contenido de materia orgánica.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

5.3 Propiedades hidromecánicas

Límites de consistencia.

Los límites de consistencia nos indican el contenido de agua en el cual una masa de sedimentos presenta un comportamiento plástico y viscoso. El límite líquido de un sedimento se define como el contenido de agua arriba del cual el material se comporta como un líquido viscoso (Sridharan, 2000). El otro límite determinado fue el límite plástico y de la diferencia de estos dos parámetros se obtuvo el índice plástico. El comportamiento plástico o viscoso de los sedimentos depende en gran medida del contenido de arcilla así como del tipo de mineral arcilloso, sobre todo en la capacidad de retención de agua de cada tipo de mineral. Por lo tanto, en estas determinaciones, el agua juega un papel muy importante ya que los límites de consistencia dependen en gran medida de la interacción partícula de arcilla - agua. La importancia del tipo de mineral arcilloso radica en la superficie específica, ya que generalmente un mineral con alta superficie específica muestra mayor capacidad de retención de agua y por lo tanto, valores más altos de límite líquido. De acuerdo con Gillott (1987), la montmorilonita es el mineral arcilloso que presenta mayor superficie específica y presenta valores de límite líquido que oscilan entre 900 a 150%, mientras que los que tienen minerales de caolinita, oscilan entre 90 y 30%. El mismo autor hace referencia a los valores de límite plástico, mencionando que las montmorilonitas están en el intervalo de 100 a 60 %, mientras que las caolinitas están entre 35 y 25 %. En este trabajo, se determinaron los límites líquidos, plásticos e índices plásticos en muestras bajo condiciones de humedad natural y previamente secadas.

La figura 30 y la tabla 12, muestran sin excepción de estrato alguno, que los límites líquidos determinados en muestras con humedad natural son mucho mayores a los obtenidos con sedimentos previamente secados. Estos resultados, hace suponer la existencia de alofanos e imogolitas, ya que estos minerales, denominados de bajo orden (Righi y Meunier, 1995), tienden a convertirse en haloisita o gibbsita cuando son secados. La haloisita y la gibbsita son minerales que retienen menos agua que los minerales de bajo orden (Righi y Meunier, 1995; Solleiro, 1997). La menor capacidad de retención de agua de los minerales neoformados afecta a los resultados de límites de consistencia, ya que, como se mencionó al principio de este capítulo, los límites de consistencia dependen del contenido de agua.

El tiempo necesario para que la recristalización mineralógica suceda puede ser discutible, sin embargo, el cambio en la cantidad de agua retenida que viene como consecuencia, puede ser el responsable de la diferencia en los resultados. Por lo tanto, el cambio de mineralogía, puede

ser el principal factor de porqué los sedimentos muestran valores diferentes en las determinaciones de límites de consistencia, quizás incluso, esa diferencia puede ser producto del contenido de alofanos e imogolitas en cada estrato, por lo tanto podría ser un indicativo de que estrato presenta mayor cantidad de este tipo de minerales. Esta suposición puede ser aplicada también a los índices plásticos y a su respectiva diferencia entre muestras húmedas y secas, mostrados ambos en la figura 31 y en la tabla 13. Cabe recordar que el índice plástico es la diferencia entre límite líquido y límite plástico.

De acuerdo a las figuras 30 y 31 y tablas 12 y 13, los sedimentos pardo superior muestran la mayor diferencia entre sedimentos húmedos y secos, mientras que los sedimentos pardos intermedios son los que presentan la menor diferencia.

En los resultados de la figura 32, también se pueden observar las diferencias entre sedimentos con las dos condiciones de humedad. Por ejemplo el límite líquido en muestras con humedad natural alcanza valores de 394.5 % a una profundidad entre 1 y 2 metros, mientras que el alcanzado por las muestras secadas previamente es 142 % logrado entre 6 y 7 metros. En contraparte, el mínimo para muestras secadas previamente es de 47.2 % alcanzado entre 5 y 6 metros, mientras que para muestras con humedad natural es de 78.05 % de una muestra ubicada entre 13 y 14 metros.

En la figura 33 se presentan la carta de plasticidad para la clasificación de suelos de acuerdo a sus límites de consistencia (Sistema Único de Clasificación de Suelos, SUCS), en ella se incluyen los datos obtenidos en esta tesis, en esa figura se puede observar que los sedimentos en la secuencia son principalmente *MH* (suelos limosos o arenosos finos micáceos o con diátomeas y limos elásticos), *OH* (arcillas orgánicas de plasticidad media alta) y *CH* (arcillas inorgánicas de plasticidad media alta).

En lo que respecta a los índices plásticos, de acuerdo a la figura 34, las muestras secadas previamente presentaron valores menores a 50 %, excepto una ubicada entre 1 y 2 metros de profundidad. Por su parte los valores obtenidos de muestras con humedad natural presentan una dispersión más notable, su intervalo varía desde 15.99 hasta 202.89 %.

De acuerdo a la metodología de la prueba (norma D 4318-96 de la ASTM, (1998)) antes de determinar los límites líquido y plástico, la muestra debe ser dejada secar al aire libre, dispersada y tamizada por la malla 40 (0.42 mm). Sin embargo, de acuerdo a los resultados que se obtuvieron en este trabajo, las muestras que no se dejan secar muestran valores más altos.

TESTEADO
FALLA DE ORIGEN

Tabla 12. Intervalos de variación de contenido de agua en la determinación de límites líquidos y su respectiva media geométrica.

ESTRATO	PROF: (m)	INTERVALO DE VARIACION		MEDIA GEOMETRICA		
		SECOS (%)	HUMEDOS (%)	SECOS (%)	HUMEDOS (%)	DIFERENCIA
Pardo superior	0.80 - 1.35	115 - 125	334 - 394	119.75	312.83	193.08
Rojo	1.35 - 2.20	67 - 220	122 - 400	109.4	195.07	85.67
Pardo Intermedio	2.20 - 2.95	66 - 76	100 - 140	70.82	113.23	42.41
Negro	2.95 - 6.50	47 - 76	164 - 256	60.75	204.94	144.19
Pardo inferior	6.50 - 8.68	79 - 133	220 - 260	123.68	241.33	117.65
Gris oliva	8.68 - 15	64 - 98	86 - 276	81.25	159.02	77.77

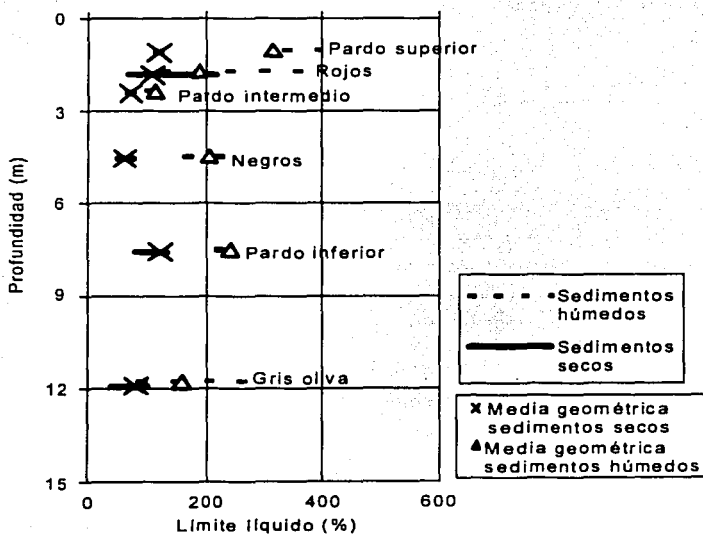


Figura 30. Intervalos de variación de contenido de agua en la determinación de límites líquidos por tipo de estrato, así como su respectiva media geométrica.

Tabla 13. Intervalos de variación de contenido de agua en la determinación de Índices plásticos y su respectiva media geométrica.

ESTRATO	PROF: (m)	INTERVALO DE VARIACION		MEDIA GEOMETRICA		
		SECOS (%)	HUMEDOS (%)	SECOS (%)	HUMEDOS (%)	DIFERENCIA
Pardo superior	0.80 - 1.35	40 - 45	83 - 202	44.47	147.81	103.34
Rojo	1.35 - 2.20	14 - 63	16 - 155	26.42	80.01	53.59
Pardo Intermedio	2.20 - 2.95	18 - 21	29 - 50	20.00	35.14	15.24
Negro	2.95 - 6.50	12 - 16	62 - 86	14.11	73.40	59.29
Pardo inferior	6.50 - 8.68	32 - 48	97 - 128	39.13	111.89	72.76
Gris oliva	8.68 - 15	17 - 40	91 - 124	25.68	107.63	81.95

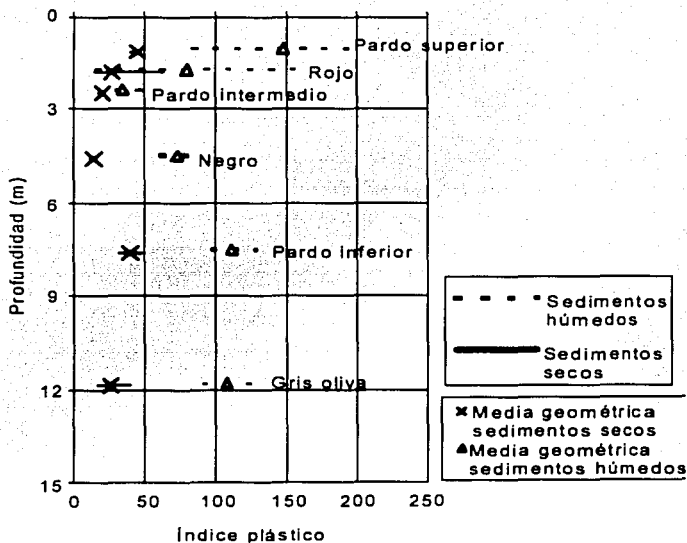
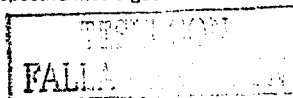


Figura 31. Intervalos de variación de contenido de agua en la determinación de Índices Plásticos por tipo de estrato, así como su respectiva media geométrica.



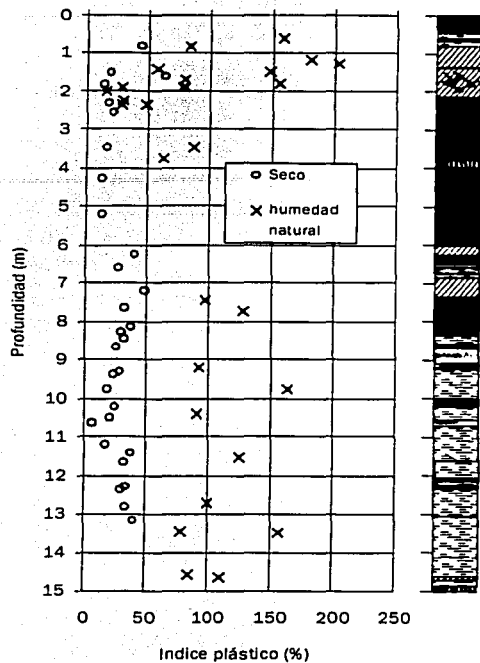


Figura 32. Variación y comparación de los índices plásticos de los sedimentos secados previamente y con humedad natural.

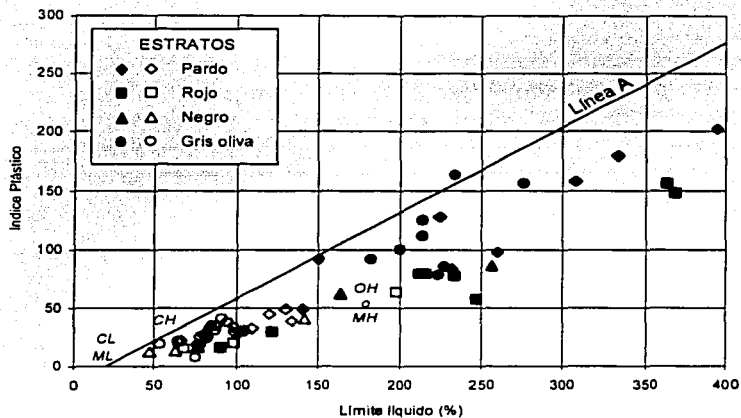


Figura 33. Carta de plasticidad con los datos obtenidos en la secuencia. Los datos representados por figuras rellenas corresponden a determinaciones en muestras con humedad natural, mientras que los representados por figuras vacías corresponden a muestras secadas.

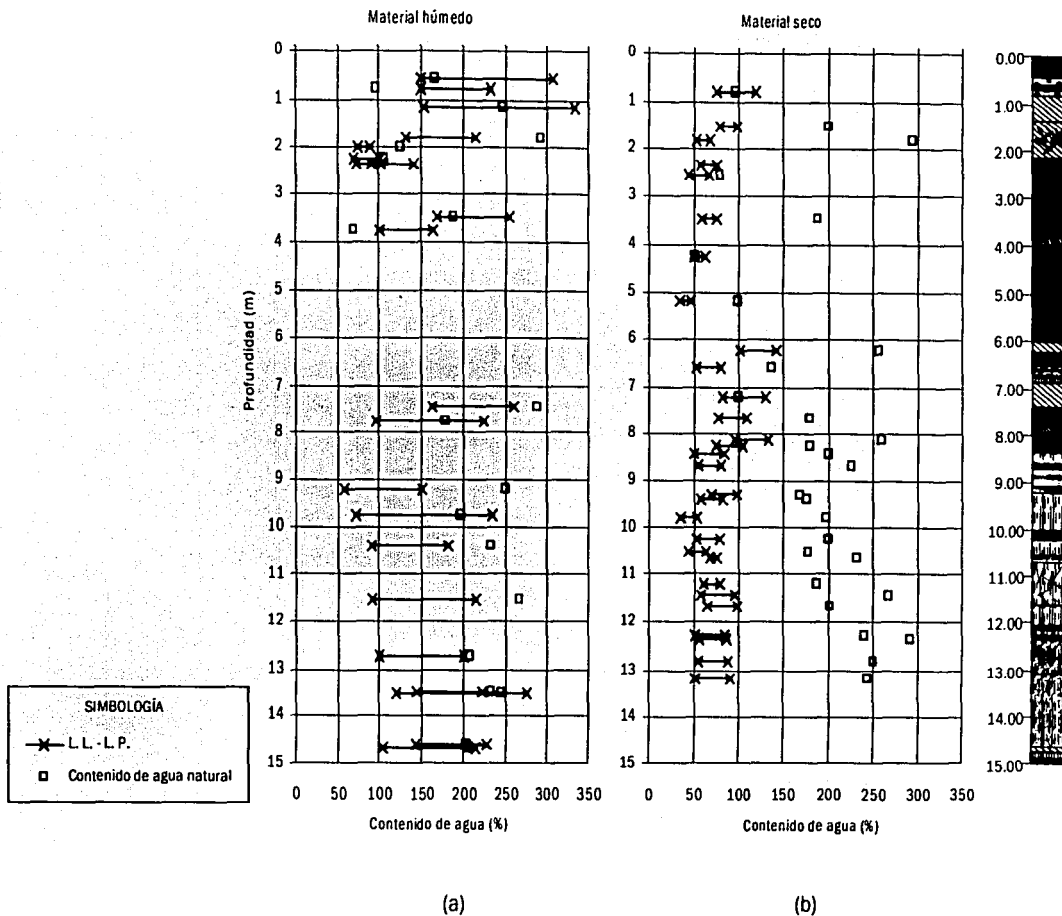


Figura 34. Variación de intervalos de las diferencias entre límite líquido y límite plástico (LL - LP), así como los contenidos naturales de agua. La gráfica (a), muestra los resultados de la técnica aplicada a sedimentos con humedad natural, mientras que en la gráfica (b), se muestran los resultados aplicados a sedimentos previamente secados al aire libre.

Índice de Compresibilidad, Cc

El índice de compresibilidad es la pendiente de la línea del tramo virgen de la curva de compresibilidad, por lo tanto, es un parámetro que indica qué tanto se deforma un material a un esfuerzo aplicado en ese tramo de la curva. El índice de compresibilidad es un parámetro utilizado para comparar propiedades compresibles de los sedimentos en geotecnia (Mesri *et al.*, 1975; Lambe y Whitman, 1979). También es muy utilizado en hidrogeología, específicamente en estudios que cuantifican subsidencia (Newman *et al.*, 1982; Rudolph y Frind, 1991; Rivera 1994; Ortega *et al.*, 1999). Sin embargo, en estudios de subsidencia, en los que se aplican modelos computacionales, parámetros como Cc suelen ser restringidos a un solo valor promedio para ajustar el modelo.

De acuerdo con Lambe y Whitman (1979), los valores de este índice en diversos minerales arcillosos se encuentran entre 1.6 a 2.6 en montmorilonitas, en illitas 0.56 a 1.10, y de 0.21 a 0.26 en caolinitas. En la zona de Chalco, Ortega *et al.*, (1999) encontró que Cc varía desde 1 hasta 6 promediando de 3 a 4 en una profundidad comprendida entre 0 a 125 metros. El mismo autor resume el intervalo de 3 a 5 debajo de los 10 metros de profundidad.

Apoyándonos en la figura 35 y tabla 14, se puede observar que los estratos pardo superior, rojo y gris oliva, presentan los valores más altos, producto quizás, de que presentan una estructura abierta o porosa. Este tipo de estructuras es característica de sedimentos que contienen minerales alofánicos o esmectíticos. Las fracturas y los lentes arenosos también puede influir, ya que permiten que el agua fluya y sea expulsada de esos estratos más fácilmente, permitiendo una más rápida expulsión de agua de poro.

Las muestras alteradas que representaron a los sedimentos negros presentaron valores bajos. Generalmente al remodelar una muestra, la estructura es destruida. Como se mencionó anteriormente la estructura influye en las propiedades compresibles de los sedimentos, por lo tanto, en este caso, la afectación probablemente resultó en una reducción de Cc.

En la figura 36, los valores son bajos (0.39), sin embargo, conforme aumenta la profundidad, los valores también aumentan. A partir de los 6 metros se pueden distinguir claramente dos tendencias, las dos tienden a valores comprendidos entre 2 y 3. En esa figura se puede observar que los valores resultantes entre 1.2 y 1.85, correspondiente a sedimentos rojos fracturados, son comparativamente altos.

TESIS CON
PALLA DE ORO

Tabla 14. Intervalos de variación del índice de compresibilidad y su respectiva media geométrica.

Estrato	Prof. (m)	Intervalo de Variación	Media Geométrica
Pardo superior	0.80 - 1.35	3.11 *	3.11
Rojo	1.35 - 2.20	0.78 - 2.68	1.81
Pardos Intermedio	2.20 - 2.95	0.39 *	0.39
Negro	2.95 - 6.50	0.46 *	0.46
Pardo inferior	6.50 - 8.68	1.60 - 1.88	1.69
Gris oliva	8.68 - 15	1.51 - 2.70	2.11

* Producto de una sola estimación.

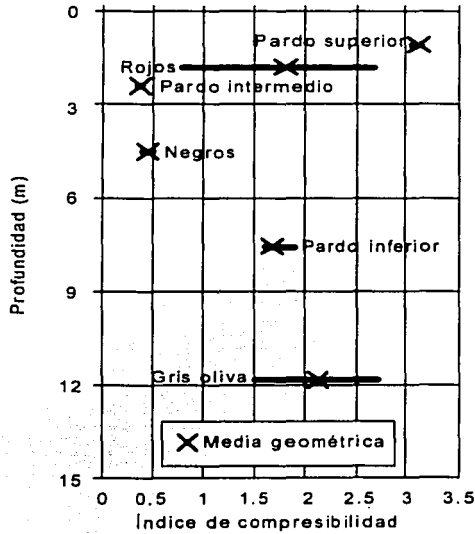


Figura 35. Intervalos de variación del índice de compresibilidad por tipo de estrato, así como su respectiva media geométrica.

