

01131

1
2ej.

UNIVERSIDAD NACIONAL AUTONOMA DE MEXICO .

FACULTAD DE INGENIERIA

ZONIFICACION SISMICA EN XOCHIMILCO-TLAHUAC,
USANDO MICROTREMORES

TESIS

QUE PARA OBTENER EL GRADO DE
INGENIERO GEOFISICO

P R E S E N T A

ANTELMO BECERRA CRUZ

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

1992



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 está 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.

I N D I C E

RESUMEN.....	1
I. INTRODUCCION.....	2
II. ESTUDIO DE MICROTREMORES.....	4
II.1 Vibración ambiental	
II.2 Trabajo de campo	
II.2.1 Instrumentación	
II.2.2 Metodología	
II.2.3 Captación, transferencia y análisis de información	
II.3 Resultados	
II.3.1 Plano de isoperiodos	
III. RECOPIACION Y CORRELACION DE INFORMACION GEOLOGICA, GEOFISICA Y GEOTECNICA.....	19
III.1 Información geológica	
III.1.1 Fisiografía	
III.1.2 Hidrología	
III.1.3 Estratigrafía	
III.2 Geofísica	
III.2.1 Refracción sísmica	
III.2.2 Prospección eléctrica	
III.3 Geotécnica	
III.3.1 Sondas	
III.3.2 Pozos de agua y exploratorios	
III.4 Correlación de la información geológica, geofísica y geotécnica en cinco sitios de la zona de estudio	
IV. OBTENCION Y COMPARACION DE FUNCIONES DE TRANSFERENCIA.....	46
IV.1 Efectos de sitio	
IV.2 Funciones de transferencia teórica (F.T.T)	
IV.3 Razones espectrales de aceleración de movimientos fuertes	
IV.4 Comparación de funciones de transferencia y espectros de Fourier de microtemor	
V. RESULTADOS Y CONCLUSIONES.....	53
REFERENCIAS.....	56
APENDICE A.....	61
AGRADECIMIENTOS.....	67

RESUMEN

El objetivo principal de este trabajo fue complementar el mapa de isoperiodos que se encuentra dentro del Reglamento de Construcción del D.F en sus normas para diseño por sismo. La zona de estudio fue el ex-lago Xochimilco-Tláhuac y zonas aledañas, logrando construir un mapa de isoperiodos utilizando registros de vibración ambiental y movimientos fuertes. A partir de este mapa se logró identificar tres zonas con rangos de periodos diferentes: zona A: $0.5 < t < 1.5$ s, zona B: $1.5 < t < 3.5$ s, y zona C: $3.5 < t < 5.0$ s, siendo ésta una manera de zonificar el área de estudio.

También se realizaron comparaciones entre los Espectros de Fourier de Microtremores (E.F.M.), Funciones de Transferencia Empíricas (C.E.A.), y Funciones de Transferencia Teóricas (F.T.T.), en 8 estaciones distribuidas en la zona de estudio. En forma general los máximos espectrales de aceleración y microtremores ocurren a periodos similares, identificando la frecuencia dominante del suelo, convirtiéndolo a los registros de microtremores en una técnica válida para reconocer el periodo de vibración natural del suelo de una manera fácil, rápida y económica. Así mismo éstos coincidieron con las Funciones de Transferencia Teóricas. De aquí se concluye que el método de Haskell, para los fines perseguidos son suficientes ya que las diferencias encontradas entre la realidad y los modelos son mínimas.

Aún cuando todavía faltan algunas zonas por estimar sus periodos naturales con esta técnica (microtremores), es importante considerar estos valores para actualizar la zonificación sísmica de la ciudad, así como evaluar nuevos mapas de zonificación basados no solamente en datos de aceleración que nos proporcionan las redes acelerográficas.

I. INTRODUCCION

A raíz de los daños causados en la ciudad de México, debido al sismo de las costa de Michoacán ocurrido el 19 de septiembre de 1985, se incrementaron estudios sismológicos en la ciudad de México. Un grupo de científicos japoneses realizaron estudios de vibración ambiental (microtremores). La facilidad de estimar el periodo dominante del suelo mediante el registro de señales de vibración ambiental a partir de sismómetros móviles, ha hecho que este método se caracterice por su rapidez en el registro de las señales, siendo de bajo costo y buena confiabilidad.

Por esta razón, se realizó un estudio basado en una serie de mediciones de microtremores para el Distrito Federal, el cual presentó buenos resultados; a partir de éste se procedió a ampliar el estudio a Xochimilco-Tláhuac y zonas aledañas.

Los trabajos donde se ha aplicado la técnica de los microtremores para la microzonificación de varias ciudades de México, han dado buenos resultados, tales como Acapulco, Gro. (Gutiérrez et al., 1989), Ciudad Guzmán Jal. (Lermo et al., 1989), siendo en el D. F. donde la técnica ha funcionado con mayor efectividad (Lermo et al., 1987). Actualmente fue terminado para la ciudad de Colima, Col. (Lermo et al., 1991) y el de Oaxaca, Oax. (Lermo et al., 1991), para estos casos ha sido útil en la actualización de los reglamentos de construcción de cada ciudad.

En el presente estudio, se muestra una serie de clasificaciones de la vibración ambiental de acuerdo a cada autor, según su origen, así como sus aplicaciones.

Otro punto importante que se consideró fue la comparación y análisis de los espectros de amplitud de Fourier de microtremores (E.F.M), con los cocientes espectrales de aceleración (C.E.A) referidos a Ciudad Universitaria (C.U). del temblor del 19 de Sep. de 1985 (Singh K. et al., 1988b) y el temblor del 25 de abril de 1989; observando que el periodo ($T=1/f$) asociado al máximo del espectro de Fourier de los microtremores medidos en sitios donde se tienen registros de movimientos fuertes en la zona de lago de Xochimilco-Tláhuac, ocurren aproximadamente en los mismos rangos de frecuencias que el máximo espectral del cociente de aceleración.

Se recopiló información geofísica, geológica y geotécnica de la zona; se procedió a correlacionarla, hasta formar algunos modelos de capas horizontales, idealizados con sus respectivas características dinámicas, con la finalidad de poder obtener funciones de transferencia teórica (F.T.T) generadas a partir de un modelo teórico (Método de Haskell), para compararlas con espectros de amplitud de Fourier de microtremor (E.F.M) y cociente espectral de aceleración (C.E.A) obtenidos para cada estación o punto de interés, algo similar a los obtenidos por (Lewis J. Katz, et al., 1976), observando que en una banda de frecuencias los máximos de ambos espectros (E.F.M y C.E.A) con la (F.T.T) son parecidos.

El contar con un mapa de isoperiodos confiable es importante para el nuevo reglamento de construcción para el D.F. ya que para el diseño de estructuras es importante que ellos se diseñen con periodos dominantes diferentes al del suelo en donde se edifiquen.

II. ESTUDIO DE MICROTREMORES.

II.1 Vibración ambiental

La vibración ambiental es el resultado de la combinación de varios tipos de ondas tanto superficiales como de cuerpo, las cuales son originadas por diferentes tipos de fuentes; por ejemplo: el tráfico vehicular, industrias, variación de presión atmosférica, actividad humana, viento, oleaje, etc.

En este trabajo, debido a que el registro se realizó en algunas zonas urbanas de Xochimilco-Tláhuac, la vibración ambiental tiene un origen vehicular, como fuente principal.

Se han propuesto una serie de clasificaciones con el objeto de poder estudiar con más detalle este tipo de fenómenos:

Abe, (1988), menciona a la vibración ambiental como microtrepidaciones originados por diferentes tipos de fuentes (Fig. 2.1).

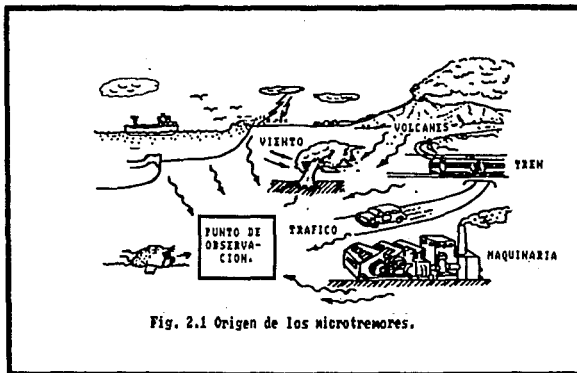


Fig. 2.1 Origen de los microtremores.

Seo, (1989), muestra un esquema para comprender el origen de los microtremores (Fig. 2.2); así como para resaltar las características más importantes de los microtremores y microsismos.

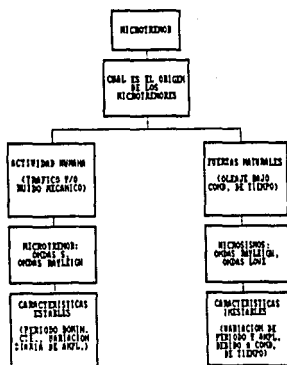


Fig. 2.2 Esquema propuesto por Seo 1989, donde realiza una clasificación de los microtremores

Jorge Díaz de León, 1990, propone la siguiente clasificación con base en los estudios realizados en la ciudad de México por Investigadores nacionales y extranjeros (Masaki y Lermo, 1988, Yamasaki 1988):

Vibración ambiental originada por causas artificiales.

Como fuente principal se ha considerado al tráfico vehicular, trenes, fábricas, paso de peatones, maquinaria, etc. caracterizándolos por presentar sus periodos dominantes entre un rango de 0.1 y 1.0 s (considerados como microtremores de periodos cortos).

Vibración ambiental originada por causas naturales.

Esta tienen como fuente principal: el oleaje, caídas de agua, viento, presión atmosférica, actividad volcánica, etc. caracterizándolos por presentar sus máximos entre 1.0 y 10.0 s (considerados como microtremores de periodos largos).

Estos periodos varían en el Valle de México, en donde éste a sido diferenciado en tres grandes zonas geotécnicas: a) zona de lomas, b) zona de transición, c) zona de lago. Se han realizado mediciones de registros de vibración ambiental en varios sitios de cada zona, éstas se pueden verificar si observamos dos líneas en donde se realizaron con anterioridad mediciones (Fig. 2.3.1, 2.3.2), observándose grandes diferencias en amplitudes de la señal de tiempo.

Por lo tanto, de acuerdo a las clasificaciones mencionadas y con base en los estudios anteriores se propone la siguiente clasificación (Fig. 2.4). En este diagrama propuesto, se clasifica a la vibración ambiental en dos grupos de acuerdo a las causas que lo originan.

El primer bloque, originado por causas naturales es subdividido en internas y externas. Como ejemplo de internas, tenemos: actividad volcánica, géyser, fracturamiento de roca, oleaje, etc.; y las externas como: viento, presión atmosférica, lluvia, tormentas eléctricas, etc. Ambas pueden ser consideradas como locales o regionales. A este tipo de vibración ambiental se le denomina *microsismos*.

El segundo bloque, de origen artificial, también es subdividido en internas: explosiones subterráneas, perforaciones de pozos y minas etc.; y las externas: tráfico vehicular, fábricas, peatones, etc. También éstas pueden ser consideradas como locales y regionales. A este tipo de vibración ambiental se le denomina *microtremores*.

En cuanto a su aplicación, por mencionar algunas:

1. Zonificación sísmica en zonas urbanas
2. Características dinámicas en estructuras
3. Interacción suelo estructura

II.2 Trabajo de campo

II.2.1 Instrumentación

El sistema de adquisición de datos utilizados para el registro de señales de vibración ambiental, consiste de un equipo compuesto de tres sismómetros de periodo natural de 5 segundos, marca Kinematics. Uno de ellos registra la componente vertical del movimiento de terreno y los otros dos para las componentes horizontales. La grabación de las señales se realizó en una cinta magnética (cassette), con un registrador digital (Sprengnether tipo DR-100), tomando 100 muestras por segundo para cada componente y grabando cada muestra en palabras de 12 bits. Esta información se transfiere a una computadora huésped para su análisis y almacenamiento temporal (Nava E. et al., 1989).

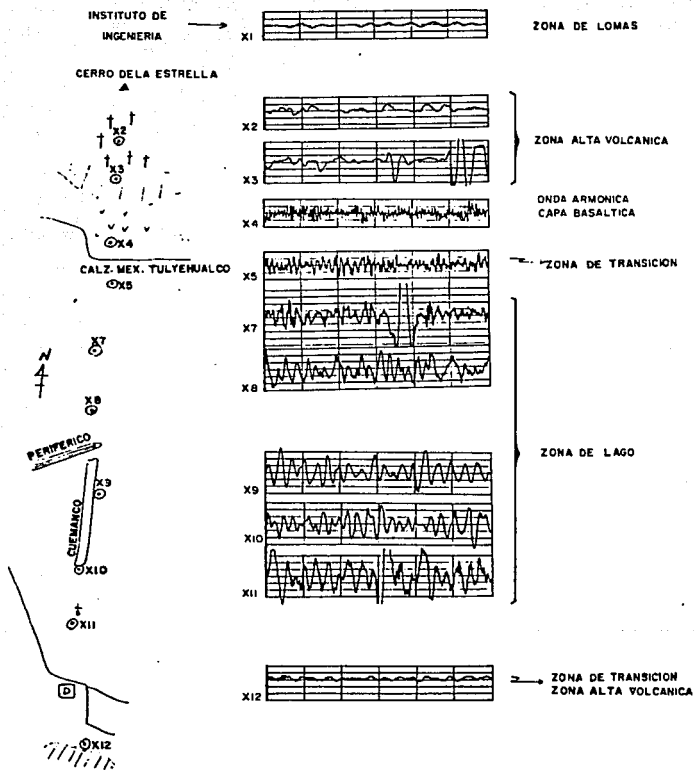


Fig. 2.3.1. Registro de microtremores donde se puede observar que existe diferencias en amplitud en diferentes puntos de medición según se observa.

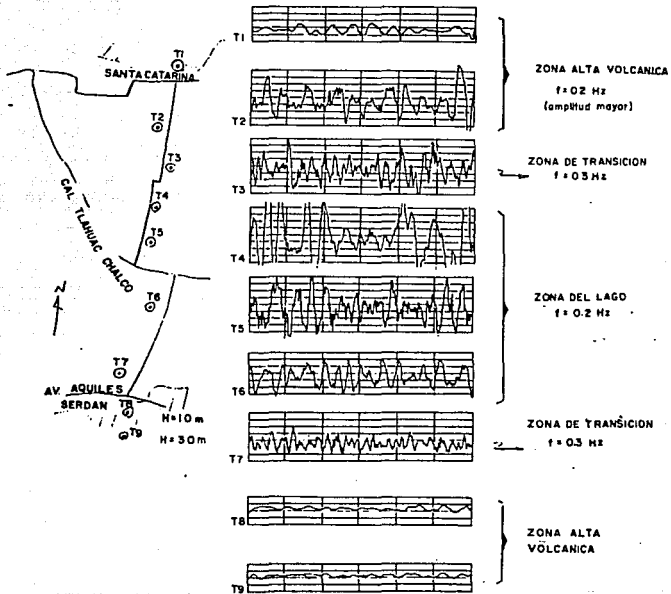


Fig. 2.3.2. Registro de microtremores donde se puede observar que existe diferencias en amplitud en diferentes puntos de medición según se observa.

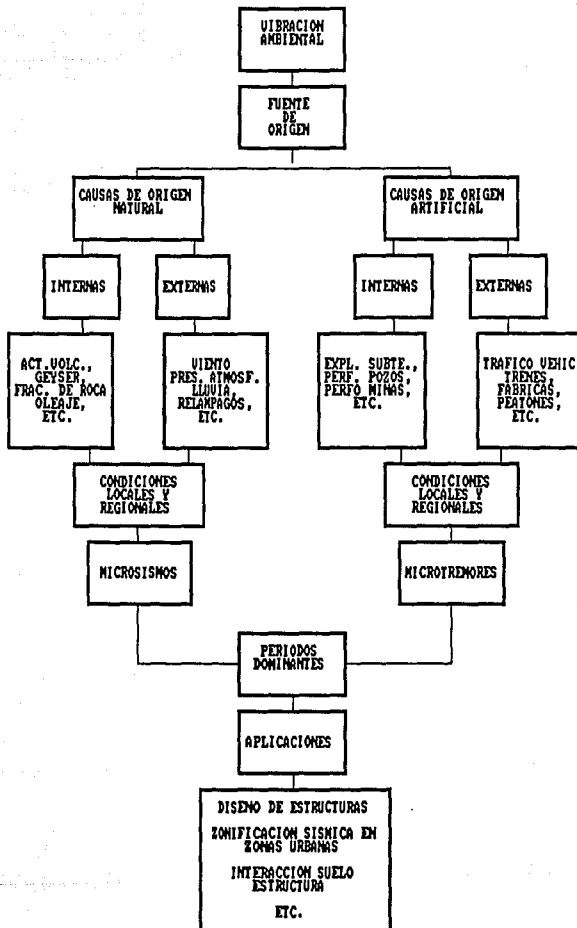


Fig. 2.4 Clasificación de la vibración ambiental según las causas que lo originan y algunas aplicaciones.

