



2 01181

UNIVERSIDAD NACIONAL AUTONOMA DE MEXICO
FACULTAD DE INGENIERIA
DIVISION DE ESTUDIOS DE POSGRADO

TESIS
Interpretación de los efectos del suelo en el valle
de México empleando la red acelerográfica
de alta densidad

PRESENTADA POR:

ALONSO / GOMEZ BERNAL

PARA OBTENER EL GRADO DE:
DOCTOR EN INGENIERIA
(ESTRUCTURAS)

DIRIGIDA POR: DR. RODOLFO SARAGONI

Ciudad Universitaria, Enero de 2002

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN



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.

CONTENIDO

	Página
RESUMEN	i
ABSTRACT	ii
RECONOCIMIENTOS	iii
CONTENIDO	iv
LISTA DE TABLAS	ix
LISTA DE FIGURAS	x
CAPITULO I. INTRODUCCIÓN	1
CAPITULO II. AMPLIFICACIONES LOCALES DE SUELOS	5
2.1 Introducción	5
2.2 Reseña sobre amplificaciones locales	6
2.3 Métodos analíticos	9
2.4 Observaciones y evidencias	12
2.4.1 Efecto de la topografía	12
2.4.2 Efecto de los estratos blandos	12
2.4.3 Efecto de la cuenca ó de la forma del valle	13
2.5 Clasificación General de Efectos de Sitio	13
2.6 Escenarios del movimiento del suelo	15
2.7 Efecto de ondas que se propagan en forma horizontal	16
2.8 Conclusiones	17
2.9 Referencias	17

CAPITULO III. ESTRATIGRAFÍA Y SUBSUELO DEL VALLE DE MÉXICO	20
3.1 Introducción.....	20
3.2 Geología del Valle de México.....	21
3.2.1 Perfil geológico.....	21
3.3 Estratigrafía.....	23
3.3.1 Depósitos volcánicos: Unidades volcánicas superior (UVS) e inferior (UVI).....	23
3.4 Formación lacustre de la ciudad.....	28
3.4.1 Depósitos superficiales compresibles (DS).....	28
3.4.2 Depósitos profundos (DP).....	33
3.5 Conclusiones.....	33
3.6 Referencias.....	34
CAPITULO IV. ANÁLISIS DEL TERREMOTO DEL 19 DE SEPTIEMBRE DE 1985 CON BASE EN INFORMACIÓN ACELEROGRÁFICA	36
4.1 Introducción.....	36
4.2 Registros acelerográficos.....	39
4.3 Características del movimiento en la Ciudad de México.....	41
4.3.1 Características espectrales (Espectros de frecuencias y de respuesta).....	43
4.4 Comparación entre las amplificaciones observadas y las calculadas.....	46
4.5 Análisis de desplazamientos.....	50
4.6 Conclusiones y recomendaciones.....	57
4.7 Referencias.....	58
CAPITULO V. ANÁLISIS ACELEROGRÁFICO DE SISMOS RECIENTES	60
5.1 Introducción.....	60
5.2 Red acelerográfica en el valle de México.....	61
5.3 Características relevantes del movimiento del suelo en la Ciudad de México durante sismos registrados por la red.....	63

5.3.1 Estudios realizados con datos de los temblores posteriores a 1985.....	63
5.4 El sismo de Ometepepec del 14 de Septiembre de 1995.....	67
5.4.1 Características del movimiento entre el epicentro y el valle de México.....	68
5.4.2 Movimiento del suelo en pozos.....	71
5.4.3 Análisis en el intervalo de frecuencias de 0.25 a 0.37 Hz.....	74
5.5 Características del movimiento durante sismos de gran magnitud.....	77
5.6 Comparación de amplificaciones observadas y calculadas según acelerogramas de pozo.....	81
5.7 Transferencia de energía de vibración a la dirección transversal.....	83
5.8 Conclusiones.....	86
5.9 Referencias.....	87

CAPITULO VI. EFECTOS LOCALES DEL SUELO OCASIONADOS POR ONDAS SUPERFICIALES 89

6.1 Introducción.....	89
6.2 Ondas superficiales.....	90
6.3 Ondas Rayleigh.....	92
6.3.1 Dispersión de ondas Rayleigh.....	96
6.3.2 Dispersión en un estrato sobre un semi-espacio elástico.....	96
6.3.3 Curvas de dispersión teóricas en estratos múltiples.....	99
6.4 Ondas Love.....	99
6.4.1 Dispersión de ondas Love.....	100
6.5 Modos superiores de ondas superficiales.....	102
6.5.1 Ondas Lg y ondas Rg.....	102
6.5.2 Ondas Stoneley.....	103
6.5.3 Ondas Sezawa.....	103
6.6 Funciones de Transferencia de ondas superficiales.....	104
6.7 Características de ondas Rayleigh en la Ciudad de México.....	105
6.7.1 Curvas de dispersión de ondas Rayleigh.....	105
6.7.2 Funciones de amplificación de ondas Rayleigh.....	112

6.8 El caso de Chilpancingo Guerrero.....	113
6.8.1 Curvas de dispersión en el valle de Chilpancingo.....	114
6.8.2 Amplificación de ondas superficiales.....	117
6.9 Conclusiones.....	121
6.10 Referencias.....	124

CAPITULO VII. INTERPRETACIÓN DEL MOVIMIENTO DEL SUELO EN EL VALLE DE MÉXICO A PARTIR DE UN MODELO DINÁMICO

ELÁSTICO 1D.....	126
-------------------------	------------

7.1 Implicaciones de las características del movimiento del suelo observadas en el Valle de México.....	126
7.2 Modos naturales de vibración horizontal.....	127
7.3 Modelo simplificado 1D representativo de la respuesta dinámica del suelo del Valle de México.....	128
7.4 Interpretación de las características de los espectros de respuesta del Valle de México como doble resonancia dinámica.....	140
7.4.1 Estación CDAO.....	140
7.4.2 Estación SCT.....	142
7.4.3 Estaciones en Tláhuac.....	144
7.4.4 Estación NZ31.....	146
7.4.5 Una fórmula para estimar el periodo fundamental T_{31} del sistema.....	148
7.4.6 Conformación de los espectros de respuesta.....	149
7.5 Espectros de respuesta para la Ciudad de México.....	151
7.6 Conclusiones.....	156

CAPITULO VIII. CONCLUSIONES.....	159
---	------------

APÉNDICE A. MÉTODO DE MASAS CONCENTRADAS DE ONDAS RAYLEIGH EN SISTEMAS ESTRATIFICADOS.....	164
---	------------

APÉNDICE B. CONTORNOS DE ESPECTROS DE RESPUESTA	170
APÉNDICE C. VIBRACIONES ENTRE DOS MODOS NORMALES DE DOS OSCILADORES IDÉNTICOS DÉBILMENTE ACOPLADOS	178

TABLAS

Tabla 4.1 Parámetros Relevantes de las Estaciones en el Valle de México Durante el Terremoto de Septiembre de 1985.....	43
Tabla 5.1 Aceleraciones (gales) registradas en la Ciudad de México durante sismos recientes.....	64
Tabla 5.2 Estaciones usadas en la estimación dela velocidad de fase.....	76
Tabla 5.3 Eventos de gran magnitud usados para el cálculo de los desplazamientos de la Figura 5.8.....	78
Tabla 5.4 Sismos usados en las funciones de transferencia de la Figura 5.10.....	81
Tabla 6.1 Porcentajes de amplitud a diferentes profundidades. U_0 y W_0 , son respectivamente los desplazamientos horizontal y vertical en la superficie.....	95
Tabla 6.2 Modelos representativos de los pozos profundos de la ciudad de México.....	106
Tabla 6.3 Periodos (U_T) para los 2 mínimos de los 6 modelos, estimados con las expresiones 6.12.....	108
Tabla 6.4 Modelos de velocidad de la corteza del valle de Chilpancingo.....	114
Tabla 7.1 Periodos naturales de vibración horizontal de los pozos estudiados.....	128
Tabla 7.2 Periodos Dominantes (en segundos) de Cuatro Sitios de la Ciudad.....	149

FIGURAS

Figura 2.1 Espectros de velocidad relativa, S_v , de pseudo-velocidad, R_s , de desplazamiento relativo, S_d , y de aceleración absoluta, S_a , de la componente N-S del registro de Alameda Central, del sismo del 11 de mayo de 1962, $\lambda=0.01$	8
Figura 2.2 Amplificaciones en un sitio de la Ciudad de México. (a) curvas de la relación entre espectros de velocidad de acelerogramas registrados en Nonoalco-Tlatelolco (NT) y la UNAM (UN). (b) Relación de amplificación teórica contra curva promedio.....	10
Figura 2.3 Espectros de respuesta normalizados (5% de amortiguamiento) para diferentes condiciones locales de sitio.....	14
Figura 2.4 Espectros de demanda (5% de amortiguamiento) para 3 diferentes clases de sitio según <i>Kircher, et al.</i> [1997].....	16
Figura 3.1 Pozo profundo en Texcoco que muestra la litología en una zona de la Cuenca de México [Según Resendiz et al, 1970].....	22
Figura 3.2 Columnas geológicas de los pozos profundos de la Ciudad de México basados en un estudio geofísico y geológico de PEMEX.....	24
Figura 3.3 Mapa geológico de la Ciudad de México modificado después de <i>Vázquez y</i>	26
Figura 3.4 Secciones geológicas esquemáticas del subsuelo de la Ciudad de México modificados después de <i>Pérez Cruz</i>	27
Figura 3.5 Zonificación estratigráfica de la Ciudad de México y parte del Valle.....	29
Figura 3.6 Curvas de los espesores de los depósitos Profundos, DP (derecha) y de los depósitos superficiales, DS (izquierda).....	30
Figura 3.7 Perfiles de la variación de la velocidad de onda de cortante en los sitios CDAO y SCT1 de la ciudad de México.....	31
Figura 3.8 Perfil de la variación de la velocidad de onda S en el sitio Tlahuac Bombas (TLHB), de la Ciudad de México.....	31
Figura 3.9 Perfil de la variación de la velocidad de onda S en el sitio Tláhuac Deportivo (TLHD), de la Ciudad de México.....	32
Figura 3.10 Perfiles de la variación de la velocidad de ondas P (<i>izquierda</i>) y S (<i>derecha</i>) en el sitio Tlacotal (TLA), de la Ciudad de México.....	32