TESIS CON
FALLA EN ORIGEN

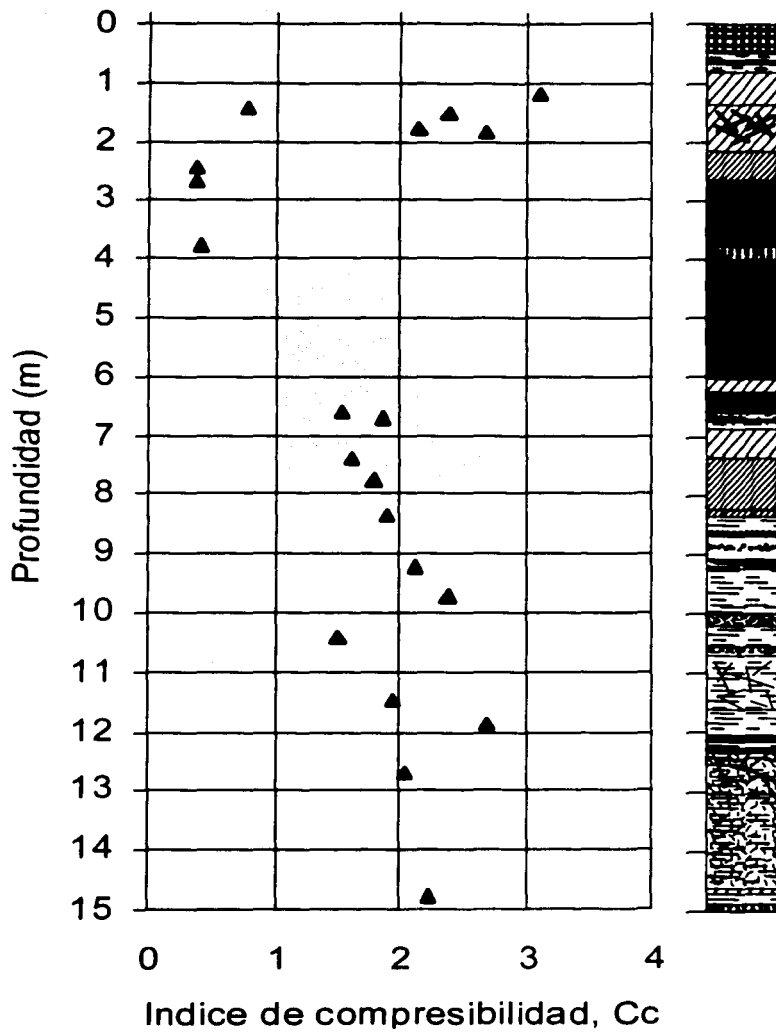


Figura 36. Variación del índice de compresibilidad en la secuencia analizada.

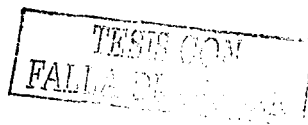
Coefficiente de consolidación.

El coeficiente de consolidación (C_v) representa las características de compresibilidad y de conductividad hidráulica una masa de sedimentos, su valor depende del espesor del estrato o de una muestra, y del tiempo en el que la presión de poro de ese estrato es relajada durante el proceso de consolidación. En la práctica, el coeficiente de consolidación se estima durante el tramo de consolidación primaria, ya que obedece a la Ley de Terzaghi, es decir, cuando la presión de poro aún no ha sido relajada completamente. En este trabajo se aplicaron dos tipos de pruebas de consolidación: incremental y por gradiente controlado. La estimación de C_v es diferente para cada tipo de prueba, durante la prueba incremental, en la cual la muestra se deforma a carga constante, se obtiene un valor de C_v para cada incremento de carga. Generalmente se utilizan los métodos de Casagrande, cuando el grado de consolidación primaria está a 50% (C_{v50}) o el de Taylor, cuando el grado está a 90% (C_{v90}). Estos métodos son gráficos (se basan en la deformación de la muestra), por lo tanto, para obtener valores confiables, las curvas mediante las que se estima C_v deben tener una forma típica. Hasta el momento, no hay manera de obtener C_v mediante mediciones directas en pruebas de laboratorio incrementales. Cabe mencionar que para calcular C_v de las pruebas incrementales, la permeabilidad y la compresibilidad de la muestra se consideran constantes durante cada incremento de carga, por lo tanto el coeficiente de consolidación también se considera constante.

Los valores de C_v obtenidos durante la prueba por gradiente controlado, pueden ser de número teóricamente infinito (Lowe *et al.*, 1969), ya que se obtienen aplicando una ecuación a los datos obtenidos, para ello, durante la prueba se necesitan conocer los valores de espesor de la muestra (H), la variación de la presión de poro en la base de la misma (Δu), valor de la contrapresión, así como la velocidad de aplicación de carga en el tiempo ($\Delta\sigma/\Delta t$). La ecuación para determinar C_v a partir de pruebas por Gradiente Controlado es:

$$C_v = \frac{\partial \sigma}{\partial t} \frac{H^2}{2\Delta u} \quad (21)$$

Es importante mencionar que durante la prueba por gradiente controlado, las cargas se aplican a la muestra de modo que la presión de poro en su base se mantiene constante, por lo tanto, la carga aplicada puede acrecentarse o disminuirse según se requiera. Dependiendo de la variación de presión de poro, el C_v calculado mediante las pruebas por gradiente controlado puede obtenerse en el intervalo de tiempo en el que u_b se mantiene constante. Para poder ver con mayor detalle la teoría de los tipos de pruebas de consolidación se recomienda leer el apéndice B de esta tesis.



Los valores de C_v reportados para diferentes partes del mundo para sedimentos finos varían desde 1 a $0.03E-4$ cm^2/sg (Bardet, 1997). Los valores de C_v reportados para algunas zonas de la Cuenca de México se encuentran entre 0.28 a $0.47E-4$ (Marsal y Mazari, 1959).

El significado de C_v tiene mucha relevancia en ciencias como mecánica de suelos, hidrogeología y geología ambiental. C_v es importante para estudiar el comportamiento hidromecánico de acuitardos (Domenico y Mifflin, 1965; Ortega *et al.*, 1993; Ortega 1996) y para el estudio de subsidencia (Domenico y Mifflin, 1965; Gu *et al.*, 1991).

El valor de C_v se relaciona directamente con la conductividad hidráulica (K), lo cual tiene implicaciones importantes, ya que un medio fracturado que sea bien representado por una muestra, tendrá un valor de C_v menor al esperado, otro ejemplo, son los lentes arenosos, ya que un medio arenoso generalmente es más permeable que uno compuesto en su mayoría por material fino, además, los lentes arenosos pequeños podrían funcionar como canales mediante los que fluiría más rápido el agua. Esto puede ser relevante ya que en la secuencia analizada se pudieron distinguir pequeños lentes arenosos de cenizas volcánicas.

Por otro lado, el coeficiente de compresibilidad (a_v) de la muestra, también afecta directamente a los valores de C_v , por lo que, factores como materia orgánica, el arreglo microestructural de la fase arcillosa, y otros que afectan al comportamiento compresible del material, tienen particular importancia. En la secuencia analizada se tienen registrados estratos limo arcillosos fracturados así como importantes lentes arenosos y de material piroclástico que repercutirían los valores de C_v . De igual manera, los altos valores de materia orgánica, y la mineralogía de la fase arcillosa también pueden repercutir en el valor de C_v .

La consolidación es un proceso transitorio, eso significa que varias características de la muestra varían conforme se aplican las cargas, entre ellas el coeficiente de consolidación, por lo tanto, dicho parámetro se ajusta a cada nuevo estado de esfuerzos.

En la figura 37 y tabla 15, se puede observar que los tres estratos más someros presentan coeficientes de consolidación comparativamente altos, la media geométrica en estos estratos es la más alta, sobre todo el estrato rojo y el pardo intermedio. Una posible explicación puede ser las fracturas que presentan los sedimentos rojos, así mismo, es posible que la estructura abierta de estos sedimentos pueda afectar, elevando C_v . Hay que recordar que es muy probable que alofanos e imogolitas se encuentren contenidas en estos sedimentos, de acuerdo a lo discutido en el capítulo de límites de consistencia. Los alofanos y las imogolitas presentan un arreglo estructural abierto, por donde el flujo de agua puede circular cuando sea inducido (Wesley, 2001). A pesar de que se han determinado altas compresibilidades en sedimentos donde la presencia de alofanos es comprobada (Wesley, 2001), en este caso, el



valor de Cv parece estar más de acuerdo con las condiciones de flujo que con las propiedades de compresibilidad.

Los sedimentos gris oliva también presentan una media geométrica relativamente alta, aunque muy por debajo de los estratos rojos y pardo intermedio. De manera semejante, las fracturas y lentes observados en los sedimentos gris oliva (en proporción, fueron los que presentaron más lentes en la secuencia), pudieron influir en las condiciones de flujo, elevando el valor de Cv. De acuerdo con los resultados de Cc, los sedimentos gris oliva también presentan altos valores de compresibilidad, sin embargo, al igual que en los primeros tres estratos, las condiciones de flujo parecen tener mayor efecto en los resultados de Cv.

Como comentario aparte sobre los sedimentos negros, es importante aclarar y recordar que las muestras de ese estrato sometidas a prueba de consolidación fueron remoldeadas, por lo tanto, el valor comparativamente bajo de Cv obtenido, no es representativo, ya que, durante el remoldeo, la estructura es prácticamente destruida. Los resultados de Cc indican un bajo valor de compresibilidad en esas muestras. Sin embargo, en algunos casos, la conductividad hidráulica en muestras esmectíticas alteradas resulta ligeramente mayor a la de muestras naturales (Pusch y Schomburg, 1999). De ser al caso, el valor bajo de Cv se podría deber a que la conductividad hidráulica en estado natural era demasiado baja, aún cuando fuera ligeramente aumentada después del remoldeo, por lo tanto, el Cv determinado también resulta bajo.

Por otro lado, en la figura 38a se muestra el intervalo de variación del coeficiente de consolidación obtenido mediante los dos tipos de pruebas: incrementales y por gradiente controlado, así como los valores de Cv obtenidos cuando la carga aplicada se aproximaba al valor obtenido de Pc. En teoría la carga de preconsolidación Pc es la carga que más se acerca a las condiciones naturales de esfuerzo de la muestra, por ello, el valor de Cv en el que la carga aplicada más se aproximaba a Pc, fue seleccionado como el más representativo de dichas condiciones. En la figura 38a puede observarse que los intervalos varían desde 3.2E-05 hasta 13.25 cm²/sg. Por su parte los valores aproximados al Pc varían desde 2.27E-03 hasta 0.93 cm²/sg (figura 38b). Como se confirma en la figura 38a, la zona donde se localizan los estratos rojo y pardo intermedio muestra los valores más altos, mientras que los más bajos se presentan en donde se localizan los sedimentos negros.

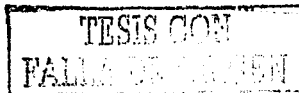


Tabla 15. Intervalos de variación de coeficientes de consolidación y su respectiva media geométrica.

Estrato	Prof. (m)	Intervalo de Variación (cm ² /sg)	Media Geométrica (cm ² /sg)
Pardo superior	0.80 - 1.35	0.0129 - 0.1227	0.0398
Rojo	1.35 - 2.20	0.0238 - 0.9347	0.1068
Pardos Intermedio	2.20 - 2.95	0.1400 - 0.1420	0.1423
Negro	2.95 - 6.50	0.0040 - 0.0060*	0.0056
Pardo inferior	6.50 - 8.68	0.0038 - 0.1064	0.0292
Gris oliva	8.68 - 15	0.0022 - 0.1442	0.0396

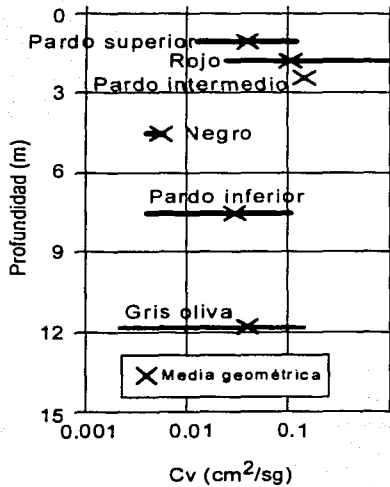


Figura 37. Intervalos de variación del coeficiente de consolidación por tipo de estrato, así como su respectiva media geométrica.

TESIS CON
VALIA DE ORIGEN

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

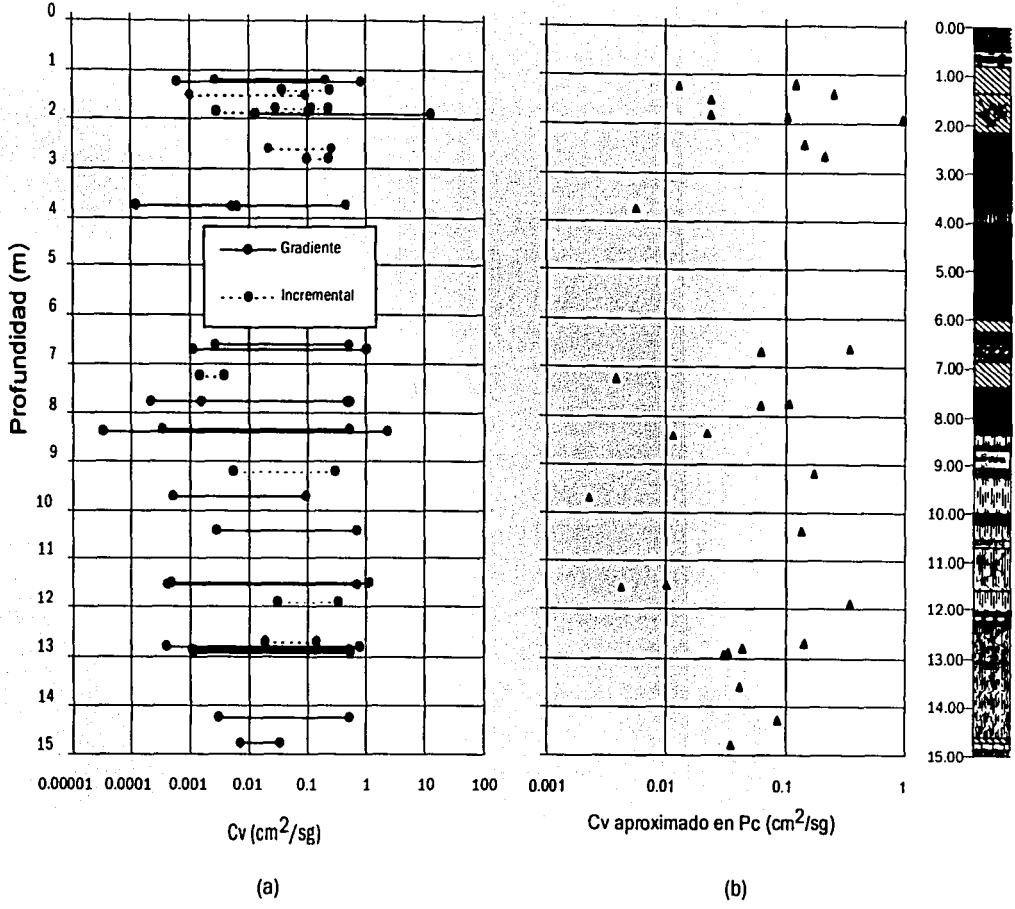


Figura 38. (a) Intervalos de variación del coeficiente de consolidación, resultado de ambas pruebas de consolidación: incremental y por gradiente controlado. (b) Valor de C_v aproximado a P_c .

Coefficiente de compresibilidad, a_v .

El coeficiente de compresibilidad a_v , se obtiene de la relación entre el cambio de volumen y la presión aplicada a la muestra, en los cálculos de consolidación el parámetro para evaluar la diferencia de volumen en la relación de vacíos e . Los valores para algunas zonas de la Cuenca de México varían desde 0.11 a 6.0 cm^2/sg (Marsal y Mazari, 1979).

En la figura 39 y la tabla 16, se muestran el intervalo de variación y la media geométrica correspondiente a cada intervalo. Es importante mencionar que los datos analizados en esa figura corresponden a los mostrados en la figura 40b, obtenidos en el punto en el que el esfuerzo efectivo más se acercaba a P_c . En la figura 39 se puede observar que los estratos rojo y gris oliva muestran las medias geométricas más altas, en ese aspecto los resultados son semejantes a los obtenidos para el índice de compresibilidad C_c , esto es hasta cierto punto lógico ya que a_v es la pendiente de la relación de vacíos con respecto al esfuerzo efectivo, al igual que C_c sólo que éste último para el logaritmo del esfuerzo efectivo.

Sin embargo, los resultados entre C_c y a_v en los sedimentos pardo superior son muy diferentes comparativamente hablando. En este caso, los resultados no son lo que se esperaría ya que ambos parámetros se relacionan directamente con la compresibilidad del medio.

La figura 40 muestra los resultados del coeficiente de compresibilidad estimado en la secuencia. Los intervalos varían desde 0.0013 hasta 7.30 cm^2/Kg . Es importante recalcar que los intervalos más grandes son los resultantes de las pruebas por Gradiente Controlado. Esto significa que el rango de esfuerzos es mayor para este tipo de pruebas que para las aplicadas por medio del tipo incremental. Los valores de a_v cercanos al punto de P_c , varían desde 0.003 hasta 0.079 cm^2/Kg .

Tabla 16. Intervalos de variación de coeficiente de compresibilidad y su respectiva media geométrica.

Estrato	Prof. (m)	Intervalo de Variación (cm^2/Kg)	Media Geométrica
Pardo superior	0.80 - 1.35	0.0039 - 0.084	0.0181
Rojo	1.35 - 2.20	0.0102 - 0.681	0.1736
Pardos intermedio	2.20 - 2.95	0.0187*	0.0187
Negro	2.95 - 6.50	0.0655 - 0.3078	0.1419
Pardo inferior	6.50 - 8.68	0.0466 - 0.7949	0.1432
Gris oliva	8.68 - 15	0.0514 - 0.7141	0.1834

* producto de una sola estimación.

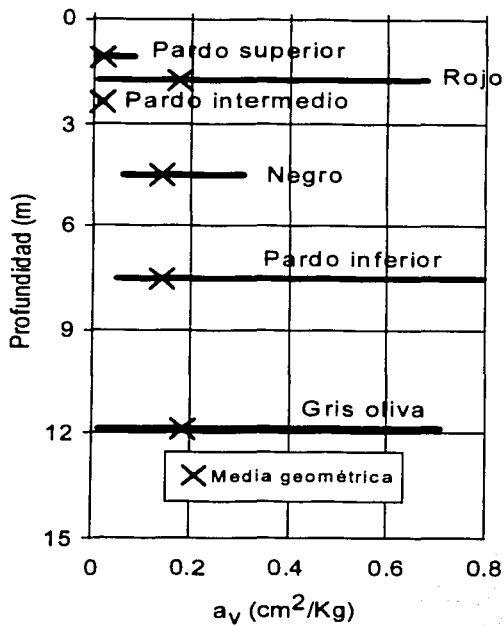
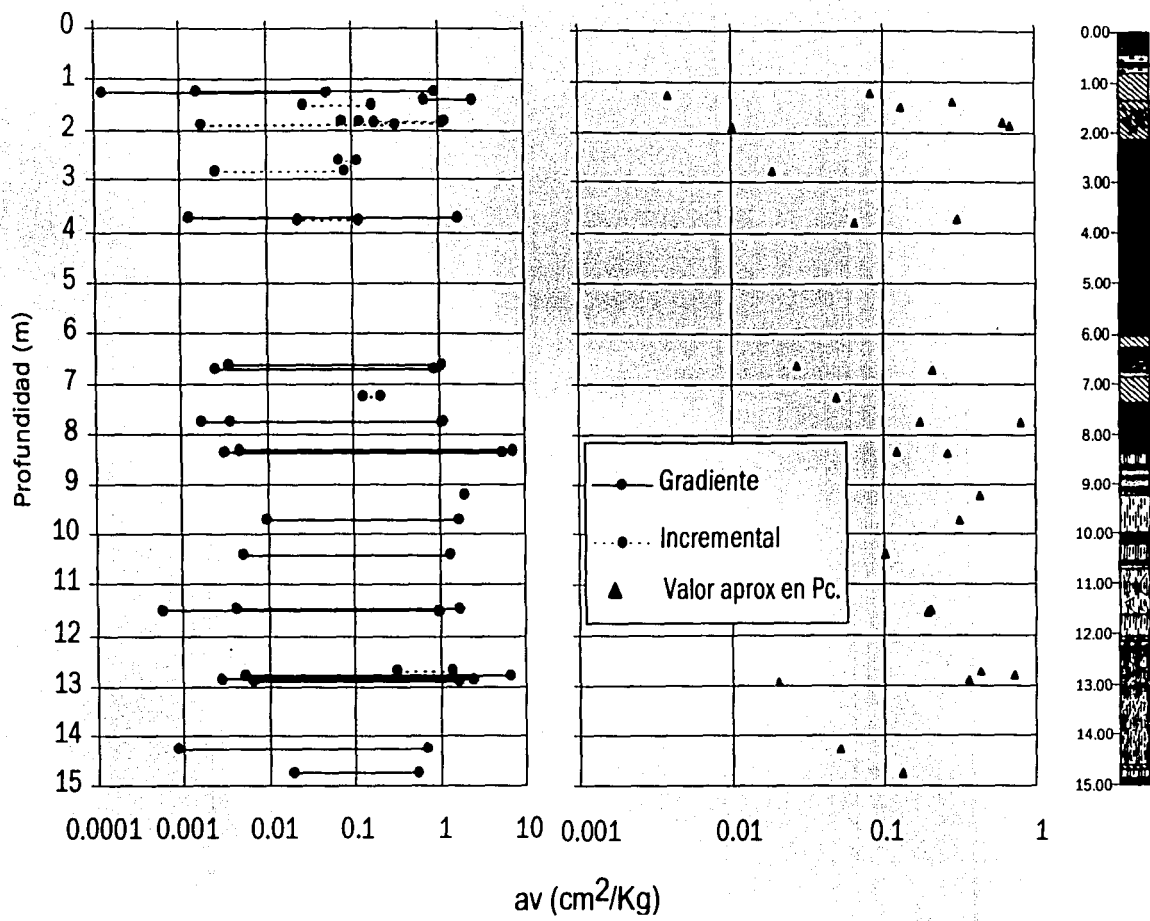


Figura 39. Intervalos de variación del coeficiente de compresibilidad por tipo de estrato, así como su respectiva media geométrica.