II.2.2 Metodología

Las mediciones de microtemores llevadas a cabo en el área de Xochimilco-Tláhuac y algunas zonas aledañas fueron realizadas de la siguiente manera:

i. Los sitios de estudio fueron seleccionados con anterioridad en un mapa, con la finalidad de densificar mayor el área y tener una mejor distribución de puntos, siendo registrados en 115 sitios con los cuales se trató de cubrir gran parte de la zona.

ii. Durante el día en los sitios ya seleccionados se procedió a registrar la señal, para lo cual se separan los sensores aproximadamente un metro entre ellos y se nivelan; posteriormente se evita el paso de peatones cercanos a la zona de registro. En el aparato registrador fueron seleccionadas las ganancias de 48 db para la componente vertical y 54 db para la NS y EW (esto con la finalidad de que no existiera una saturación de la señal en el momento de registrar).

iii. Con respecto al control y toma de datos, éstas fueron realizadas en hojas de trabajo previamente diseñadas con el siguiente formato: fecha, hora, operador, estación, número de cassette, ubicación del lugar, equipo, tipo de sensor, ganancias y filtros (Fig. 2.5).

iv. Terminando de registrar en el punto deseado, se procede a cambiar a otro de la misma área de trabajo.

II.2.3 Captación y transferencia de información

La señal obtenida a través de los sismómetros fueron grabadas en cassette, por medio de un registrador (DR-100) digital. Posteriormente se transmite a una computadora personal (PC) por medio de una interfase. Una vez que los datos se encuentran en la computadora PC, estos son transferidos a una computadora PRIME (de memoria más amplia). Hecho lo anterior, se gráfica la señal tiempo-velocidad, para cada una de las componentes, con la finalidad de seleccionar visualmente una ventana que no presente una distorsión y que tenga la mejor respuesta en amplitud al momento de ser observada (ésto se hace para cada una de las componentes).

Seleccionada la ventana de la señal, se procede a obtener el espectro de potencia que es dividido entre la duración del tramo escogido (densidad espectral de potencia), para las componentes (NS, EW). Esto fue realizado para enfatizar la amplitud del espectro y poder distinguir en un cierto rango de frecuencias los máximos, posteriormente se normalizan para poder compararlos con otros espectros de diferentes sitios.

HOJA DE CAMPO PARA REGISTRO DE MICROTEMBORES

FECHA: _____ HORA: _____

ESTACION: _____ No. DE CASSETTE: _____

UBICACION: _____

OPERADORES: _____

EQUIPO: _____ No. DE SERIE: _____

CANAL	COMPONENTE	SENSOR	GANANCIA	FILTRO
1				
2				
3				

EVENTO No	INICIA ddd/hh/mm/ss	FIN ddd/hh/mm/ss	archivo
_____	____/____/____/____	____/____/____/____	_____
_____	____/____/____/____	____/____/____/____	_____
_____	____/____/____/____	____/____/____/____	_____
_____	____/____/____/____	____/____/____/____	_____
_____	____/____/____/____	____/____/____/____	_____
_____	____/____/____/____	____/____/____/____	_____
_____	____/____/____/____	____/____/____/____	_____
_____	____/____/____/____	____/____/____/____	_____
_____	____/____/____/____	____/____/____/____	_____

OBSERVACIONES: _____

Fig. 2.5 Hoja de registro de campo.

II.3 Resultados

II.3.1 Plano de isoperiodos.

En 115 sitios donde se registraron las mediciones de vibración ambiental, se estimaron sus periodos naturales, los cuales se muestran en la TABLA 1., cada punto se ha clasificado como TL# según el orden del registro en la primera columna, en la segunda se encuentra la localización aproximada de ese punto y en la tercera el valor de su periodo en segundos con un decimal. Estos puntos también se pueden observar en la (Fig. 2.6)

En la (Fig. 2.7) se observa el plano de isoperiodos, con contornos cada 0.5 s abarcando periodos desde 1.0 a 4.5 s. Hacia el NW, se observa una mayor cantidad de puntos con valores de 0.7 a 1.5 s, cuyos periodos aumentan hacia el SE, observándose periodos de hasta 5.0 s, donde pensamos que posiblemente puede ser la zona donde los depósitos de material sedimentario son más profunda (Matsushima, et al., 1989). Hacia el NE se observa que estos disminuyen hasta 0.8 s, donde esto puede deberse a cambios en el espesor del paquete sedimentario, o a los límites donde pudieran haber llegado los derrames volcánicos. Hacia el oeste (Tláhuac) se observa que los periodos no aumentan drásticamente (3 s) lo que permite suponer la continuación del lago hacia esa dirección.

Las curvas de igual periodo también nos pueden marcar los límites del antiguo lago de Xochimilco. Para esto hemos tomado la curva de 2.5 s como el límite entre la zona de lago y la zona de transición. A su vez la zona de transición se encuentra dividida entre los periodos 1.5 a 2.5 s, mientras que la zona de lomas estaría representada por periodos menores a 1.5 s. Esta zonificación muy preliminar se observa en la (Fig. 2.8).

ESTACION CLAVE	LOCALIZACION	PERIODO DOMINANTE (To)
TL001	Canal Chalco	4.3
TL002	Calle Espada	3.9
TL003	Pingüino/Barracudas	2.1
TL004	Pescado/Gitano	1.3
TL005	E. Zapata/Gitano	1.0
TL006	Galena/Revolución	0.8
TL007	Flores	1.9
TL008	Urbina/Zaragoza	2.4
TL009	Pescado/Nardo	2.3
TL010	Canal Chalco	4.6
TL011	Canal Chalco	4.6
TL012	Avila Camacho	1.7
TL013	Lirio y Morelos	1.8
TL014	Constitución	3.0
TL015	Canal Chalco	5.0
TL016	Canal Chalco	5.1
TL017	Sendero al Canal Chalco	3.6
TL018	Sendero al Canal Chalco	3.6
TL019	Trujillo/Echeverría	3.7
TL020	Cerrada/Av. González	3.7
TL021	Retorno 21	1.0
TL022	Retorno 34	1.1
TL023	Plomero Ibañes	1.2
TL024	Toteltepec	1.4
TL025	Estacionamiento CTM	1.1
TL026	Estacionamiento CTM	1.9
TL027	Cjón. Canal Nacional	1.0
TL028	Av. Cuemanco	
TL029	Paseo Calias	2.0
TL030	Calle Aquitania	1.6
TL031	Canal Chalco	
TL032	Habitación Militar	2.0
TL033	Unidad San Lorenzo	1.5
TL034	Calle Dos	2.0
TL035	San Lorenzo	2.0
TL036	San Antonio	2.5
TL037	Iztaccihuatl	3.6
TL038	Col. el Molino	3.3
TL039	Calle Rosario	3.4
TL040	Calle Geranio	2.6
TL041	Retorno 46	1.1
TL042	Retorno 59	1.2
TL043	M. Saenz	1.2
TL044	Zaragoza	1.3

T A B L A 1

ESTACION CLAVE	LOCALIZACION	PERIODO DOMINANTE (T ₀)
TL045	López Aguado	1.4
TL046	U. H. CTM	1.5
TL047		
TL048	U. H. Cafetales	2.2
TL049	Calle Palmiras	1.9
TL050	Calle Tepetlapa	1.2
TL051	U. H. Alianza Popular	1.1
TL052	Calle Campanilla	1.1
TL053	Paseo Tulipanes	0.9
TL054	Mar del Emperador	0.9
TL055	Rancho Monte	1.1
TL056	Casolapa	1.2
TL057	Anáhuac	1.8
TL058	Hda. Xalpa	2.4
TL059	San Gabriel	1.5
TL060	Arbolillo	1.2
TL061	Calle Mantua	2.3
TL062	María Hdez. Zarco	0.9
TL063	Calle Madero	0.7
TL064	División del Norte	3.4
TL065	Calle el Torreón	1.3
TL066	El Portal	1.2
TL067	Club Atlas	1.8
TL068	C. Xomali/C. de Miramontes	2.0
TL069	Calle Francisco Villa	1.5
TL070	Av. San Bernardino	1.5
TL071	Canal Taltenco	1.4
TL072	Canal de Cuemanco	1.6
TL073	Canal Toltenco	1.3
TL074	Prol. Div. del Norte	1.4
TL075	Calle San Lorenzo	1.6
TL076	Ampl. Calzada del Hueso	3.3
TL077	Ampl. Calzada del Hueso	3.2
TL078	Sur del Canal de Chalco	3.2
TL079	12a. Cda. Torres	3.7
TL080		
TL081		
TL082	3a. Cuadras Bahamas	0.9
TL083	Paseo Sicilia	1.7
TL084	Elvira Vargas	2.4
TL085	Hda. Xalpa	2.4
TL086	Estacionamiento de Cuemenco	3.3
TL087	Callejón Chicoco	3.0
TL088	Madero/Av. Morelos	3.4

T A B L A 1 (Continuación)

ESTACION CLAVE	LOCALIZACION	PERIODO DOMINANTE (To)
-------------------	--------------	------------------------------

TL089	Camino Antiguo a San Lucas	1.9
TL090	L. de la Muerte	
TL091	Mar de las Lluvias	
TL092	Mar de la Fecundidad	2.3
TL093	Av. A. Laro	3.0
TL094	A. Serdán/J. Mina	3.4
TL095	Jasmin/Jardines	3.7
TL096		
TL101	Est. de Acel. (MI15)	1.3
TL102	Quinta Cuadra de Tabachines	3.0
TL103	Call. Chicojo y 4 Cuadra Chicoco	2.9
TL104	Dalia-Jose Ortiz de Domingues	3.7
TL105	Calle Lirio a 3 Km de TL104	3.7
TL106	Zona del Lago Xochimilco	4.1
TL107	Dirección Puente de Urrutia	4.1
TL108	Dirección Puente Urrutia	4.1
TL109	Dirección Puente de Urrutia	4.1
TL110	Invernadero San Luis	4.6
TL111		4.1
TL112		1.6
TL113	Riachuelo Serpentino	4.6
TL114		3.7
TL115		3.7

T A B L A 1 (Continuación)

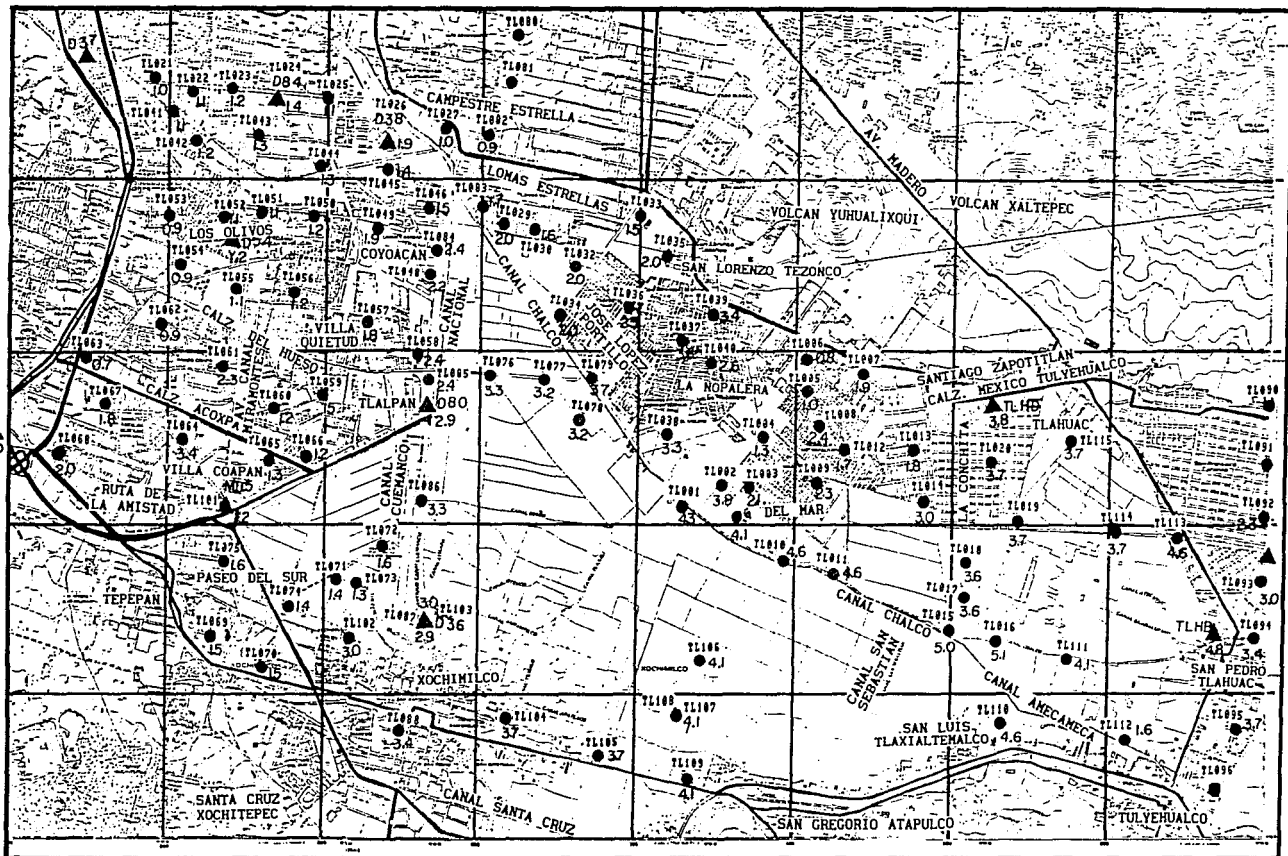
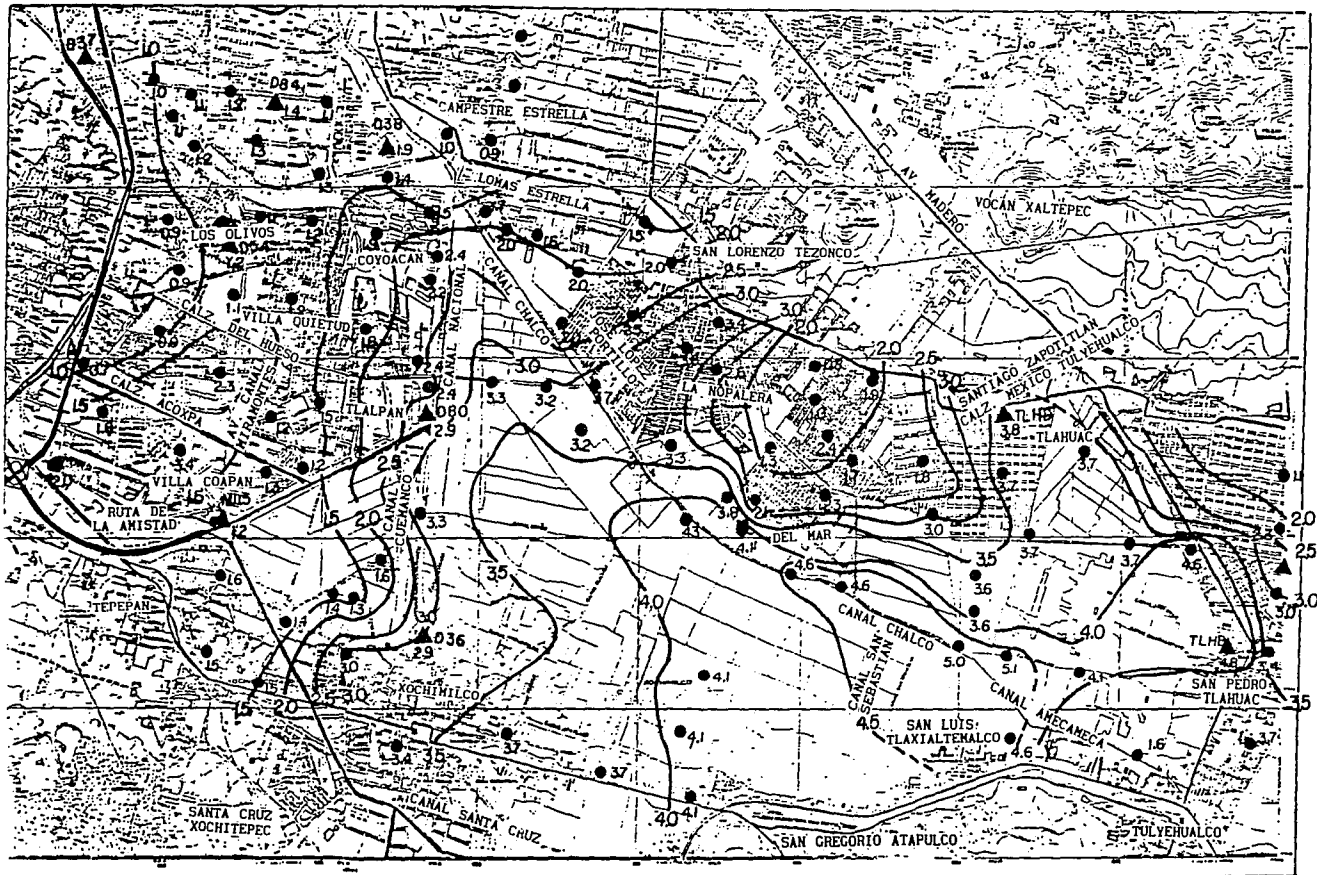
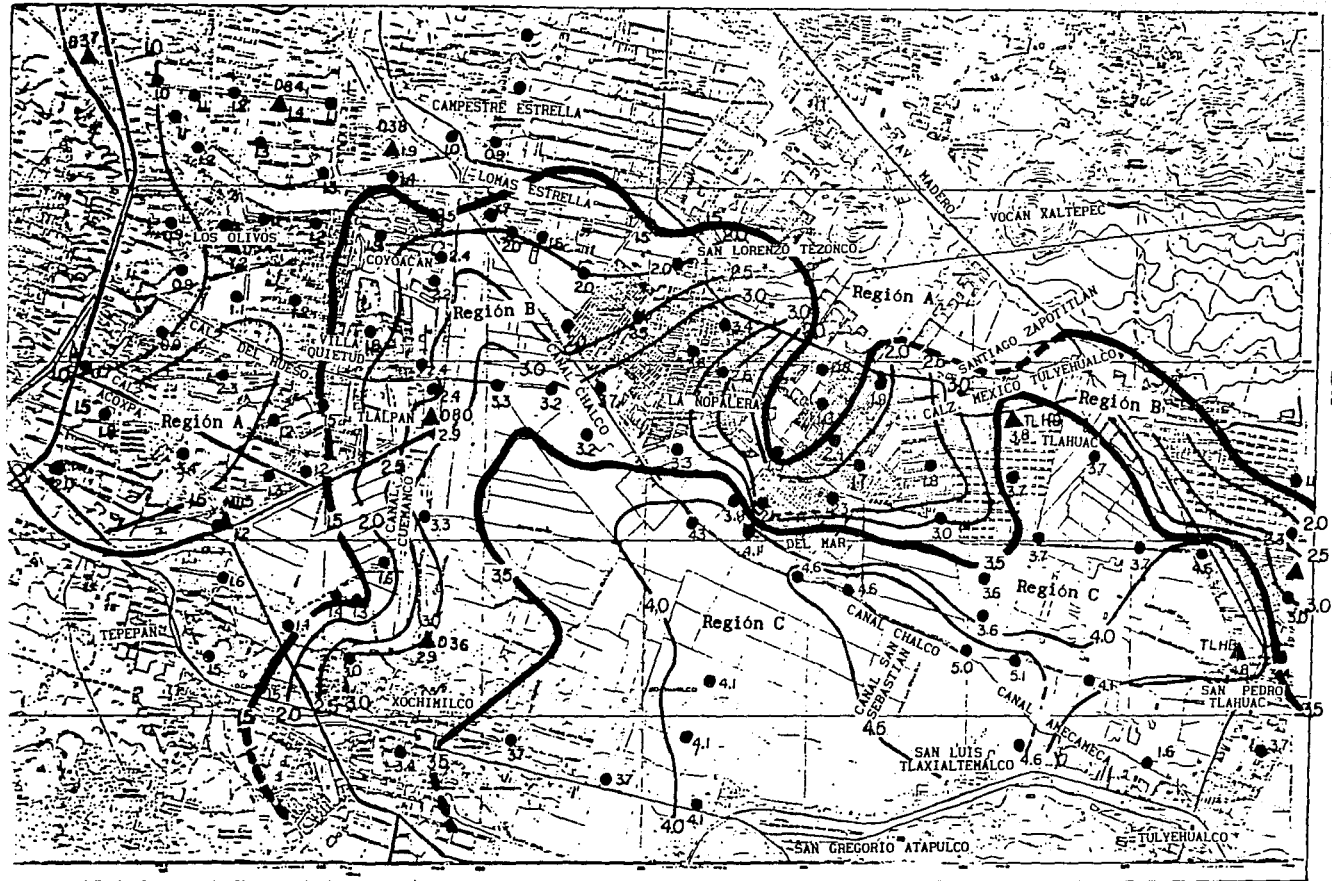