Figura 4.1 Estaciones acelerográficas que registraron el terremoto del 19 de septiembre de 1985. Se muestran a la misma escala horizontal y vertical las componentes Este Oeste.....	40
Figura 4.2 Componentes horizontales, Este-Oeste, de los acelerogramas del terremoto del 19 de septiembre de 1985 en la Ciudad de México.....	42
Figura 4.3 Espectros de amplitud de Fourier de las estaciones de la Ciudad de México que registraron el terremoto del 19 de septiembre de 1985.....	44
Figura 4.4 Espectros de respuesta de aceleración para el 2% de amortiguamiento crítico, de las estaciones de la Ciudad de México.....	45
Figura 4.5 Relaciones espectrales de los acelerogramas en SCT y en CDAO con respecto a TACY del sismo de 1985, y funciones de transferencia calculadas.....	47
Figura 4.6 Influencia del amortiguamiento sobre los factores de amplificación.....	49
Figura 4.7 Desplazamientos verticales de todas las estaciones que registraron el sismo de 1985 en la Ciudad de México.....	51
Figura 4.8 Desplazamientos verticales y radiales en estaciones de terreno firme y de transición de la Ciudad de México, además de la estación Teacalco (TEAC).....	51
Figura 4.9 Desplazamientos en las estaciones de la Fig. 4.8. <i>Arriba</i>) con filtros pasabanda entre .065-.15 Hz. <i>Abajo</i>) Filtro pasabanda de 0.2 a 0.5 Hz.....	53
Figura 4.10 Desplazamiento verticales y radiales en las estaciones de la Ciudad de México y Teacalco.....	54
Figura 4.11 Contornos de espectros de desplazamientos en las estaciones de terreno firme CU01 y TACY que registraron el terremoto del 19 de septiembre de 1985.....	56
Figura 4.12 Contornos de espectros de desplazamientos en estaciones de la zona del Lago SCT1, CDAO y TLHB que registraron el terremoto del 19 de septiembre de 1985.....	56
Figura 5.1 Red acelerométrica en el Valle de México; se indica la ubicación de las estaciones que operaban en 1995 en campo libre y en pozo.....	62
Figura 5.2 Desplazamientos del suelo, durante el sismo del 25 de abril de 1989, en la componente vertical y en la radial de 7 estaciones, con un tiempo común.....	66
Figura 5.3 Sismogramas verticales (filtrados entre 0.09-0.13 Hz) en sitios localizados entre México D.F. y el epicentro del sismo de Ometepe de 1995.....	69
Figura 5.4 Estaciones analizadas, las flechas indican el sentido de la onda descrita y desplazamientos verticales calculados en el intervalo de frecuencia de 0.24 a 0.35.....	70

Figura 5.5 Desplazamientos del sismo del 14 de septiembre de 1995 en los 3 niveles de la estación de pozo RMC. Unidades en cm.....	72
Figura 5.6 Paquetes de ondas en bandas estrechas de frecuencia, obtenidos al filtrar la componente vertical a 102 m de profundidad en RMC.....	73
Figura 5.7 Desplazamientos radiales (<i>b</i>), verticales (<i>c</i>) y transversales (<i>d</i>) calculados a partir de acelerogramas de estaciones de terreno firme y de transición en México D F.....	75
Figura 5.8 Odogramas (radial-vertical) que muestran la trayectoria de la partícula en el intervalo 2.9-4.0 seg. Se ilustra en un esquema como es la longitud de onda.....	77
Figura 5.9 Desplazamientos en las componentes radial, vertical y transversal de 8 temblores de gran magnitud registrados en la ciudad de México.....	79
Figura 5.10 Desplazamientos del sismo del 9 de octubre de 1995 en los 3 niveles de la estación de pozo RMC.....	80
Figura 5.11 Comparación de los factores de amplificación observados y calculados en las estaciones de pozo ZAR (Zaragoza) y TLA (Tlacotal).....	82
Figura 5.12 Acelerograma del sismo de Manzanillo (09.10.95) registrado en el sitio CH84. Gran parte del movimiento intenso de la componente transversal señalado como B, sería energía transferida por la componente radial.....	84
Figura 5.13 Parte del acelerograma del sismo de Manzanillo registrado en el sitio CO56 de la colonia Roma. Se indican los batimientos en las componentes radiales.....	85
Figura 6.1 Ondas incidentes SV en una superficie libre generando una onda P evanescente que se propaga a lo largo de la frontera, así como una reflexión de fase SV.....	93
Figura 6.2 (<i>Arriba</i>) Gráfica de las ecuaciones 6.2 como función de la fase ($k_p x - \omega t$). (<i>Abajo</i>) comportamiento de una partícula individual como una función del tiempo.....	93
Figura 6.3 Amplitudes normalizadas de ondas Rayleigh contra la profundidad adimensional (z/L), para 6 diferentes valores de la relación de Poisson, ν	94
Figura 6.4 Curvas de dispersión de velocidad de fase (c) y de grupo (U) para el modo fundamental de Rayleigh. V_p y V_s son las velocidades de ondas P y S.....	98
Figura 6.5 Curvas de dispersión de velocidad de fase de ondas Love en 3 diferentes modelos con diferentes estratos cuyas características son similares a las del Valle de México.....	101
Figura 6.6 Curvas de velocidad de ondas Rayleigh en 6 modelos de la Ciudad de México. U_f y U_p son velocidades de grupo del modo fundamental y del primer modo.....	107

Figura 6.7 Configuraciones H (línea) y V (línea y punto) del modo fundamental de Rayleigh (<i>arriba</i>) y del primer modo (<i>abajo</i>) según el modelo ROM.....	110
Figura 6.8 Configuraciones H (línea) y V (línea y punto) del modo fundamental de Rayleigh (<i>arriba</i>) y del primer modo (<i>abajo</i>) según el modelo CDAO.....	111
Figura 6.9 <i>Arriba e izquierda:</i> relaciones de amplitud entre las componentes verticales y horizontales en la superficie del modelo ROM.....	113
Figura 6.10 Curvas de dispersión de ondas Rayleigh calculadas del modelo M1 de la corteza superficial de Chilpancingo.....	115
Figura 6.11 Curvas de dispersión de ondas Rayleigh del sismo de 1995 estimadas en RICC con base en un estudio multi-filtro.....	115
Figura 6.12 <i>Arriba:</i> Relaciones espectrales de amplitud del acelerograma en RICC con respecto al de CHIL, del sismo de 1995.....	118
Figura 6.13. <i>Izquierda:</i> Perfil de velocidades de ondas S según un estudio <i>Down-Hole</i> en Chilpancingo [GEOVISA S.A., 1998].....	119
Figura 6.14 Espectros de respuesta (5% de amort. crít.) normalizados con respecto a la aceleración máxima del suelo (AMS) en la estación RICC de Chilpancingo.....	120
Figura 7.1 Envoltentes de espectros de respuesta de amplitud máxima para un sistema de 2 masas con una relación de masas $m_2/m_1=0.01$	131
Figura 7.2 Envoltentes de espectros de respuesta de amplitud máxima para un sistema de 2 masas con una relación de masas $m_2/m_1=0.02$	131
Figura 7.3 Envoltentes de espectros de respuesta de amplitud máxima para un sistema de 2 masas con una relación de masas $m_2/m_1=0.05$	132
Figura 7.4 Envoltentes de espectros de respuesta de amplitud máxima para un sistema de 2 masas con una relación de masas $m_2/m_1=0.10$	132
Figura 7.5 Envoltentes de espectros de respuesta de amplitud máxima para un sistema de 2 masas con una relación de masas $m_2/m_1=0.20$	133
Figura 7.6 Envoltentes de espectros de respuesta de amplitud máxima para un sistema de 2 masas con una relación de masas $m_2/m_1=0.30$	133
Figura 7.7a Aceleraciones calculadas en el sistema de 2 masas, con valores muy bajos en la relación de masas m_2/m_1 (0.03 y 0.05).....	134
Figura 7.7b Aceleraciones calculadas en el sistema de 2 masas, con valores muy bajos en la relación de masas m_2/m_1 (0.03 y 0.05).....	135

Figura 7.8a Aceleraciones calculadas en el sistema de 2 masas, con valores altos en la relación de masas m_2/m_1 (0.15 y 0.3).....	136
Figura 7.8b Aceleraciones calculadas en el sistema de 2 masas, con valores altos en la relación de masas m_2/m_1 (0.15 y 0.3).....	137
Figura 7.8c Aceleraciones calculadas en el sistema de 2 masas, con valores altos en la relación de masas m_2/m_1 (0.15 y 0.3).....	138
Figura 7.8d Aceleraciones calculadas en el sistema de 2 masas, con valores altos en la relación de masas m_2/m_1 (0.15).....	139
Figura 7.9 Espectros de respuesta de aceleración absoluta (2%) de las componentes radial, transversal y vertical en CDAO de 8 eventos diferentes.....	141
Figura 7.10 Espectros de respuesta de aceleración absoluta (2%) de las componentes radial, transversal y vertical en SCT de 12 eventos diferentes.....	142
Figura 7.11 Espectros medios de respuesta de aceleración absoluta (2%) de la componente vertical en SCT y CDAO de los eventos de las Figs 7.9 y 7.10.....	143
Figura 7.12 Espectros de respuesta de aceleración absoluta (2%) de las componentes radial, transversal y vertical en TLHB y TH35 de 9 eventos diferentes.....	145
Figura 7.13 Espectros de respuesta de aceleración absoluta (2%) de la componente radial, transversal y vertical en NZ31 de 8 diferentes eventos.....	147
Figura 7.14 Espectros medios de amplitud de Fourier en NZ31 de todos los eventos con $M > 5$, se agruparon en 3 categorías de acuerdo a su intensidad.....	147
Figura 7.15a Representación esquemática de cómo sería la función de transferencia total: superposición de los modos del estrato superior con los modos de los estratos.....	150
Figura 7.15b Espectros esquemáticos que ilustran como se superponen y combinan los diferentes modos de los sistemas de suelo de la Ciudad de México ocasionando.....	150
Figura 7.16 Espectros sintéticos de aceleración calculados con la expresión 7.2 para el sismo de 1985 en SCT, se comparan con los espectros de los acelerogramas reales.....	152
Figura 7.17 Espectros sintéticos de aceleración calculados con la expresión 7.5 en CDAO, se comparan con los espectros de los acelerogramas reales de 1985.....	153
Figura 7.18 Espectros sintéticos de aceleración calculados con la expresión 7.5 en TLHB, se comparan con los espectros de los acelerogramas reales del sismo de 1985.....	154
Figura 7.19 Espectros sintéticos calculados con la expresión 7.5 en CH84, DX37 y NZ31, se comparan con los espectros de los acelerogramas reales.....	155

RESUMEN

El problema de la propagación de la energía sísmica de temblores lejanos, y sus efectos locales en el movimiento del suelo, no está resuelto completamente, existen avances significativos pero falta muchos detalles por definir. El objetivo de esta tesis es hacer una aportación al fenómeno de transmisión y amplificación de las ondas sísmicas de temblores de origen tectónico, y presentar una explicación de los efectos locales y de la respuesta del movimiento del suelo en el Valle de México a partir de un modelo simple, representativo de la estructura de suelo. Este modelo se propone después de una serie de observaciones y de análisis en el dominio de la frecuencia y del tiempo de los acelerogramas del 19 de septiembre de 1985 y de temblores recientes registrados en la red de la Ciudad de México; los resultados muestran que el campo de ondas incidente está dominado por ondas superficiales. Se hace una revisión de la amplificación de ondas de cortante. Las características de los modos normales de las ondas superficiales (Rayleigh y Love) se definieron a partir de curvas de dispersión obtenidas con modelos analíticos de acuerdo a los datos de pozos profundos de más de tres kilómetros. El modelo final considera que el problema de la amplificación dinámica de los movimientos sísmicos del suelo de la Ciudad de México tiene su origen en ondas superficiales de periodo largo, que guiadas a través de la corteza, desde la fuente, generan el movimiento más importante, al provocar una fuerte dispersión en un intervalo de periodos que coincide con el de vibración de los estratos blandos más superficiales, generándose un efecto birresonante de dos sistemas: el formado por los estratos profundos con formaciones volcánicas y el de las capas superficiales de depósitos arcillosos. El movimiento producido es de gran amplitud, muy prolongado y marcadamente armónico.