(a)

(b)

Figura 40. Variación del coeficiente de compresibilidad. (a) Intervalos de variación. (b) Su valor aproximado de Pc.

Conductividad Hidráulica

La conductividad hidráulica K en un medio poroso se refiere a la propiedad de permitir el paso del agua a través de sus intersticios. La velocidad y cantidad del agua que circula en un medio poroso, de acuerdo a la ley de Darcy, depende principalmente del gradiente hidráulico, asociado a la diferencia de presión hidrostática. En un medio poroso de baja permeabilidad, constituido por sedimentos finos como limos y arcillas, influye la interacción entre mineral de arcilla y molécula de agua.

Durante una prueba de consolidación, al aplicarse una carga a la muestra, se crea un gradiente hidráulico vertical que provoca un flujo. El agua de poro fluye y es expulsada de la muestra por las caras superior e inferior, ya que la muestra es confinada lateralmente.

Una vez obtenido el coeficiente de consolidación, K es calculada mediante la ecuación:

$$K = \frac{Cv \gamma_w a_v}{1 + e} \quad (22)$$

Independientemente del tipo de prueba de consolidación que se aplicó, el valor de K se determinó mediante la ecuación 22. Sin embargo, durante las pruebas incrementales, se obtuvieron valores de K bajo carga constante, mientras que en las pruebas por gradiente controlado, los valores de K se calcularon durante cargas variables.

La conductividad hidráulica estimada en los sedimentos limo arcillosos del acuitardo superficial de la zona de Chalco varía entre $3E-11$ y $5E-08$, mientras que el de los lentes de piroclastos encontrados a diferentes profundidades del acuitardo superior varía entre $3E-08$ y $5E-06$ m/s (Vargas, 2001). Cabe apuntar la secuencia analizada en esta tesis esta comprendida en el acuitardo superior

La figura 41 y la tabla 17, se observa que los resultados varían de una manera muy similar al coeficiente de consolidación, lo cual es muy lógico ya que K se deriva directamente de Cv (en la ecuación 22, se observa que K y Cv varían directamente). Los estratos pardo intermedio, rojo y gris oliva muestran las medias geométricas más altas, sin embargo, las correspondientes a los dos primeros son de un orden de magnitud mayores ($2E-07$ y $1E-07$ contra $2E-08$ de los gris oliva), como se mencionó anteriormente, las fracturas y los lentes arenosos pueden ser los principales factores que provocan esos valores, sin descartar la estructura porosa que pueden presentar esos estratos por la mineralogía presente.

La figura 42a muestra el intervalo de variación de K calculados mediante la ecuación 22, durante la aplicación de ambas pruebas de consolidación. En esa figura se puede observar que los intervalos varían entre $1.20E-05$ hasta $1.95E-13$ m/s. En la figura 42b, se puede observar que los valores "puntuales" de K varían de $5.74E-07$ hasta $1.00E-10$ m/s.

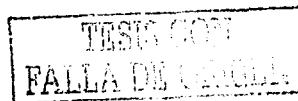


Tabla 17. Intervalos de variación de la conductividad hidráulica y su respectiva media geométrica.

Estrato	Prof. (m)	Intervalo de Variación (m/s)	Media Geométrica (m/s)
Pardo superior	0.80 - 1.35	2.14E-08 a 1.00E-10	1.46E-09
Rojo	1.35 - 2.20	8.52E-09 a 1.04E-07	1.09E-07
Pardos intermedio	2.20 - 2.95	1.58E-07 a 3.62E-07	2.39E-07
Negro	2.95 - 6.50	5.66E-09*	5.66E-09*
Pardo inferior	6.50 - 8.68	5.22E-10 a 2.01E-07	1.25E-08
Gris oliva	8.68 - 15	1.29E-09 a 3.08E-07	2.21E-08

* producto de una sola estimación.

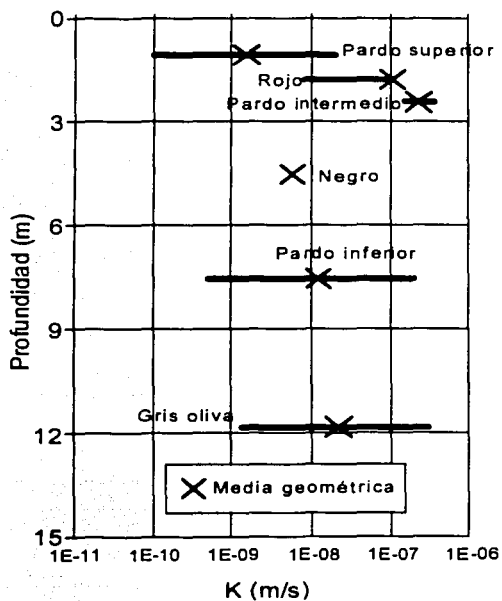


Figura 41. Intervalos de variación de la conductividad hidráulica por tipo de estrato, así como su respectiva media geométrica.

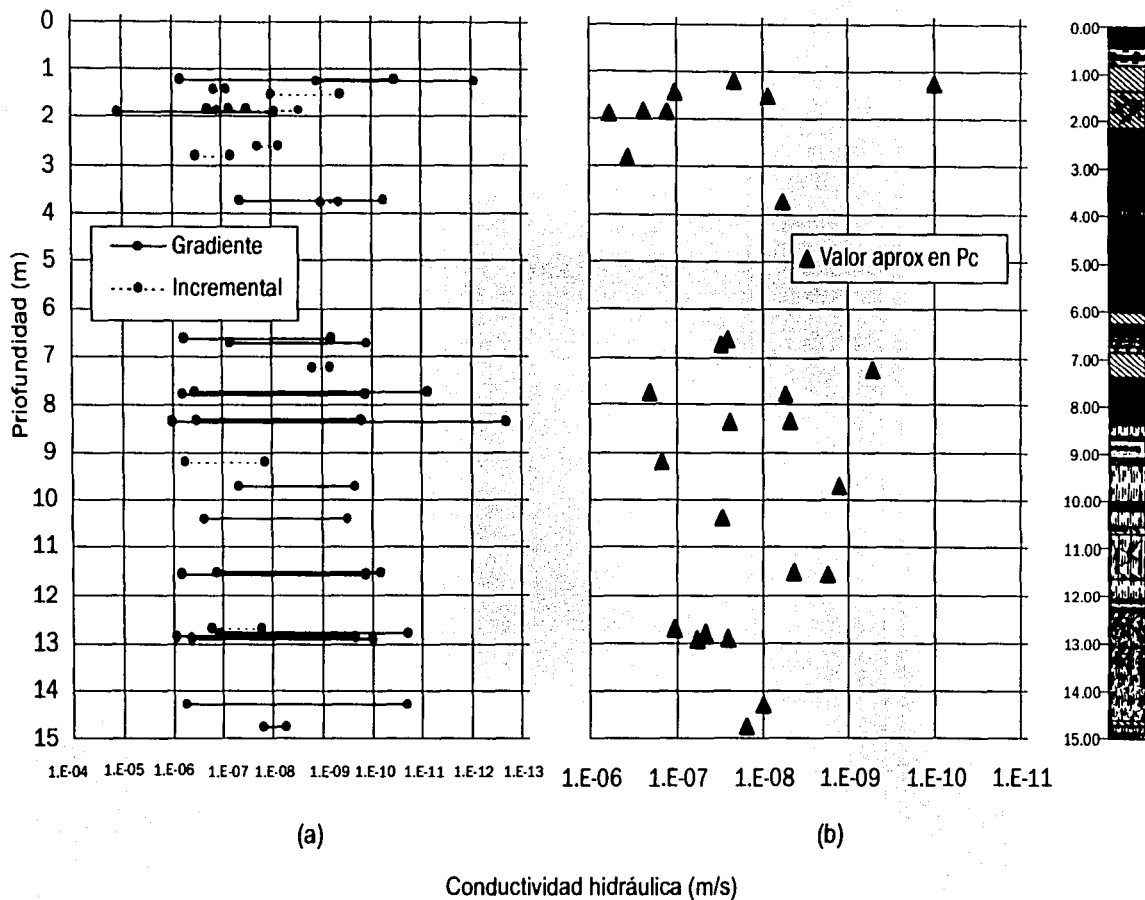


Figura 42. Variación espacial de la conductividad hidráulica y su respectiva. (a) Intervalos de variación durante cada prueba en diferentes estados de esfuerzo. (b) Conductividad hidráulica en las que el esfuerzo aplicado es aproximado a Pc.

Carga de preconsolidación, (Pc).

La carga de preconsolidación P_c se estima a través de la curva de compresibilidad (esfuerzo - deformación) y se refiere a la historia geológica de cargas de un medio geológico. Un medio sedimentario que no ha sufrido variación en el esfuerzo efectivo, tiene valores de P_c iguales al esfuerzo vertical litostático. La variación del esfuerzo efectivo puede ser producida por factores como: pérdida considerable de agua de poro y la consecuente pérdida de presión de poro (por ejemplo durante una desecación climática); por disminución del espesor de los estratos que le sobreyacen (por ejemplo, cuando la erosión es mayor a la depositación); o cuando el sedimento estuvo sometido a sobrepesos como en el caso de sedimentos glaciales.

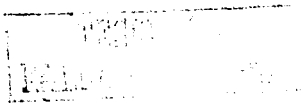
Existen varios métodos para estimar el valor de carga de preconsolidación en su gran mayoría gráficos. En este trabajo, el método empleado para estimar P_c es el método gráfico de Casagrande (Casagrande, 1936).

En la figura 43 y tabla 18 se puede observar que los estratos superiores (rojo y pardo superior) muestran los datos con valor más altos, la causa de ese comportamiento debe ser la desecación. Sin embargo, en el caso de los sedimentos rojos, a pesar de que su media geométrica es comparativamente baja, el intervalo de variación indica que existen algunos datos cuyo valor es del orden de los pardo superiores. Esto permite suponer que aun cuando se trate de un estrato con sedimentos aparentemente similares (de un mismo color), pueden existir muestras de ese estrato con comportamiento diferente.

Los sedimentos gris oliva presentan los valores más bajos, lo que puede indicar que podrían estar normalmente consolidados o en un estado cercano a esa condición. Si se observa la tendencia general de la secuencia, se puede notar que la media geométrica de los sedimentos negros se encuentra dentro de una tendencia descendente, sin embargo, los valores registrados no son representativos por utilizarse muestras remoldeadas (amasadas) en estos estratos.

En la figura 44 se observa que los valores registrados en los primeros tres metros de la secuencia son muy altos, alcanzando hasta 2 Kg/cm^2 , producidos por los efectos de la desecación o por el alto contenido de sales registrado en ese tramo. En esa profundidad, se tienen sedimentos rojos y cafés.

A partir de los seis metros, los valores de P_c se reducen, sin embargo, tienden a aumentar sensiblemente conforme se profundizan. A partir de los seis metros, se tienen valores entre 0.3 hasta 1.88 Kg/cm^2 .



Entre 6 y 8 metros, hay dos valores que sobresalen por ser relativamente más altos. Es interesante observar que en esta parte de la secuencia se encuentran sedimentos pardos intermedios, en este caso, también algunas muestras mostraron mayor preconsolidación.

Tabla 18. Intervalos de variación de la carga de preconsolidación y su respectiva media geométrica.

Estrato	Prof. (m)	Intervalo de Variación (Kg/cm ²)	Media Geométrica (Kg/cm ²)
Pardo superior	0.80 - 1.35	1.58 - 2.85	2.12
Rojo	1.35 - 2.20	0.34 - 3.11	0.74
Pardos intermedio	2.20 - 2.95	1.49 *	1.49
Negro	2.95 - 6.50	0.55 - 1.44	0.89
Pardo inferior	6.50 - 8.68	0.44 - 1.88	0.95
Gris oliva	8.68 - 15	0.29 - 0.97	0.65

* producto de una sola estimación.

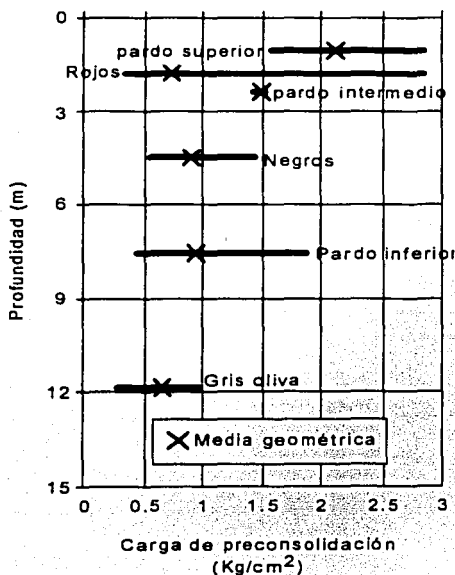


Figura 43. Intervalos de variación de coeficiente de compresibilidad por tipo de estrato, así como su respectiva media geométrica.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

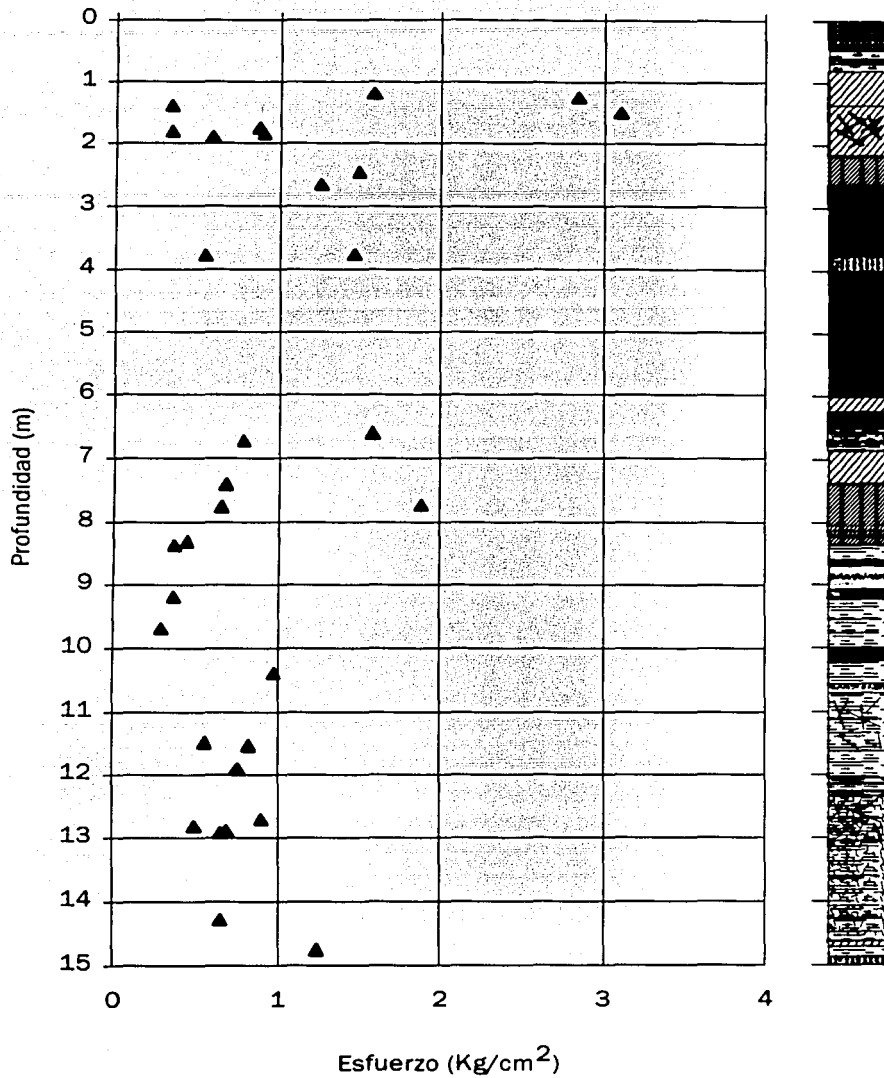


Figura 44. Variación de la carga de preconsolidación P_c en la secuencia.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

VI. DISCUSION E IMPLICACION DE RESULTADOS.

En este capítulo, se analizan los sedimentos de la secuencia desde el punto de vista de sus condiciones de flujo y de sus propiedades compresibles. Dicho análisis se realiza considerando las propiedades y características determinadas en el capítulo de resultados.

6.1 Propiedades de compresibilidad y deformabilidad.

Antes de iniciar este capítulo cabe recordar que las propiedades de compresibilidad de los sedimentos dependen en gran parte del arreglo estructural de sus partículas, así como de la forma en la éstas interaccionan con el agua de poro, tanto con la adherida mediante fuerzas electroquímicas (agua adsorbida) como con la que fluye libremente por sus intersticios (agua libre). Cuando una masa de sedimentos es sometida a un esfuerzo de compresión, un flujo de agua libre es inducido, gran parte del total de la deformación es debido al agua expulsada durante ese flujo inducido (consolidación primaria). En cambio, durante la deformación por consolidación secundaria, un volumen de agua adsorbida es separado de las partículas sólidas y fluye hacia el exterior de la muestra. En esta etapa, las partículas sólidas son deformadas, sin embargo, es probable que la deformación de las partículas también ocurra durante la consolidación primaria.

Una muestra de sedimentos se deforma cuando su estructura es destruida o modificada, en ese aspecto, son varios los factores que producen una estructura específica en los sedimentos, entre ellos se pueden mencionar a las condiciones climáticas de formación, la mineralogía y la historia de cargas (Carreón *et al.*, 2002). Generalmente los sedimentos presentan una resistencia máxima antes de que la estructura sea destruida o modificada de modo que provoque su reordenamiento, aunque dicho reordenamiento sucede también en un tiempo relativamente largo en la cual los sedimentos soportan una carga de valor constante.

El reordenamiento de la estructura bajo una carga constante se puede observar en la curva de consolidación (Deformación vertical – log tiempo), mediante un aumento relativamente repentino de la pendiente. Generalmente la deformación por consolidación primaria y secundaria se observa como un proceso paulatino de deformación. El rompimiento de estructuras, visible en la curva de consolidación es común en minerales de bajo orden debido a que suelen presentar un arreglo estructural abierto (poroso) (Wesley, 2001), al igual que en los minerales esmectíticos. El rompimiento de fósiles y microfósiles también puede provocar una deformación repentina y su consecuente aumento de la pendiente en la curva de consolidación, debido a que algunos microrestos orgánicos presentan esqueletos porosos y frágiles (Peralta y Fabi, 1989).

Algunas de las curvas que representan este tipo de cambios repentinos de pendiente se pudieron observar en las muestras de las siguientes profundidades (figuras 45): 1.84m, 2.44m, 7.24m, 9.20m, 12.7m y 14.75m, mismas que corresponden a estratos rojo, pardo intermedio e inferior y gris oliva

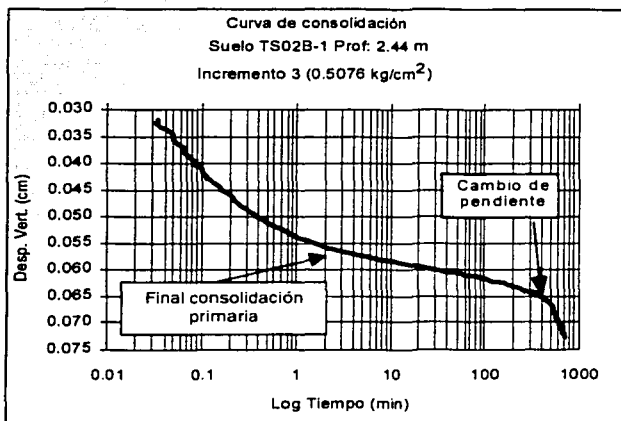
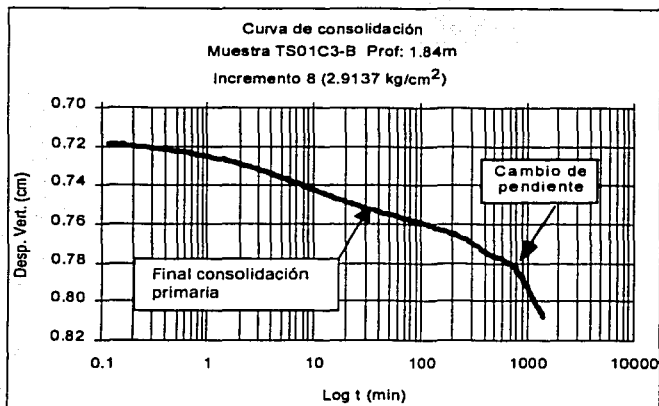


Figura 45. Ejemplos de curvas de consolidación en las que se observan cambios de pendiente, debidos probablemente a rompimiento de la estructura.