Figura. 2.6 Plano de localización de los puntos de medición identificados con círculos (●), y algunas estaciones de aceleración identificados con triángulos (▲).



ESCALA 1:62500

Figura 2.7 Plano de distribución de contornos de isoperiodos a cada 0.5 s de la zona de Xochimilco Tláhuac y áreas aledañas.



ESCALA 1:62500

Figura 2.8 Delimitación por zonas, basada en periodos dominantes del suelo.

III. RECOPIACION Y CORRELACION DE INFORMACION GEOLOGICA, GEOFISICA Y GEOTECNICA.

El Valle de México en los últimos 25 millones de años ha sufrido una serie de transformaciones, alcanzando su estado actual de cuenca cerrada, ésta se asemeja a una gran presa azolvada; donde su cortina esta situada al sur formada por basaltos de la Sierra Chichinautzin mientras que los rellenos del vaso están constituidos en su parte superior por arcillas lacustres y en la parte inferior por clastos derivados de la acción erosiva de ríos, arroyos y actividad volcánica. La sedimentación de estos lagos está relacionada con la intensa actividad volcánica. Por esta razón, abundan gruesas capas de cenizas volcánica y material de pómez.

Para definir los estratos de material sedimentario se reunió la información ya existente, así como los obtenidos por diversas compañías. Se revisaron perfiles geoelectricos, sísmicos y algunos pozos, siendo estos ubicados en el plano de trabajo (Fig. 3.1).

III.1 Información geológica

III.1.1 Fisiografía

La zona de estudio corresponde a la región suroeste de la Cuenca de México y pertenece a la Altiplanicie Neovolcánica (Raiz, E.).

La zona se encuentra limitada hacia el norte por la Sierra Santa Catarina, hacia el oeste por el Cerro Xitle y Ajusco, hacia el sur por la Sierra de Chichinautzin y hacia el este por los poblados de Tlatengo, Tláhuac y Tulyehualco.

III.1.2 Hidrología

La zona de estudio se encuentra en una subcuenca llamada Xochimilco-Tláhuac, donde desaguan los ríos Ameca, Milpa Alta, San Lucas y San Buenaventura. Casi todos estos ríos son de carácter torrencial, excepto algunos alimentados por manantiales.

III.1.3 Estratigrafía

La zona de Xochimilco-Tláhuac, está constituida por una serie de estratos arcillosos extremadamente deformables, que sobreyacen a distintas profundidades en depósitos mucho más rígidos.

En el área de Xochimilco-Chalco, los suelos son consecuencia del proceso de depósito y alteración físico-química de los materiales aluviales, y de las cenizas volcánicas en el ambiente lacustre. De esta manera se formó una secuencia ordenada de estratos de arcilla blanda separados por lentes duros de limos arcillo-arenosos, y por arena basáltica o pumíticos producto de las emisiones volcánicas.

Respecto a las formaciones aluviales y lacustres del cuaternario están constituidas por una sucesión de lentes duros de limos de arcillo-arenosos más o menos delgados, en las que se encuentran, en distintas proporciones: grava, arenas, limos, arcillas (incluyen arcilla volcánica) y turbas, en ocasiones intercalación de material piroclástico. La zona abajo de los 500 m. de profundidad debe contener en abundancia tobas, conglomerados y suelos semiconsolidados.

III.2 Geofísica

III.2.1 Refracción sísmica

La Comisión Federal de Electricidad en 1988 realizó varios perfiles sísmicos de refracción, entre ellos existen tres de interés para este estudio localizados en la fig. 3.2 (Benhumea y Vázquez, 1988).

Estos perfiles muestran las siguientes velocidades y espesores:

El tendido T-10, se localiza en la zona de lago de Xochimilco Tláhuac paralelo al canal Chalco en dirección SE. Se observan tres paquetes de material sedimentario, el primero varía de 20 a 75 m y su velocidad de 500 a 700 m/s; el segundo muestra algunas variaciones en su espesor que van de 250 a 280 m y su velocidad de 1200 a 1500 m/s; y el tercer paquete se considera indefinido en su espesor y su respectiva velocidad no se muestra.

El tendido T-11, fue realizado paralelo al Canal Nacional en dirección NE. El perfil muestra la identificación de tres espesores de material sedimentario: el primero varía de 25 a 50 m. con una variación de velocidad de 500 a 600 m/s; el segundo espesor varía de 80 a 110 m. con una variación de velocidad de 1000 - 1200 m/s; el tercero se considera un espesor indefinido, pero presenta su variación de velocidad en el rango de 2700 - 3600 m/s.

En el tendido de refracción T-12, localizado perpendicular al Canal Nacional y paralelo a la Calzada del Hueso con dirección SE, fueron identificados tres capas: El primero presenta ciertas variaciones en sus espesores que van de 20 - 100 m y su respectiva variación de velocidad de 600 - 1000 m/s; el segundo espesor no muestra un paralelismo entre la capa superior e inferior, sino que se encuentran limitados entre el punto de tiro 6 (Pt-6) y el punto de tiro 5 (Pt.5), con un espesor de 80 m y su velocidad de 1000 m/s., por último, la capa inferior o la más profunda presenta un espesor indefinido no en cuanto a su velocidad ya que ésta varía en 2600 - 3500 m/s.

De estos tres perfiles, podemos suponer que nuestra zonas de estudio presenta un incremento de velocidad de propagación de ondas P entre 500 y 1500 m/s, para el material blando tipo arcillo-limoso y el areno-limo-arcilloso compacto. Estos materiales no muestran un cambio claro en los tendidos T-11 y T-12 a diferencias del T-10, donde también se observan un incremento considerable de su espesor (~ 300 m). En los tendidos T-11 y T-12 se observa un tercer estrato formada por rocas

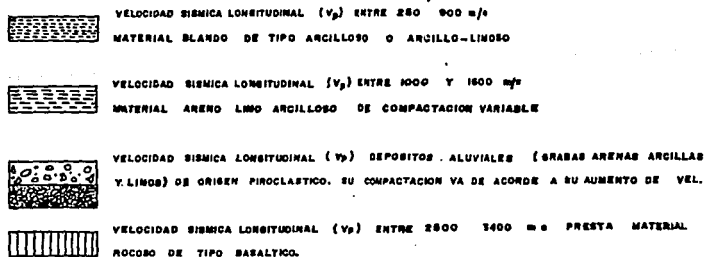
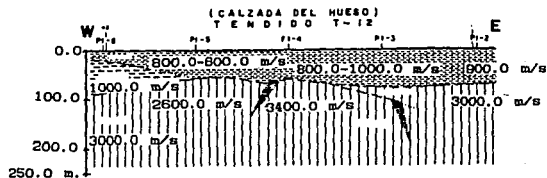
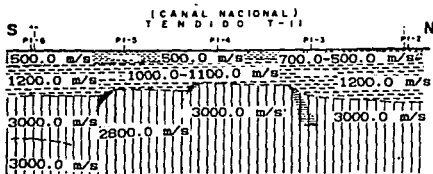
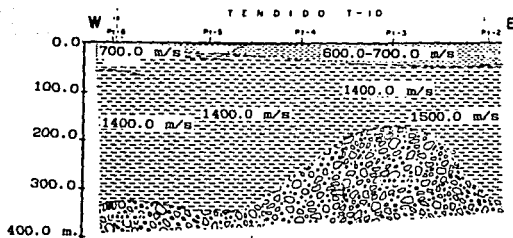


Figura 3.2 Perfiles sísmicos de refracción, con rango de velocidad de ondas P para cada tipo de litología identificada.

basálticas donde se muestra un cambio brusco en su velocidades (2,600 a 3000 m/s), y un espesor desconocido. En el tendido T-10 puede ser que esta se encuentra a mayor profundidad.

III.2.2 Prospección eléctrica

En cuanto a la información geoelectrica se cuenta con los resultados del estudio realizado en la zona de Xochimilco por Rangel y Villasana, 1990.

Los sondeos geoelectricos realizados (Fig. 3.1), son identificados como L1 a L9, la profundidad alcanzada por éstos son con la finalidad de correlacionarlos más adelante.

Este método geoelectrico proporcionó un parámetro adicional, que es característico de las formaciones, aparte de las velocidades, obtenidas por el método sísmico. El método eléctrico, revela que las características geoelectricas de los rellenos cambian de una zona a otra.

El siguiente cuadro indica las unidades geoelectricas obtenidas y son resumidas sus características de resistividad y de espesor, que fueron encontradas durante el procesado de los datos obtenidos en el campo.

UNIDAD GEOELECTRICA	RESISTIVIDAD (-m)	ESPESOR (m)	POSIBLE CORRELACION
I	5.0-10.2	0.0-2.7	Limos arcilloso
	11.2-140.0	0.0-2.7	Limos arenosos
II	6.8-20.7	0.0-6.3	Arena arcillosa
III	5.9-34.4	0.0-25.0	Arena limosa, toba o Ceniza volcánica
IV	1.3-10.2	12.7-130.8	Arcilla
V	15.0-132.0	INDEFINIDO	Estrato resistente o Basalto alterado

Con base en el recuadro anterior y en la información obtenida, se construyeron seis secciones geoelectricas del subsuelo. Estas secciones constituyen el modelo geoelectrico del subsuelo en la zona del lago de Xochimilco hasta una profundidad promedio de 150 m. (Figs. 3.3.1, 3.3.2).

Desde el punto de vista de los objetivos a alcanzar en este estudio, interesa describir las características de las unidades geoelectricas I, II, III, IV, V. La razón principal es de que estas se correlacionan con las arenas, arcillas, limos, tobas y los estratos resistentes respectivamente.

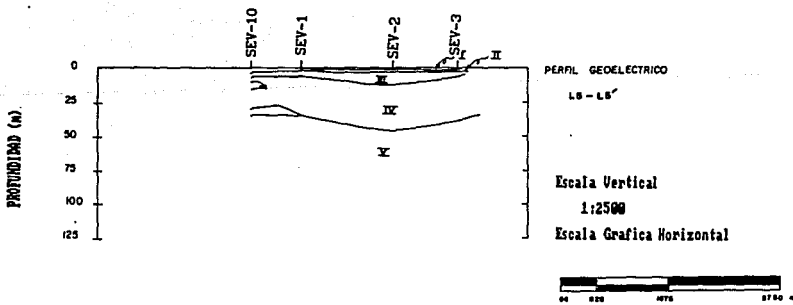
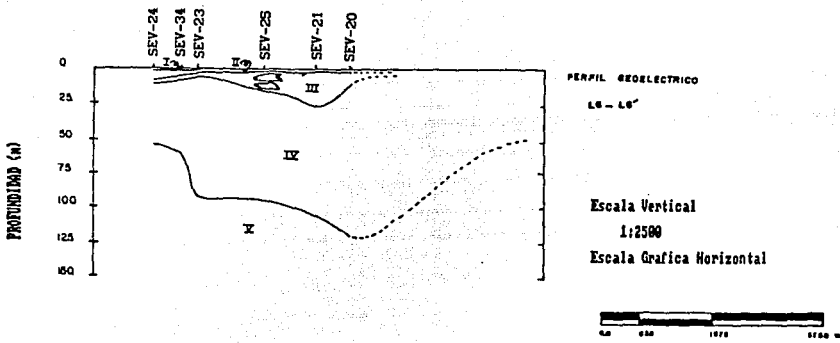
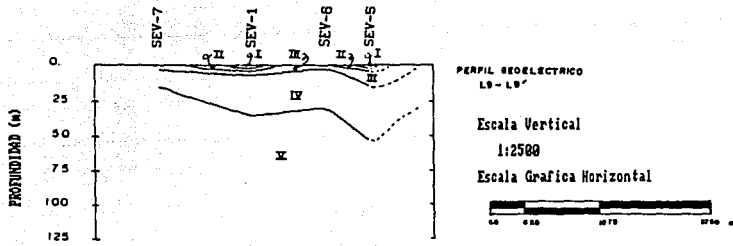


Figura 3.3 1 Perfiles geoelectricos de la zona norte de Xochimilco.