ABSTRACT

The nature of energy transmission between the source and the site, and how the ground surface motion is influenced by the soil that lie above the bedrock is an important but unfinished problem in earthquake engineering. The main objective of this thesis is to evaluate the strong ground motion response in México City in the light of recorded accelerograms at stations in the México City accelerograph array. Analyses of strong ground motion accelerograms from distant earthquakes, indicate that the incident motion is basically dominated by surface waves. The characteristics of surface waves is investigated, just as the fundamental role that these waves play in the soil amplification of layered system soils. Local amplification effects of surface and shear waves in Mexico City are revised. Theoretical dispersion curves of Rayleigh and Love waves from soil models, based on the deep borehole tests data of México City, were used to interpret the characteristics of the normal modes of the surface waves. A new approach is presented to explain the spectacular amplification and the great duration observed of the ground motion in México City. A double resonance model is established, in which the steady-state amplitude response of the alluvial deposits are enlarged significantly due to the dynamic characteristics of the soil system; which is formed by two basic vibrating soil deposit systems: superficial and deep deposits. Characteristics of calculated records are very similar in shape and duration to the accelerograms recorded during earthquakes of high magnitude. With this analysis it is possible to explain the magnitude of the great amplifications observed in Mexico City, and show their cause that had not been completely understood. The results indicate that is very important the inclusion of the deep deposits in the model in order to estimate correctly the global response of the valley. It should be mentioned that the deep deposits underlines the most of the uppermost superficial soft stratigraphy in the Lake Zone, and part of the hill zone in México City.

RECONOCIMIENTOS

El autor de esta tesis desea reconocer al Profesor Rodolfo Saragoni por su estímulo y por su valiosa guía durante el curso de esta investigación. Se agradece a los Profesores Ezio Faccioli, Mario Ordaz, Luis Esteva, Shri Krishna Singh y Sonia Ruiz, por los comentarios y por la revisión de esta tesis, y en especial al Profesor Gustavo Ayala por su apoyo permanente durante el proceso del programa doctoral. También se agradece el apoyo financiero otorgado por parte de la *Universidad Autónoma Metropolitana- Azcapotzalco*.

CAPITULO I

INTRODUCCIÓN

El terremoto de México de 1985 ha sido, en la época reciente, el de mayor magnitud que ha afectado seriamente a la Ciudad de México, conformada por una gran cantidad de edificios altos y modernos. Desde esa fecha y hasta el día de hoy se han hechos numerosos esfuerzos para tratar de explicar, primero, cómo se transmitió la gran cantidad de energía generada en la fuente el 19 de septiembre; y segundo, cómo afectó esa energía las estructuras de suelo conformadas por estratos blandos de materiales compresibles. Muchos logros se tienen en ambos temas, sin embargo debe reconocerse también, que son numerosos los detalles que hacen falta para poder explicar de una forma más precisa el mecanismo de transmisión de ondas y sus efectos locales. Uno de los aspectos que han impulsado fuertemente el estudio de estos fenómenos es, por una parte la capacidad para implementar modelos matemáticos, y por otra, el creciente incremento en la instalación de acelerógrafos para registrar el movimiento intenso del terreno tanto en campo libre como en pozos en diferentes puntos de la ciudad.

La literatura sobre el temblor de septiembre de 1985 es abundante, es amplio el número de reseñas sobre los daños que causó este evento en las estructuras y la relación de la respuesta de éstas con el tipo de suelo; varios trabajos intentaron reproducir el nivel de las amplificaciones del movimiento de suelo detectadas en los pocos, pero importantes, aparatos acelerográficos instalados en esa ocasión, los resultados que arrojaron los modelos matemáticos basados en teorías clásicas de propagación no fueron suficientes para explicar cercanamente los movimientos observados, más aún, se encontraron discrepancias muy fuertes; tampoco se logró dar una explicación clara sobre el movimiento tan prolongado al que se sometió a gran parte de las construcciones de la ciudad, tampoco fueron adecuados los modelos matemáticos para reproducir la gran duración, aunque algunos años después se

aceptó que en realidad el movimiento tan prolongado estaba relacionado con el arribo desde la fuente y con el proceso de transmisión. Con los registros de los últimos años se ha evidenciado aún más la diferencia en la respuesta del movimiento del suelo en los diversos sectores de la zona del Lago, por otra parte ha crecido el desarrollo urbano en sitios como Tláhuac donde se han observado duraciones prolongadas, lo que en un futuro, para un evento de características similares al de 1985, puede provocar en ciertas construcciones una respuesta demasiado prolongada, acompañada de comportamientos inelásticos prolongados, inconvenientes en la respuesta.

El objetivo fundamental de este trabajo es hacer una contribución a la comprensión del mecanismo de transmisión y amplificación de las ondas sísmicas de temblores generados en la zona de subducción del Pacífico mexicano, y presentar una posible explicación de los efectos locales y de la respuesta del movimiento del suelo en la cuenca del Valle de México a partir de un modelo simple, representativo de la estructura de suelo. Este modelo se propone después de varios análisis y observaciones de una serie de acelerogramas que permiten hacer una interpretación del movimiento del suelo, entre éstos registros están los del 19 de septiembre de 1985 y un gran número de acelerogramas de temblores de varias magnitudes registrados en la densa red de la Ciudad de México incrementada considerablemente después de 1985.

1.1 CONTENIDO

En el Capítulo II se hace una breve reseña de los efectos locales del suelo, con la finalidad de mostrar un panorama general del problema, sin profundizar en los detalles de los métodos que se usan de manera más común.

En el Capítulo III se hace una descripción de las propiedades de los diferentes estratos del subsuelo con base en los estudios geofísicos y geológicos realizados a gran profundidad en la cuenca del Valle de México. Además se muestran algunos perfiles de la velocidad de propagación de ondas de cuerpo y sus propiedades dinámicas. Esto, con la finalidad de usar modelos adecuado en el estudio de la amplificación del movimiento del

suelo y así poder relacionar la estratigrafía con el análisis de los acelerogramas registrados en la Ciudad de México, aquí se definen los diferentes modelos analíticos del subsuelo usados en este trabajo.

En el Capítulo IV se estudian simultáneamente en todas las estaciones los registros del terremoto del 19 de septiembre de 1985. Se analizan las características espectrales de los diferentes acelerogramas y se comparan con los desplazamientos en el tiempo y en diferentes intervalos de frecuencias ó ventanas, para poder establecer el tipo de ondas incidentes y las características del movimiento del suelo, identificando el tipo de ondas y la variación del movimiento sísmico dentro del valle. También se analizan las características de amplificación entre suelo firme y terreno aluvial, para enfatizar la discrepancia entre las amplificaciones observadas y las calculadas.

En el capítulo V se hace una revisión de algunos estudios relevantes realizados con registros de aceleración obtenidos en la densa red acelerográfica de la Ciudad de México, sobre todo después de 1985. El objetivo fundamental es corroborar las conclusiones del capítulo IV, sobre el terremoto de 1985. Se incluyen análisis de desplazamientos de los 7 eventos más intensos que han generado registros de aceleración. Y se analizan también algunos registros en pozos, sobre todo del sismo de septiembre 14 de 1995, para corroborar los resultados sobre las funciones de amplificación establecidos en el Capítulo IV.

En el capítulo VI se hace una descripción de las propiedades de propagación de ondas superficiales (Love, Rayleigh, y modos superiores). Se analizan modelos para estimar las características de propagación de ondas superficiales; estos modelos se definen a partir de la estratigrafía descrita en el Capítulo III, con base en estudios de pozos profundos. Se presentan resultados de curvas de dispersión de velocidad de fase y de grupo de 6 modelos, así, como los modos de las ondas Rayleigh para el modo fundamental y para el primer modo superior, esto con la finalidad de detectar los periodos en los cuales se concentra la mayor energía de ondas superficiales. Se incluyen resultados de la Ciudad de Chilpancingo Guerrero con la finalidad de enfatizar la diferencia entre la propagación de ondas de cuerpo y ondas superficiales.

En el Capítulo VII, a partir de los resultados de los Capítulos anteriores, se hace una interpretación del movimiento del terreno, a través de un modelo elástico unidimensional que representa adecuadamente los sistemas de suelo básicos; por una parte está el efecto de los estratos superficiales blandos, cuya respuesta es conocida en los periodos que define la teoría de vibraciones sobre vigas de cortante. Y por otra parte está el efecto de la respuesta de los estratos más profundos, cuyo efecto no se ha tomado en cuenta de una manera adecuada, ó simplemente no se ha considerado. La combinación de estos dos factores conduce a una respuesta dinámica de doble resonancia (ó birresonante), que provoca una gran amplificación y es responsable de la gran duración del movimiento en el valle. Esto se logra demostrar con un modelo de dos grados de libertad que incluye a ambos sistemas de suelo. Se presenta además una expresión para estimar espectros de respuesta en la Ciudad de México, que se basa en eventos con las magnitudes más grandes y se compara con los espectros observados.

Finalmente, se resumen en el Capítulo VIII las conclusiones más importantes de este trabajo.