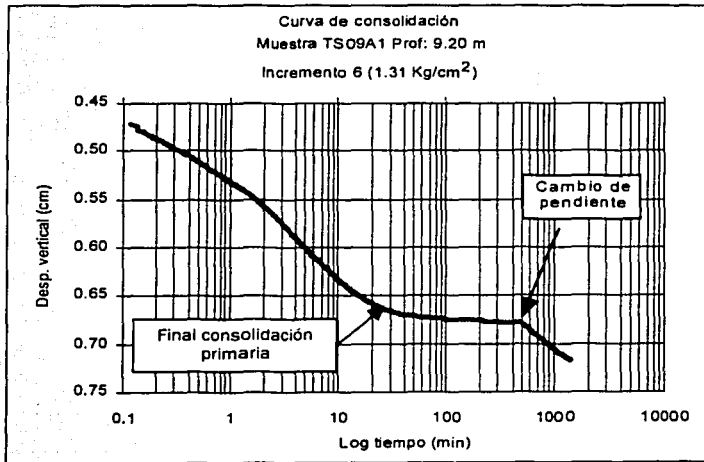
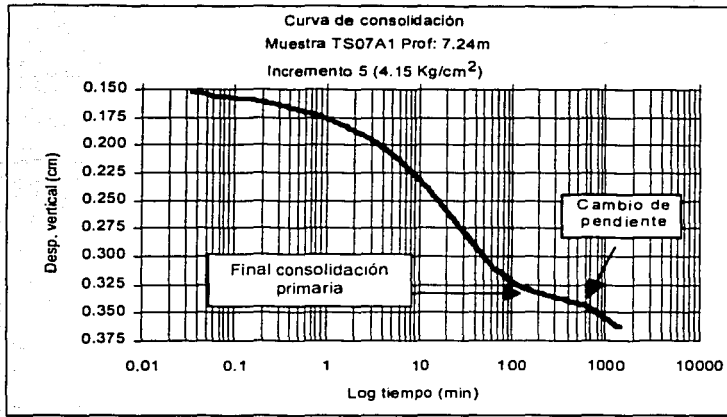


Figura 45. Ejemplos de curvas de consolidación en las que se observan cambios de pendiente, debidos probablemente a rompimiento de la estructura. Continuación.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

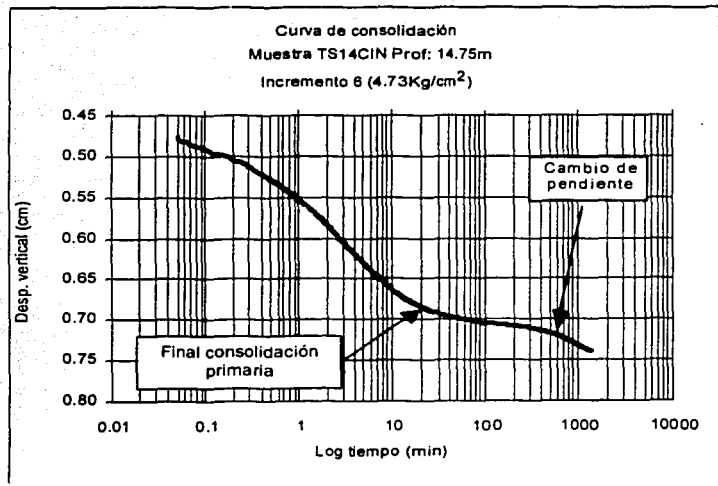
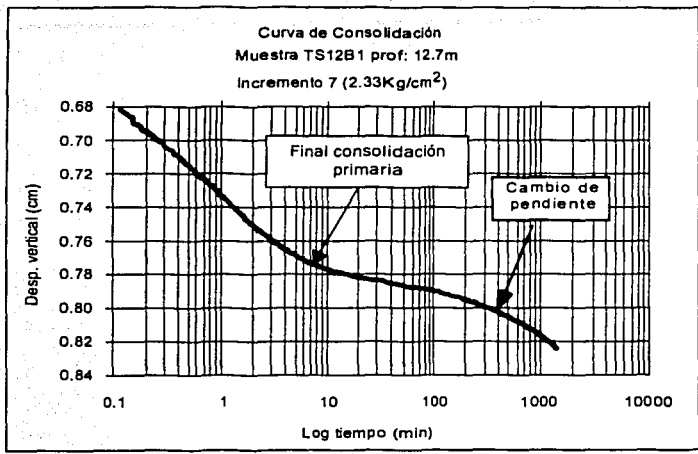


Figura 45. Ejemplos de curvas de consolidación en las que se observan cambios de pendiente, debidos probablemente a rompimiento de la estructura. Continuación.

Como dato adicional, el tiempo de aplicación de carga en todas esas muestras fue de 24 horas, en otras, en las que la duración fue de tan sólo 12 horas o menos, no se observó dicho cambio de pendiente, por lo tanto, el reordenamiento de la estructura sucede entre 12 y 24 horas. Cabe mencionar que de acuerdo a la norma ASTM D2435 - 96, hay dos criterios para el tiempo de aplicación de carga: I) debe ser igual o mayor a 24 horas, y II) hasta que el 100 % de consolidación primaria sea superado, respetando un tiempo igual en todos los incrementos de la prueba. Con el fin de comparar las variaciones de la curva de compresibilidad en 12 y 24 horas de aplicación de carga, en la figura 46 se muestran varias curvas en pares de diferentes tipos de sedimentos, en la simbología se indica el tiempo y tipo de sedimento.

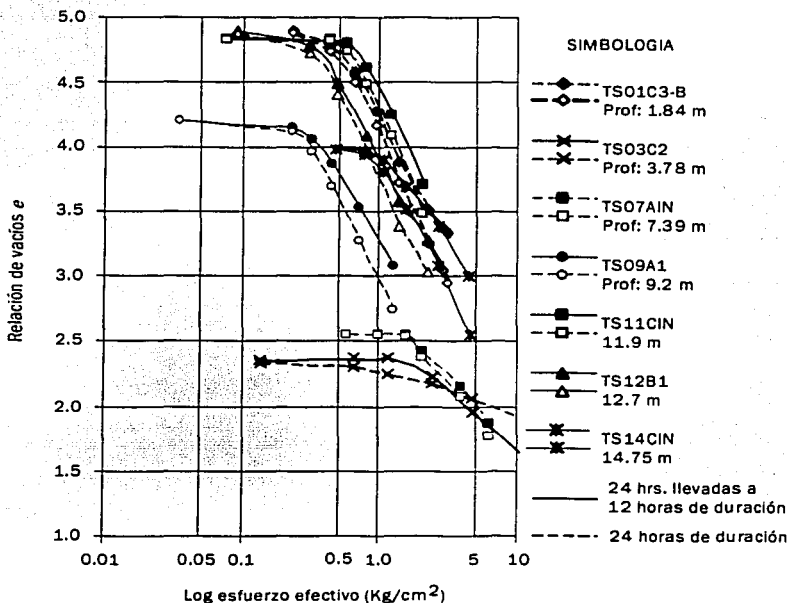


Figura 46. Comparación de curvas de compresibilidad con variación de 12 y 24 horas en la aplicación de los incrementos.

En esa figura se puede observar que las curvas con recortes de tiempo de 24 a 12 horas muestran una pendiente mayor a las de 24 horas, lo que se traduce a un índice de compresibilidad sensiblemente mayor. Este comportamiento es lógico hasta cierto punto ya que existe una mayor reducción de e deformación o acumulada cuando el tiempo de aplicación de carga es más tardado. En este trabajo, se analizaron 8 pruebas de consolidación

en modo incremental, de las cuales solo 4 se programaron con 12 horas de aplicación de carga.

En la figura 47 se muestran las curvas de compresibilidad en las que se hace un gráfico de la relación de vacíos contra el esfuerzo efectivo. Las curvas fueron agrupadas por tipo de sedimentos para fines comparativos. En la figura 47a se presentan las curvas correspondientes a los sedimentos rojos. En esa figura, se puede observar que la pendiente del tramo virgen de la curva difiere muy poco, lo que nos indica un índice de compresibilidad muy similar en el estrato. Las pendientes son muy pronunciadas, lo que indica la alta compresibilidad de este estrato. La alta compresibilidad junto con las altas relaciones de vacíos indican la posible presencia de alofanos (Wesley, 2001). Hay que recordar que estos sedimentos presentaron fracturas, las cuales, juegan un papel importante en el proceso de consolidación ya que pueden gobernar las condiciones de flujo. En ese aspecto, Righi y Meuner (1995) resaltan la presencia de esmectitas (montmorilonita, beidelita o nontronita) en sedimentos fracturados, debido a que el volumen que ocupan estos minerales depende en gran medida de la pérdida o ganancia de humedad, por lo tanto, durante los cambios de volumen se generan esfuerzos internos que provocan planos de corte, los que a su vez provocan fracturas o grietas.

En la figura 47b se presentan las curvas correspondientes a los sedimentos pardos, en ellas se observan variaciones tanto en pendiente del tramo virgen como de los valores de Pc. Esas curvas muestran los resultados de pruebas a diferentes profundidades, de ahí la variación en Pc. La historia geológica de cargas es determinante en la compresibilidad de los sedimentos, ya que el Pc reflejado en la curva de compresibilidad varía de acuerdo al esfuerzo efectivo más alto registrado por el material. Los sedimentos pardos generalmente corresponden a condiciones pantanosas durante las que se depositaron sedimentos limo arcillosos (Caballero y Ortega, 1998).

Los sedimentos negros mostrados en la figura 47c, muestran la curva típica de muestras alteradas, en las que el orden de la estructura ha sido destruido por el amasado. El valor de Pc es menos claro y la variación de la pendiente en el tramo virgen obviamente es diferente en las dos curvas. Las curvas correspondientes a los sedimentos gris oliva (figura 47d) muestran valores altos de relación de vacíos inicial, característica que nos hace suponer la existencia de sedimentos arcillosos muy porosos como esmectitas o alofanos. La pendiente del tramo virgen es muy similar entre todas las curvas de la figura, y relativamente alta. Los valores de Pc se encuentran entre dos órdenes de magnitud (entre 0.1 y 1 Kg/cm²).

ESTUDIO CON
FALLA DE ORIGEN

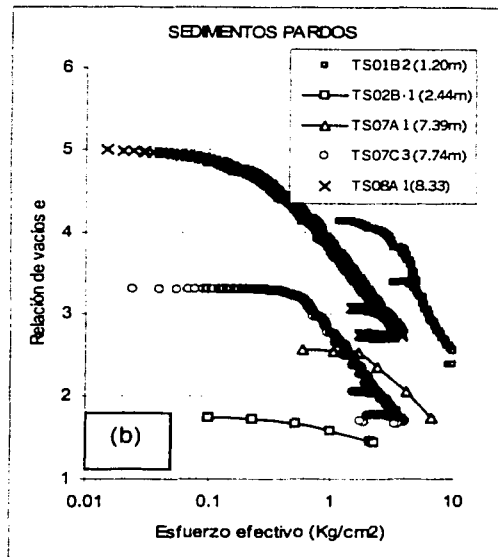
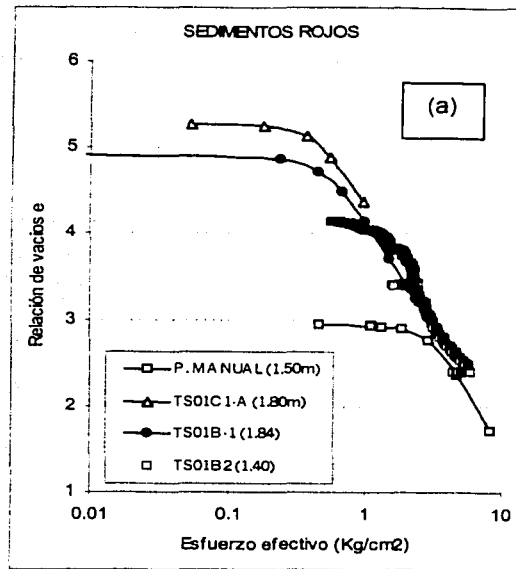


Figura 47. Curvas de compresibilidad separadas para cada tipo de sedimento.

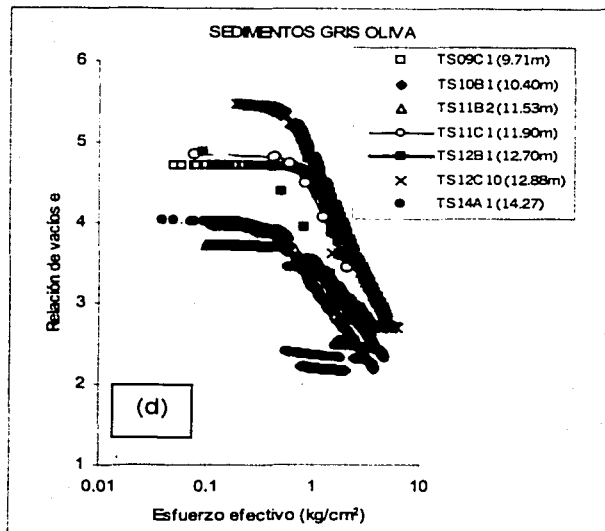
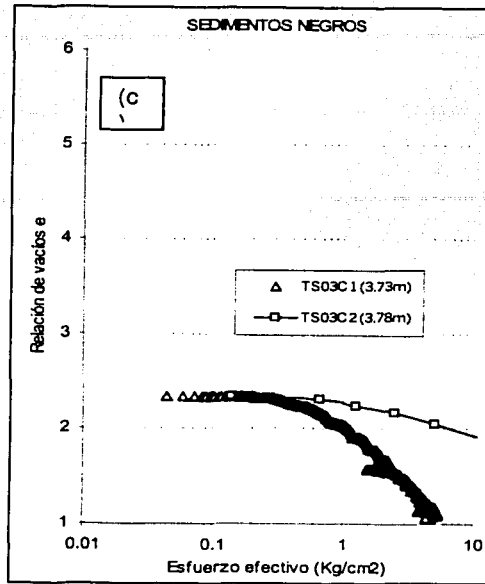


Figura 47. Curvas de compresibilidad separadas para cada tipo de sedimento. Continuación.

6.2 Carga de preconsolidación y esfuerzos verticales.

El esfuerzo vertical (σ_v) es la carga que soporta una masa de sedimentos, generalmente esa carga es igual a la suma de esfuerzos litostático e hidrostático (peso de los estratos que sobreyacen a esa masa). Sin embargo, existen otros factores que pueden alterar el valor del esfuerzo vertical. Marsal y Mazari (1959) consideran además el peso de las construcciones superficiales y las fuerzas de filtración, estas últimas referidas al probable empuje que sufren los sedimentos en zonas de descarga hidrogeológica, por lo tanto, dependen del gradiente hidráulico. En la zona de estudio, no existe sobrecarga, por lo tanto no se consideró el probable esfuerzo vertical ocasionado por construcciones. Tampoco se tomaron en cuenta las fuerzas de filtración, debido principalmente a la inversión de gradiente que está sufriendo el flujo regional de agua subterránea en la zona, debido a su vez al intenso bombeo del acuífero regional (Ortega *et al.*, 1993). Otra razón es que la escala del análisis de este trabajo (15 m) puede considerarse pequeña si se compara con el espesor total del acuitardo del que se extrajeron los sedimentos (hasta de 300 metros, según Ortega *et al.*, 1993).

En la bibliografía actual, los esfuerzos verticales en una columna de sedimentos se calculan considerando la densidad de las partículas sólidas y del agua intersticial multiplicándola por su respectiva columna vertical obteniendo la variación en el sentido vertical de la presión litostática (efectiva) y la presión hidrostática (de poro). Debe considerarse además el principio de Arquímedes en la fase sólida si los sedimentos se encuentran abajo del nivel freático ya que cuando un sólido sufre un empuje hacia arriba cuando se encuentra inmerso en un medio líquido. Poland *et al.*, (en Poland, 1984) presentan dos ecuaciones para sedimentos porosos y toman en cuenta además la porosidad y la capacidad de los sedimentos para retener humedad.

En sedimentos arcillosos, la estimación de la presión hidrostática y la densidad del agua de poro puede ser controversial por las fuerzas internas actuantes entre partícula y agua de poro, de hecho, Santamarina *et al.*, (2001), consideran que en la determinación de esfuerzos verticales, las estimaciones de la presión de poro y del esfuerzo efectivo son válidas sólo bajo condiciones hidrostáticas. Estos mismos autores presentan un listado de varias ecuaciones para determinar el esfuerzo efectivo desarrolladas por otros autores, en las cuales, el término de la presión de poro varía en función de parámetros relacionados con las fuerzas entre partícula y agua de poro.

En este trabajo, para estimar los esfuerzos en la secuencia, se aplicaron las ecuaciones 23 y 23a, las cuales se basan en las ecuaciones de Poland *et al.*, (en Poland, 1984) para estimar esfuerzos verticales. En las ecuaciones 23 y 23a para estimar esfuerzos verticales se

consideraron las densidades de las partículas sólidas determinadas en laboratorio, además se aplicó una densidad del agua de poro igual a 1g/cm^3 , finalmente se consideró al nivel freático como única frontera entre sedimentos saturados y no saturados. Dichas ecuaciones fueron:

Esfuerzo vertical

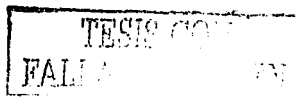
$$\text{Arriba del nivel freático} \quad \sigma_v = [(1 - n)\rho_s + n G_s \rho_w]z \quad (23)$$

$$\text{Abajo del nivel freático} \quad \sigma_v = (1 - n)(\rho_s - \rho_w)z \quad (23a)$$

En las cuales, σ_v es el esfuerzo litostático, z es la profundidad, ρ_s es la densidad de las partículas sólidas, ρ_w es la densidad del agua, n es la porosidad y G_s es el grado de saturación. El término $(1 - n)$ representa el volumen de sólidos y el producto $(n G_s \rho_w)$ representa el peso del agua retenida por los sedimentos en zona no saturada, arriba del nivel freático. Las expresiones 23 y 23a se basan en las ecuaciones establecidas por Poland *et al* (en Poland, 1984).

Los esfuerzos totales máximos históricos quedan registrados en la estructura del sedimento y se pueden conocer por medio del valor de P_c . Sin embargo, existen otros factores que pueden afectar al valor de P_c . Díaz-Rodríguez & Santamarina (2001) mencionan a la mineralogía como un factor que afecta los valores de preconsolidación, aunque no detallan en qué modo. Silva & Jordan (1984, citados por Silva y Brandes, 1998) mencionan otra "aparente" preconsolidación observada en zonas de sedimentos marinos profundos. Esta aparente preconsolidación es atribuida al refuerzo de las ligas interpartículas causado por medios físicoquímicos, en ese aspecto, Mitchel (1976, citado por Silva & Brandes 1998), propone algunos procesos de cementación como precipitación de varios óxidos de metal y componentes metálicos, atracción electrostática e intercambio iónico.

En la figura 48 se muestran la carga de preconsolidación y las rectas de tres ecuaciones mediante las que se estimaron esfuerzos verticales. En esa figura se observa que los sedimentos que se localizan principalmente entre 1 y 3 metros están fuertemente preconsolidados. Esto es debido a dos posibles causas, En primer lugar a que a esta profundidad los sedimentos están más expuestos a los cambios de humedad, es decir, cambio de un estado saturado a uno parcialmente saturado. En segundo lugar a que las ligas interpartícula que menciona Silva y Jordan (1984 (citados por Silva y Brandes, 1998) pueden influir.