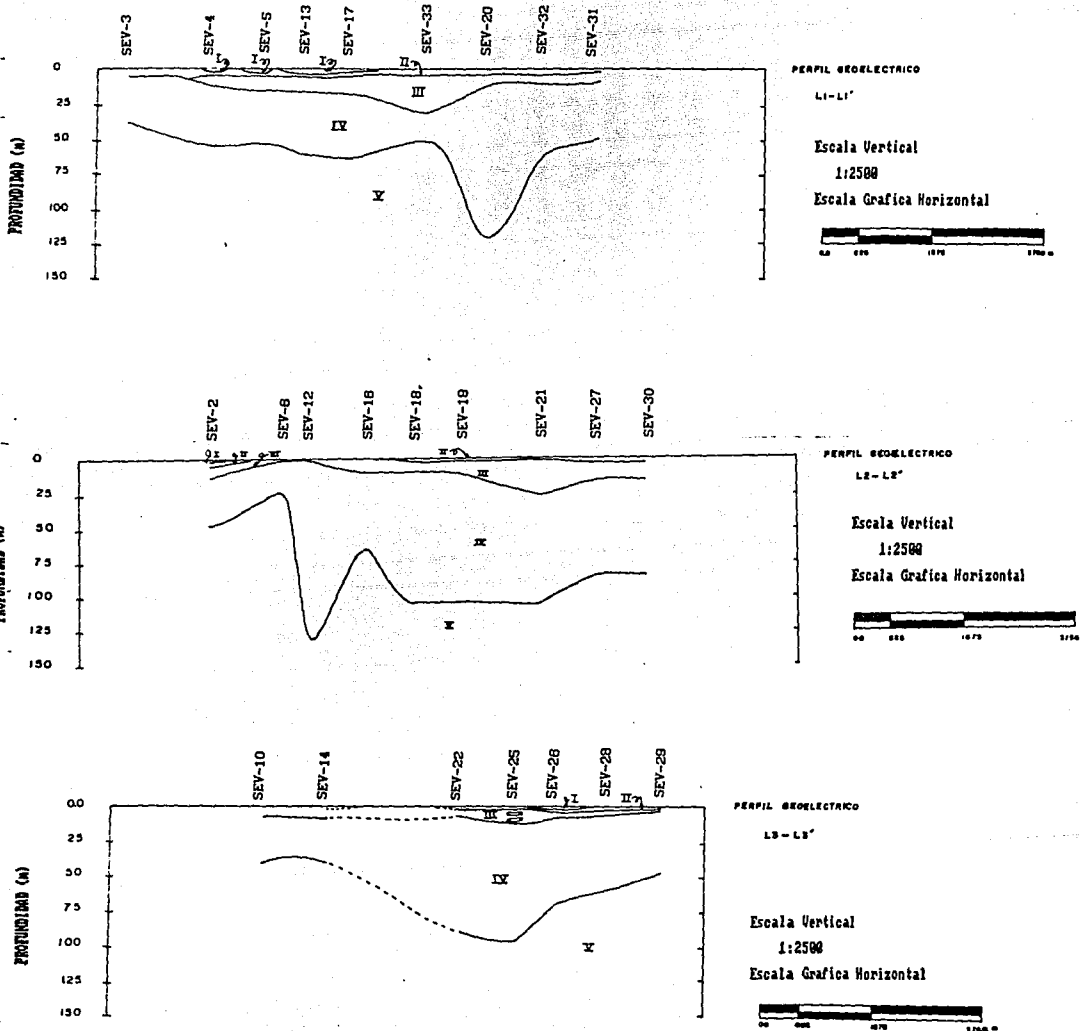


Figura 3.3.2 Perfiles geoelectricos de la zona norte de Xochimilco.

Analizando las secciones antes mencionadas, se puede observar la distribución espacial de la unidad III, IV, que presenta cambios muy bruscos y suaves en su pendiente justamente en la zona central del área de estudio, lo cual puede indicar una cuenca rellena y limitada por la unidades V.

Estos perfiles serán comparados más adelante, con otros resultados de los estudios realizados en la misma zona.

III.3 Geotécnia

III.3.1 Sondas

En cuanto a la información adquirida, solamente se mencionaran las técnicas de Down-hole y Sonda suspendida.

En la Figura 3.4.1 se muestra el registro de velocidades de propagación de ondas S del sitio TLHD alcanzando una profundidad de 40 m, donde presenta una velocidad de 300 m/s y a 60 m una velocidad de 240 m/s aproximadamente, mientras que para 10 y 20 m de profundidad V_s oscila entre 50 y 150 m/s. La tabla 3.1 proporciona los valores medios V_s respecto a la profundidad. La Figura 3.4.2 presenta los valores de V_s para el sitio TLHB, aquí se notan valores de $V_s = 190$ m/s para los 42 m, a partir de esta profundidad se encuentran entre 80 y 150 m/s. Los valores medios con la profundidad se encuentran en la tabla 3.2. Cabe señalar, no obstante de encontrarse los sitios TLHB y TLHD en la misma zona (Xochimilco-Chalco), que los valores TLHB son menores.

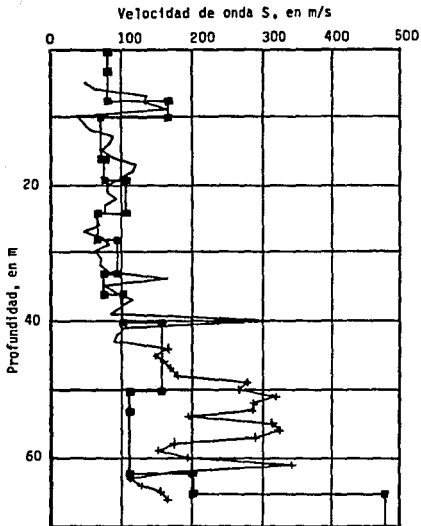
III.3.2 Pozos de agua y exploratorios

En cuanto a los pozos exploratorios desde un punto de vista estratigráfico y con fines de obtención de agua se describen a continuación (Fig. 3.5.1, 3.5.2, 3.5.3, 3.5.4).

En la Figura 3.5.1, se muestra cinco pozos que presentan los cortes litológicos respectivamente. Los pozos Per-16, Per-17, Per-18, presentan capas de cenizas volcánicas así como gravas, arenas, arcillas, conglomerados, basaltos que tienen variaciones en sus espesores en cada uno de los pozos. Estos alcanzan una profundidad de 1000 m para el Per-18, 1200 m para el Per-17, 1123 m para el Per-16.

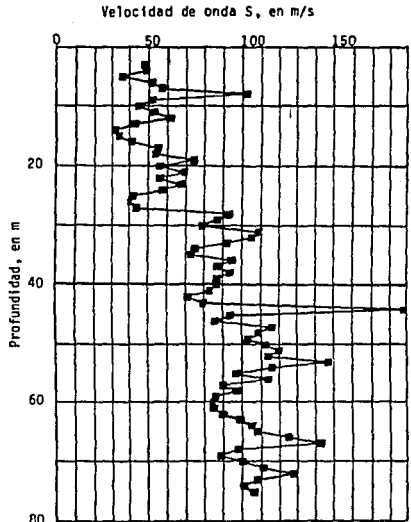
El pozo 117, presenta varias capas de material sedimentario y volcánico, siendo compuesto por arcilla, toba volcánica, grava, arena y conglomerados; siendo el material predominante la arcilla y toba alcanzando una profundidad de 360 m. En cuanto al pozo 118, presenta una litología casi uniforme con tan solo arena con arcilla y cenizas, con una profundidad de 356 m.

El la figura 3.5.2 se muestra cuatro pozos que no son tan profundos. El sondeo No. 33 y 36 muestra una litología no tan variada, con una profundidad de 55 m y 40 m, conteniendo material como limos, arcillas, material orgánico y arena; donde en ambos pozos el material



■ Down hole
+ Sonda suspendida con ademe

Figura 3.4.1 Velocidad de propagación de onda S, en el sitio TLHD.



■ Sonda suspendida

Figura 3.4.2 Velocidad de propagación de onda S, en el sitio TLHB.

(TABLA 2)

ESTRATO	PROFUNDIDAD (M)	U_s (M/S)
1	5 - 6	56
2	6 - 10	145
3	10 - 40	81
4	40 - 42	317
5	42 - 48	154
6	48 - 57	284
7	58 - 66	158

U_s = VELOCIDAD MEDIA DE ONDA DE CORTANTE

VALOR MEDIO DE PROPAGACION DE VELOCIDAD DE ONDA DE CORTANTE EN EL SITIO TEND
(ADAPTADO DE LA REF. 7).

(TABLA 3)

ESTRATO	PROFUNDIDAD (M)	U_s (M/S)
1	2 - 27	53
2	28 - 43	87
3	44 - 56	118
4	57 - 68	102
5	69 - 76	106

U_s = VELOCIDAD MEDIA DE ONDA DE CORTANTE

VALOR MEDIO DE PROPAGACION DE VELOCIDAD DE ONDA DE CORTANTE EN EL SITIO TEND
(ADAPTADO DE LA REF. 7).

predominante es la arcillo-limosa. El sondeo No. 7 y 5 presenta una litología un poco más variada que los anteriores con materiales del tipo arcilla, arena, limo, fósiles y vidrio volcánico siendo el material predominante para el sondeo No 5. la arcilla y en mayor proporción el limo.

En la Figura 3.5.3, muestra la litología de algunos pozos y la profundidad alcanzada por ellos. Puede observarse que el material predominante es el basalto excepto para el pozo Tulyehualco-1, que presenta una serie de capas con diferente tipo de materiales, donde predominan mas las tobas. La profundidad de este pozo es de 1000 m.

En la figura 3.5.4, nuevamente observamos en la mayoría de estos pozos una litología que es tipo basáltico excepto para el pozo 83, 79, 78, que son más heterogéneo en cuanto al tipo de material. La profundidad máxima alcanzada para el pozo 83 es de 170 m.

En nuestro caso particular, solamente consideraremos la profundidad de éstos, en vista de poder correlacionarlos y mencionar de forma general la zona donde existe la mayor profundidad de sedimentos localizado en la zona del ex-lago de Xochimilco-Tláhuac.

La localización de pozos utilizados, se puede observar con mayor detalle en la (Fig. 3.6).

CORTES LITOLÓGICOS CARACTERÍSTICOS DEL VALLE DE XOCHMILCO

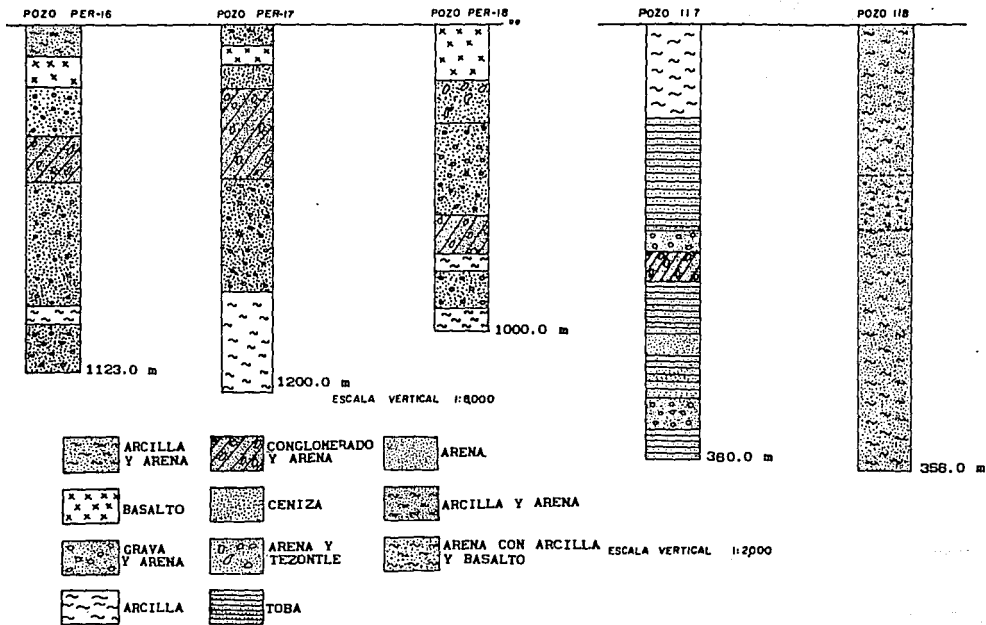
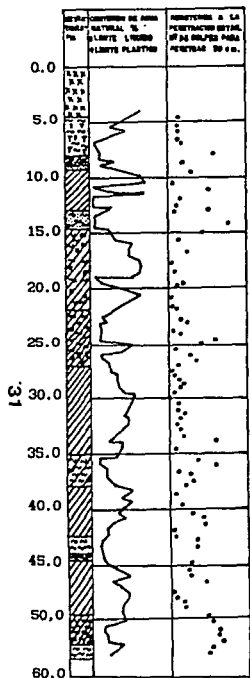
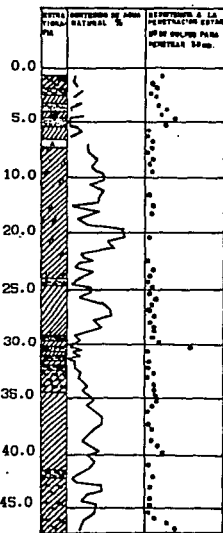


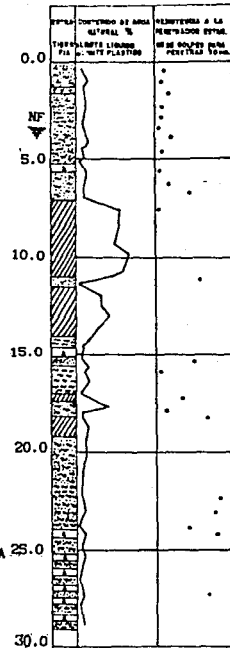
Figura 3.5.1 Cortes litológicos de pozos.



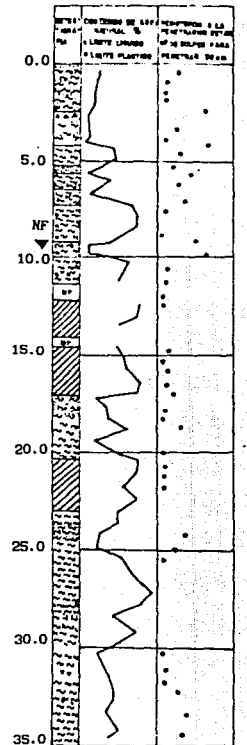
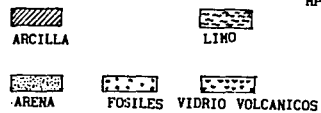
SONDEO Nº 33



A = AVANCE SIN MUESTRA
SONDEO Nº 36



A = AVANCE SIN MUESTRA
SONDEO Nº 7



NP = MUESTRA PERDIDA
SONDEO Nº 5

Figura 3.5.2 Sondeos que muestran cortes litológicos.

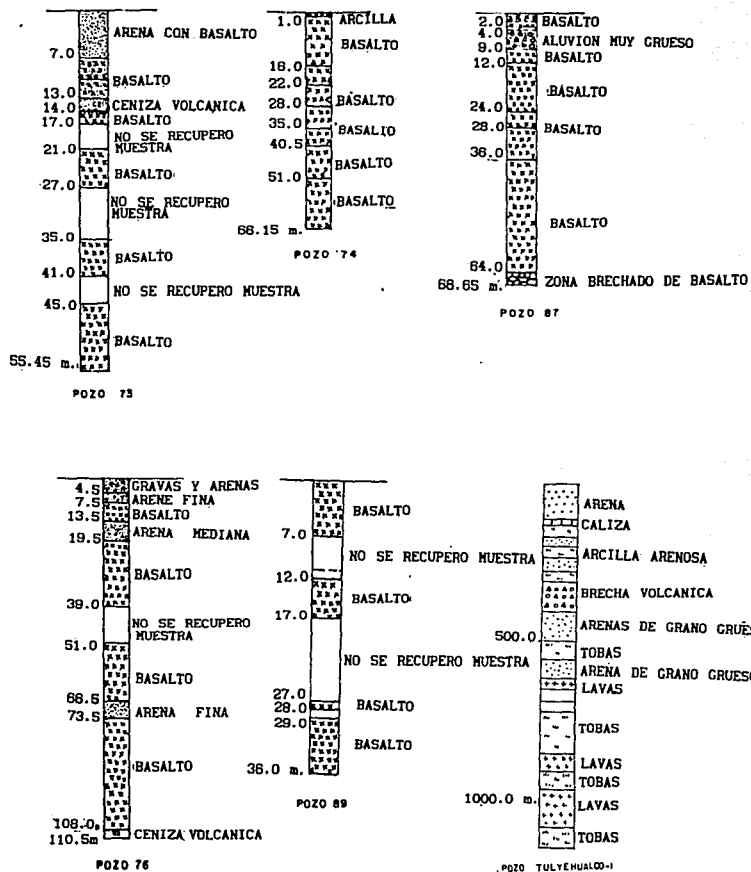
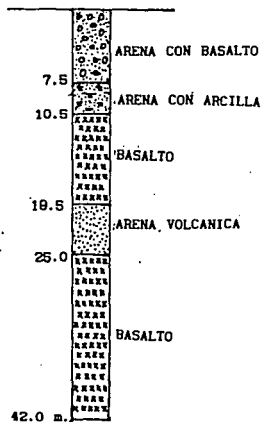
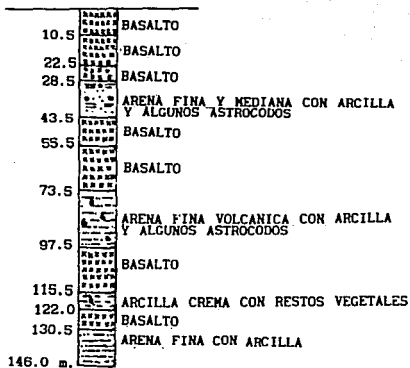


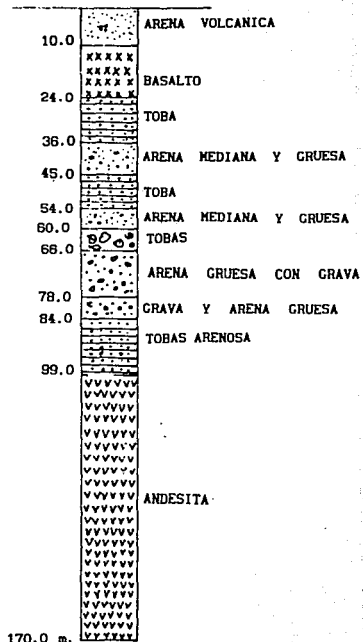
Figura 3.5.3 Cortes litológicos de pozos.