CAPITULO II

AMPLIFICACIONES LOCALES DE SUELOS

2.1 INTRODUCCION

La predicción de las características del movimiento del suelo durante sismos intensos en un sitio específico ha sido siempre uno de los problemas más importantes de la ingeniería sísmica. A raíz de observaciones y de estudios con registros instrumentales de una gran cantidad de sismos ocurridos en las últimas décadas en diferentes partes del mundo, se ha podido establecer que las características del movimiento del suelo, plasmado en las amplitudes y en el contenido de frecuencias de los acelerogramas de un terremoto, son función de una serie de factores, tales como la topografía cercana al sitio, de las condiciones locales del suelo, de la geología local, de las características de transmisión y propagación del movimiento sísmico, de la magnitud, de la distancia epicentral, de la profundidad hipocentral y del mecanismo en la fuente. Así, el movimiento del suelo en función de la frecuencia, $S(w)$, se ha expresado por la siguiente ecuación:

$$S(w) = [MF(w) \cdot TP(w)] \cdot CL(w) \quad (2.1)$$

Donde $MF(w)$ representa el espectro del mecanismo focal, $TP(w)$ la función de transmisión y propagación, y $CL(w)$ el efecto de las condiciones locales del suelo. Siempre ha existido la inquietud por distinguir cuándo son significativos las condiciones locales del suelo, CL , y cuándo influyen más otros factores (los términos del primer paréntesis).

Sin embargo, para fines de diseño sísmico, se ha puesto especial atención en determinar la variación de las formas espectrales y la amplificación local a partir solo de las condiciones locales del sitio, argumentándose que ésta tiene una influencia determinante, o bien porque se ignora la influencia de algunas variables. Por esta razón se han propuesto una serie de métodos analíticos para modelar los efectos de la geología local y proponer parámetros de diseño. La mayoría de éstos procedimientos se basan en la suposición de propagación vertical de ondas de cortante, sin embargo éstos métodos parecen simplificar demasiado la situación que se presenta durante un temblor; así por ejemplo, no se hace distinción en el carácter del campo incidente cuando el epicentro se localiza a una distancia lo suficientemente grande para que los estratos respondan básicamente a ondas superficiales que viajan de forma horizontal.

La naturaleza de los efectos locales puede estimarse de diferentes maneras, una de éstas consiste en proponer modelos del suelo y por medio de análisis teóricos determinar parámetros de amplificación; también se pueden hacer comparaciones entre mediciones registradas en puntos con diferentes condiciones; ó bien la estimación de amplificación puede basarse en las mediciones simultáneas en la superficie y en algún punto dentro del subsuelo.

2.2 RESEÑA SOBRE AMPLIFICACIONES LOCALES.

Es bien sabido que las estructuras construidas sobre terreno firme son menos vulnerables ante un movimiento del suelo que aquellas desplantadas sobre terreno aluvial. La influencia de la geología local y de las condiciones del suelo sobre el movimiento del terreno se estableció desde hace muchos años a raíz de sismos destructivos, como lo describen los trabajos de *Wood* [1908] y *Reid* [1910] sobre el sismo de San Francisco de 1906. Ellos observaron que las intensidades del temblor estuvieron relacionadas con el tipo de suelo y con la geología local.

El efecto de los depósitos superficiales blandos sobre el movimiento del suelo se detectó en Japón en 1930 con los trabajos pioneros de *Sezawa* [1930]. Posteriormente

Takahashi e Hirano [1941] obtuvieron la función de transferencia entre dos sitios a partir de sismogramas de un mismo sismo, estableciendo la fórmula clásica para el factor de amplificación de desplazamientos superficiales debido a ondas SH con incidencia normal. Algunos años después *Kanai* [1952] y *Takahasi* [1955] propusieron por vez primera un procedimiento simple para el análisis de sistemas estratificados horizontalmente con propagación vertical de ondas de cortante.

En California, *Gutenberg* [1956] al investigar sismogramas de aparatos ubicados en sitios relativamente cercanos encontró factores de amplificación dependientes del suelo, a pesar de que aceptó que los efectos de la geología local representan un problema complejo debido a que los estratos superficiales no son ni linealmente homogéneos ni limitados por planos horizontales. Sin embargo, *Hudson y Housner* [1958] al estudiar el contenido de frecuencias de 5 acelerogramas del sismo de San Francisco de 1957, de los cuales uno se registró en roca y los otros cuatro en terreno aluvial con menos de 100 metros de espesor, observaron diferencias en el contenido de frecuencia no sólo entre el registro de roca y los de terreno blando, sino también entre los registros de terreno aluvial.

Se ha reconocido que las condiciones locales no son siempre el factor más importante que afecta los registros sísmicos. Según *Faccioli y Resendiz* [1976] esto sucede cuando se trata de movimientos fuertes a distancias de la fuente relativamente cortas y bajo un comportamiento estable del suelo, lo ilustran con dos casos. El primero basado en los trabajos de *Gutenberg* [(1957)] y *Hudson* [1972], quienes calcularon amplificaciones de terreno aluvial con respecto a terreno firme, el primer autor utilizó sismos de baja intensidad registrados en Pasadena, mientras que *Hudson* trabajó con el sismo de San Fernando de febrero de 1971 (distancia epicentral de 34 km). Encuentran que la diferencia de amplificaciones se debe a la diferencia de intensidad, y a un fuerte efecto de la geología superficial tridimensional. El segundo caso muestra el efecto del mecanismo de la fuente, está basado en el trabajo de *Udwadia y Trifunac* [1973], los cuales estudiaron los acelerogramas de El Centro California (el valle Imperial de sedimentos consolidados) registrados entre 1934 y 1968; son 50 acelerogramas que se ordenaron en grupos según su epicentro. Los autores no identifican un *peak* definido que se atribuya a la respuesta de

sitio, y concluyeron que las formas espectrales quedaron determinadas por el mecanismo en la fuente.

Por otro lado *Crouse* [1973] al analizar en detalle los acelerogramas del sismo de San Fernando, California de 1971, registrados en trece edificios cerca de Los Angeles (seis de ellos separados tres millas del resto del grupo), encontró una diferencia en la respuesta de éstos sitios y descartó que la causa fuera la interacción suelo-estructura ó las condiciones locales del suelo.

Sin embargo, *Faccioli y Resendiz* [1976] proponen que las condiciones locales pueden ser dominantes si se trata de movimientos de baja magnitud, distancias epicentrales grandes y estratigrafías caracterizadas por un alto contraste en la impedancia sísmica, e ilustran este aspecto con los casos de la Ciudad de México y de Caracas.

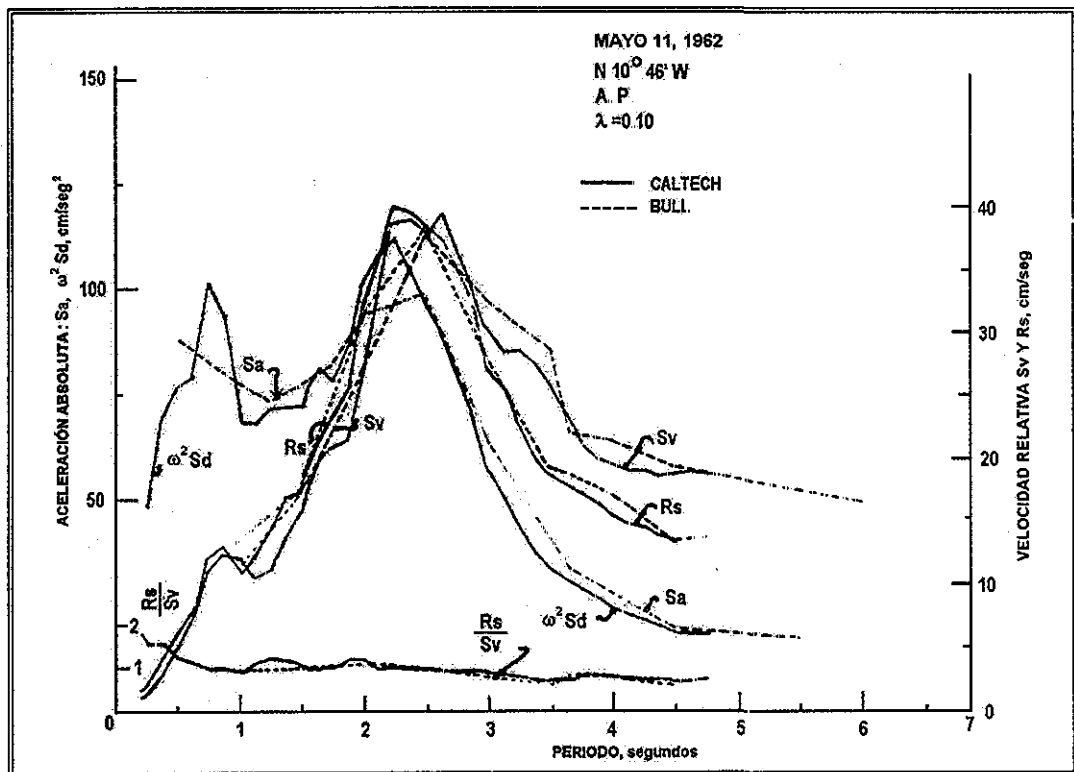


Figura 2.1 Espectros de velocidad relativa, S_v , de pseudo-velocidad, R_s , de desplazamiento relativo, S_d , y de aceleración absoluta, S_a , de la componente N-S del registro de Alameda Central, del sismo del 11 de mayo de 1962, $\lambda=0.01$, figura tomada de *Zeevaert* [1964].

El sismo de 1957 en la Ciudad de México ocasionó daños graves a estructuras desplantadas sobre estratos compresibles [Rosenblueth, 1960], la distribución de los daños más severo se concentró en edificios de 14 niveles con periodos de vibrar relativamente altos. Cuando Zeevaert [1964] analizó los primeros acelerogramas registrados en la Alameda Central de la Ciudad de México de dos sismos ocurridos en mayo de 1962, observó un periodo dominante de 2.5 segundos (Figura 2.1); desde entonces, muchos autores han sostenido que este periodo de los acelerogramas, está estrechamente relacionada con la frecuencia de las ondas que son filtradas por los suelos, que puede ser estimado al usar el modelo unidimensional de propagación de ondas S. Se pueden consultar por ejemplo los trabajos de Herrera *et al.* [1965], ó de Faccioli y Resendiz [1976]; de éstos últimos autores, se presenta la Figura 2.2, que muestra la amplificación en un sitio de terreno blando de la Ciudad de México de 3 sismos moderados.

Algo similar sucedió durante el temblor de Caracas Venezuela de 1967, aunque no se obtuvieron registros, el periodo fundamental de los edificios dañados y colapsados coincidió con el periodo del suelo, al igual que en la Ciudad de México en 1957, lo que hizo suponer a Seed *et al.* [1972] que el uso del modelo unidimensional es razonable si se comparan los resultados que predice éste análisis con lo observado.