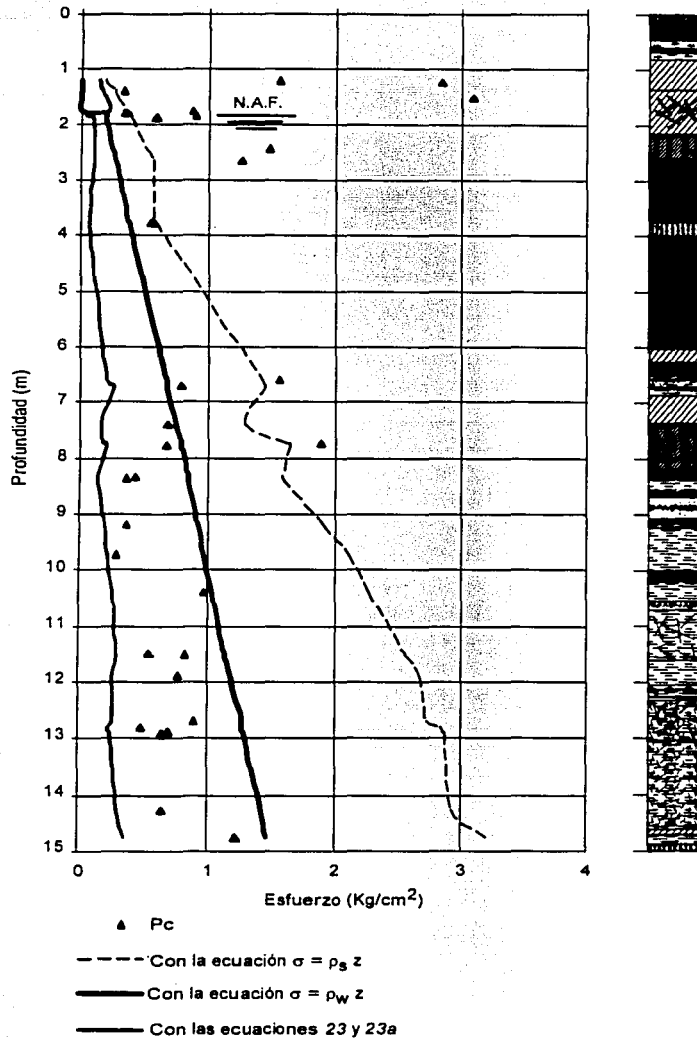
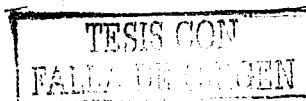


Figura 48. Relación entre esfuerzo vertical, carga de preconsolidación, esfuerzo efectivo, presión de poro y su respectiva estratigrafía. Los valores de presión de poro se estimaron considerando una densidad promedio del agua de $1\text{gr}/\text{cm}^3$. Los valores de esfuerzo efectivo se estimaron considerando la densidad real o de sólidos.

La preconsolidación por desecación se debe a que las condiciones de saturación parcial crean esfuerzos de tensión entre partículas sólidas. La presión de poro se reduce notablemente hasta que se vuelve negativa (menor al valor de la presión atmosférica). La reducción en la presión de poro aumenta el esfuerzo efectivo según la ecuación de Terzaghi. Por lo tanto, el esfuerzo efectivo aumentado queda registrado en la estructura de esos sedimentos, por lo que, aunque estos sedimentos sean re-saturados, se siguen comportando como preconsolidados.

En la figura 49 se observa también que dos muestras de los sedimentos ubicados entre los 6 y los 8 metros, se encuentran preconsolidadas. En esa zona se encuentran sedimentos rojos y pardos, al igual que entre 1 y 3 metros. El color rojo y pardo en los sedimentos condiciones oxidantes, por lo que es probable que algunos óxidos de Fe puedan también afectar a los valores de preconsolidación. A partir de los 8 metros, los sedimentos se muestran más cercanos a la línea de esfuerzo vertical, por lo tanto, su comportamiento mecánico se acerca más al de sedimentos normalmente consolidados.

Las cargas de preconsolidación son inferiores a las líneas de las ecuaciones $\sigma = \rho_s z$ y $\sigma = \rho_w z$, lo cual en la realidad es muy poco probable. Por lo tanto, se consideró que para representar los esfuerzos verticales totales, las ecuaciones 23 y 23a presentan una solución satisfactoria. Por otro lado, si se comparan las cargas de preconsolidación con la línea correspondiente a las ecuaciones 23 y 23a se observa que los sedimentos están preconsolidados, y de acuerdo a la figura 49, podría decirse que se encuentran en la "zona de aparente preconsolidación" (ZONA II). De acuerdo con la misma figura 49, la secuencia analizada podría encontrarse entre las zonas III y II, tomando en cuenta que el nivel freático aparentemente se encuentra entre 2 y 2.5 metros de profundidad.



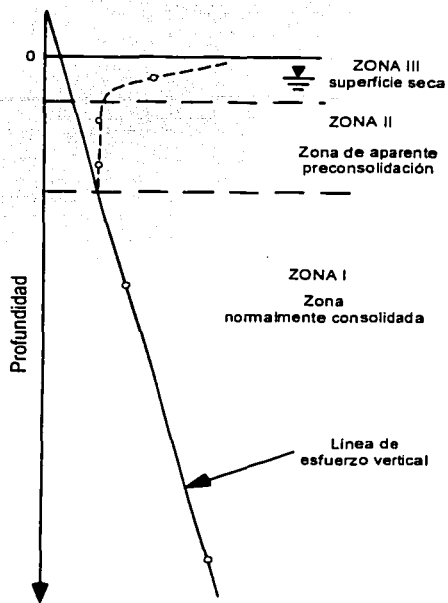


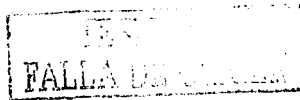
Figura 49. Relación de esfuerzo verticales en sedimentos normalmente consolidados y aparentemente sin cambios estratigráficos bruscos (modificado de Skempton y Northey, (1952) en Gillott, (1987)).

6.3 Variación de la conductividad hidráulica

Por el tamaño de las muestras, los datos de conductividad hidráulica estimados mediante pruebas de consolidación pueden no ser los más representativos de un medio fracturado constituido por sedimentos finos, como el que se está analizando, de hecho, se ha considerado que en este tipo de medios geológicos, las conductividades hidráulicas estimadas en laboratorio corresponderían a la matriz o su equivalencia en estado no fracturado (van der Kamp, 2001). Con base en eso, se espera que los valores obtenidos en pruebas de consolidación sean menores a los obtenidos mediante métodos que abarquen una mayor escala espacial, como pruebas de bombeo con registro de datos hidráulicos en el acuitardo. Se han reportado valores de conductividad hidráulica 100 veces menores en la matriz que en todo el medio en conjunto (van der Kamp, 2001). El flujo en medios granulares fracturados es un tema actual de investigación, entre los autores podemos mencionar a Rudolph y Frind, (1991); Vargas, (2001); Luo y Vasseur, (2002); Khalili *et al.* (1999); estos últimos utilizan en sus análisis de consolidación el concepto de doble porosidad para referirse a dos regiones: una que representa el medio fracturado y otra que representa a la matriz porosa.

La figura 50a muestra la distribución de la conductividad hidráulica reportada por Vargas (2001) en la cual, los datos fueron obtenidos mediante piezómetros en diversos puntos de la Cuenca de México incluyendo la zona de Chalco. En la figura 50b, se incluyen los valores de K calculados en este trabajo mediante pruebas de consolidación y se comparan con los obtenidos por Vargas. Se puede observar que los valores obtenidos por Vargas son sensiblemente menores y Carreón *et al.*, (2002), proponen tres posibles causas a esa diferencia: a) la sensibilidad de los consolidómetros neumáticos a fracturas, b) posible manipulación de la muestra y c) continuación de la tendencia general de los sedimentos arcillosos de Chalco a aumentar su conductividad hidráulica, de acuerdo a mediciones hechas por Vargas (2001) entre 1990 y 1994. No se descarta la posibilidad de que las fracturas en los sedimentos hayan sean posteriores a la recuperación en campo, como consecuencia de la pérdida de humedad.

De acuerdo a la descripción estratigráfica de la secuencia se pudo observar que el flujo ocurre en dos medios: en medios casi homogéneos de partículas limo arcillosas, (medios de relativamente baja conductividad hidráulica), y a través de lentes de material piroclástico pumicítico, de pequeños lentes arenosos de ceniza volcánica o a través de fracturas pequeñas y fracturas rellenas (medios con relativamente alta conductividad hidráulica). Comparando los resultados de K, la figura 50b indica que los sedimentos con conductividad hidráulica entre $1E-06$ y $1E-08$ m/s, corresponden precisamente a sedimentos fracturados, a sedimentos



intercalados con lentes arenosos (rojos y gris oliva). Según el modelo de la figura, las mediciones que se ubican entre $1E-08$ a $1E-06$ m/s, corresponden a lentes piroclásticos y acuíferos salobres. En el aspecto de los lentes arenosos (de ceniza volcánica), y de material piroclástico hay cierta concordancia. Sin embargo, en el aspecto de las fracturas hay inconsistencia ya que el modelo ubica a sedimentos fracturados en el tramo de $1E-10$ a $1E-08$ m/s aproximadamente, en esta tesis la mayoría de los sedimentos fracturados presentan valores entre $1E-06$ y $1E-08$ m/s.



6. 4 Análisis de variación de la presión de poro y de condiciones de flujo

El análisis de la presión de poro en pruebas de consolidación tiene especial importancia ya que permite evaluar las propiedades mecánicas del sedimento (Olson, 1986), así como sus condiciones de flujo. La disipación de la presión de poro depende en gran medida de la conductividad hidráulica del sedimento, y por consecuencia, de diferentes características como la porosidad o la relación de vacíos, la estructura del sedimento, la granulometría, de las condiciones de formación, de estructuras como fracturas y lentes arenosas.

La aplicación de contrapresión en muestras inalteradas sometidas a consolidación, fue propuesta por Lowe *et al.*, (1964) para simular las condiciones naturales de presión hidrostática, así como para que la muestra alcance un alto grado de saturación antes de la prueba. En una prueba realizada en consolidómetro con contrapresión controlada, la presión de poro en exceso de la hidrostática se obtiene restando la presión de poro a la contrapresión, ambas generalmente registradas en la base de la muestra de acuerdo a la siguiente ecuación:

$$u_e = u_b - c \quad (24)$$

En la cual, u_e es la presión de poro en exceso de la hidrostática, u_b y c son la presión de poro y la contrapresión, respectivamente.

Durante una prueba de consolidación, la gráficas u_e contra el logaritmo del tiempo (curvas $u_e - \log t$), se presentan en forma de campana (Robinson, 1999), lo que significa que, en cierto momento de la prueba, la presión de poro alcanza un máximo para después disiparse hasta que el flujo de agua libre cesa, lo que a su vez significa que la consolidación primaria ha finalizado. Los tiempos de finalización de disipación de u_e se determinaron gráficamente de las curvas $u_e - \log t$, el método consistió en determinar la abscisa del punto de intersección entre los tramos descendente y horizontal de dicha curva como se señala en la figura 51.

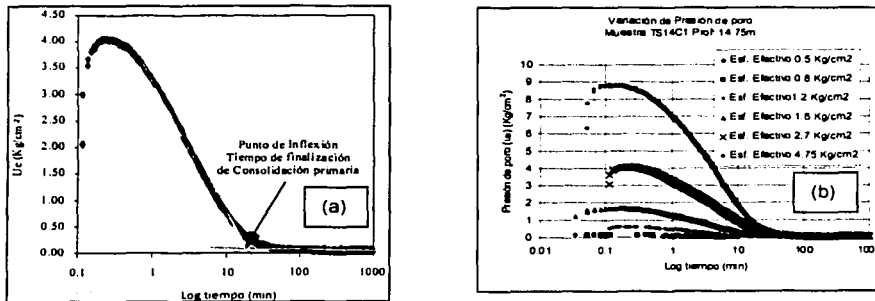


Figura 51. Variación de la presión de poro durante una prueba de consolidación incremental. En la figura (a) se muestra la variación en cada incremento de carga, en la (b) se muestra la ubicación del tiempo de finalización de consolidación primaria.

En la tabla 19 se indican las muestras en modo incremental analizadas en este capítulo así como su respectiva clave para simplificar su manejo. Se indica también la profundidad de cada muestra.

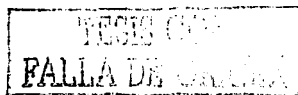
Tabla 19. Relación de muestra analizadas.

Muestra	Clave	Profundidad (m)
TS01B	CH1	1.40
TS01C3-B	CH2	1.80
TS02B-1	CH3	2.44
TS02C-1	CH4	2.64
TS03C2	CH5	3.78
TS07A1	CH6	7.39
TS09A1	CH7	9.20
TS09C1A	CH8	9.71
TS11C1	CH9	11.90
TS12B1	CH10	12.70
TS13B1	CH11	13.57
TS14C1	CH12	14.75

Correlación estratigráfica.

Son varios los factores que pueden afectar la velocidad de disipación de u_e en sedimentos. Una rápida disipación puede ser provocada por discontinuidades como fracturas, lentes arenosas y transición de estratos (materiales alternados de diferentes características geológicas). Otros aspectos que indirectamente podría provocar una rápida disipación de u_e son el contenido de arena y mayor compresibilidad en el tramo virgen de la curva de compresibilidad (asociada al valor índice de compresibilidad C_c).

Los factores que podrían retardar la disipación de u_e podrían ser un alto contenido de arcilla que retenga mucho agua, y un valor de carga de preconsolidación mayor a la suma de esfuerzos litostáticos e hidrostáticos actuales, es decir condiciones de preconsolidación (lo que indicaría un mayor contacto entre partículas del sedimento, reduciendo el espacio poroso). El valor de P_c representa las condiciones de esfuerzo efectivo actual, por ello, en la figura 52, los puntos corresponden al tiempo de disipación de u_e , que corresponde al incremento más aproximado al valor de P_c dentro del tramo virgen de la curva de compresibilidad. Para sistematizar los ordenes de magnitud de tiempo de disipación de u_e , las muestras se clasificaron de acuerdo a la figura 52, los resultados se pueden observar en la tabla 20.



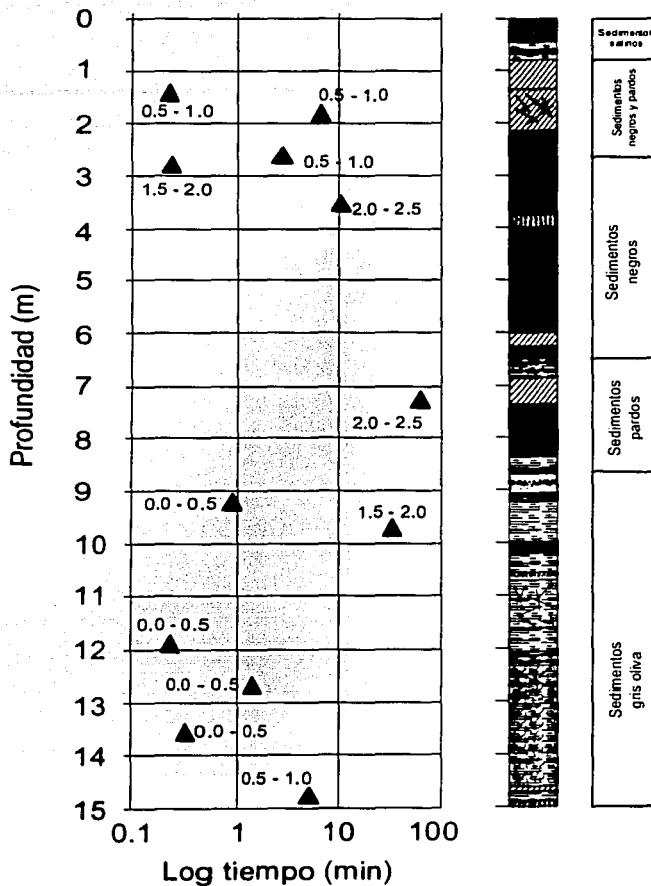


Figura 52. Variación del tiempo de disipación de u . La abscisa en cada punto corresponde al tiempo de disipación en un determinado incremento de cada prueba. El incremento seleccionado corresponde al primer incremento ubicado en la etapa de deformación plástica, por lo tanto, más aproximado al valor de P_c en esa etapa. Los números adjuntos a cada punto, indican el intervalo de carga en Kg/cm^2 , en el que se ubica cada incremento seleccionado.

Tabla 20. Clasificación de las muestras de acuerdo al tiempo de disipación de u_e observado en la figura 53.

Intervalo de tiempo de disipación de u_e (min)	Muestras que caen en ese intervalo
0.1 – 1 (Tiempos cortos)	CH1, CH4, CH9, CH11
1 – 10 (Tiempos intermedios)	CH2, CH3, CH10, CH12
10 – 100 (Tiempos largos)	CH6, CH8, CH5

De acuerdo a las curvas de compresibilidad, las muestras se encuentran aparentemente preconsolidadas, sin embargo, las muestras más someras (CH1 a CH4), correspondientes a los sedimentos rojos y pardos, presentaron un alto grado de preconsolidación. Los tiempos de disipación de u_e en ambas muestras son cortos, por lo tanto, contrario a lo que se esperaría, el efecto de fuerte preconsolidación no disminuye el tiempo de disipación de u_e .

Tabla 21. Clasificación de parámetros de acuerdo a sistematización utilizada.

Parámetro	Unidad	Variación del parámetro	Intervalo de valores aprox. a P_c	Muestras que caen dentro de cada intervalo
Cc	sin unidades	0.39 a 2.70	<1	CH1, CH3, CH4, CH5
			1 a 2	CH6, CH11
			>2	CH2, CH7, CH8, CH9, CH10, CH12
Cv	cm ² /sg	0.0022 a 0.9347	0.001 a 0.01	CH6, CH8
			0.01 a 0.1	CH2, CH11, CH12
			0.1 a 1	CH1, CH3, CH4
% arena	%	8.4 a 39.1	<15	CH6, CH7
			15 a 30	CH1, CH2, CH5
			>30	CH3, CH8, CH9, CH10
K	m/s	5.2E-10 a 3.62E-07	<1.0E-08	CH5, CH6, CH8
			1.0E-08 a 1.0E-07	CH11, CH12
			>1.0E-07	CH1, CH2, CH3, CH4, CH7, CH9, CH10

Los índices de compresibilidad (Cc) de las muestras analizadas varían en la secuencia entre 0.39 a 2.70. De acuerdo a la tabla 21, si se correlacionan los valores de Cc con los tiempos de disipación de u_e , se puede notar que las muestras CH1 Y CH4, en las cuales la disipación de u_e es más rápida (entre 0.1 a 1min, tiempos cortos) presentan un Cc menor a 1. Dichas muestras corresponden a sedimentos rojos y pardos superiores. Un Cc relativamente pequeño nos indica que el sedimento es menos compresible, en este caso, esto puede significar que estas muestras mantienen su estructura original, por lo tanto, la porosidad y propiedades asociadas como la conductividad hidráulica se mantienen relativamente altas. Esto de alguna forma se refleja en el comparativamente corto tiempo de disipación de u_e en estas muestras.

TEXAS CON
FALLA DE ORIGEN

Sin embargo, las muestras CH7, CH9 y CH11 presentan valores de C_c relativamente altos, a pesar de que su tiempo de disipación de u_e es corto. Una posible explicación en este punto es que la presión aplicada en dichas muestras es más pequeña que la aplicada a las muestras CH1 y CH4. La presión relativamente pequeña podría permitir que la estructura se mantuviera más abierta, permitiendo que el agua de poro fluyera más libremente y consecuentemente que existiera una más rápida disipación de u_e .

Los valores de C_v en las muestras analizadas varían de 0.0022 a 0.3485. Las muestras CH8 y CH6, cuyos valores de C_v varían entre 0.001 y 0.01 cm^2/sg (los valores más bajos) corresponden al tiempo de disipación de u_e clasificado como "alto" de acuerdo a la tabla 21. A su vez, las muestras cuyo valor de C_v se encuentra entre 0.1 y 1 cm^2/sg (CH1, CH2 y CH4) se ubican en los tiempos u_e "cortos a intermedios". Este comportamiento se apega a lo establecido por Terzaghi en donde se establece que existe una correlación inversa entre C_v y el tiempo de disipación de u_e . El C_v se relaciona directamente con la conductividad hidráulica, por lo tanto un valor pequeño de C_v implica una menor conductividad, y por consecuencia un mayor tiempo de disipación de u_e . Las muestras que presentan valores relativamente pequeños de C_v (CH3 y CH6) corresponden a sedimentos pardos intermedio e inferior. Mientras que las que presentan valores altos (CH1, CH2 y CH4) corresponden a sedimentos rojos, mismos que presentan fracturas y probablemente minerales compresibles, aunque en este caso, la rápida disipación y el alto valor de C_v se podría deber a las fracturas que presentan este tipo de sedimentos.