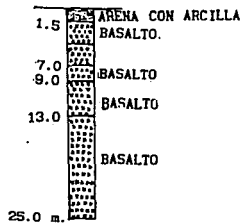
POZO 78



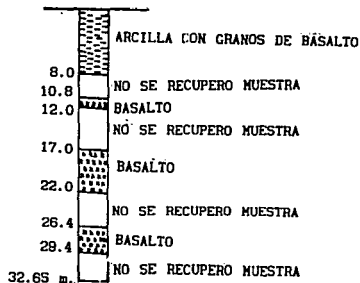
POZO 79



POZO 83



POZO 85



POZO 86

PLANO DE LOCALIZACION

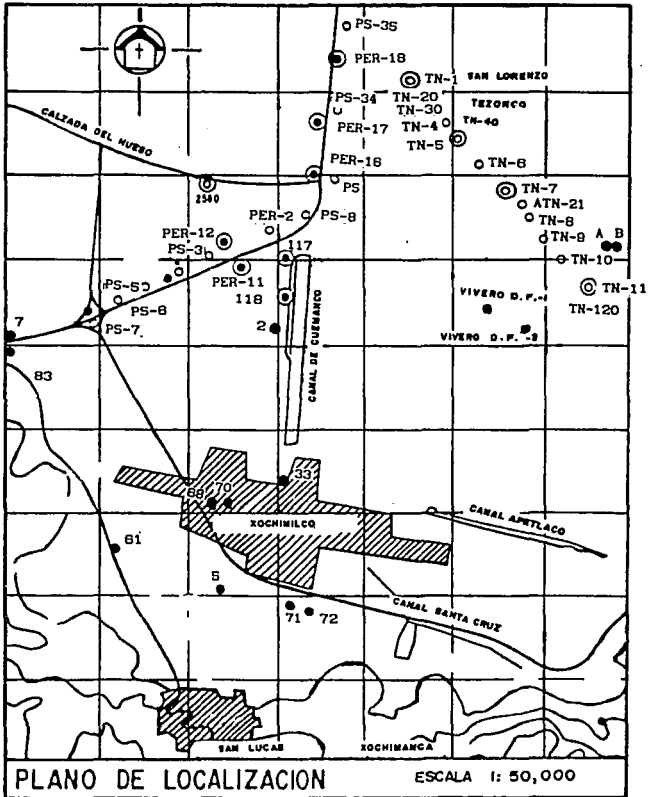


Figura 3.6 Plano de localización de algunos pozos geotécnicos y exploratorios.

III.4 Correlación de la información geológica, geofísica y geotécnica en cuatro sitios de la zona de estudio.

A partir de la información inicial se ha visto que el subsuelo de Xochimilco-Chalco es bastante complejo; por lo que se idealizarán modelos de capas horizontales utilizando la información de perfiles y pozos cercanos a los sitios de interés (Fig. 3.1).

Solamente se considerará la profundidad o las capas contenidas en el paquete; ya que para este trabajo se tomaron en cuenta valores de V_s propuestos por diferentes autores entre ellos Masaki et al., 1990, quienes obtienen promedios de velocidad, V_s de 80-100 m/s, para la arcilla en la parte norte del Valle de México.

Para la determinación de las densidades y coeficientes de amortiguamiento (Q), se recurrió al uso de correlación empíricas, de acuerdo a lo observado en otros tipos de materiales, ya analizados.

Por otra parte, fue incluido dentro de las características del material, un amortiguamiento cuyo efecto consiste en la atenuación de las ondas con la distancia. Este efecto es generalmente atribuible a la fricción interna producido en el material.

A partir de ésto se correlacionaron los datos hasta formar un modelo de capas horizontales que represente de una manera cualitativa un modelo equivalente con cada una de sus propiedades, para cada sitio de interés (Tabla 4).

A continuación describiremos cada uno de estos modelos:

En la estación acelerográfica D80 (modelo D80), se contemplan dos perfiles: uno de refracción sísmica con un espesor estimado de 150 m. representado por dos capas, la primera varía de 95-100 m. de material de tipo arcilloso o arcillo-limoso presentando una V_p de 700-1000 m/s; la segunda, es una capa limitada o un lente intercalado entre la capa superior e inferior de material areno-limo-arcilloso, presentando una V_p de 1000 m/s. El otro es un perfil geoelectrico que muestra tres sondeos: Sev-1, Sev-6, SEV-5 con un paquete promedio de 40 m. conteniendo tres capas con diferentes espesores que van de 0.0-2.7 m. de material tipo limo-arcilloso, 2.7-4 m. de areno-arcilloso, 4-15 m. ceniza volcánica, 15-40 m. de arcilla. En cuanto a los pozos, dos son de importancia: el Per-16 y el Per-117, el primero presenta una profundidad de 601 m., compuesto de diferente tipo de material que varía de 0.0-101 m. de arcilla, 101-202 m. de basalto; el segundo pozo alcanza una profundidad de 350 m. con capas de material intercalado de 0.0-75 m. de arcilla y de 75-167 m. de toba (Fig. 3.7.1). El perfil geoelectrico reportado, presenta un espesor que se considera dentro de los límites del paquete estimado por el perfil sísmico y de los pozos. Para ésto se consideró un espesor que varía entre 0.0-90 m., proponiéndose tres espesores, el primero y el segundo fueron estimados de acuerdo al perfil geoelectrico; mostrando un espesor que varía de 4 a 6 m. de areno-arcilloso, de tal manera que se propone un espesor de 6 m. y una V_s de 100 m/s; la siguiente capa varía de 45 a 47 m. de arcilla, proponiendo un espesor promedio de 46 m. y una V_s de 70 m/s;

con lo que respecta a la última capa, el perfil sísmico como el pozo Per-16 presentan un espesor que no va más allá de 100-110 m. de material arcilloso. Al considerar esto se propone una capa complementaria de 38 m., en donde ambas entran dentro de los límites del perfil sísmico como de los pozos, con una Vs. de 250 m/s. Esta velocidad se propuso debido al contraste entre posibles lentes de material arcilloso compactado y la base dura.

Para MI15, estación de aceleración, se presenta dos perfiles geoelectricos: el primero contiene el Sev-7 y el Sev-8 con dos espesores de 0.0-3 m. de areno-limoso y ceniza volcánica, 3.0-19 m. de arcilla. El segundo contiene el Sev-1 y el Sev-9 con tres espesores de 0.0-3 m. de areno-arcilloso, 3.0-8 m. de areno-limoso y ceniza volcánica aflorando en los límites del Sev-9, y de 8.0-45 m. de arcilla. Se considera también el Pozo-83, con una profundidad de 81.5 m. presentando diferentes tipos de capas con espesores de 0.0-10 m. de arena negra volcánica con arcilla, 10.0-24 m. de basalto vesicular negro, 24-35.5 m. de toba-arenosa (Fig.3.7.2). El correlacionar las capas de los perfiles, se presenta un espesor promedio que varían entre 0.0-15 m. ó 0.0-20 m. conteniendo capas intercaladas de 3.0 m. y 12 m.; excepto para el pozo que no presenta una capa superficial. De acuerdo a los dos perfiles mostrados, los espesores se reducen al ir acercándose al sitio de interés, por lo que se considerará junto con el pozo una profundidad promedio de 0.0-18 m. proponiendo dos espesores, el primero fue estimado de acuerdo al perfil geoelectrico; presentando un espesor de 2.0-3. m. de relleno, y areno-limoso, siendo una capa compactada, de tal manera que se propuso un espesor de 3 m. y una Vs. de 100 m/s, siendo una velocidad promedio para éste tipo de material, la siguiente capa varía de 14.0-17. m. de arcilla, de tal manera que se propone un espesor promedio de 12 m. y una Vs de 60 m/s., esta velocidad empírica fue estimada de acuerdo a los parámetros establecidos de ensayo y error para ajustarlo a un modelo real de capas.

Para D36, estación de aceleración (Fig.3.7.3), se muestra un perfil geoelectrico que contiene el Sev-8 y el Sev-24 que presenta tres espesores, el primero varía de 0.0-13 m. de tipo areno-arcilloso, el segundo de 13.0-18 m. de areno-limoso, el tercero de 18.0-45 m. de arcilla. Se considera el Pozo-33, con una profundidad de 90 m. presentando diversas capas de material que varían de 0.0-5.0 m. de relleno, 5.0-8.8 m. de limo con material orgánico, 8.8-15 m. de arcilla, 15.0-27.5 m. de arcillo-limoso y de 27.5-90 m. de arcilla con intercalación de arcillo-limoso. El perfil geoelectrico reportado, presenta un espesor que se considera dentro de los límites de la profundidad mostrada por el pozo, el cual fue considerado un espesor que varía entre 40-50 m. de acuerdo a esto se propuso tres espesores, el primero, segundo y tercero fueron estimados a partir del perfil geoelectrico, mostrando un espesor no muy definido ya que dos de sus capas afloran en los límites del Sev-24; proponiendo un espesor de 2.0 m. de material de areno-arcillo-limoso considerado como capa superficial, con velocidad promedio de 90.0 m/s., la siguiente capa varía de 10 a 11 m. de areno-limoso, proponiendo un espesor promedio de 10 m. y una Vs de 60 m/s, en lo que respecta a la última capa, se consideró un promedio de ésta, debido a que no presenta una cierta horizontalidad en las capas. En cuanto al pozo sólo presenta en su

mayor parte arcilla, ya que la última capa propuesta fue considerada arcilla con un espesor de 30 m. y una Vs. de 60 m/s.

Para D38, estación de aceleración (Fig. 3.7.4) se presenta dos perfiles, uno sísmico de refracción que contiene tres espesores, que varían de 0.0-50 m. de arcillo-limoso, 50-100 m. de areno-limo-arcillosa. El segundo es un perfil geoelectrico que contiene el Sev-1, Sev-2, Sev-3 con cuatro espesores que varían de 0.0-1.5 m. de limo-arcilloso y arenoso, 1.5-3.0 m. de areno-arcillosa, 3.0-8.0 m. de areno-limosa con ceniza volcánica, 8.0-34 m. de arcilla, considerándose también un pozo, el Per-18 con una profundidad de 900 m. que presenta diferentes tipos de capas que varían de 0.0-180 m. de basalto, 180-325 m. de arena y tezontle. El pozo no presenta en la parte superior rellenos o material sedimentario si no que comienza con un paquete de tipo basáltico. En cuanto a los perfiles, los espesores encontrados a partir del estudio geoelectrico serán correlacionados con los obtenidos por el método sísmico proponiendo una serie de espesores. El perfil geoelectrico reportado presenta un espesor que se considera dentro de los límites del paquete mostrado por el perfil sísmico, para esto se consideró un espesor que varia de 12.5 m. siendo propuesto dos espesores. El primero se consideró de 2.5 m. siendo obtenido a partir de un promedio del modelo propuesto por el geoelectrico, pudiendolo considerar como la capa superficial o depósitos de tipo areno-limo-arcilloso con una Vs de 90 m/s para este tipo de material, el segundo espesor no es muy fácil de definirlo ya que ambos perfiles presentan espesores variables y el pozo ni siquiera lo presenta. Para proponer éste último solamente se considerará la tercera capa que fue estimado por el perfil geoelectrico, en este caso se considerará de 10 m. en promedio y una velocidad de 45 m/s.

Para el Canal Chalco (Fig. 3.7.5), se presenta un perfil sísmico de refracción, con tres capas que varían de 0.0-40 m. de arcillo-limoso, 40-250 m. de areno-limo-arcilloso. El segundo perfil es geoelectrico, presenta tres capas que varia de 0.0-5 m. de areno-arcillosa, 5-20 m. de areno-limosa y ceniza volcánica, 20-90 m. de arcilla. El tercer perfil es geoelectrico, presenta tres capas que varían de 0.0-4.0 m. de areno-arcillosa, 4-17 m. de areno-limosa y ceniza volcánica, 17-75 m. de arcilla. Se tomó también un pozo Pz-Pem. con una profundidad de 700 m. presentando diferentes tipos de capas que varían de 0.0-100 m. de arena, de 100-130 m. de caliza. Es muy importante observar el pozo, ya que presenta una capa de 0.0-100 m. de arena y un espesor de 30 m. de caliza, este último puede considerarse como una base dura. En cuanto a los perfiles geoelectricos, presentan un espesor que no va más allá de los 100 m. siendo correlacionables con el perfil sísmico ya que contienen este último espesores muy variable. Los dos perfiles geoelectricos reportados, presentan un espesor dentro de los límites del paquete mostrado por el perfil sísmico y del pozo. Para esto se consideró un espesor que varia entre 0.0-90 m. proponiéndose tres espesores, el primero y el segundo fue estimado de acuerdo al perfil geoelectrico, el cual muestra un espesor de 8 a 12 m. de areno-limo-arcilloso, de tal manera que se propone un espesor de 10 m. y una Vs de 95 m/s., la siguiente capa varia de 63-68 m. de arcilla, proponiendo un espesor promedio de 65 m. y una Vs de 80 m/s., en lo que respecta a la última capa el pozo Pz-pem muestra en la parte superior

un espesor que no va más allá de 100 m. de arena, proponiendo una capa complementaria de 35.0 m. ambas entran dentro de los límites del perfil sísmico como del pozos con una Vs. de 55 m/s., ésta velocidad se propuso de acuerdo al tipo de material presente.

En general estas coinciden con los promedios de velocidades Vs para algunas capas superficiales de varios pozos en la zona norte del valle de México (Lermo et al., 1990).

En cuanto a las estaciones TLHB, TLHD se tienen características dinámicas del subsuelo, así como de sus espesores (Jaime, et al., 1987), para la estación D84 fueron establecidas con anterioridad por Santoyo, 1990.

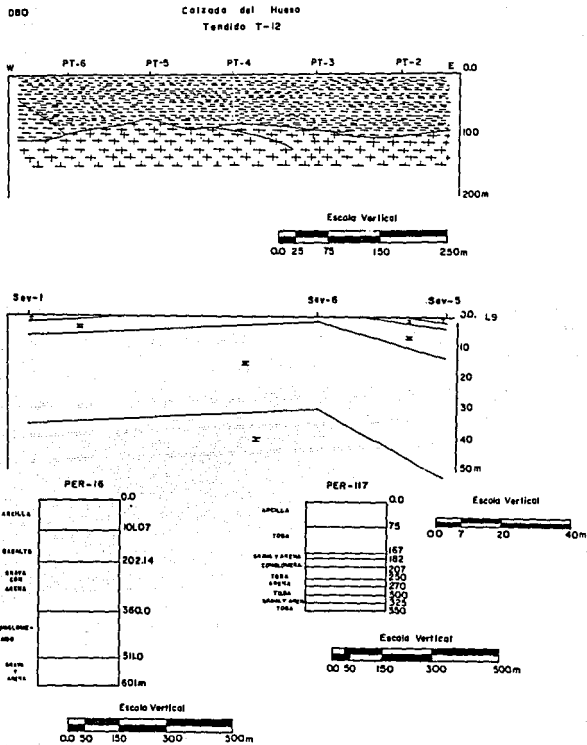


Figura 3.7.1 Comparación de información geofísica y geotécnica.

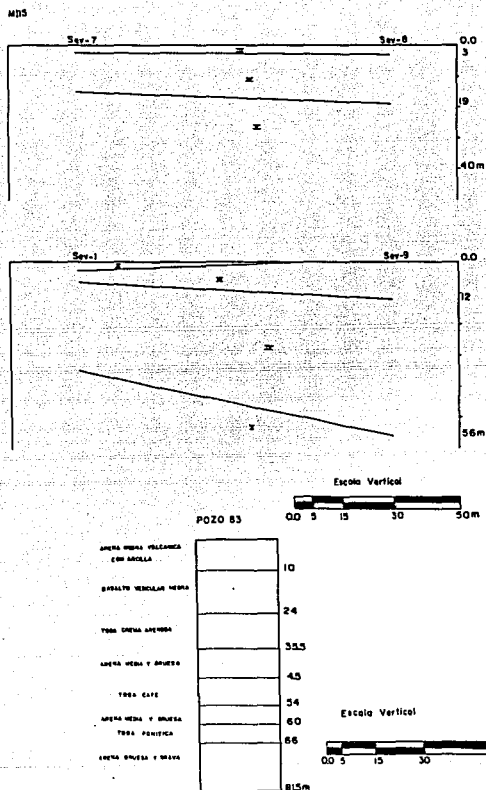


Figura 3.7.2 Comparación de información geofísica y geotécnica.

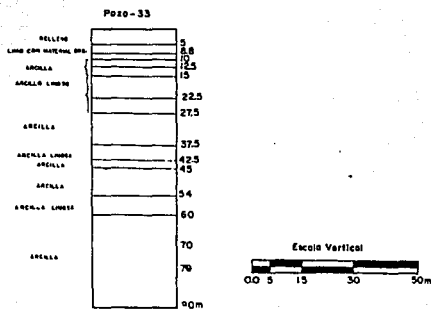
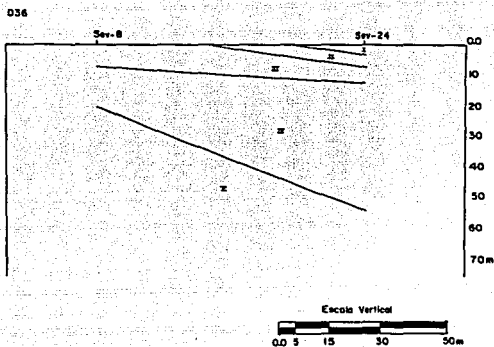


Figura 3.7.3 Comparación de información geofísica y geotécnica.