2.3 MÉTODOS ANALÍTICOS

Los métodos en ingeniería usados en el análisis de la respuesta del suelo suponen como bases teóricas: 1) que el movimiento que se desarrolla cerca de la superficie de un depósito de suelo se debe solo a propagación vertical de ondas S, 2) la superficie del suelo y las interfases entre los estratos del depósito son esencialmente horizontales, y 3) el material en cada estrato es homogéneo, y linealmente elástico o viscoelástico, aunque el comportamiento no-lineal puede ser aproximado por métodos lineales equivalentes. Los métodos analíticos se dividen en continuos o discretos. Los primeros se basan en la solución directa de la ecuación diferencial de onda, mientras que los segundos se basan en la formulación de elementos finitos [Dezfulian y Seed, 1970; Schnabel *et al.*, 1972; Idriss *et al.*, 1973], ó bien suponen masas concentradas discretas [Chen *et al.* 1984].

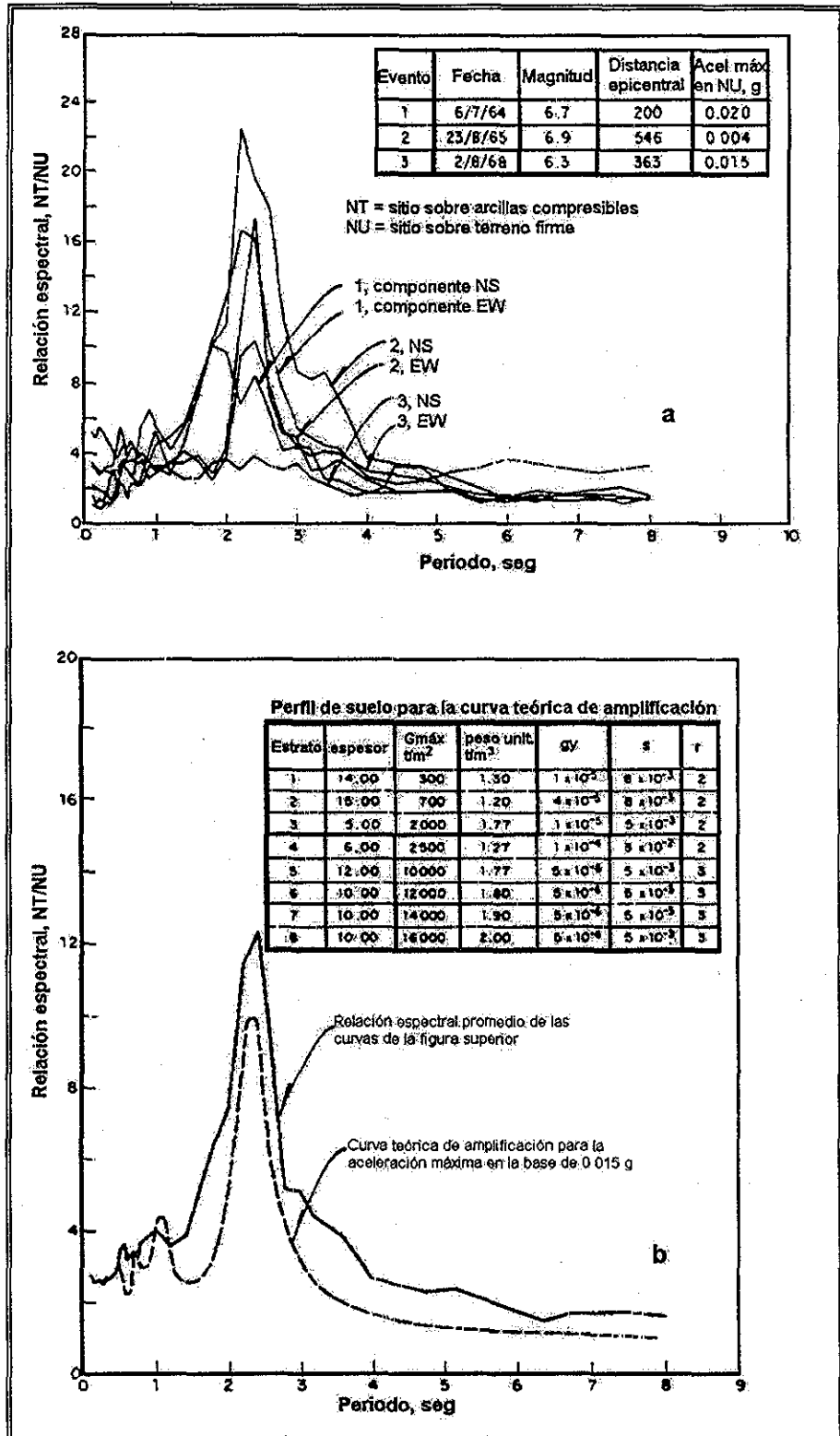


Figura 2.2 Amplificaciones en un sitio de la Ciudad de México. (a) curvas de la relación entre espectros de velocidad de acelerogramas registrados en Nonoalco-Tlatelolco (NT) y la UNAM (UN). (b) Relación de amplificación teórica contra curva promedio. Figura tomada de Faccioli y Resendiz [1976].

Los fundamentos teóricos de los métodos unidimensionales usados para sistemas estratificados horizontales sujetos a ondas de cortante que se propagan verticalmente, son ampliamente presentados en la literatura [*Newmark y Rosenblueth, 1978; Schnabel et al, 1972*]. Esta teoría supone que se presenta la resonancia de un estrato de suelo durante un sismo, cuando el periodo del depósito se iguala, o bien se acerca, a los periodos fundamentales de la onda incidente, cuando esto sucede las amplificaciones del movimiento del suelo se incrementan sustancialmente. Este periodo del suelo de un sitio en particular, no es constante para todos los sismos, sino que puede cambiar con la excitación debido a un comportamiento no-lineal del módulo del suelo, como consecuencia de un aumento en la deformación. Sin embargo, se ha considerado que se mantiene dentro de un intervalo de valores fijos puesto que las variaciones no son tan grandes.

La teoría unidimensional de una capa de suelo fue extendida a varias capas empleando el método de Haskell-Thomson, introduciendo el amortiguamiento por radiación, no considerado inicialmente en los modelos basados en la viga de cortante.

Se han propuesto otros modelos analíticos de propagación (en dos dimensiones), donde los depósitos locales no son grandes estratos horizontales y se considera al suelo como un material perfectamente elástico, estos modelos son representados por valles aluviales de forma semicircular y semi-elíptica con ondas planas SH incidentes [*Trifunac, 1971; Wong y Trifunac, 1974*], se obtiene el campo de desplazamientos total como una función del ángulo de incidencia y de la posición.

Aki y Larner [1970] desarrollaron un método en dos dimensiones para estructuras de depósitos con interfase irregular, contenidos en un espacio seminfinito y sometidas a ondas de cuerpo incidentes, en estos modelos también la excitación es debida a ondas con ángulos de incidencia arbitrarios. Posteriormente *Bard y Bouchon [1980]* investigaron los modos superficiales generados por conversión de ondas de cuerpo en las fronteras del depósito.

Cuando se usa el método del elemento finito la respuesta del sistema continuo se describe por medio de la respuesta de los puntos nodales. De esta manera pueden tenerse en cuenta las pendientes y las irregularidades del suelo en modelos 2D ó 3D.

2.4 OBSERVACIONES Y EVIDENCIAS

2.4.1 Efecto de la topografía

En los últimos 20 años se ha realizado una cantidad importante de investigaciones que intentan comparar lo observado con la teoría [Aki, 1988]. Así, cuando se ha estudiado el efecto de la topografía sobre el movimiento del suelo, algunos autores han encontrado ciertas coincidencias entre resultados teóricos y modelos experimentales, sin embargo, no pueden explicar las grandes amplificaciones que se presentan en los bordes del campo. Al respecto *Bard y Tucker* [1985] y *Geli et al.* [1988], sugieren que esto se debe a una combinación de una topografía elevada muy accidentada, con bajas velocidades en sus partes altas.

El efecto de la topografía ha sido investigado en gran medida. *Aki* [1988] ha propuesto soluciones exactas para propagación de ondas SH en irregularidades simples. También se han considerado otras geometrías más complejas con diferentes tipos incidentes de ondas [*Faccioli*, 1991; *Sánchez-Sesma*, 1990; *Geli et al.*, 1988]. Durante varios temblores en Japón [*Jibson*, 1987] se han detectado amplificaciones hasta de 2.5 veces en la cima de cerros, en relación a la base.

2.4.2 Efecto de los estratos blandos

Cuando se trata de comparar los resultados teóricos con lo observado en el caso de estratos superficiales blandos o en depósitos superficiales, la situación es más complicada, porque además de conocer la velocidad y la densidad del subsuelo, se requiere la observación simultánea del movimiento en la superficie y un punto de referencia en roca ya sea bajo el estrato o en la superficie. Por ejemplo *Kinoshita et al.* [1986] usaron pozos hasta 3 km de profundidad en Tokio, para estudiar el movimiento a diferentes profundidades, al comparar las ordenadas espectrales de sus resultados se observa cierta coincidencia pero solo en algunos intervalos de frecuencias

Las evidencias de la importancia de las condiciones locales, detectadas al comparar movimientos medidos en diferentes sitios, se ha mostrado durante varios temblores. Uno de los casos más importantes lo representa el terremoto de septiembre de 1985 en la Ciudad de México, como se discute en detalle en el Capítulo III. También el temblor de Loma Prieta de 1989 en el área de la bahía de San Francisco, mostró la importancia de la amplificación del movimiento del suelo [Kramer, 1996]; en dos estaciones localizadas a la misma distancia del epicentro la amplitud y el contenido de frecuencia fue muy diferente, una de ellas sobre roca (Yerba buena) y la otra sobre terreno blando (Treasure Island), lo que demuestra la influencia de las condiciones locales sobre los espectros de respuesta.

2.4.3 Efecto de cuenca o de la forma del valle

Se ha planteado que en los depósitos de valles aluviales pueden quedar atrapadas ondas de cuerpo y provocar conversión a ondas superficiales que modifiquen el movimiento amplificándolo y alargándolo, efecto que no es posible modelar en sistemas 1D, sobre todos en los bordes de los valles, donde se han medido movimientos muy diferentes que en el centro del valle. *Bard y Gariel* [1986] mostraron que en el centro de los valles los modelos 1D ó 2D dan resultados similares para la amplificación, no así en los bordes. Sin embargo, cuando se pretendió mostrar el movimiento observado en el valle de México, estos métodos quedaron bastante cortos al tratar de reproducir el movimiento real.

2.5 CLASIFICACION GENERAL DE EFECTOS DE SITIO

Con el fin de predecir el movimiento del suelo para fines de diseño se han propuesto factores de amplificación determinados empíricamente, siguiendo una clasificación convencional entre suelo y roca. *Aki* [1988] al revisar los factores propuestos por varios autores, concluye que tal clasificación no es efectiva para caracterizar los efectos de sitio sobre todo en el intervalo de altas frecuencias.