De acuerdo a las pruebas de granulometría, los contenidos de arena de las muestras analizadas varían desde 8.4 a 47 %. Las muestras con contenidos de arena menores al 15 % (CH6 y CH8) mostraron altos tiempos de disipación de u_e , mientras que las muestras con contenidos de arena arriba de 30% (CH3, CH7, CH9 y CH10), corresponden a tiempos "cortos" e "intermedios" de disipación de u_e . Esa correlación indica que un alto contenido de arena provoca que el flujo inducido por la carga fluya hacia el exterior en un tiempo más corto, disipando más rápidamente u_e . Esto se debe posiblemente a que, la arena podría estar dispuesta en lente que canalizan el flujo, o porque, comparándolas con las partículas de arcilla, los granos de arena presentan menor actividad electroquímica cuando entran en contacto con las moléculas de agua, y por lo tanto retienen menor cantidad de agua y permiten que el agua de poro fluya más rápido hacia el exterior de la muestra. Las muestras que presentan un contenido de arena arriba de 30% corresponden a sedimentos rojos, pardos intermedios y gris oliva.

Los resultados de conductividad hidráulica variaron de $5.22\text{E}-10$ a $3.08\text{E}-07$ m/s. Las muestras que presentan valores menores a $1\text{E}-08$ m/s (CH8 y CH6) son las mismas que

presentan los tiempos "largos" de disipación de u_e . El resto de las muestras presentan tiempos "intermedios" o "cortos" de disipación de u_e . Estos resultados son lógicos ya que a menor conductividad hidráulica, se presentan tiempos más largos de disipación de u_e . Las muestras menos permeables (CH6 Y CH8), corresponden a sedimentos pardos intermedios y gris oliva. Las muestras extraídas de sedimentos rojos (CH1 y CH2), presentaron un tiempo de disipación entre corto e intermedio. Las muestras constituidas por sedimentos pardos intermedios e inferiores (CH3 y CH6), mostraron tiempos intermedios y altos. Las muestras conformadas por sedimentos gris oliva, exhibieron tiempo intermedios y altos. Finalmente, el tiempo de disipación de u_e de la muestra remoldeada (CH5A), se clasificó como intermedio ya que su duración se ubicó en el intervalo de 1 a 10 minutos. Otros factores como el contenido de agua, la relación de vacíos, el contenido de arcillas y los límites de consistencia, no mostraron correlaciones definidas.

TESIS CON
FALLA DE CUBIEN

6.5 Evaluación de deformación de los estratos por consolidación.

En este capítulo se presenta una estimación de deformación vertical de los estratos analizados, dicha estimación se realiza en base a los parámetros mecánicos obtenidos en las pruebas de consolidación así como de datos investigados de reducción de la carga hidráulica. Con el apoyo de la identificación de los diferentes estratos y de los parámetros mecánicos obtenidos, se seleccionaron valores representativos de cada estrato en la secuencia limo-arcillosa, dichos valores se integraron al cálculo global de deformación en la secuencia. Así mismo, se presenta una comparación de tres tasas de subsidencia: a) la de este trabajo, en el que se considera la deformación de cada estrato de la secuencia analizada, b) tomando en cuenta a la secuencia analizada como un único estrato, y c) de acuerdo a lo observado en campo. La estimación de la deformación en la secuencia se basó en el siguiente planteamiento numérico:

Según Neuman *et al.*, (1982), la deformación vertical se puede estimar de la siguiente ecuación:

$$\Delta z = \frac{e_f - e_o}{1 + e_o} \quad (25)$$

en la cual:

Δz Deformación vertical

e_f Relación de vacíos final

e_o Relación de vacíos inicial

La relación de vacíos inicial e_o representa la relación de vacíos de la muestra en su estado natural, mientras que la relación de vacíos final se obtiene mediante la siguiente ecuación:

$$e_f = e_o - [Cc, Cs] \left(\log \left(\frac{\sigma_f'}{\sigma_o'} \right) \right) \quad (26)$$

En la cual:

Cc, Cs son los índices de compresibilidad y de expansividad, respectivamente

σ_f' es el esfuerzo efectivo final.

σ_o' es el esfuerzo efectivo inicial.

El esfuerzo efectivo final se obtiene mediante la siguiente ecuación (Rudolph y Frind, 1991; Alvarez-Manilla, 2000):

$$\Delta \sigma' = \gamma_w (\Delta h) \quad \text{ó} \quad \sigma_f' - \sigma_o' = \gamma_w (\Delta h); \quad (27)$$

De la cual:

$$\sigma_f' = \gamma_w (\Delta h) + \sigma_o' \quad (28)$$

En donde:

Δh es la reducción de la carga hidráulica, la cual, de acuerdo a lo observado por Vargas (2001) se reduce 0.43 m durante un periodo de 6 meses (octubre a mayo).

El esfuerzo efectivo inicial σ'_o se obtiene estimando los esfuerzos litostáticos e hidrostático y los datos de Cc , Cs , Pc y e_o , se estiman de acuerdo a los resultados de las pruebas de consolidación.

La aplicación de los índices Cc o Cs depende del valor de carga de preconsolidación de la siguiente manera:

$$e_f = e_o - Cc \left(\log \left(\frac{\sigma_f'}{\sigma'_o} \right) \right) \text{ si } \sigma > Pc; \text{ y} \quad (29)$$

$$e_f = e_o - Cs \left(\log \left(\frac{\sigma_f'}{\sigma'_o} \right) \right) \text{ si } \sigma < Pc \quad (30)$$

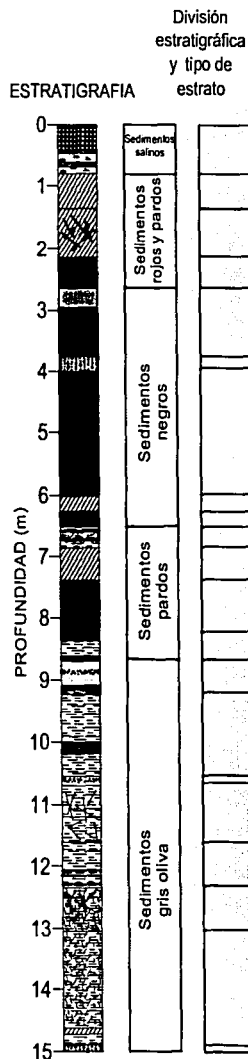
Resultado

La división estratigráfica se muestra en la figura adjunta a la tabla 22. Cabe recalcar que cuando se obtuvieron dos o más parámetros de consolidación (e_o , Cc , Cs y Pc) en un mismo estrato, se optó por hacer un promedio. Dichos parámetros se encuentran en las columnas 3 a 6 de la tabla 22. En esa misma tabla, los valores de la columna 11 muestran la deformación en la muestra sometida a consolidación, de 2.54 cm de espesor, por lo tanto, se estimó un ajuste en el espesor real de los estratos, la columna 12 muestra los resultados de ese ajuste, es decir, de la deformación real. Cabe recordar que los valores de la columna 12 sólo representan la deformación en un periodo de seis meses, en los cuales la carga hidráulica se reduce 0.43 m.

En la tabla 23 se muestra un calculo similar al de la tabla 22, solo que con valores promedio en los parámetros Cc y e_o , ambos parámetros estimados en la Cuenca de México por algunos autores para la evaluación de subsidencia.

En la tabla 24 se muestra la comparación de los tres tipos de resultados de subsidencia, planteada al principio de este capítulo. Se señala que sólo se consideraron los valores promedio de e_o y en Cc en el cálculo correspondiente, ya que son los parámetros que distinguen al tipo de estrato, adjunto a esa tabla se indican los valores promedio utilizados y su respectiva cita bibliográfica.

Tabla 22. Estimación de subsidencia por tipo de estrato.



COLUMNAS											
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Profundidad (m)	Espesor del estrato (m)	Datos de pruebas de consolidación				Índice Utilizado	σ'_v (Kg/cm ²)	σ'_c (Kg/cm ²)	ef	Δz (muestra) (m)	Def. vertical (estrato) (m)
		e_0	Cc	Cs	Pc (Kg/cm ²)						
0 - 0.80	0.8										
0.80 - 1.35	0.55	4.15	3.11	0.2757	2.85	Cs	0.1788	0.18064	4.14877	0.00024	0.0052
1.35 - 2.20	0.85	6.26	2.4118	0.068	0.608	Cs	0.3748	0.37664	6.25986	2E-05	0.0007
2.20 - 2.61	0.41	2.6	0.3913	0.033	1.48	Cs	0.51	0.51184	2.59995	1.4E-05	0.0002
2.61 - 3.75	1.14	2.28	0.406	0.042	1.26	Cs	0.57	0.57184	2.27994	1.8E-05	0.0008
3.75 - 4.0	0.25										
4.0 - 6.0	2.25	2.28	0.406	0.042	1.26	Cs	0.57	0.57184	2.27994	1.8E-05	0.0016
6.0 - 6.20	0.2										
6.2 - 6.5	0.3	4.81									
6.5 - 6.85	0.35	3.21	1.704	0.1776	1.57	Cs	1.46	1.46184	3.2099	2.3E-05	0.0003
6.85 - 7.61	0.76	3.38	1.6	0.73		Cc	1.29	1.29184	3.37901	0.00023	0.0068
7.61 - 8.34	0.73	5.19	1.839	0.4917		Cc	1.65	1.65184	5.18911	0.00014	0.0041
8.34 - 8.68	0.34										
8.68 - 9.23	0.55	4.2	2.13	0.37		Cc	1.89	1.89184	4.1991	0.00017	0.0037
9.23 - 10.56	1.33	4.33	2.39	0.975		Cc	2.11	2.11184	4.3291	0.00017	0.0089
10.66 - 11.63	0.97	3.82	1.94	0.69		Cc	2.56	2.56184	3.81939	0.00013	0.0048
11.63 - 12.33	0.7	4.84	2.7	0.76		Cc	2.67	2.67184	4.83919	0.00014	0.0038
12.33 - 13.05	0.72	5.481	2.06	0.69		Cc	2.74	2.74184	5.4804	9.3E-05	0.0026
13.05 - 14.88	1.83	3.99	2.23	1.24		Cc	2.93	2.93184	3.98939	0.00012	0.0088
DEFORMACION ACUMULADA 0.0523 m.											

Tabla 23. Estimación de subsidencia considerando valores promedio de e_0 y de C_c .

Espesor del estrato (m)			Índice usado	σ'_0 (Kg/cm ²)	σ'_1 (Kg/cm ²)	e_f	Def. Vertical (muestra) (m)	Def. Vertical (estrato) (m)
	e_0	C_c						
15	3.5	3.5	C _c	2.93	2.93184	3.50	0.00021	0.1252
DEFORMACIÓN ACUMULADA							0.1252 m.	

Se consideró lo siguiente:

Valores de e_0 y C_c utilizados por otros autores

$e_0 = 3.5$ (Mesri *et al.*, 1975), $C_c = 3.5$ (Ortega *et al.*, 1999)

Tabla 24. Comparación de resultados de subsidencia.

	Este trabajo	Considerando valores promedio en e_0 y en C_c	Según observaciones en campo (Ortega <i>et al.</i> , 1999)
Espesor analizado (m)	15	15	75 aprox. (espesor total)
Tiempo de análisis (años)	0.5	0.5	7
Subsidencia en el tiempo de análisis (m)	0.0523	0.1252	8
Tasa de subsidencia (m/año) (0.43 m/año el espesor analizado)	0.001046	0.2504	0.4

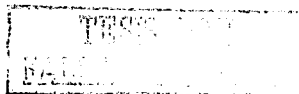
Consideraciones:

- El espesor total de la secuencia limo arcillosa (acuitardo) según Vargas (2001) en el sitio de estudio es de 50 a 100 metros de profundidad. Si se considera un valor de 75 metros, entonces el espesor analizado representa el 25 % del espesor máximo en la subcuenca.
- El valor de variación de la carga hidráulica (0.43 m) representa los meses de menor precipitación, por lo tanto, si se considera todo un año de observaciones, el promedio de variación en ese factor puede reducirse.
- De acuerdo a Ortega *et al.*, (1999), en el año de 1999 la subsidencia alcanzó un valor de 0.4 m/año en la parte central de la cuenca, en donde el espesor de la secuencia limo arcillosa es de 300 metros. También cabe mencionar que de acuerdo a Ortega *et al.*, (1999), entre 1984 y 1991 la subsidencia total fue de 8 metros.
- La consolidación de los estratos limo arcillosos (mecanismo principal de subsidencia en la subcuenca de Chalco), es un proceso no lineal, por lo tanto las tasas de subsidencia pueden

variar en un lapso de tiempo dado. También puede variar en dos zonas diferentes de la cuenca por la heterogeneidad del medio.

Discusión sobre este capítulo

El resultado de este capítulo muestra que un análisis por estrato puede resultar diferente de aquellos en los que un solo valor para un índice es usado. En este ejemplo, el valor de la deformación resultó 41% menor a lo estimado usando la relación de vacíos y el índice de compresibilidad constantes. Sin embargo, cabe recalcar que en este trabajo sólo se analizan 15 metros de secuencia estratigráfica y que no se analiza de deformabilidad de los lentes arenosos y las capas de material piroclástico.



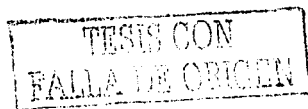
VII. CONCLUSIONES

La secuencia estratigráfica analizada está conformada por diferentes tipos de sedimentos limo arcillosos intercalados con lentes de material piroclástico y cenizas volcánicas (cenizas y lapillis). Se distinguieron en la secuencia cinco tipos de estratos sedimentarios: en los primeros 80 cm se encontraron sedimentos limo arcillosos salinos, parcialmente saturados y con concreciones. Entre 0.8 a 2.95 metros se encuentran intercalados sedimentos limo arcillosos rojos y pardos, los cuales, presentan fracturas rellenas de otro tipo de sedimentos finos. Entre 2.95 a 6.5 metros se presentan sedimentos limo arenosos y limo arcillosos negros. En este estrato resalta un lente vertical de arena de origen incierto. Entre 6 a 8.68 metros se tiene otro estrato limo arcilloso pardo. Finalmente entre 8.68 hasta los 15 metros predominan los sedimentos gris oliva, intercalados con pequeños lentes arenosos, y con pequeños estratos de sedimentos negros, grises y pardos. En este estrato se presentan fracturas y raíces. Entre las características comunes en los estratos de la secuencia podemos mencionar las siguientes:

- a) la mayor parte son alcalinos y con efectos despreciables de salinidad, con excepción del primer estrato. Los límites líquidos y plásticos, determinados en muestras con humedad natural resultaron siempre mayores a aquellos determinados en muestras secadas al aire libre, como consecuencia al cambio de la microestructura de las arcillas durante el secado (dependiendo posiblemente de su naturaleza mineralógica).
- b) Los contenidos de arcilla determinados en la secuencia mediante la técnica del hidrómetro fueron sensiblemente mayores a los determinados mediante pipeta, lo que permite estimar la agregación de partículas arcillosas. Según la clasificación de SUCS (Sistema Unificado de Clasificación de Suelos), los sedimentos son del tipo *MH* (suelos limosos o arenosos finos micáceos o con diátomeas y limos elásticos), *OH* (Arcillas orgánicas de plasticidad media alta) y *CH* (Arcillas inorgánicas de plasticidad media alta).

Las características particulares de cada estrato son las siguientes:

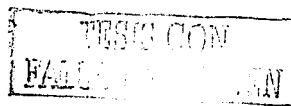
- a) Las determinaciones de pH en los sedimentos limo arcillosos salinos superficiales, de acuerdo a las Normas Oficiales Mexicanas, indican que se trata de sedimentos "fuertemente alcalinos" mientras que las determinaciones de STD y CE indican que son sedimentos "muy ligeramente salinos".
- b) Los sedimentos limo arcillosos rojos representan condiciones de formación oxidantes. Este estrato presenta el mayor contenido de arcilla en la secuencia: 36 %, así como los valores de contenido de agua más altos, de 350 % en algunas determinaciones. En este estrato se presenta una alta variabilidad en la relación de vacíos y porosidad, sin embargo, se



determinaron los valores más altos en esos parámetros: 6.64 en relación de vacíos y 87 % en porosidad. Las fracturas rellenas de sedimentos finos de diferente índole repercuten en la conductividad hidráulica de este estrato, ya que presenta los valores de conductividad hidráulica más altos ($1.04E-07$ m/s), y en consecuencia, el coeficiente de consolidación más alto, de $0.9347 \text{ cm}^2/\text{sg}$.

c) Los sedimentos limo arcillosos pardos también representan condiciones de formación oxidantes. Se encuentran en tres profundidades diferentes en la secuencia. Estos estratos también presentan valores altos de contenido de agua, aunque ligeramente menores a los sedimentos rojos. El contenido de arena es bajo, alcanzando en algunos puntos sólo 2 %. También se registran los valores más bajos de contenido de materia orgánica (4 %). Destacan en estos estratos el comportamiento de la conductividad hidráulica y del índice de compresibilidad, ya que el estrato pardo superior presenta la conductividad hidráulica más baja (del orden de $1E-10$ m/s), y el índice de compresibilidad (C_c) más alto (3.15). Específicamente, el estrato pardo intermedio presenta los índices de compresibilidad más bajos (0.37) pero las conductividades hidráulicas mayores, junto con los sedimentos rojos (del orden de $1E-07$ m/s). Lo anterior puede explicarse con la capacidad de retención de agua de los sedimentos, ya que una alta capacidad de retención, implica menor conductividad hidráulica y mayor compresibilidad. Esta peculiaridad, hace que el coeficiente de consolidación del estrato pardo intermedio se equilibre, y su valor no diste mucho en comparación de los otros estratos, aunque, en general, ese parámetro es sensiblemente mayor que el de todos los demás estratos (su media geométrica es de 0.1423 contra 0.0292 que representa la media geométrica menor y que correspondiente al estrato pardo inferior). Finalmente, el estrato pardo superior presenta los límites líquidos e índices plásticos mayores en la secuencia, del orden de 394 %, estos altos valores son consecuencia de los altos contenidos de agua en ese estrato. Estos estratos, específicamente el estrato pardo superior, presenta la carga de preconsolidación mayor en la secuencia, producto posiblemente de los efectos de la desecación en diferente tiempo geológico.

d) Los sedimentos limo arcillosos y limo arenosos negros presentan un lente vertical de arena así como un lente de material piroclástico de unos 25 cm de espesor. Como consecuencia de esos dos factores, este estrato presenta los contenidos de agua más bajos, así como los contenidos de arena más altos, alcanzando valores de 80 % en puntos cercanos al primer lente de material piroclástico. Los altos contenidos de arena se ven reflejados en los valores de los límites líquido e índice plásticos ya que estos parámetros son los menores en la secuencia. Este estrato presenta los valores más altos de materia orgánica, los cuales,



provocan la coloración oscura en el estrato. No se practicaron pruebas de consolidación en muestras intactas en este estrato.

e) Los sedimentos limo arcillosos gris oliva presentaron el mayor espesor de estrato, la coloración en estos sedimentos representan condiciones reductoras. Este estrato presenta los valores más altos de densidad real (2.46 g/cm^3), lo cual puede ser un indicativo de la presencia de arcillas mejor cristalizadas. A pesar de ser los más profundos, presentan los valores de carga de preconsolidación más bajos en la secuencia, tan solo de 0.29 Kg/cm^2 , en algunos puntos. Los valores de los demás parámetros determinados en este estrato, se ubicaron en términos medios con respecto a los demás estratos.

Con base en el análisis de esfuerzos verticales y de carga de preconsolidación, la secuencia se encuentra en el siguiente estado: los primeros 4 metros, que incluyen a los estratos rojos, pardos superior e intermedio, y parte de los negros, se encuentran en estado preconsolidado. A partir de los 4 hasta los 15 metros, que incluye la parte final del estrato negro, el pardo intermedios y el gris oliva, el estado es normalmente consolidado, sin embargo, destacan dos tramos en donde los sedimentos están fuertemente preconsolidados, ubicados ambos en el estrato pardo intermedio. En general, la secuencia analizada se ajusta satisfactoriamente al modelo propuesto por Skempton y Northey (1952, en Gillott, 1987).

Durante el trazado de las curvas de consolidación (deformación vs logaritmo del tiempo), varias de las muestras presentaron variaciones en la pendiente de la curva durante la etapa de consolidación secundaria, sin embargo, esa variación se pudo observar con mayor claridad en algunas muestras localizadas en el estrato rojo, pardo intermedio y en el gris oliva. Esa variación puede asociarse al reacomodo de la microestructura. Los microfósiles ampliamente documentados en esa zona también podrían repercutir en el comportamiento de las curvas de consolidación.