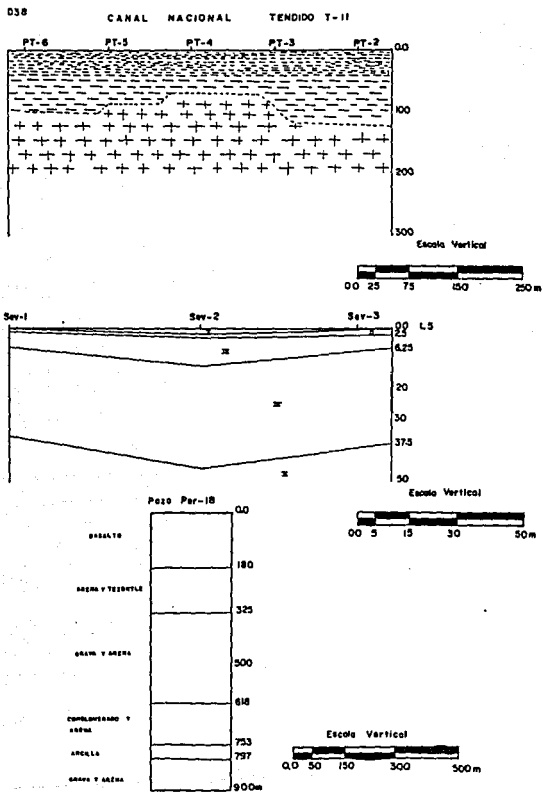


Figura 3.7.4 Comparación de información geofísica y geotécnica.

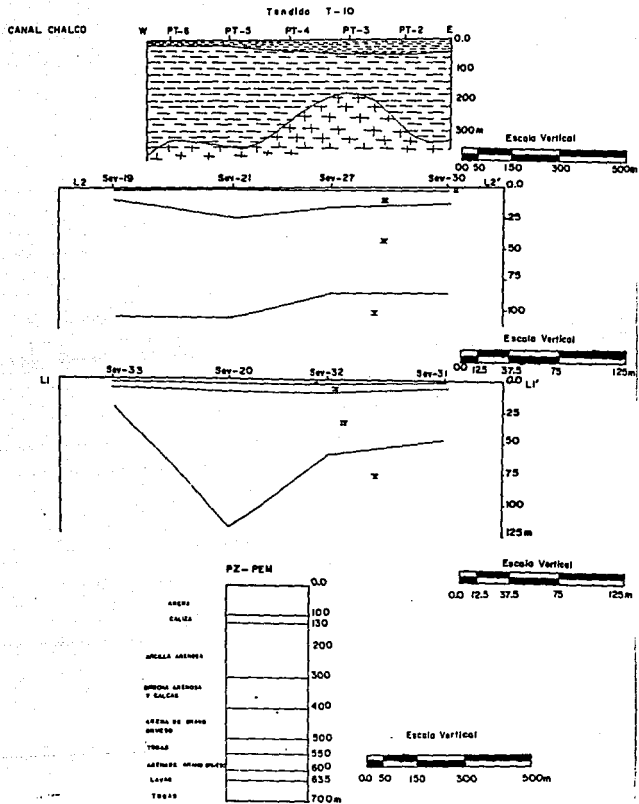


Figura 3.7.5 Comparación de información geofísica y geotécnica.

ESTACION DE REGISTRO	ESPESOR DE LA CAPA (m).	DENSIDAD ρ (g/cm ³)	VELOCIDAD DE LA ONDA S	COEFICIENTE DE AMORT (Q)
D38	2.5	1.4	90.0 m/s	25
	10.0	1.2	45.0 m/s	25
	∞	2.3	1500.0 m/s	50
D80	6.0	1.5	100.0 m/s	25
	48.0	1.2	70.0 m/s	25
	38.0	1.6	250.0 m/s	25
	∞	2.3	1500.0 m/s	50
TLHD	6.0	1.2	56.0 m/s	25
	4.0	1.4	145.0 m/s	25
	30.0	1.3	81.0 m/s	25
	2.0	1.7	317.0 m/s	25
	6.0	1.4	154.0 m/s	25
	8.0	1.8	284.0 m/s	25
	9.0	1.3	45.0 m/s	25
	∞	2.3	1500.0 m/s	50
TLHB	27.0	1.2	53.0 m/s	25
	18.0	1.4	87.0 m/s	25
	13.0	1.5	118.0 m/s	25
	12.0	1.5	102.0 m/s	25
	8.0	1.4	108.0 m/s	25
	∞	2.3	1500.0 m/s	50
CCHALCO	10.0	1.3	100.0 m/s	25
	85.0	1.2	80.0 m/s	25
	35.0	1.0	50.0 m/s	25
	∞	2.3	1500.0 m/s	50
D84	4.3	1.8	200.0	25
	14.0	1.2	50.0	25
	1.0	1.2	200.0	25
	1.0	1.6	200.0	25
	10.0	1.7	300.0	25
	∞	2.3	1500.0	50

TABLA 4

ESTACION DE REGISTRO	ESPEJOR DE LA CAPA (m).	DENSIDAD ρ (g/cm ³)	VELOCIDAD DE LA ONDA S	COEFISIENTE DE AHORT (Q)
D38	2.0	1.5	80.0 m/s	25
	10.0	1.3	80.0 m/s	25
	30.0	1.2	80.0 m/s	25
	∞	2.3	1500.0 m/s	50
M115	3.0	1.4	100.0 m/s	25
	12.0	1.2	80.0 m/s	25
	∞	2.3	1500.0 m/s	50

T A B L A 4 (Continuación)

IV. OBTENCION Y COMPARACION DE FUNCIONES DE TRANSFERENCIA

Las características de los movimientos sísmicos, pueden producir efectos de consideraciones locales, generando así amplificaciones en diversos puntos de la superficie.

IV.1 Efectos de sitio

A raíz de los daños ocasionados por los sismos de Septiembre de 1985 se han observado amplificaciones en algunas frecuencias de 10 a 50 veces en sitios de la zona de lago, con respecto a Ciudad Universitaria (Singh et al., 1988), esto es considerado como un efecto de sitio, y pueden estimarse mediante la razón de espectros de amplitud entre una zona suave con respecto a una zona de roca dura.

Por otro lado, se intentó reproducir las observaciones aplicando un método unidimensional de propagación de ondas de cortante en medios viscoelásticos, propuesto por Tomson (1950) y modificado por Haskell (1953), (apéndice A).

IV.2 Funciones de transferencia teórica (F.T.T).

A partir de los modelos estratigráficos, obtenidos mediante la correlación de la información con que se disponía para cada sitio, ver Cap. III (Tabla 4), se generaron F.T.T. la cual se basa en generar una respuesta en frecuencia que presenta el subsuelo ante la presencia de una excitación sísmica o una fuente generadora diferente a ésta. El propósito de esta simulación fue reproducir simultáneamente el carácter y tamaño relativo de las componentes horizontales. se consideró incidencia vertical de ondas de cortante con un ángulo de incidencia de cero grados.

Para nuestros fines, fueron estimados F.T.T para cada estación; con el objeto de ser comparados mas adelante con cocientes espectrales de aceleración referidos a C.U. y densidades espectrales de Fourier de microtemores para cada una de sus componentes horizontales NS y EW registrados en el mismo sitio.

IV.3 Razones espectrales de aceleración de movimientos fuertes.

El interés para integrar los datos de razones espectrales de aceleración para el temblor del 19 de Septiembre de 1985, obtenidos por Singh et al., 1988, fueron para observar el rango de frecuencia en que el máximo espectral varía, así como la amplificación local relativa de las estaciones TLHB, TLHD, D36, D38 y D84 referidos a CU. La estación D80 y MI15, no se cuenta con el registro para el temblor de Michoacán, por lo que se utilizo el temblor del 25 de Abril de 1989, con respecto a CU.

Estas amplificaciones relativas, llamadas también funciones de transferencia empíricas, se obtienen al dividir dos espectros de Fourier suavizados; uno en terreno blando (zona de lago y trancional) con otro en zona dura (zona de lomas), Fig. 4.1. Para el cual serán comparados más adelante con F.T.T y espectros de amplitud de Fourier de microtemor (E.F.M.)

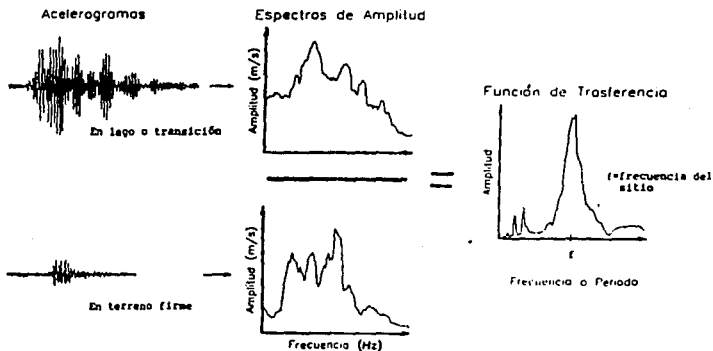


Figura 4.1 Obtención de un cociente espectral o función de transferencia empírica (Reinoso et al., 1991).

Los cocientes espectrales muestran, para cada periodo o frecuencia, el número de veces que la señal se amplificó con respecto a un sitio de referencia.

Estas muestran la frecuencia dominante del sitio y algunas frecuencias naturales externas a la señal.

IV.4 Comparación de funciones de transferencia y espectros de amplitud de Fourier de microtemor.

Con la información geofísica, geológica y geotécnica fueron construidos modelos de subsuelo cercanos a los diversos estaciones escogidas en la zona sur del valle, y mediante el método de Haskell se obtuvieron sus funciones de transferencia teórica (F.T.T), calculadas con el modelo unidimensional de incidencia vertical de ondas de cortante. Los cuales serán comparadas con los cocientes espectrales de aceleración (C.E.A), para el temblor del 19 de Septiembre de 1985, para seis estaciones del Valle, y dos para el temblor del 25 de Abril de 1989. También se comparan espectros de Fourier de amplitud de microtemor (E.F.M).

Para el Canal Chalco (Fig. 4.2), se ha considerado el punto de medición del registro de microtremor mas cercano al sitio en donde se disponia de información, obteniéndose solamente el E.F.M para cada una de sus componentes NS y EW se generó también la F.T.T para ser comparado, el cual presenta una amplificación en un rango de frecuencias de $0.45 < f < 1.2$ Hz. Ambos espectros son parecidos, aún cuando la F.T.T es más energética en su amplitud que el E.F.M, ya que a frecuencias mayores de 1.2 Hz, sus amplitudes varían.

En la estación D38, se muestran los espectros para cada componente, comparando el C.E.A, el E.F.M y la F.T.T (Fig. 4.2). En ambos componentes tanto NS y EW se observa para tres métodos una frecuencia asociada al máximo espectral en una banda de frecuencias de $0.4 < f < 0.6$ Hz. Estimándose una frecuencia dominante de 0.5 Hz para la NS y de a 0.52 Hz, para la EW.

La estación D36 (Fig. 4.2), sólo muestra el C.E.A y la F.T.T. para cada una de sus componentes horizontales. Para ambas componentes tanto NS como EW presentan máximos espectrales bien definidos en una banda de frecuencia de $0.28 < f < 0.31$ Hz, estimándose una frecuencia asociada al máximo espectral de 0.29 Hz, para la NS y de 0.3 Hz para la EW.

Para las estaciones TLHD y TLHB se presentan tres espectros: la F.T.T, el C.E.A, y el E.F.M. Las cuales muestran tendencias casi similares al comportamiento de cada uno de ellos, en ambas componentes horizontales, siendo que muestran una mayor similitud entre la F.T.T y el C.E.A, mientras que E.F.M siguen la misma tendencia pero con menor amplitud.

La estación TLHD muestra un máximo espectral aproximadamente a 0.3 Hz, mientras que para TLHB en 0.2 Hz.

En cuanto a la estación D84, También se muestra un parecido entre la F.T.T y el C.E.A. observándose un máximo espectral a frecuencias mayores de 0.65 Hz, la amplitud de ambos espectros disminuye conservando las mismas amplitudes. En cuanto a los E.F.M de las componentes NS y EW muestran una amplificación menor que los otros dos espectros, presentando varios máximos.

Para la estación MI15 y D80 (Fig. 4.4) fue tomado el registro del temblor del 25 de Abril de 1989 ($M_s=6.8$); generándose sus cocientes espectrales de aceleración referidos a CU. Para estas estaciones sus componentes horizontales (NS y EW) presentan la F.T.T, el C.E.A y el E.F.M. Muestran tendencias casi similares al comportamiento de cada espectro, excepto para el E.F.M-(EW) de la estación MI15, que muestra un defasamiento en sus picos de amplitud máxima.

Las diferencias que presentan los E.F.M. y el C.E.A. de cada componente (NS, EW) de cada estación, posiblemente esten gobernados por un gran número de factores (propiedades dinámicas y mecánicas del suelo), que son debidas a la gran complejidad del propio material depositado y de su distribución en el subsuelo. aunque existen otros factores que pueden afectarlos siendo la propia magnitud de la fuente de los sismos que tienden a manifestarse con la presencia de picos de

amplitud asociados a frecuencias donde la radiación fue más energética.

En cuanto a la F.T.T se refiere, ésta fue generada; apesar de las limitaciones impuestas por los datos geológicos, geofísicos y geotécnicos; modelos teóricos que reflejen la respuesta esperada de la zona modelada.

Las diferencias que presentan la F.T.T con respecto a los E.F.M y C.E.A de cada componente pueden ser debidas a consideraciones como:

- a) El comportamiento del suelo es lineal para cualquier nivel de excitación.
- b) Los estratos del suelo son horizontales y se extienden lateralmente hasta el infinito, por lo que no se incluyen efectos de irregularidad lateral.
- c) Los estratos descansan sobre un semiespacio homogéneo e isótropo.

Que en la realidad no es posible tener modelos de capas de tierra con estas características.

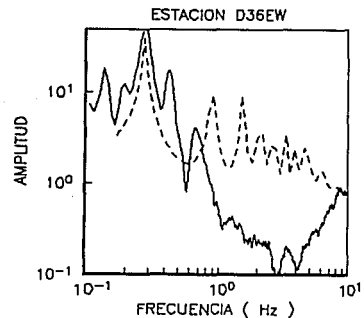
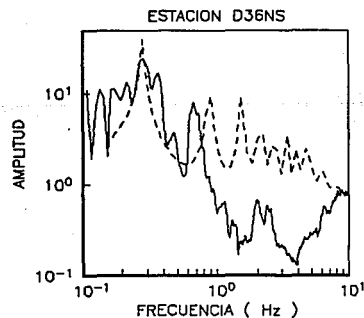
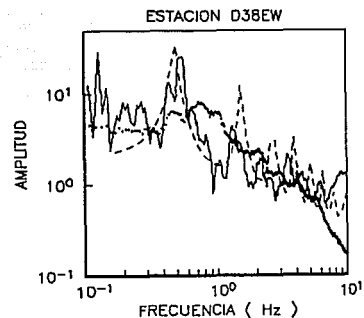
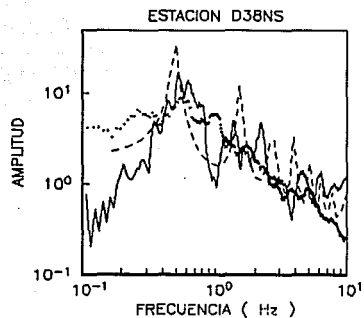
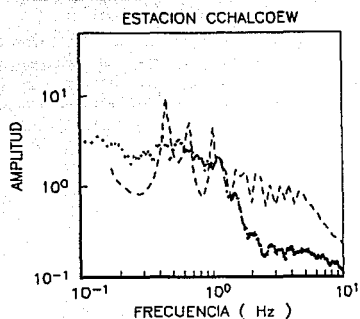
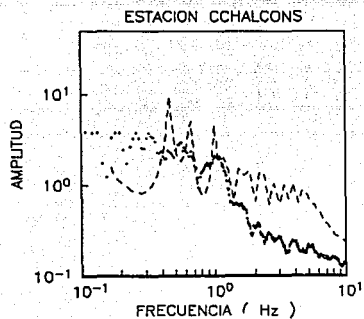


Figura 4.2 Comparación de espectros de amplitud de Fourier de microtemores (E.F.M) línea (.....) con cocientes espectrales de aceleración (C.E.A) línea (——) para el temblor del 19 de Sep. de 1985 y funciones de transferencia teóricas (F.T.T) línea (-----).