Aunque las formas de los espectros de respuesta para el diseño de plantas nucleares propuesto por *Newmark et al.* [1973] eran independientes del suelo, ellos notaron la necesidad de modificarlos para periodos mayores de 0.50 seg.

Los espectros de respuesta con dependencia del tipo de suelo se obtuvieron en Japón por *Hayashi et al.* [1971] y por *Kuribayashi et al.* [1972], mientras que en los Estados Unidos de Norteamérica fueron publicados entre otros, por *Seed et al.* [1976], *Mohraz* [1976] y *Trifunac et al.* [1976].

Se utilizaron diferentes técnicas por los diferentes autores para estimar el efecto del sitio. *Seed et al.* [(1976)] estudiaron 104 acelerogramas que fueron clasificados en 4 grupos según el tipo de suelo. Los espectros de respuesta resultantes de cada grupo fueron promediados (Figura 2.3), estos resultados son similares a los presentados por *Hayashi et al.* [1971] quienes usaron acelerogramas de sismos de muy baja intensidad.

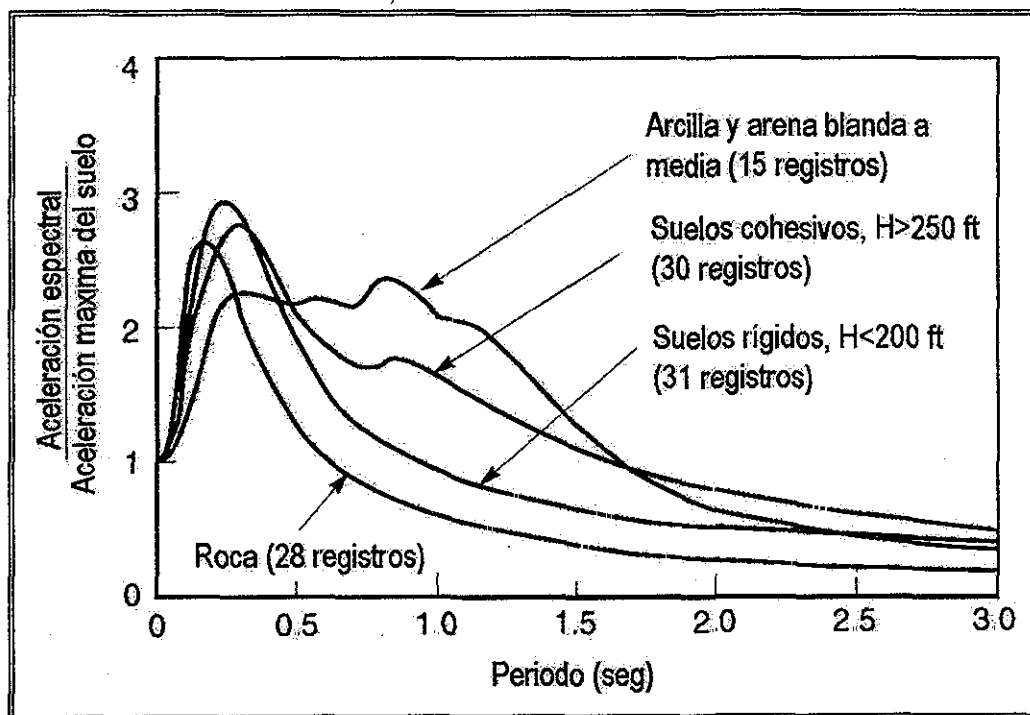


Figura 2.3. Espectros de respuesta normalizados (5% de amortiguamiento) para diferentes condiciones locales de sitio según *Seed et al.* [1976].

Todos estos autores muestran resultados consistentes entre sí. Encuentran que el suelo tiene factores de amplificación mayores que los de roca en periodos largos y que la tendencia se revierte en periodos bajos.

Estos resultados han influenciado de manera significativa a los códigos de diseño antisísmico que consideran los efectos del suelo en los espectros de diseño. Sin embargo debe aclararse, que ninguno de los estudios en que se basan estas propuestas utilizaron acelerogramas de temblores de gran magnitud.

2.6 ESCENARIOS DEL MOVIMIENTO DEL SUELO

Algunas metodologías recientes desarrolladas para la estimación de la vulnerabilidad sísmica, y de las pérdidas en general durante temblores, requieren de la definición de parámetros cuantitativos del movimiento del suelo (espectros de respuesta ó aceleraciones máximas del terreno), a diferencia de algunas técnicas tradicionales que se basan en la Intensidad de Mercalli Modificada. Estos métodos recientes utilizan como una componente importante mapas locales de riesgo con la finalidad de predecir daños durante temblores.

En estos métodos se caracteriza la respuesta del suelo a partir de curvas espectrales estándar en roca, en terreno firme y en terreno blando, como ejemplo en la Figura 2.4 se muestran espectros de demanda según *Kircher, et al.* [1997], donde S_s se define con el 5% de la aceleración espectral en 0.3 seg, la región de la velocidad espectral, S_1 , tiene aceleración espectral proporcional a $1/T$ y se fija en 1.0 seg; la amplificación del movimiento del suelo se toma en cuenta con los factores F_A y F_V , que dependen de la geología del sitio. En algunos estudios las predicciones al aplicar éstas técnicas han mostrado buenos resultados con los daños observados, como lo muestran estudios sobre el temblor de Northridge de 1994 [*Kircher, et al.*, 1997; *Olshansky*, 1977], en donde las pérdidas económicas directas en casas familiares típicas están de acuerdo con los daños del sismo. Otro estudio basado en esta técnica [*Faccioli, et al.*, 1999], definió escenarios de daño para la ciudad de Catania.

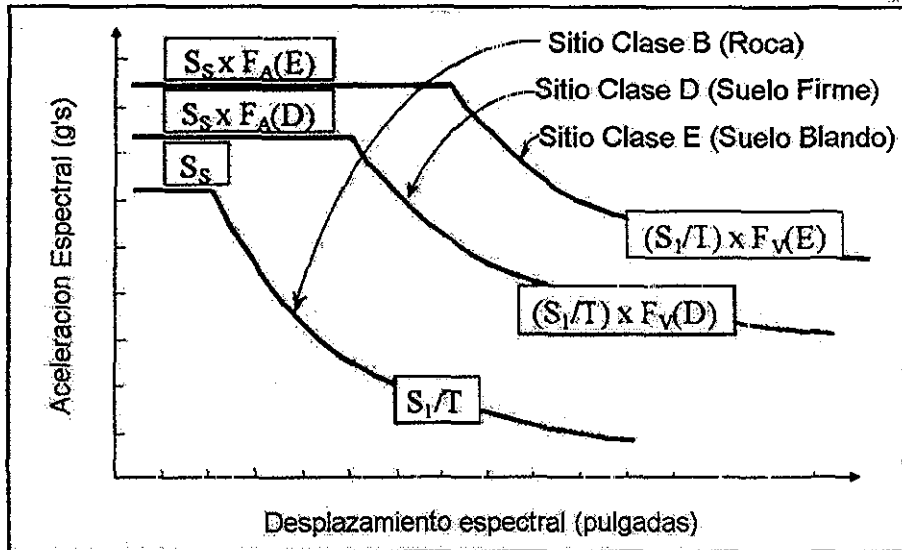


Figura 2.4. Espectros de demanda (5% de amortiguamiento) para 3 diferentes clases de sitio según Kircher, et al. [1997].

2.7 EFECTO DE ONDAS QUE SE PROPAGAN DE FORMA HORIZONTAL

Los estudios sobre el movimiento del suelo dentro de la Ingeniería Sísmica se concentraron durante mucho tiempo en el problema de las ondas de cuerpo, hasta que algunos investigadores [Trifunac, 1971b; Hanks, 1975; Toki, 1977] argumentaron sobre la contribución de las ondas superficiales. Boore [1977] mostró que durante el terremoto de San Francisco de 1906, las ondas superficiales dominaron el desplazamiento del suelo. Swanger y Boore [1978] encontraron buena correlación en el intervalo de 0.1–1.0 Hz, entre registros observados y sintéticos del sismo de El Centro de 1968. Como estas evidencias se limitaron a frecuencias menores de 2.0 Hz, muy por debajo del intervalo de interés ingenieril de muchos sitios como California, no se le dio importancia. Sin embargo en el caso de la Ciudad de México sí es de vital importancia el efecto de estas ondas, porque los periodos de los depósitos de suelo se concentran dentro de los rangos de ondas superficiales de sismos de magnitud considerable originados a grandes distancias. En el Capítulo VI se discute ampliamente este tema.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

2.8 CONCLUSIONES

La influencia de las condiciones locales del suelo sobre las formas espectrales es importante, sin embargo existe evidencia de que pueden existir además otros factores de la misma relevancia, como el predominio fuerte del mecanismo del terremoto y la forma en que viajan las ondas desde la fuente, como ha sido señalado por varios autores, para sismos cercanos. Sin duda este efecto se extiende cuando se trata de sismos registrados a grandes distancias, sobre todo si son de magnitud considerable, como es caso de la Ciudad de México. Condición que es estudiada en detalle en este trabajo empleando información acelerográfica de varios temblores registrados en la densa red del Valle de México.

2.9 REFERENCIAS

- Aki, K. and K. L. Larner, (1970). Surface motion of a Layered medium having and irregular interface due to incident plane SH waves. *J Geophys. Res.*, 75: 933-954.
- Aki, K., (1988). Local site effects on strong ground motion. *Earthquake Engineering and Soil Dynamics II. Recent advances in ground motion evaluation*. Edited by J. L. Von Thun ASCE.
- Bard, P. Y. and M. Bouchon, (1980). The seismic response of sediment filled valleys Part 2. The case of incident P and SV waves. *Bulletin of the Seismological Society of America*. vol 70, pp 1921-1941.
- Bard, P. Y. and B. E. Tucker, (1985). Ridge and tunnel effects: comparing observations with theory, *Bull Seis Soc Am.* 75, 905-922.
- Bard, P. Y. and J.C. Gariel (1986) The seismic response of two dimensional sedimentary deposits with large vertical velocity gradients, *Bull Seism. Soc. Am.* Vol 76, pp 343-356.
- Boore, D. M. (1977). The motion of the ground during earthquakes, *Scientific American*, vol. 237, no 6, pp 68-78.
- Chen, J-C., J. Lysmer and B. Seed (1981). "Analysis of local variations in free field seismic ground motion." *Report No UBC/EERC-81/03*. Berkeley, Cal.
- Clough, R W. and J. Penzien, (1993). Dynamics of structures. *McGraw-Hill*.
- Crouse, C.B. (1973). Engineering Studies of the San Fernando Earthquake, *Report No EERL 73-04, Earthquake Engineering Research Laboratory, California Institute of Technology, Pasadena March 1973*.
- Dezfulian, H. and Seed, H. B., (1970). Seismic Response of soil deposits underlain by sloping rock boundaries. *Proc. ASCE*, 96 (SM6): 1893-1916.
- Faccioli, E. and D. Resendiz (1976) Soils Dynamics: Behavior Including Liquefaction, *In Seismic Risk and Engineering Decisions*, editors: C. Lomnitz and E. Rosenblueth, Elsevier, Amsterdam. pp 71-140.
- Faccioli, E., A. Tagliani and R. Paolucci, (1989). Effects of wave propagation in random earth media on the seismic radiation spectrum. *Structural Dynamics and Soil structure interaction*, edited by Cakmac and Herrera, Computation Mech. Pub. Southampton, 61-75.