Se trazaron curvas de compresibilidad (deformación vs logaritmo de esfuerzo efectivo) para cada estrato y se observó que las curvas de la secuencia presentan tramos vírgenes con pendientes muy pronunciadas, lo que confirma el resultado de otros trabajos: la alta compresibilidad de estos sedimentos. Las curvas en muestras correspondientes a los sedimentos rojos muestran una importante variación tanto en la relación de vacíos inicial (natural), como en las cargas de preconsolidación, lo cual, permite suponer, entre otras posibles causas, a diferentes periodos de desecación en ese mismo estrato. Las curvas correspondientes a los sedimentos pardos, presentan variación no solo de la relación de vacíos inicial, también de la carga de compresibilidad y de la pendiente del tramo virgen. Las curvas de compresibilidad correspondientes a sedimentos gris oliva, muestran pendientes de los tramos vírgenes muy semejantes, y relaciones de vacíos y cargas de preconsolidación con

más variación. Esa variación puede ser productos de las alternancias de lentes de material de diferente índole que se encuentran intercalados en este estrato.

Ubicando los valores de conductividad hidráulica obtenidos en este trabajo en el modelo de Vargas (2001), los sedimentos analizados se encuentran en zonas de sedimentos con alta densidad de fracturas, lentes piroclásticos y acuíferos salobres, lo cual es consistente con lo observado en la secuencia. Así mismo, en base a un análisis de disipación de presión de poro, se demostró que parámetros como índice de compresibilidad, coeficiente de consolidación, contenido de arena y conductividad hidráulica, mantienen una estrecha relación con el tiempo de disipación de presión de poro, también se demostró mediante ese análisis, que en esta secuencia, las fracturas y los lentes arenosos gobiernan las condiciones de flujo de agua de poro durante la consolidación. Los tiempos de disipación de presión de poro variaron desde 0.23 hasta 62.0 minutos.

Se realizó un análisis de potencial deformación por consolidación en la secuencia, se tomaron en cuenta los parámetros obtenidos durante las pruebas de consolidación así como variaciones en la carga hidráulica. La deformación resultante fue de 0.05 metros en un periodo de 6 meses (octubre a mayo). El espesor analizado representa un 25 % del espesor total de la secuencia limo arcillosa en el sitio de análisis. Así mismo, se realizó una comparación de tres tasas de subsidencia: a) de acuerdo a lo reportado en la literatura y siguiendo dos diferentes criterios de cálculo: b) el de este trabajo, siguiendo la deformación por estratos, y c) considerando a la secuencia como un solo estrato. La tasa de subsidencia de acuerdo a este trabajo resultó inferior a las demás, lo que demuestra que el análisis por estrato, puede arrojar resultados diferentes a aquellos en los que se manejan valores promedio en los parámetros.

Dentro de una especulación sobre la mineralogía de las arcillas de acuerdo a los resultados de este trabajo y a lo reportado en la literatura, se podría decir que la mineralogía dominante en la fase arcillosa de la secuencia son esmectitas y amorfos debido a:

- a) Sus altos valores de contenidos de agua, porosidad, relación de vacíos, compresibilidad.
- b) Su notable diferencia cuando la determinación se realizaba con muestras con humedad natural y en estado seco en los resultados de límites de consistencia.
- c) Su relativamente repentino cambio de pendiente durante la aplicación de carga, observable en las curvas de consolidación.
- d) La presencia de fracturas.

VII. REFERENCIAS:

- Alvarez-Manilla A., 2000. Modelo del mecanismo de agrietamiento en el Valle y Zona Metropolitana de Querétaro. Tesis de Maestría en Ciencias. Universidad Autónoma de Querétaro.
- American Society for Testing and Materials., 1998. ASTM D2216 - 92 Standard test method for laboratory determination of water (moisture) content of soil and rocks. American Society for Testing and Materials, 4 p.
- American Society for Testing and Materials., 1998. ASTM D2435 - 96 Standard test method for one - dimensional consolidation properties of soils. American Society for Testing and Materials, 5 p.
- American Society for Testing and Materials., 1998. ASTM D4318 - 95a Standard test method for Liquid Limit, Plastic Limit and Plastic Index in soils. American Society for Testing and Materials, 14 p.
- Bardet J-P., 1997. Experimental Soil Mechanics. Prentice Hall, 582 p.
- Bravo R., Rogers J. R., y Cleveland T. G., 1991. Analysis of ground water level fluctuations and borehole extensometer data from the Bayton Area, Houston, Texas. Proceeding of the Fourth International Symposium on Land Subsidence, May 1991. IAHS Publ, p. 655-666.
- Caballero-Miranda M. E., 1997. Reconstrucción paleolimnológica del lago de Chalco, México, durante el último máximo glacial. El registro de diatomeas entre 34,000 y 15,000 años A. P. Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, vol. 14, no. 1, p. 91 - 100.
- Caballero M. E., y Ortega, B., 1998. Lake levels about 40,000 years ago at Lake Chalco, near Mexico City. Quaternary Research, vol. 50, p. 69-79.
- Cardoso M. D., y García E., 1982. Vegetation and climate in the Basin of Mexico -geographical topics of Mexico City and its environs: International Geophysical Union, Latin American Regional Conference, UNAM, Instituto de Geografía, p. 19 - 24 (recopilación).
- Carreón F. D. C., Hernández M. M., y Vargas C. C., 2002. Análisis de factores geológicos durante la consolidación de suelos arcillosos. Consideraciones para la evaluación de compresibilidad en laboratorio y campo. Resumen en extenso. XXI Reunión Nacional de Mecánica de Suelos, vol. 1, p. 105 - 113.
- Casagrande A., 1936. The determination of the pre-consolidation load and its practical significance, Proc., 1st Intl. Conf. Soil Mechanics. Found. Eng., p. 60 - 64.
- Crawford C. B., 1986. State of the art: Evaluation and Interpretation of soil consolidation test, en Consolidation of soils: Testing and evaluation. (eds Young y Townsend), ASTM SPT 892, p. 71 - 103.
- Cruickshank-Villanueva C., 1984. Proceeding of the Third International Symposium on Land Subsidence held in Venice, Italy march, 1984, p. 79-88.
- Das, Braja M., 1997. Advanced Soil Mechanics, segunda edición, Taylor & Francis, U.S.A., 457 p.
- de Pablo-Galan L., de Pablo J. J., y Chávez-García M. De L., 2002. Clay mineralogy and diagenesis of the Recent-Pleistocene volcanogenic sedimentary sequence of the Mexican Basin. Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, vol. 19, no. 1., p. 38 - 49.
- Díaz-Rodríguez J. A., y Santamarina J. C., 2001. Mexico City soil behavior at different strains: observations and physical interpretation. Journal of geotechnical and environmental engineering, p. 783 - 789

Domenico P. A., y Miffin M. D., 1965. Water from low-permeability sediments and Land subsidence, *Water Resources Research*, vol. 1, no. 4, p. 563.

FitzPatrick E. A., 1984. Suelos. Su formación, clasificación y distribución. Compañía Editorial Continental. México D. F., 430 p.

Freeze R. A., y Cherry J. A., 1979. *Groundwater*, Prentice-Hall, Inc., U.S.A., 604 p.

Foreman F., 1955. Palynology in Southern North America. Part II: Study of two cores from lake sediments of the Mexico City Basin. *Bulletin of the Geological Society of America*, vol. 66, p. 475 – 510.

Gillott J. E., 1987. Clay in engineering geology. Elsevier Science Publishers. Amsterdam. Netherlands, 468 p

Gu X. Y., Tsien S. I., Huang H. C., y Liu Y., 1991. Analysis of Shanghai land subsidence, *Proceeding of the Fourth International Symposium on Land Subsidence*, May 1991. IAHS Publ., p. 603-612.

Hansen R., 1990. Lake deposits from Chalco Basin sediment description and first results from core A/B., *Primer Simposio sobre el Cuaternario en México. Resumen*.

Hantush M. S., 1960. Modification of the Theory of Leaky Aquifers, *Journal of Geophysical Research*, vol. 65, no. 11, p. 3713 – 3725.

Hillier S., 1995. Erosion, sedimentation and sedimentary Origin of Clays., en *Velde (ed). Origin and Mineralogy of Clays. Clays and environment*, p. 162 – 214. Springer. Germany

Instituto Mexicano de Tecnología del Agua (IMTA), 1990. *Mecánica de Suelos. Instructivo para ensaye de suelos*. Comisión Nacional del Agua, Colección Brevarios del Agua, Serie Educativa, p. 132 – 149.

Jacob C. E., 1946. Radial in a leaky artesian aquifer. *Transactions American Geophysical Union*, vol. 27, no. 11, p. 198 – 208.

Jorgensen G. D., 1980. Relationship between Basic Soil-Engineering Mechanics and Basic Ground-Water Flow Equations, *Geological Survey Water-Supply Paper 2064*, Washington, USA. 40 p.

Khalili N., Valliappan S., Wan C. F., 1999. Consolidation of fissured clays. *Géotechnique*, vol. 49, no. 1, p. 75 – 89.

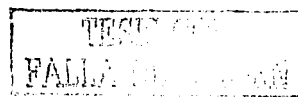
Lambe T. W. y Whitman R. V., 1969. *Mecánica de suelos*, John Wiley & Sons, 582 p.

Lou X. y Vasseur G., 2002. Natural hydraulic cracking: numerical model and sensitivity study. *Earth and Planetary Science Letters*, vol. 201, no. 2, p. 431 – 446.

Lowe J., Zaccheo P. F., y Feldman H. S., 1964. Consolidation testing with back pressure. *Journal of the soil mechanics and foundations division.*, *Proceeding of the American Society of Civil Engineers.*, p. 69 – 87.

Lowe J., Jonas E., y Obrician V., 1969. Controlled gradient consolidation test., *Journal of the soil mechanics and foundations division. Proceeding of the American Society of Civil Engineers.* P. 77 – 97.

Lozano-García M. S., Ortega-Guerrero B., Caballero-Miranda M. y Urrutia-Fucugauchi J., 1993. Late Pleistocene and Holocene paleoenvironments of Chalco Lake, Central Mexico. *Quaternary Research*, vol. 40, p. 332 – 342.



Marsal R. J., y Mazari M., 1959, The subsoil of Mexico City, Instituto de Ingeniería., UNAM, (2 volúmenes).

Mesri G., Rokhsar A., y Bohor B. F., 1975. Composition and compressibility of typical samples of Mexico City clay. *Géotechnique*, vol. 25, no. 3, p. 527 – 554.

Mooser F., Nairn A. E. M., y Negendank J. F. W., 1974. Paleomagnetic investigations of the tertiary and quaternary igneous rocks: VII A Paleomagnetic and petrologic study of volcanics of the valley of Mexico: *Geologische Rundschau*, vol. 63, p. 451 – 483.

Mooser F., 1978. Geología del relleno cuaternario de la Cuenca de México. Simposio de la Sociedad Mexicana de Mecánica de Suelos. México.

Neuman P. S., Preller C., y Narasimhan T. N., 1982. Adaptive explicit-implicit quasi tri-dimensional finite element model of flow and subsidence in multiaquifer systems. *Water Resources Research*, vol. 18, no. 5, p. 1551 – 1561.

Neuman P. S., y Witherspoon P. A., 1972. Field determination of the properties of leaky multiple aquifer systems. *Water Resources Research*, vol. 8, no. 5, p. 1284 – 1298.

Normas Oficiales Mexicanas, 2000. Proyecto de Norma Oficial Mexicana PROY-NOM-021 RECNAT-2000, que establece las especificaciones para los estudios de fertilidad, salinidad y clasificación de suelos, su muestreo y análisis. SEMARNAP.

Olson R. E., 1986. State of the art: Consolidation testing. *Consolidation of soils: Testing and evaluation* (eds Young y Townsend), ASTM SPT 892, p. 7 – 69.

Ortega G. A., Cherry, J. A., y Rudolph D., 1993. Large-scale aquitard consolidation near Mexico City., *Groundwater*, vol. 31, no. 5, p. 708 – 718.

Ortega G. A., 1996. Variability of the coefficient of consolidation of the Mexico City Clayey Sediments on spatial and time scales. *Bulletin Of the International Association of Engineering Geology*, no. 54, p. 125.

Ortega G. A., Rudolph D. L., y Cherry J. A., 1999. Analysis of long-term subsidence near Mexico City: Field investigations and predictive modeling. *Water Resources Research*, vol. 35, no. 11, p. 3327-3341.

Parker A. y Sellwood B. W., 1983 (eds). *Sediments diagenesis*. Proceeding of the NATO Advanced Study Institute on Sediments diagenesis. U. K.

Peralta y Fabi R., 1989. Sobre el origen de algunas propiedades mecánicas de la formación arcillosa superior del valle de México., Simposio sobre Tópicos Geológicos de la cuenca del Valle de México, Sociedad Mexicana de Mecánica de Suelos, p. 43 – 53.

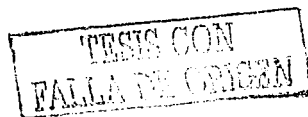
Prudic D. E., y Williamson A. K., 1984. Evaluation of a technique for simulating a compacting aquifer system in the Central Valley of California, Proceeding of the Third International Symposium on Land Subsidence held in Venice, Italy march, 1984, p. 52 – 63.

Poland J. F., 1984. Guidebook to studies of land subsidence due to ground-water withdrawal. Unesco.

Reyes-Jaramillo I., 1996. Fundamentos teórico-prácticos de temas selectos de la ciencia del suelo. Parte I. Universidad Autónoma Metropolitana. México, D. F.

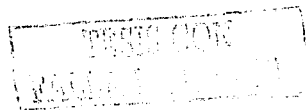
Righi D., y Meunier A., 1995. Origin of clays by rock weathering and soil formation., en Velde (ed). *Origin and Mineralogy of Clays*. Clays and environment, p. 43 – 157. Springer. Germany

- Riley F. S., 1969. Analysis of borehole extensometer data from Central California, Proceedings of the Tokyo Symposium, Sep 1969, vol. 2, p. 423-431
- Rivera A., Ledoux E., y Marsily G., 1994. Nonlinear modeling of groundwater flow and total subsidence of the Mexico City aquifer-aquitard system, Proceeding of the Fourth International Symposium on Land Subsidence, May 1991. IAHS Publ., p. 45 - 58.
- Robinson R. G., 1999. Consolidation analysis with pore water pressure measurements. Géotechnique, vol. 49, no. 1, p. 127 - 132.
- Rogers J. D., 1998. Hydrocompresion and Hydroswellling –New term in the Geotechnical Dictionary., James W. Borchers, (eds.) Land Subsidence, Case studies and current research. Proceeding of the Dr. Joseph F. Poland Symposium on Land Subsidence, p. 119 - 145.
- Rudolph D. L., y Frind E. O., 1991. Hydraulic Response of Highly compressible aquitards during consolidation. Water Resources Research, vol. 27, no. 1, p. 17 - 30.
- Santamarina J. C., Klein A. K., y Fam M. A., 2001. Soil and waves. Particulate materials behavior, Characterization and process monitoring. John Wiley & Sons Ltd, England. 522 p.
- Shearer T. R., 1998. A numerical model to calculate land subsidence, applied at Hangu, China, Engineering Geology, no. 49, p. 85 - 93.
- Siebe C., y Herre A., 2001. Determinación de la textura por el método de la pipeta en suelos no volcánicos. Procedimiento Estandarizado. Laboratorio de Edafología Ambiental. Instituto de Geología.
- Silva A. J., y Brandes H. G., 1998. Geotechnical properties and behavior of high-porosity, organic-rich sediments in Eckernförde Bay, Germany. Continental Shelf Research, no. 18, p. 1917- 1938.
- Solleiro R. E., 1997. Modelo pedogenético para establecer la edad evolutiva de andisoles. Tesis de doctorado. UNAM.
- Sridharan A., Nagaraj H. B., y Prasad P. S., 2000. Liquid limit of soils from equilibrium water content in one-dimensional normal compression., Proc. Inst. Civ. Engrs., vol. 143, p. 165 - 169.
- Urrutia-Fucugauchi J., Lozano-García S., Ortega-Guerrero B., Caballero-Miranda M., Hansen R., Bohnel H., y Negendank J.F. W., 1994. Paleomagnetic and palaeoenvironmental studies in the southern Basin of Mexico - I. Volcanosedimentary sequence and basin structure of Chalco lake. Geofísica Internacional, vol. 33, no. 3, p. 421 - 430.
- van der Kamp G., 2001. Methods for determining the in situ hydraulic conductivity of shallow aquitards - an overview. Hydrogeology Journal, vol. 9, p. 5 - 16
- Vargas C. C., 2001. Propiedades y comportamiento hidráulico del acuitardo lacustre de la Ciudad de México. Tesis de Maestría. UNAM. 97 p.
- Velde B., 1995. Composition and mineralogy of clays minerals., en Velde (ed). Origin and Mineralogy of Clays. Clays and environment, p. 8 - 41. Springer. Germany.
- Warren C. J., y Rudolph D. L., 1997. Clay minerals in basin of Mexico lacustrine sediments and their influence on ion mobility in groundwater. Journal of Contaminant Hydrology, vol. 27, p. 177 - 198.
- Waltham A.C., 1989. Ground Subsidence, Editorial Blackie & Son Ltd, New York,
- Wesley L. D., 2001. Consolidation behavior of allophane clays. Géotechnique, vol. 51, no. 10, p. 901 - 904.



Witherspoon P. A., Freeze R. A., 1972. The role of acuitards in multiple aquifers systems. Geotimes, Penrose Conference, p. 22 -24.

Zawadski A., 1996. Investigations regarding the origin and hydrologic activity of a large sediment-filled fissure in fractured lacustrine clay near Mexico City. Tesis de Maestría. Universidad de Waterloo, Ontario, Canadá. 211p.



Apéndice A:

Consolidómetro computarizado.
Compucón

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

Consolidómetro computarizado. Compucón

El Compucón es un consolidómetro hidroneumático modelo S2857, cuenta con sistema de aplicación de contrapresión controlada y con puertos que transmiten la información a un programa computacional de apoyo. Las partes físicas que lo componen se pueden enumerar de los siguientes grupos:

a) Sistema hidroneumático.

* Válvulas hidráulicas. Algunas se pueden controlar manualmente y otras son controladas por el consolidómetro de acuerdo a la programación de la prueba. Estas válvulas regulan: la intrusión de agua a la cámara de consolidación, el suministro de aire comprimido para aplicar presión o contrapresión y la saturación de la muestra.

* Manómetros. Estos dispositivos permiten medir la presión en la muestra en cualquier momento de la prueba. Este consolidómetro en particular, sólo cuenta con un manómetro de reloj que proporciona los valores de presión y contrapresión en la muestra. Los valores de presión de poro y de presión aplicada a la muestra son visualizados en los transductores.

* Ductos. Son mangueras que conducen tres tipos de fluidos: agua, aire y aceite. Los hay de diferentes diámetros (desde $\frac{3}{8}$, hasta $\frac{1}{4}$).

* Depósitos. Guardan las reservas de agua o de aceite. El depósito que contiene el agua es de lucita, es translúcido y tiene tres importantes funciones: 1) recibir el agua que la muestra expulsa al ser consolidada, 2) proporciona el agua que la muestra necesita para alcanzar un alto grado de saturación, y por último, 3) sirve de interfase entre aire a presión y agua para aplicar contrapresión. El depósito de aceite no es translúcido pero exteriormente tiene conectada una manguera de la base a la parte superior, que permite monitorear el nivel de aceite. Este depósito solo sirve de interfase entre aire a presión y aceite para aplicar carga axial a la muestra.

b) Sistemas de medición.

* Transductores. La presión de poro, la presión disponible, la presión axial, la contrapresión, la presión de reserva y el esfuerzo efectivo son medidos por medio de transductores electrónicos, cuya lectura se lee gracias a un puente digital electrónico. Su precisión es de 0.01 psi.

* Dial digital. Es un micrómetro digital con una precisión de 0.0001 pulgadas. Puede trabajar con pilas o directo de la corriente alterna mediante un eliminador eléctrico. Cuenta con un puerto periférico, que transmite los valores de deformación directamente al programa computacional en tiempo real.

c) Sistema eléctrico.

* Switchs. Los hay para encender o apagar diversos elementos electrónicos, como las válvulas solenoides ubicadas en el interior del consolidómetro.

* Válvulas solenoides. Son controladas automáticamente por el consolidómetro de acuerdo al programa de la prueba. Están colocadas en el interior del consolidómetro, fuera de vista, ya que no pueden ni deben ser controladas por el operador.

d) Accesorios varios.

* Anillo de corte. Es utilizado para extraer la muestra que será colocada en el anillo de consolidación. Es de acero inoxidable y tiene dimensiones específicas, además de que cuenta con un borde afilado para seccionar la muestra al extraer el espécimen.

* Anillo de consolidación. Tiene la importante función de impedir la deformación lateral de la muestra durante la consolidación. Es de un metal específico y está recubierto de teflón.

* Piedras porosas. Son de bronce. Su función es permitir el libre drenaje del agua de poro de la muestra durante la consolidación. Van colocadas en las partes superior e inferior de la muestra.