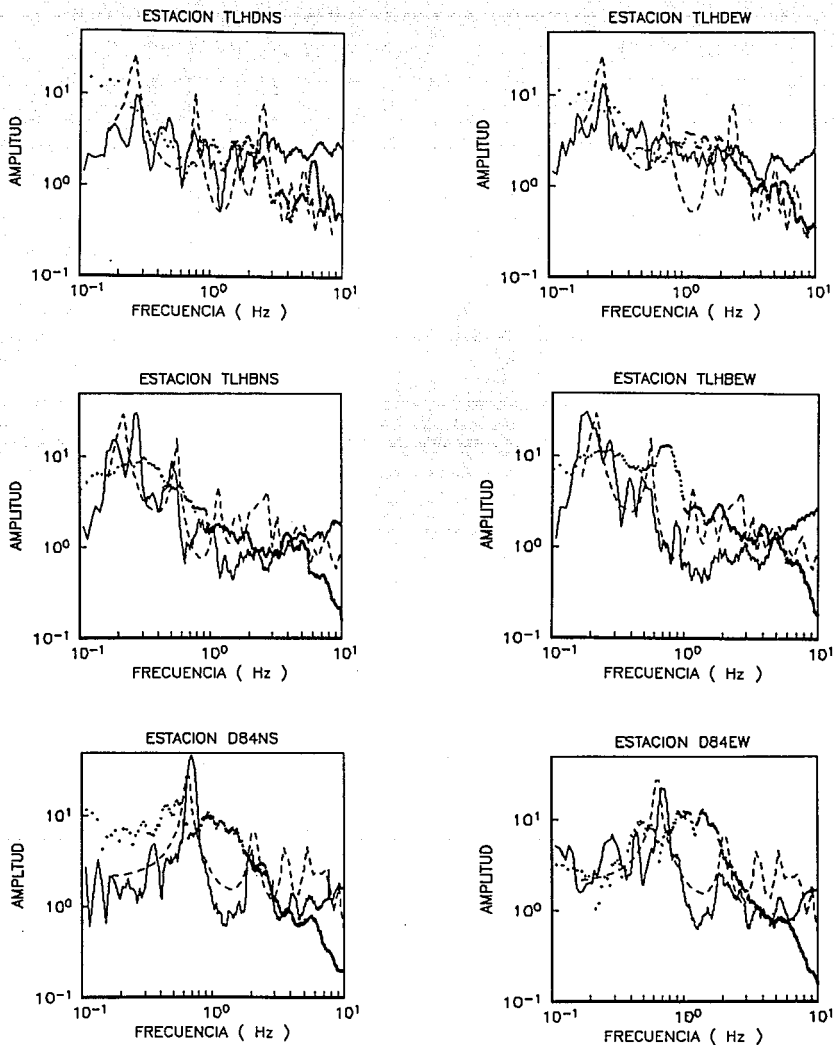


Figura 4.3 Comparación de espectros de amplitud de Fourier de microtremores (E.F.M) línea (.....) con cocientes espectrales de aceleración (C.E.A) línea (——) para el temblor del 19 de Sep. de 1985 y funciones de transferencia teóricas (F.T.T) línea (-----).

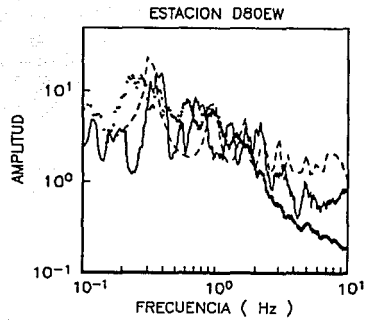
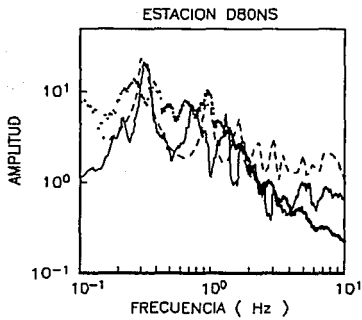
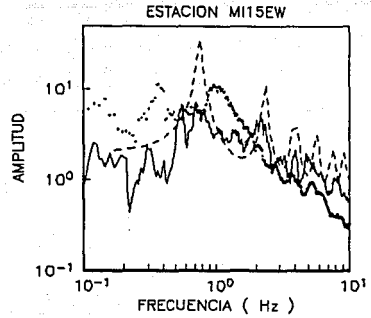
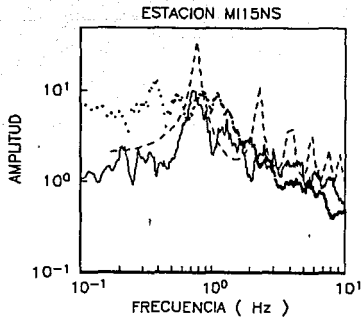


Figura 4.4 Comparación de espectros de amplitud de Fourier de microtemores (E.F.M) línea (.....) con cocientes espectrales de aceleración (C.E.A) línea (—) para el temblor del 25 de abril de 1989 y funciones de transferencia teóricas (F.T.T) línea (-----).

V. RESULTADOS Y CONCLUSIONES

La medición de registros de microtemores realizados en la zona de Xochimilco-Tláhuac dio buenos resultados, siendo la finalidad obtener un plano de isoperiodos, y clasificar la zona a partir de periodos fundamentales del suelo. El plano de isoperiodos obtenido, refleja tres áreas donde presentan periodos pequeños, medianos y grandes de acuerdo a esto se propone una zonificación de la zona de una forma local:

Región A: (Fig. 2.8) esta área se localiza en dirección NW de Xochimilco, la cuál contempla la calle Madero con periodo de 0.7 s, E. Zapata/Gitano con 1.0 s, los Cafetales con 1.5 s, San Andrés Tomatlán de 1.5 s, por mencionar algunos; localizándose algunas estaciones de aceleración D84, MI15 donde a partir de sus máximos espectrales han sido estimados sus periodos, los cuales son muy parecidos a los obtenidos por microtemor. Esta zona la caracterizamos por tener periodos pequeños que varían en un rango de 0.5 a 1.5 s.

Región B: (Fig. 2.8) esta área se localiza en dirección norte-sur paralelo al Canal Nacional a Xochimilco. Contemplándose periodos para el canal Nacional de 2.0 a 2.5 s, y Xochimilco con periodos de 3.0 a 3.5 s. En forma general los periodos varían de 1.5 a 3.5 s, con estaciones de aceleración D80 y D36, con periodos similares a los obtenidos por microtemores.

Región C: (Fig. 2.8) esta área se localiza en dirección NE de Xochimilco, con periodos obtenidos en puntos de medición en el Canal Chalco de 3.5 a 5.0 s, Valle San Lorenzo de 3.7 s, San Luis Tlaxialtemalco de 4.6 s, teniendo una variación general entre 3.5 a 5.0 s. Las estaciones de aceleración para otra zona son TLHD y TLHB. En esta área, los periodos son grandes, debido a que se encuentran en una zona de cuenca, donde los depósitos de sedimentos son profundos.

A partir de los modelos geológicos propuestos, se generaron funciones de transferencia teóricas (F.T.T), debido a que ésta representan sobre lo calculado los efectos de amplificación de las capas geológicas, lo cual no implica efectos de amplificación de la fuente.

Para esto la respuesta que presentaron al modelar el subsuelo con capas horizontales, son casi similares en una cierta banda de frecuencias a la respuesta que presentaron los espectros obtenidos en cada punto de medición cercana a la estación. La comparación de los E.F.M, F.T.T, y el C.E.A, presentan variaciones en sus amplitudes, debido a que estos de una forma general demuestran los efectos de la geología local de cada lugar.

De los resultados obtenidos se puede concluir lo siguiente:

1.- Se construyó un mapa de isoperiodos local en donde fueron identificadas tres zonas con rangos de periodos diferentes: zona A: $0.5 < t < 1.5$ s, zona B: $1.5 < t < 3.5$ s, zona C: $3.5 < t < 5.0$ s, siendo ésta una manera de zonificar el área de estudio.

2.- El estudio realizado, servirá para complementar la zonificación del valle de México a partir de periodos fundamentales del suelo (Fig. 5.1). El cual servirá de apoyo para el reglamento de construcción del D.D.F.

3.- La comparación de los E.F.M con los C.E.A y F.T.T para cada estación, son parecidos en una banda de frecuencia, para el cual los máximos espectrales de aceleración y microtemores ocurran a periodos similares identificando la frecuencia dominante del suelo, convirtiendo a los registros de microtemores en una técnica válida para reconocer el periodo de vibración natural del suelo de una manera fácil, rápida y económica.

4.- Los modelos unidimensionales de propagación de ondas de cortante pueden de una forma general simular la respuesta sísmica en sitios de Valles aluviales o depósitos.

5.- De aquí, se concluye que el método de Haskell, para los fines perseguidos son suficientes ya que las diferencias encontradas entre la realidad y el modelo puede ser atribuidas a:

- a.- Irregularidades geológicas laterales del subsuelo.
- b.- Una mayor complejidad en la incidencias generadas por la fuente.
- c.- La falta de un modelo geológico confiable del subsuelo.
- d.- En menor medida, al truncamiento de los registros y la baja resolución en amplitudes de esta.

Aún cuando todavía faltan algunas zonas por estimar sus periodos naturales con esta técnica, es importante considerar estos valores para actualizar la zonificación sísmica de la ciudad, así como evaluar nuevos mapas de zonificación basados no solamente en datos de aceleración que nos proporcionan las redes acelerográficas.

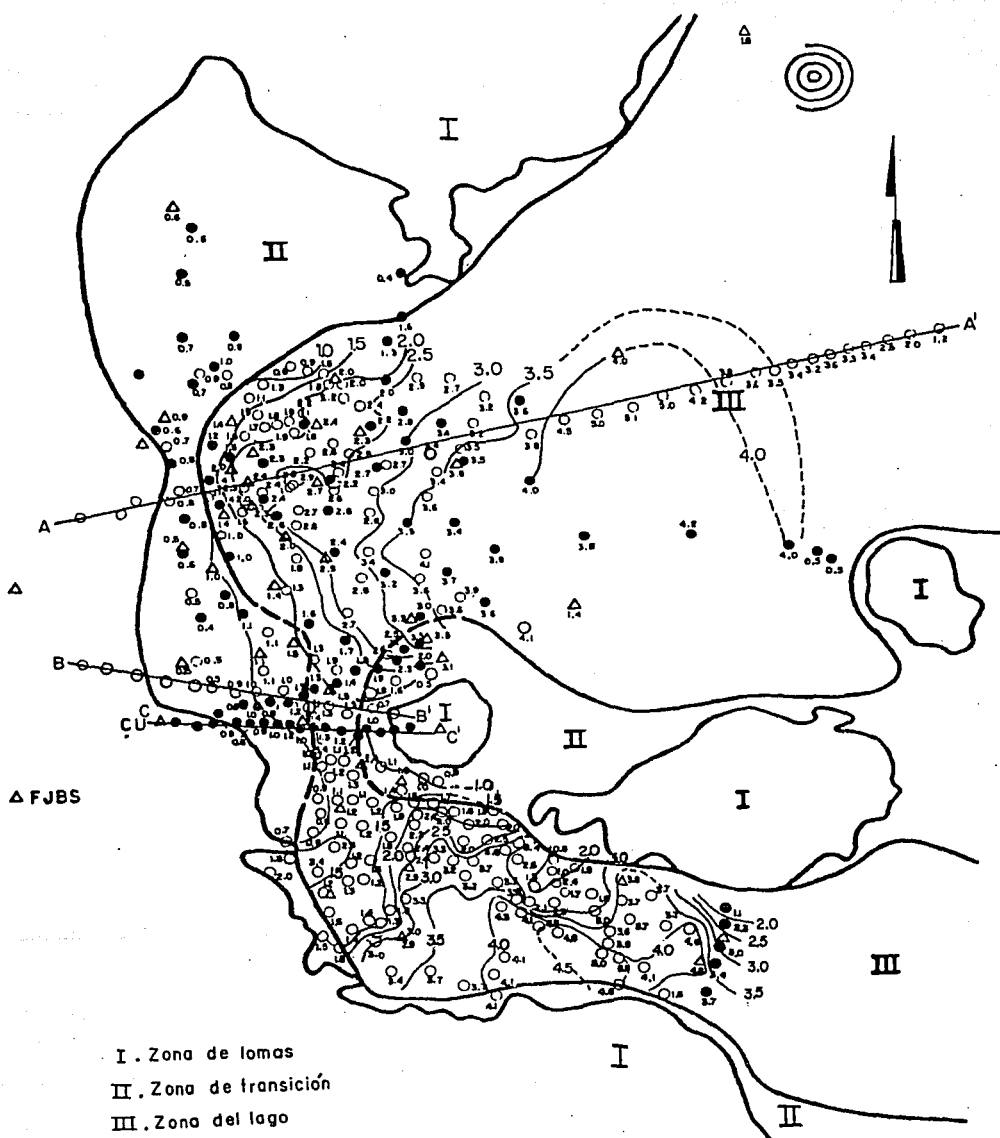


Figura 5.1 Localización de puntos de medición de microtremores y distribución de isocronas de igual periodo para el Valle de México (Tomado de Lermo y Becerra, 1991).

REFERENCIAS

ABE, A. "Análisis de la condición del suelo usando mediciones de microtrepidaciones". Memorias del segundo Simposium de prevención y mitigación de desastres". UNI, CISMID, Lima Perú, pp 31-46. 1988.

ALCANTARA, N. "Estudios sobre los efectos de interacción suelo-estructura en las estaciones de registro de aceleraciones del D.F. que registraron los sismos de 1985". Tesis de Maestría en Ingeniería, DEFFI, UNAM, 1989.

ALCANTARA, N., DOMINGUEZ, H., BELMONT, L., MENA, S., MACIAS, "Acelerogramas de los sismos de septiembre 15, 19 y 21 de 1985 en Oaxaca y Guerrero" Memorias VIII Congreso Nacional de Ingeniería Sísmica, Acapulco Gro. noviembre de 1989, Vol. I, pp A-136 - A-145.

AKI K. Y RICHARDS P. "Quantitative Seismology". Ed. W. H Freeman Company, vol. I, U.S.A. 1980.

Architectural Institute of Japan. "Application of Microtremor for Engineering Use. Recent Studies and Future Prospects". 17th Symposium on Ground Vibration. July 1989, Tokyo.

BENHUMEA, M y VAZQUEZ, A. "Estudios Geofísicos del Valle de México". Depto. de Estudios Geofísicos, CFE, 1988.

CHAVEZ, M., VEGA, R., LERMO, J., MURIA, D., ALCANTARA, L., JIMENEZ, G., GONZALEZ, D., MACIAS, M., MENA, E. "Estudio teórico experimental de los efectos de interacción suelo estructura en la estación acelerográfica SCT que registro el sismo de Sep. de 1985" Memorias VIII Congreso Nacional de Ingeniería Sísmica, Acapulco Gro. nov. de 1989, Vol. I, pp A-227 - A-236.

GUTIERREZ, C., LERMO, J., NAVA E., SINGH K., COYOLI, R., RODRIGUEZ, M., MIJARES, H., "Registro de temblores pequeños y medición de microtremores en Acapulco para microzonificación de la ciudad". Informe técnico del I de I., UNAM. para el Gobierno del estado de Guerrero (1989).

GUTIERREZ, C. "Estudio de períodos dominantes y amplificación relativa en Acapulco, Gro. empleando microtremores y movimientos fuertes". Tesis de Maestría en Ciencias, I de G., UNAM, México, 1991.

DIAZ de LEON, Ch. "Estimación de espectros de respuesta usando microtemores en el Valle de México". Tesis de licenciatura, I. de I., UNAM. México, 1990.

IGLESIA, J. "Zonificación sísmica de la ciudad de México". Memorias VII Congreso Nacional de Ingeniería Sísmica, 19-21 Nov., (1987). Querétaro, México, B127-B141.

JAIME, A. "Características Dinámicas de las Arcillas del Valle de México". Tesis doctoral, DEFFI, UNAM, México, 1987.

JAIME, A. "Geotécnia y Sísmicidad en el Valle de México". Instituto de Ingeniería, UNAM, 1988.

JAIME, A. "Características del Suelo en el Sitio Tláhuac Deportivo". Instituto de Ingeniería, UNAM, México, 1987.

KANAI, K. "Engineering Seismology". University of Tokio Press, Japan, 1983.

LERMO, J. y RODRIGUEZ M. "Microzonificación de México, D.F., usando microtembroles". (Primer informe técnico a CONACYT). Instituto de Ingeniería, México, mayo de 1987.

LERMO J., SUAREZ M., MASAKI K. y, DIAS DE LEON J. "Relación de microtembroles con la estratigrafía superficial del Valle de México". UGM, Colima, Col., (Nov., 1988). GEOS, II-Número extraordinario, pp 150.

LERMO J., RODRIGUEZ M. Y SINGH S.K. "The Mexico earthquake of september 19, 1985-Natural period of sites in the Valley of Mexico from microtembor measurements and strong motion data". Earthquake Spectra vol. 4. November 1988.

LERMO J., GUTIERREZ C., MORALES J., SINGH S.K. Y CABRERA R. "Estudio del periodo dominante del suelo en la zona urbana de Ciudad Guzman, Jal.". Instituto de Ingeniería, UNAM. México 1989.

LERMO, J., CABRERA, R., CESATI, C., Y ORTEGA, R., "Estimación del periodo dominante en 18 sitios del D.F. utilizando mediciones de velocidad de ondas de cortante en pozos, microtembroles y movimientos fuertes" Memorias del Congreso Nacional de Mecánica de Suelos, San Luis Potosi 1990.

LERMO, J., M. RODRIGUEZ, AND S. K. SINGH (1987). "Observaciones de microtremores y su aplicación en la ingeniería sísmica" Memorias VII Congreso Nacional de Ingeniería Sísmica, 19-21 Nov., Querétaro, México, B17-B31.