- Faccioli, E. (1991). Seismic amplification in the presence of geological and topographic irregularities, proceedings, 2nd *International Conference on Recent Advances in Geotechnical Earthquake Engineering and Soil Dynamics*, St. Louis, Missouri, vol. 2, pp 1779-1797.
- Faccioli, E., V. Pessina, G. Calvi and B. Borsi (1999). A study on damage scenarios for residential buildings in Catania city, *Journal in Seismology*, vol 3, N 3, 327-343.
- Geli, L., P.Y. Bard and B. Jullien. (1988). The effect of topography on earthquake ground motion: A review and new results. *Bull. Seis. Soc. Am.* 78,1, 42-63.
- Gutenberg, B. (1956). Effects of ground on Earthquake Motion *Transacions of American Geophysical Union*, vol 37 No. 6, 1956, pp 757-760.
- Gutenberg, B. (1957). Effects of ground on Earthquake Motion". *Bulletin of the Seimological Society of America*, vol 47: pp. 221-250.
- Hanks, T. C. (1975) "Strong ground motion following the San Fernando, California earthquake: Ground displacements," *Bull. Seis. Soc. Am.* Vol 65, pp. 193-225.
- Hayashi, S., H. Tsuchida, and E. Kurata. (1971). Average response spectra for various subsoil conditions, *Third Joint Meeting, US-Japan Panel on Wind and Seismic effects*, UJNR, Tokyo, May 10-12.
- Herrera, I. and E. Rosenblueth, (1965). Response Spectra on Stratified Soil, *Proc of the Third World Conference on Earthquake Engineering*. New Zeland, 1965 vol I pp I.44-I.60.
- Housner, G. W. (1947). Characteristics of strong-motion earthquakes. *Bull. Seis. Am.* vol 37, no 1, pp 19-31
- Huang, M. (1983). Investigation of local geology effects on strong earthquake ground motions. *Report No. EERL 83-03, Earthquake Engineering Research Laboratory, California Institute of Technology*, Pasadena July, 1983.
- Hudson, D. E. and G. W. Housner, (1958). An analysis of strong motion accelerometer data from the San Francisco earthquake of march 22, 1957 *Bulletin of the Seismological Society of America*, vol 48. july 1958, pp. 253-268.
- Hudson, D. E. (1972). Local distribution of strong earthquake ground motions. *Bull. Seismol Soc. Am.*, 62:1765-1786.
- Idriss, I. M., Lysmer, J., Hwang, R., and Seed, H. B., (1973). Quad-4, A Computer program for evaluating the seismic response of soil structures by variable damping finite element procedures. *Rep 73-16, Earthquake Eng Res, Center, Univ California*, Berkeley, Cal.
- Jibson, R. (1987) "Summary of research on the effects of topographic amplification of earthquake shaking on slope stability," *open file Report 87-268*, U. S. Geological Survey, Menlo Park Cal
- Kanai, K. (1952). Relations between the Nature of Surface Layer and the Amplitudes of Earthquake Motions, Part I to IV, *Bulletin of Earthquake Research Institute*, Tokyo University
- Kawase, H. and K. Aki. (1989). A study on the response of a soft basin for incident S, P and Rayleigh waves with special reference to the long duration observed in Mexico City. *Bull. Seis. Soc. Am.*
- Kircher, C. A., A. A. Nassar, O. Kutsu, and W. T. Holmes (1997). "Development of buildings damage functions for earthquake loss estimation, *Earthquake Spectra*, 13, 663-682.
- Kinoshita, S., I. Mikoshiba, and T. Hoshino. (1986). Estimation of the average amplification characteristics of a sedimentary layer for short period S-waves, *Zisin J. Seis. Soc. Jap.*
- Kramer, S. L. (1996). Geotechnical Earthquake Engineering. *Prentice Hall International Series in Civil Engineering and Engineering Mechanics*.
- Kuribayashi, E., T. Iwasaki, Y. Iida and K. Tuji. (1972) Effects of Seismic and subsoil conditions on earthquake response, *Proc. Int. Conf on Microzonation*, 499-512.
- Mohraz, B. A. (1976) A study of earthquake response spectra for different geological conditions, *Bull. Seis. Soc. Am.* Vol 66, pp 915-935.
- Newmark, N. M., J. A. Blume, and K. Kapur, (1973). Design response spectra for nuclear power plants, paper presented at *the Structural Engineers ASCE Conference*, San Francisco Cal.

- Newmark, N., Rosenblueth, E. (1978). Fundamentos de Ingeniería Sísmica. Editorial Diana, 2da edición. México.
- Olshansky R. B. (1997). The role of earthquake hazard maps in loss estimation: a study of the Northridge earthquake, *Earthquake Spectra*, 13, 721-737.
- Reid, H. F. (1910). The California earthquake of April 18, 1906", Publication 87, vol. 21, *Carneige Institute of Washington*, Washington D.C.
- Rosenblueth, E. (1960). Earthquake of 28th July, 1957 in México City, *Proc. 2nd World Conference on Earthquake Engineering*, Japan 1960, 1, 359-379.
- Sanchez-Sesma, F. J. (1990). Elementary solutions for response for a wedge-shaped medium to incident SH and SV waves *Bull. Seism. Soc. Am.* Vol. 80 pp. 737-742.
- Schnabel, B., J. Lysmer, and H.B. Seed, (1972). SHAKE, a computer program for earthquake response analysis of horizontally layered sites. *Report No. EERC 72-12*. Berkeley Cal.
- Seed, H. B., R. V. Whitman, H. Dezfulian, R. Dobry, and I. M. Idriss, (1972). Soil Conditions and Building Damage in 1967 Caracas Earthquake *Jnl. Soil Mechanics and Foundations Division, ASCE 98, No. SM8*, ago 1972 787-806.
- Seed, H. B., C. Ugas, and J. Lysmer. (1976). Site-dependent spectra for earthquake-resistant design, *Bull. Seis. Soc. Am.*, vol 66, pp 221-243.
- Seed, H.B., M.P. Romo, J.I. Sun, A. Jaime, and J. Lysmer. (1988). The México earthquake of September 19, 1985. Relationships between soil conditions and earthquake ground motions. *Earthquake Spectra*, vol 4 num 4, 687-729.
- Sezawa, K. (1930) Possibility of the free oscillations of the surface-layer excited by the seismic waves. *Bull. Earthquake Res. Inst.*, Univ. of Tokyo 8, 1-11.
- Swanger, H. J. and D. M. Boore (1978) Simulation of strong motion displacements using surface wave model superposition, *Bull. Seis. Soc. Am.* Vol 68, 4, pp 247-263.
- Takahasi, R., and K. Hirano (1941). Seismic Vibration of soft ground, *Bull. Earth, Res. Inst.*, Tokyo University, 19, pp 534-543.
- Takahasi, R. (1955). A short note on a Graphical Solution of the Spectral Response of the Ground. *Bull. of Earth Res. Inst.* Tokyo University, vol 33, pp 259-264.
- Trifunac, M. D., (1971). Surface motion of a semi-cylindrical alluvial valley for incident plane SH waves. *Bulletin of the Seismological Society of America*. vol 61 pp1755-1770.
- Trifunac, M. D., (1971b). Response envelope spectrum and interpretation of strong earthquake ground motion. *Bulletin of the Seismological Society of America*. vol 61 pp 343-356.
- Trifunac, M. D. (1976). Preliminary analysis of the peaks of strong earthquake ground motion dependence of peaks on earthquake magnitude, epicentral distance and recording site conditions, *Bull. Seis. Soc. Am.* 66, 189-219.
- Toki, K. (1977) Desintegration of accelerograms into surface and body waves, proc 6th World Conference on Earthquake Engineering, vol 2, pp 209-214, New Delhi, India.
- Udwadia, F. E., and Trifunac, M. D., (1973). Comparison of earthquakes and microtremor ground motions in El Centro, California, *Bull. Seis. Soc. Am.*, 63: 1227-1253.
- Wong, H. L. and M. D. Trifunac, (1974). Surface motion of a semielliptical alluvial valley for incident plane SH waves. *Bulletin Seimological Society of America*, vol 64, pp 1389-1408.
- Wood, H. O. (1908). Distribution of apparent intensity in San Francisco, in the California Earthquake of April 18, 1906. *Report of the State Earthquake Investigation Commision, Carneige Institute of Washington*, Washington D.C., vol 1, pp 220-245.
- Zeeveart, L. (1964). Strong Ground Motions Recorded during Earthquakes of May the 11th and 19th, 1962 in México City. *Bulletin of the Seismological Society of America*, vol 54 No. 1 Feb 1964 pp 209-231.

CAPITULO III

ESTRATIGRAFIA Y SUBSUELO DEL VALLE DE MEXICO

3.1 INTRODUCCIÓN.

La Ciudad de México asentada sobre depósitos de suelo arcilloso muy blandos y altamente compresibles, cuya superficie era el fondo de antiguos lagos, ha sido habitada desde hace más de 25 mil años. Una serie de acontecimientos históricos generó que la ciudad creciera en los últimos años hasta llegar a ser uno de los núcleos más poblados del planeta. Estos dos factores han generado una serie de problemas de toda índole.

A los severos problemas que representa cimentar edificaciones sobre los suelos del valle de México, se debe agregar el efecto de la respuesta dinámica de los estratos del subsuelo ante fenómenos telúricos. Este comportamiento del subsuelo produce una amplificación muy fuerte en el movimiento de la superficie, como quedó de manifiesto durante el terremoto del 19 de septiembre de 1985, originado en las costas de Michoacán. Este temblor provocó en la capital del país (a más de 400 kilómetros del epicentro) un violento movimiento del suelo que generó un gran número de colapsos y daños graves en construcciones de diversas características, en especial en edificios con periodos fundamentales de vibración de 2 a 3 segundos, cercanos a los periodos del subsuelo más superficial del centro de la ciudad.