- * Piezas semiesféricas. Transmiten la presión del disco de carga. Cuentan con conductos interiores para que el agua expulsada por la muestra pueda dirigirse al espacio interior de la cámara de consolidación.
- * Portador de piedra porosa. Sirve para ubicar la piedra porosa en la parte superior de la muestra, también es muy útil para transferir la muestra del anillo de corte al de consolidación.
- * Plataforma elevada. Se utiliza para dejar descansar el domo de la cámara de consolidación cuando es removido de su sitio en el consolidómetro.

CAMARA DE CONSOLIDACIÓN (Figura A). Es el corazón del sistema, en ella se llevan acabo los principales eventos de la prueba. Está conformada por lo siguientes elementos:

- * Domo. Es la parte superior de la cámara y puede ser removido de su sitio para colocar la muestra. En él se encuentran el pistón de carga, el disco de carga y su membrana de hule. En la parte superior se coloca el micrómetro electrónico o dial digital, además de que tiene las entradas de agua y del aceite.
- * Espacio interior. Está inundado de aceite y/o de agua, la división entre ambos fluidos la conforma el disco de carga, cuya ubicación dentro de la cámara de consolidación depende del grado de deformación de la muestra.
- * Pedestal. Sirve de base para la piedra porosa y el anillo de consolidación. Por medio de mangueras, está conectada a los transductores que miden de presión de poro y la contrapresión.
- * Disco de carga. Recibe la presión del pistón de carga para aplicarla a la muestra a través de las piezas semiesféricas.
- * Membrana de hule. Está colocada en la periferia del disco de carga. Su función es evitar el contacto entre el aceite ubicado en la parte superior de la placa con el agua de la parte inferior.
- * Pistón de carga. Por medio de aceite presurizado que proviene del depósito de aceite, recibe la carga que transmite al disco de carga. Está conectado directamente con el dial electrónico

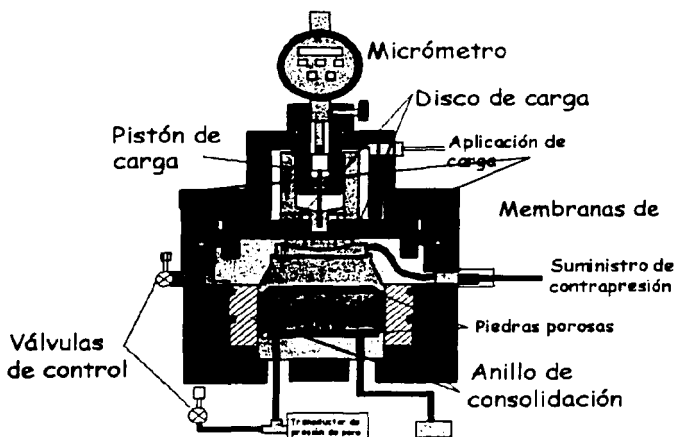


Figura A. Cámara de consolidación mostrando algunas de sus principales componentes. Toda la parte superior al disco de carga conforma el domo de la cámara y puede ser removido del sistema.

para medir el desplazamiento vertical del disco de carga, y por lo tanto, la deformación total de la muestra.

3. DESCRIPCIÓN DEL PROGRAMA DE APOYO

Durante las pruebas de consolidación, el compucón es apoyado por un software que permite la programación de las pruebas. Se trata de un programa que corre en sistema DOS y no requiere de mucha memoria. El programa de apoyo permite que el Compucón presente diversas ventajas con respecto a los consolidómetros convencionales, entre las que podemos mencionar:

- a) Captura de datos en tiempo real: Los cuales son guardados en un archivo generado al terminar la prueba. Mediante una simple conversión de archivos, los datos pueden ser manejados mediante algún programa de procesador de datos como excel.
- b) Selección del tipo de prueba: Se puede elegir entre CHG, Incremental o Ko. Cada una de estas elecciones presenta variantes que también pueden ser seleccionadas de acuerdo a las características y parámetros deseados de cada prueba.
- b) Programación de la prueba: La programación de una prueba específica permite al operador definir las características y parámetros de la prueba al inicio, tales como magnitud de los esfuerzos y de la contrapresión, tiempos, número de datos de salida, etc. Posteriormente solo es necesario monitorear el buen desempeño de la prueba.
- d) Visualización de curvas durante la prueba: El programa genera las curvas de compresibilidad y de consolidación (esta última solo en el caso de aplicar la prueba incremental) en tiempo real durante la prueba, esto permite observar el desenvolvimiento de la prueba.
- e) Aplicación de contrapresión controlada: Solo si la opción de aplicación de contrapresión esta en modo de encendido, el programa aplica una contrapresión seleccionada previamente. La forma en que el programa aplica la contrapresión es por medio de incrementos paulatinos hasta llegar al valor preestablecido. Conforme la presión es aplicada se genera una curva que muestra la evolución de la presión de poro junto con la contrapresión, lo que permite observar las variaciones de la contrapresión y compararla con la presión de poro.
- f) Calibración del equipo: Es posible que los transductores muestren valores de presión que no correspondan a lo aplicados a la muestra. De igual manera el dial puede mostrar valores que no correspondan a los mostrados en el monitor. Los motivos pueden ser varios, uno de los más comunes son variaciones repentinas en el suministro eléctrico. Para ello el programa cuenta con una opción de calibración que permite igualar los valores mostrados por el monitor con los transductores y el dial.

4. PROCEDIMIENTO DE ENSAYE

A continuación se expone en términos generales el procedimiento para correr una prueba, además se mencionan algunos consejos prácticos para obtener mejores resultados. Para información a mayor detalle, el compucón que se describe en esta ocasión trae consigo un instructivo de operaciones.

a) *Preparación de la muestra.* Las muestras son tomadas por medio del anillo de corte. Este compucón necesita muestras de 2.5 pulgadas (los hay que necesitan de 4 pulgadas). En suelos blandos no suele haber mucho problema para incrustar el anillo de corte, sin embargo, en suelos endurecidos, es necesario labrar cuidadosamente la muestra hasta que alcance las dimensiones aproximadas del anillo de corte. Es muy importante tomar en cuenta la posición de la muestra en su estado natural, su colocación en el consolidómetro debe respetar la posición que tenía ésta antes de ser extraída. Se debe lubricar el anillo de corte con aceite de silicón, esto con el fin de evitar la fricción durante la intrusión de la muestra en el anillo de

corte y durante su traspaso al de consolidación. El anillo de consolidación también debe ser lubricado en la zona en donde la muestra es colocada para que la fricción pueda ser ignorada en los cálculos, durante la consolidación.

Una vez que se haya extraído la muestra de suelo, las porciones que excedan la dimensión del anillo de corte se eliminan con algún artefacto que haga un corte delicado, se recomienda un alambre de acero inoxidable y flexible como una cuerda delgada de guitarra, colocada en un arco segueta para una mejor manejabilidad. Es importante obtener el peso de la muestra antes de someterla a consolidación para los cálculos posteriores.

Para este consolidómetro, las dimensiones de la muestra deben ser:

Altura: 2.54 cm.

Diámetro: 6.35 cm.

b) *Instalación de la muestra en el consolidómetro.* Primeramente se deben realizar algunas acciones en el consolidómetro para preparar la instalación de la muestra. Para un mejor hermetismo, debe tenerse cuidado de lubricar los o-rings, el anillo de consolidación y por recomendación la parte inferior (o visible) del disco de carga. La muestra es traspasada del anillo de corte al de consolidación por medio del portador de la piedra porosa. Se colocan en sus respectivos lugares las piedras porosas, el papel filtro, el portador de la piedra porosa y las piezas semiesféricas. El papel filtro es colocado entre la muestra y las piedras porosas, su función es evitar la pérdida de las partículas finas del suelo cuando el flujo de agua ocurra. Finalmente se instala el micrómetro digital y se conecta el depósito de agua con la cámara de consolidación.

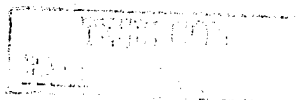
c) *Suministro de presión.* Una vez colocada la muestra, procede a abrirse la línea de aire comprimido, sin embargo, el sistema aun no es presurizado hasta que la válvula que controla la entrada de aire haya sido abierta. Al momento de abrir dicha válvula, la presión suministrada solo sirve para que el disco de carga haga contacto con las piezas semiesféricas, así como para suministrar la contrapresión necesaria. Para lograr un alto grado de saturación en la muestra es muy importante la aplicación de la contrapresión, ya que permite la expulsión de aire del sistema, y que se diluya en el agua el aire que pudiera quedar atrapado. La expulsión de aire se lleva a cabo a través de una válvula de purga ubicada en el panel de control.

d) *Llenado de agua de saturación, saturación de la muestra y aplicación de contrapresión.* En esta etapa se debe inundar el espacio interior de la cámara, así como colocar un cierto volumen de agua en el depósito correspondiente. Estas acciones se logran colocado un depósito externo con agua en una parte alta, conectado a la cámara de consolidación y esperando a que el agua se desplace primero hacia la cámara y después hacia el depósito. Antes de inundar la cámara, la válvula del manómetro de disco debe estar abierta para que el aire atrapado en la cámara sea sustituido por agua. Se debe ser meticuloso en el llenado del depósito de agua, ya que, como se mencionó anteriormente, el agua que expulsada durante la consolidación a consecuencia del descenso de la placa de carga es acumulada en ese depósito.

El agua no debe penetrar a la manguera que presuriza con de aire comprimido al depósito de agua, cuyo borde se encuentra en la parte superior del interior del depósito, ya que se pueden causar daños al sistema electrónico.

Apéndice B:

Teoría de las pruebas de consolidación Incremental y por gradiente controlado.



Teoría de las pruebas de consolidación incremental y por gradiente controlado.

Desarrollo Matemático para obtener el coeficiente de consolidación:

Si tiene un estrato limoso o arcilloso de espesor H colocado entre dos estratos permeables

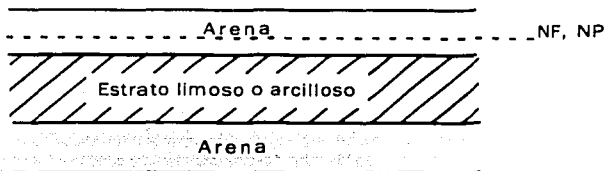


Figura B. Esquemática del planteamiento del problema.

(figura B). Los niveles freáticos y piezométricos (NF, NP) se ubican a la misma profundidad que el estrato limoso o arcilloso. Este estrato está completamente saturado y con un estado de esfuerzos σ , además se encuentra sometido a una presión de poro u . Si se considera una masa elemental del estrato limoso o arcillosos, con

dimensiones dx , dy y dz . El elemento se encuentra confinado lateralmente (con impedimento de posible deformación lateral), por lo que dx y dy permanecen constantes.

El volumen es se obtienen con la siguiente ecuación:

$$V = dx dy dz \quad (1)$$

De acuerdo con las ecuaciones de flujo neto de Laplace:

$$q_x = k_x i_x A_x = k_x \frac{\partial h}{\partial y} dy dz \quad (2)$$

$$q_y = k_y \frac{\partial h}{\partial x} dx dz \quad (3)$$

$$q_z = k_z \frac{\partial h}{\partial z} dx dy \quad (4)$$

De la ecuación (4), tenemos:

$$q_z + q_y = K_z \left(\frac{\partial h}{\partial z} + \frac{\partial^2 h}{\partial z^2} \right) dx dy \quad (5)$$

$$\frac{\partial V}{\partial t} = k \frac{\partial^2 h}{\partial z^2} dx dy dz \quad (6)$$

$$\text{Se sabe que: } h = \frac{u}{\gamma_w} \quad (7)$$

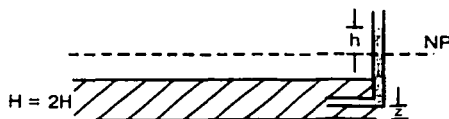


Figura C. Representación esquemática de los parámetros h , H y z . El estrato en referencia es el limoso o arcilloso.

En la cual, γ_w es el peso específico del agua. Entonces tenemos:

$$\frac{k}{\gamma_w} \frac{\partial^2 u}{\partial z^2} = \frac{1}{dx dy dz} \frac{\partial V}{\partial t} \quad (8)$$

Si durante la consolidación el cambio de volumen de la muestra de sedimentos se debe al cambio de volumen de agua entonces:

$$\frac{\partial V}{\partial t} = \frac{\partial e}{\partial t} V_s \quad (9)$$

$$\frac{\partial V}{\partial t} = V_s \frac{\partial e}{\partial t} = \frac{V}{1+e} \frac{\partial e}{\partial t} = \frac{dx dy dz}{1+e} \frac{\partial e}{\partial t} \quad (10)$$

En la cual e es la relación de vacíos $e = V_v/V_s$ (V_v es el volumen de agua y/o aire, V_s es el volumen de las partículas sólidas).

Si suponemos que el esfuerzo efectivo provócale cambio en la relación de vacíos (∂e), esto es:

$$\partial e = -a_v \partial(\Delta \sigma') \quad (11)$$

En la cual a_v es el coeficiente de compresibilidad, y σ' es el esfuerzo efectivo.

A su vez el cambio en el esfuerzo efectivo es debido al cambio en la presión de poro, esto es:

$$\partial e = a_v \partial u \quad (12)$$

De acuerdo a (11) y a (12) tenemos:

$$\frac{k}{\gamma_w} \frac{\partial u}{\partial t} = \frac{a_v}{1+e} \frac{\partial u}{\partial t} \quad (13)$$

Simplificando (13) tenemos:

$$\frac{k}{\gamma_w} \frac{\partial u}{\partial t} = m_v \frac{\partial u}{\partial t} \quad (14)$$

En la ecuación (14) m_v es el coeficiente de variación volumétrica.

Si dejamos la ecuación (14) en función de la variación de poro en el tiempo, tenemos

$$\frac{\partial u}{\partial t} = \frac{k}{\gamma_w m_v} \frac{\partial^2 u}{\partial z^2} \quad (15)$$

En la cual:

$$C_v = \frac{k}{\gamma_w m_v} \quad (16)$$

Por lo tanto:

$$\frac{\partial u}{\partial t} = C_v \frac{\partial^2 u}{\partial z^2} \quad (17)$$

C_v es el coeficiente de consolidación.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

PRUEBA INCREMENTAL

De la ecuación original de Terzaghi ($\sigma = u + \sigma'$) en la que σ es la presión total aplicada a la muestra, y de la ecuación (17), se puede hacer el siguiente análisis: Si todos los términos son divididos por un mismo término la ecuación no se altera, entonces de la ecuación original de Terzaghi podemos manejar:

$$\frac{\partial \sigma}{\partial t} = \frac{\partial u}{\partial t} + \frac{\partial \sigma'}{\partial t} \quad (18)$$

Si despejamos el término de la presión de poro nos queda:

$$\frac{\partial u}{\partial t} = \frac{\partial \sigma}{\partial t} - \frac{\partial \sigma'}{\partial t} \quad (19)$$

Si igualamos (18) y (15) nos queda:

$$\frac{\partial \sigma}{\partial t} + \frac{\partial \sigma'}{\partial t} = C_v \frac{\partial^2 u}{\partial z^2} \quad (20)$$

Dado que la presión total permanece constante en cada incremento de carga, esto es:

$$\frac{\partial \sigma}{\partial t} = 0, \text{ por lo tanto la ecuación (20) nos queda:}$$

$$\frac{\partial \sigma'}{\partial t} = -C_v \frac{\partial^2 u}{\partial z^2} \quad (21)$$

Las ecuaciones (21) y (17) gobiernan en proceso de consolidación durante la prueba del tipo incremental. El coeficiente de consolidación se obtiene entre otras formas mediante la técnica de Casagrande o de Taylor.

PRUEBA POR GRADIENTE CONTROLADO

De acuerdo con Lowe (1969), durante el desarrollo de esta prueba se aplican pequeños incrementos y decrementos de carga a la muestra con el fin de que la presión de poro en la base de la muestra permanezca constante.

Despejando el término del esfuerzo efectivo de la ecuación (18), nos queda:

$$\frac{\partial \sigma'}{\partial t} = \frac{\partial \sigma}{\partial t} - \frac{\partial u}{\partial t} \quad (22)$$

En este caso la presión de poro es la que se mantiene constante, entonces: $\frac{\partial u}{\partial t} = 0$. Por lo tanto tenemos:

$$\frac{\partial \sigma'}{\partial t} = -C_v \frac{\partial^2 u}{\partial z^2} \quad (23)$$

la ecuación (23) finalmente queda en función únicamente del esfuerzo total aplicado y es la que gobierna el proceso de consolidación durante la prueba por gradiente controlado. Para obtener el coeficiente de consolidación se realiza el siguiente análisis:



La parte izquierda de la ecuación (23) es independiente de la variable z y la parte derecha, por lo tanto, ambas partes pueden igualarse a una constante.

Entonces:

$$\frac{\partial \sigma}{\partial t} = A_1 \quad (24)$$

$$y \quad \frac{\partial^2 u}{\partial t} = -\frac{A_1}{C_v} \quad (25)$$

Si integramos la ecuación (25) nos queda:

$$\frac{\partial u}{\partial z} = -\frac{A_1}{C_v} z + A_2 \quad (26)$$

Finalmente:

$$u = \frac{A_1}{C_v} \frac{z^2}{2} + A_2 z + A_3 \quad (27)$$

Las condiciones frontera para la ecuación (23) son las siguientes:

1. $A z = 0, \partial u / \partial z = 0$
2. $A z = H, u = 0 (H = H, \text{ esto es con una frontera impermeable})$
3. $A z = 0, u = \Delta u$

De la primera condición se tiene que $A_2 = 0$, por lo tanto:

$$u = \frac{A_1}{C_v} \frac{z^2}{2} + A_3 \quad (28)$$

De la segunda condición y de la ecuación (28), se tiene:

$$u = -\frac{A_1}{C_v} \frac{z^2}{2} + \frac{A_1}{C_v} \frac{H^2}{2} \quad (29)$$

De la tercera condición y de la ecuación (29), se tiene:

$$\Delta u = \frac{A_1}{C_v} \frac{H^2}{2} \quad (30)$$

$$o \quad A_1 = \frac{2C_v \Delta u}{H^2} \quad (31)$$

Si se igualan las ecuaciones (24) y (31), nos queda:

$$\frac{\partial \sigma}{\partial t} = \frac{2C_v \Delta u}{H^2} \quad (32)$$

Si despejamos C_v de la ecuación (31), nos queda finalmente:

$$C_v = \frac{\partial \sigma}{\partial t} \frac{H^2}{2 \Delta u} \quad (33)$$

La ecuación (33) se utiliza para estimar el coeficiente de consolidación durante el lapso de tiempo en el que la presión de poro en la base de la muestra permanece constante. Por lo tanto, el C_v se obtiene de acuerdo a la variación de la presión de poro. La figura D nos ilustra como se obtiene.

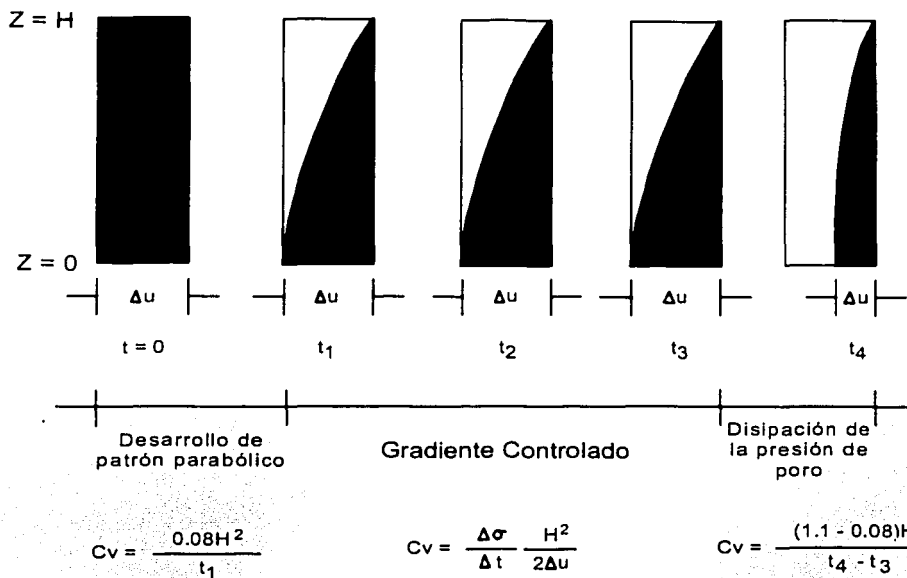


Figura D. Ecuaciones para estimar C_v . Entre t_1 y t_3 , C_v se estima de acuerdo a la ecuación (33). En los otros lapsos de tiempo, C_v se obtiene de acuerdo a ecuaciones empíricas. El proceso representado por este esquema, se repite varias veces durante una prueba de consolidación.