LERMO, J., DIAZ de LEON, J., NAVA, E., MACIAS, M. "Estimación de periodos dominantes y amplificación relativa del suelo en la zona urbana de colima" Memorias IX Congreso Nacional de Ingeniería Sísmica, Manzanillo Colima, Octubre de 1991, pp. 2-203 - 2-215.

LERMO, J., RODRIGUEZ M. y SINGH K. "Microzonificación de México, D. F. Usando Microtremores". (Informe final del Instituto de Ingeniería). CU, México 1989.

LERMO. J. y BECERRA, A., "Actualización del mapa de isoperiodos para la ciudad de México desde mediciones de Microtremores y datos de movimientos fuertes" (Boletín Vol. I) Centro de Investigación Sísmica de la Fundación Javier Barrios Sierra. Abril 1991 pp 48-50.

LEWIS J. KATZ and ROBERT S. BELLON. "Microtremor site analysis study at Beatty, Nevada". Bulletin of the Seismological Society of America. Vol. 68, No. 3. pp 757-765, June, 1978.

LEWIS J. KATZ. "Microtremor analysis of local geological conditions". Bulletin of the Seismological Society of America. Vol. 66, No. 1, pp 45-60, February 1976.

MANUAL DE EXPLORACION GEOTECNICA., "Secretaría General de Obras del Departamento del Distrito Federal". México, D.F., 1988.

MASAKI, K. and LERMO, J. "Observation of microtremors in Mexico Valley". Proceedings of the 79th SEGJ Conference, The Society of exploration Geophysicists of Japan, pp 69-70. 1988.

MARSAL R., Y MAZARI M., "El subsuelo de la ciudad de México". Facultad de Ingeniería, UNAM, México, 1969.

MATSUSHIMA, T. and OKADA, H. "The use of long-period microtremors for reconnaissance of deep sedimentary basins". The 17th symposium on ground vibration, SAIJ, Tokyo, pp 41-46. 1989.

MOOSER, F., "Geología del Relleno cuaternario de la Cuenca de México". Simposio de la Sociedad Mexicana de Mecánica de Suelos. 10 de Marzo de 1978.

MOOSER F., TAMEZ E., SANTOYO E., OLGUIN E. y GUTIERREZ C. "Características Geológicas y Geotécnicas del Valle de México". Comisión de Vialidad y Transporte Urbano, México 1986.

NAVA, E. "Paquete de transferencia y de codificación de datos sísmicos digitales (DR-100) para sistemas PC. "I de I. UNAM. 1989.

NOGOSHI, M. "Application to Seismic Zoning by means of microtremors analysis". The 17th symposium on ground vibration., SAIJ, Tokyo, pp 55-65. 1989.

OMORI, F. "On microtremors". Bull. Imper. Earthquake Investigation Communication, 2, 1, (1908).

RANGEL N. y VILLASANA H. "Estudio Geoelectrico del Lago de Xochimilco". Rescate ecologico de la zona, Enero de 1990.

RAIZ, E. "Lands forms of México, Map prepared for the Geograpy Branch of the office of Naval Research"., Second Corrected edition, 1964

REINOSO, E., y LERMO, J. "Peridos del suelo del valle de México medidos en sismos y con vibración ambiental" Memorias IX Congreso Nacional de Ingeniería Sísmica, Manzanillo Colima octubre de 1991 Vol. I, pp 2-149 - 2-156.

ROMO, M. P. y A. JAIME. "Características dinámicas de las arcillas del Valle de México y análisis de la respuesta sísmica del subsuelo". Primera etapa, Proyecto 6504, Instituto de Ingeniería, UNAM, México. 1986.

SANCHEZ, S. F. Y ESQUIVEL, J. A. (1979), " ground motion on alluvial valleys under incident plane SH waves". Bull Seism Soc Am, 69, 4, 1107-20.

SANCHEZ, S. F. "Análisis de riesgo sísmico en laguna verde Veracruz". (Elaborado para la Comisión Federal de Electricidad). CU. México 1985.

SANCHEZ, S. F. "Modelado de la respuesta sísmica del valle de México: Resultados preliminares" Memorias VIII Congreso Nacional de Ingeniería Sísmica, Acapulco Gro. Nov. de 1989 Vol. I, pp A-177 - A186.

ESTA TESIS NO DEBE
SALIR DE LA BIBLIOTECA

SANTOYO, G. M. "Análisis e Interpretación de los Registros de Aceleraciones Obtenidos en el Valle de México Durante el Sismo de 8 de Febrero de 1988". Tesis de Licenciatura, I. de I, UNAM. México, 1989.

SCHLAEPFER, C., "Hoja México" 142-h (5) Esc 1 : 100 000, Instituto de Geografía, UNAM, 1968

SEO, K. "A primary report on the investigation research in the Institute of Engineering, UNAM". (Reporte para el Intituto de Ingeniería UNAM 1987).

SEO, K. "Microtremor measurement and its aplication for Engineering use-Casas of México City and Centro, California, pp. 83-90, 1989.

SESION II., "Simposio de la Sociedad Mexicana de Mécanica de Suelos". 10 de Marzo de 1978.

SUAREZ, M., SANCHEZ SESMA F. J., BRAVO M. A, y LERMO J. (1987). "Características de los depósitos superficiales del Valle de México". Memorias VII Congreso Nacional de Ingeniería Sísmica, 19-21 nov. 1987, Querétaro, México, A61-A74.

SINGH, K. CASTRO R. and MENA E. "Somes notes on microtremors and microzonation". (Reporte de Instituto de Ingeniería). UNAM, Vol. II., S15-3, 10 1986.

SINGH, K., MENA, E., and CASTRO, R. "Some aspects of source characteristics of the 19 september 1885 Michoacan earthquake and ground motion amplification in and near Mexico city from strong motion data. Bull Seism. Soc. Am 78, pp 451-477, 1988.

YAMAZAKI, Y. "Field Survey on dynamic properties of soft soil in Mexico City", tesis de maestria, Japon.

A P P E N D I C E A

METODO DE HASKELL

Las características de los movimientos sísmicos, pueden producir efectos de condiciones locales del subsuelo, generando así amplificaciones espaciales de la superficie. Para esto se han propuesto varios trabajos que han desarrollado modelos en cuanto a la respuesta sísmica de valles aluviales, siendo estos sencillos unidimensionales hasta los más complejos bidimensional y tridimensional de forma irregular¹. Por tal caso se plantea en este trabajo el uso de un modelo de este tipo, bajo la suposición de incidencia de ondas SH en una serie de estratos elásticos lineales, que sobreyace a un semiespacio elástico.

Modelo Teórico de Haskell

Tomson en 1950, propone un método matricial para poder conocer los desplazamientos en la superficie, bajo condiciones que se mencionarán más adelante con mayor detalle. Siendo este modificado en 1953 por Haskell.

Para éste caso sólo se considerará incidencia de ondas de cortante con polarización horizontal SH.

Para el caso de ondas de cortante del tipo SH, la ecuación de movimiento se expresará como:

$$\rho \frac{\partial^2 v}{\partial t^2} = \frac{\partial \sigma_{xy}}{\partial x} + \frac{\partial \sigma_{yz}}{\partial z} + f_j \quad (1)$$

$$\text{o también puede expresarse: } \rho \ddot{u}_i = f_i + \frac{\partial \sigma_{ji}}{\partial j}$$

donde v = desplazamiento en dirección y , ρ = densidad de masa, x , y , z = coordenadas cartesianas, σ = esfuerzo cortante, y f_j = fuerzas de cuerpo, t = tiempo.

Se considera una solución para esta ecuación de la siguiente forma, a partir de el campo de desplazamiento que es el siguiente:

$$u = w = 0$$

$$v = \xi(k, z, w) \exp[i(kx - wt)] \quad (2)$$

siendo $(wt - kx)$ la perturbación de la onda propagándose en dirección x , donde $k = w/\beta$ = número de onda, w = frecuencia angular, $\beta = \sqrt{\mu/\rho}$ = velocidad de propagación de las ondas S, μ = módulo de elasticidad en

¹(Bravo, et al., 1988, Sanchez, et al., 1983, Rial, et al 1984)

cortante, $i = \sqrt{-1}$ y ℓ_1 es una función que se definirá más adelante.

De la teoría de la elasticidad, los esfuerzos de cortante asociados al desplazamiento anterior son.

$$\sigma_{zy} = \mu \frac{\partial v}{\partial z} = \mu \frac{d\ell_1}{dz} \exp[-i(\omega t - kx)] \quad (3)$$

$$\sigma_{xy} = \mu \frac{\partial v}{\partial x} = ik\mu\ell_1 \exp[-i(\omega t - kx)] \quad (4)$$

y como $u = w = 0$ y $v = v(x, z)$, los esfuerzos restantes (σ_{xx} , σ_{yy} , σ_{zz} , $\sigma_{zx} = 0$) siendo estos nulos.

$$\text{Si se define que } \ell_2 = \mu \frac{d\ell_1}{dz} \quad (5)$$

Sustituyendo las ecs 2 y 4 en la ecuación de movimientos tiene que

$$\frac{d\ell_2}{dz} = (k^2\mu - \omega^2\rho)\ell_1 \quad (6)$$

Ahora las ecuaciones 5 y 6 pueden ser expresadas en forma matricial, en un sistema de ecuaciones diferenciales.

$$\frac{d}{dz} \begin{bmatrix} \ell_1 \\ \ell_2 \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} 0 & 1/\mu \\ k^2\mu - \omega^2\rho & 0 \end{bmatrix} \begin{bmatrix} \ell_1 \\ \ell_2 \end{bmatrix} \quad (7)$$

Donde $\begin{bmatrix} \ell_1 \\ \ell_2 \end{bmatrix}$ es el vector desplazamiento - esfuerzo.

La ecuación 7 se denomina "vector movimiento-esfuerzo para ondas Love". El resolver esta ecuación es equivalente a resolver la ecuación de movimiento ec. 1., el vector $(\ell_1, \ell_2)^T$ comúnmente se le conoce como vector desplazamiento - esfuerzo para ondas SH.

La ec. 7., también puede ser expresado de una manera abreviada como

$$\frac{d}{dz} \bar{f} = A \bar{f} \quad (8)$$

$$\text{donde } f = \begin{bmatrix} \ell_1 \\ \ell_2 \end{bmatrix} \quad \text{y} \quad A = \begin{bmatrix} 0 & 1/\mu \\ k^2\mu + \omega^2\rho & 0 \end{bmatrix}$$

Una solución a esta ecuación está dado por (Aki y Richards, 1980)

$$\vec{f}_j = \vec{v}_j \exp[\lambda_j(z-z_0)] \quad (9)$$

donde λ_j = valor característico de la matriz A, \vec{v}_j = vector característico correspondiente al valor λ_j , y $j = 1, 2$.

Para calcular dichos valores característicos, se debe cumplir que $[A - \lambda I]V = 0$ donde I es la matriz identidad. Para que este sistema de ecuaciones admita solución diferente a la trivial, se requiere que el determinante de la matriz de coeficientes sea nulo, esto es

$$\begin{vmatrix} -\lambda & 1/\mu \\ k^2\mu - w^2\rho & -\lambda \end{vmatrix} = \lambda^2 - (k^2 - w^2\rho/\mu) = 0 \quad (10)$$

$$\text{o también } \lambda_{1,2} = \pm \eta \quad (11)$$

donde $\eta = (k^2 - w^2/\beta^2)^{1/2}$ = número de onda vertical para las ondas S.

Sustituyendo los valores característicos anteriores en la ec. 9, se obtiene sus valores correspondientes, que en combinación forma la solución general.

$$\vec{f} = F \vec{w} \quad (12)$$

El cual es una combinación lineal de ellas de forma tal que la interpretación de \vec{w} es un vector de peso de la ecuación ($\vec{f} = F \vec{w}$), siendo que su primer componente da la cantidad de ondas ascendentes y su segundo componente da la cantidad de ondas descendentes en el sistema total de ondas \vec{f} .

La matriz F puede escribirse explícitamente como:

$$F = E \Lambda$$

$$E = \begin{bmatrix} 1 & 1 \\ i\mu\eta & -i\mu\eta \end{bmatrix} \quad (13)$$

y Λ es la matriz

$$\Lambda = \begin{bmatrix} \exp[i\eta(z-z_0)] & 0 \\ 0 & \exp[-i\eta(z-z_0)] \end{bmatrix} \quad (14)$$

que son los factores verticales de fase.

$$F = \begin{bmatrix} \exp[i\eta(z-z_0)] & \exp[-i\eta(z-z_0)] \\ i\mu\eta\exp[i\eta(z-z_0)] & -i\mu\eta\exp[-i\eta(z-z_0)] \end{bmatrix} \quad (15)$$

Esta formula resulta muy conveniente para el tratamiento de ondas plana, como por ejemplo al expresar el número de onda en términos del ángulo de incidencia, esto es

$$k = \frac{w}{c} \text{ como, } c = \frac{\beta}{\text{sen } \gamma}$$

y el ángulo γ es medido respecto a la vertical.

Para conocer las amplitudes de los campos incidente y reflejado en términos del vector desplazamiento - esfuerzo, se invierte la matriz $F = E \Lambda$ de forma tal que la matriz F sea una matriz inversa de la forma F^{-1} .

Sea $z_0 = h$, evaluando en la ec. 15, y siendo $z = h$, es obteniendaa su matriz inverza.

$$F^{-1} = \begin{bmatrix} 1/2 & -1/2\mu\eta \\ 1/2 & 1/2\mu\eta \end{bmatrix}$$

quedando entonces la expresión para los campos de desplazamientos

$$\begin{bmatrix} s \\ s \end{bmatrix} = F^{-1} \begin{bmatrix} t_1 \\ t_2 \end{bmatrix} \quad (16)$$

Por otra parte la matriz propagadora se define como: (Aki y Richards, 1980)

$$P(z, z_0) = I + \int_{z_0}^z A(x_1) dx_1 + \int_{z_0}^z A(x_1) \int_{z_0}^{x_1} A(x_2) dx_2 dx_1 + \dots \quad (17)$$

donde I : es una matriz unitaria de orden n .

Así, la matriz propagadora satisface también la ec. 8, esto es

$$\frac{d}{dz} P(z, z_0) = A(z) P(z, z_0) \quad (18)$$

ademas de la ec. 17, $P(z, z_0) = I$; de aquí, se obtiene la propiedad más importante de la matriz propagadora.

$$\bar{F}(z) = P(z, z_0) \bar{F}(z_0) \quad (19)$$

Puesto que el término $P(z, z_0) \bar{F}(z_0)$, satisface la ec. 8, $P(z, z_0)$ genera el vector desplazamiento-esfuerzo en la profundidad z , al operar este sobre dicho vector en z_0 .

Cuando $A(z)$ es constante independiente de z , como se supone en un intervalo de profundidad, dentro de un estrato, la matriz propagadora toma la forma un tanto simple como se muestra.

$$P(z, z_0) = I + (z - z_0)A + \frac{1}{2!}(z - z_0)^2 AA + \dots = \exp[(z - z_0)A] \quad (20)$$

pero el evaluar la expresión anterior, en términos de una exponencial es complicado.

Por lo cual se busco otro método más adecuado que fue el de la matriz cuadrada de orden "n" mediante la fórmula de Sylvester (Aki y Richards, 1980)

$$F(A) = \sum_{j=1}^n F(\lambda_j) \frac{\prod_{m=1}^n (A - \lambda_m I)}{\prod_{m=1}^n (\lambda_j - \lambda_m)} \quad (21)$$

Aplicando esta ecuación, la matriz propagadora para el n-ésimo espesor queda como

$$P(z, z_0) = \begin{bmatrix} \cosh \eta(z - z_0) & \sinh \eta(z - z_0) / \eta \mu \\ -\eta \mu \sinh \eta(z - z_0) & \cosh \eta(z - z_0) \end{bmatrix}$$

$$\text{donde } \eta = \left[-k^2 + \frac{w^2}{\beta_1^2} \right]^{1/2}, \quad k = \frac{w}{\beta_0} \sin \theta, \text{ y}$$

β_0 = velocidad de propagación de las ondas S en el semiespacio.

$$\begin{bmatrix} S \\ S \end{bmatrix}_{z=z_{l+1}} = \begin{bmatrix} 1/2 & -1/2\mu\eta \\ 1/2 & 1/2\mu\eta \end{bmatrix} R \begin{bmatrix} I_1 \\ I_2 \end{bmatrix}_{z=0}$$

donde $R = P(z_1, z_{l-1}) \dots P(z_1, 0)$

y como en $z = 0$ el término $I_2 = 0$,

$$I_1 \Big|_{z=0} = S / r_{1,1}$$

como solo queremos las ondas que inciden y no las que reflejan, a esto le consideramos la amplitud del desplazamiento.

AGRADECIMIENTOS

Expreso mi agradecimiento al M. I. Javier Lermo Samaniego por sus valiosas enseñanzas recibidas durante el desarrollo de esta tesis.

Asimismo, agradezco sinceramente las valiosas críticas y recomendaciones que realizaron a la presente, el M. I. Carlos Gutiérrez, Ing. Emilio Nava, M. I. Marco Vázquez y al Dr. Francisco Chávez.

Un enorme reconocimiento por su colaboración a todos mis amigos y compañeros que forman parte del I. de I. Jorge Díaz de León, Vicente García Zuñiga, Francisco Javier Hernández, Reinaldo Castellano, Javier Urbieta.