Para poder hacer una buena interpretación del movimiento del suelo durante movimientos fuertes no basta solo con conocer aproximadamente la composición del suelo más superficial a unos cuantos metros de profundidad, sino que es necesario entender y estimar la estructura y la estratigrafía del subsuelo en los primeros kilómetros. Por esta

razón, en este capítulo se describe brevemente la composición estratigráfica del subsuelo en el Valle de México y se describen también de manera resumida las propiedades dinámicas de los suelos con base en la investigación bibliográfica realizada; finalmente se proponen los modelos que serán usados en los capítulos posteriores.

3.2 GELOGÍA DEL VALLE DE MEXICO.

La llamada Cuenca de México que contiene a la zona metropolitana de la capital, es una cuenca cerrada hacia la que fluyen varios ríos y arroyos, estas corrientes originaron en el pasado una serie de lagos de los cuales solo subsisten algunas partes de ellos como en Texcoco, Xochimilco y Zumpango.

3.2.1 Perfil Geológico

Un análisis de la geología superficial indica que las zonas más bajas están cubiertas por depósitos aluviales y lacustres del cuaternario [*Marsal y Graue, 1969*]. Posiblemente a la misma época corresponde la serie volcánica basáltica de Chimalhuacán, Cerro Gordo, Cerro de la Estrella y Chiconautla, así como la sierra de Chichinautzin que cerró el valle al sur de la Ciudad. Las brechas y tobas de la formación Tarango y la lava andesítica del Iztacihatl y el Ajusco pertenecen al terciario superior. Es posible que calizas del cretácico superior formen el fondo de la cuenca, esto si se toman en cuenta los afloramientos en Apasco al norte y en Cuautla y Cuernavaca al sur.

Según *Marsal y Graue* [1969] la litología de la cuenca de México está constituida por una sucesión de depósitos volcánicos, formados desde el oligoceno hasta el reciente. Estos depósitos volcánicos que conforman el subsuelo del valle se han clasificado en diferentes grupos, así *Moser y Montiel* [1989] los adscribe al Terciario Medio, al Plioceno y al Pleistoceno de acuerdo al orden de aparición estratigráfico y al grado de erosión sufrida.

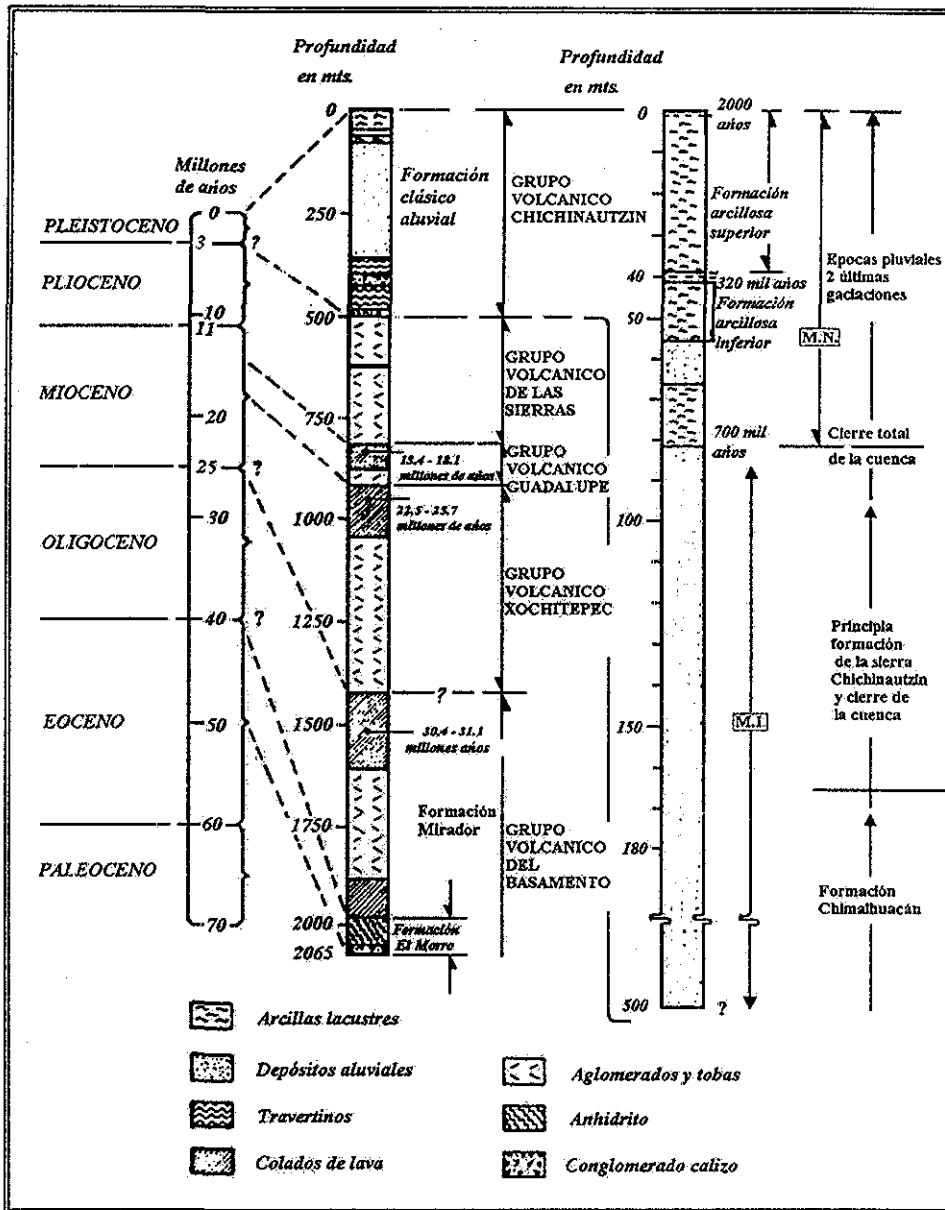


Figura 3.1 Pozo profundo en Texcoco que muestra la litología en una zona de la Cuenca de México [Según Reséndiz et al, 1970].

El perfil estratigráfico del lago de Texcoco se pudo conocer a raíz del estudio del pozo profundo realizado en esa zona [Marsal y Graue, 1969; Reséndiz et al, 1970]. Como muestra la Figura 3.1 la composición del subsuelo en esa zona consiste de capas de arcillas, limos y arenas (0-80 m), enseguida, de 80 a 500 metros por capas de arcilla de consistencia media a dura, posteriormente entre 500 y 1980 m existen capas de tobas, rocas ígneas, brechas y conglomerados, a continuación, de 1980 a 2095 m anhidritas arcillosas y margas

TESIS CON FALLA DE ORIGEN

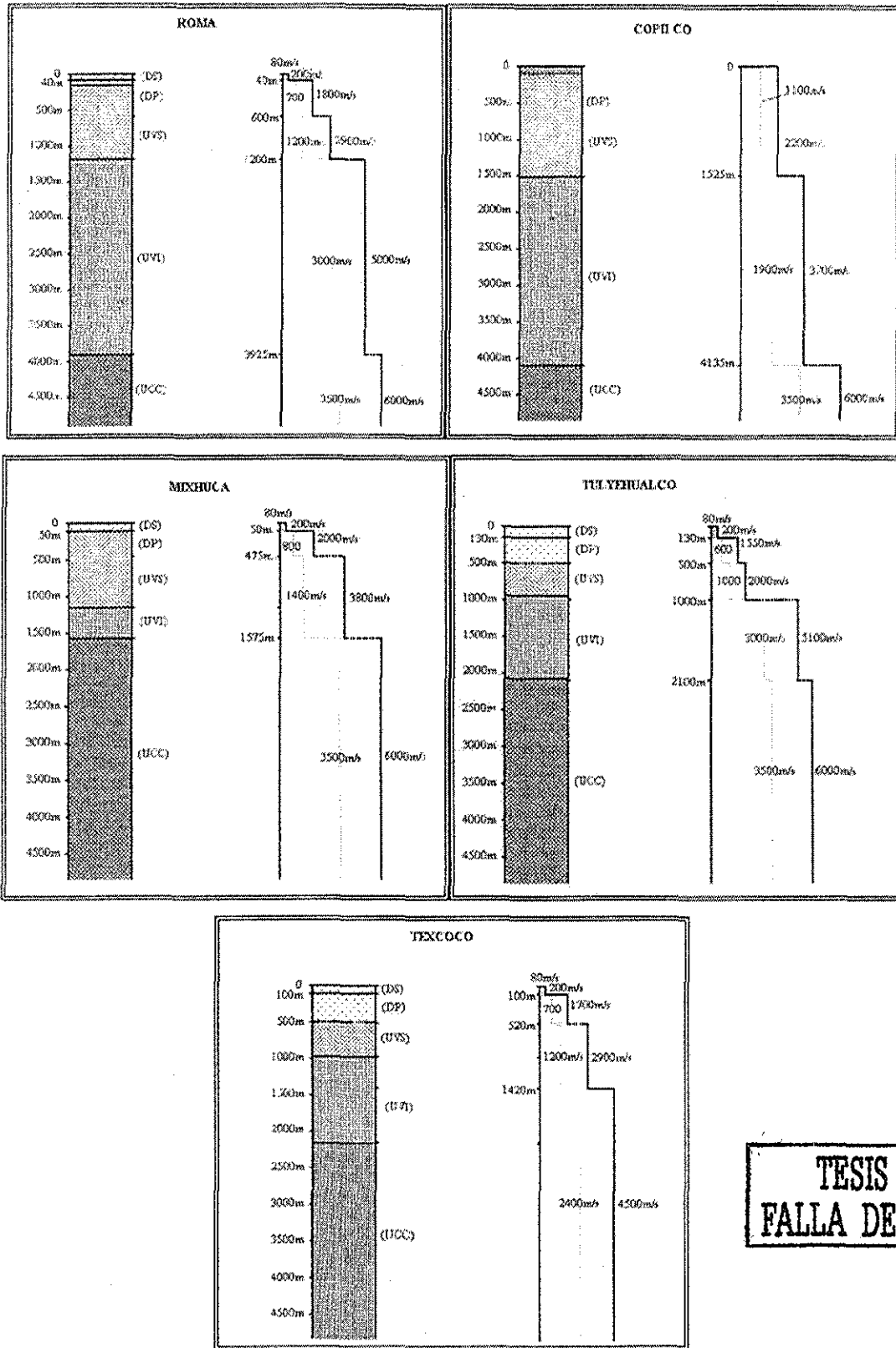
3.3 ESTRATIGRAFIA

Son pocos los estudios geofísicos sobre el subsuelo de la Ciudad de México, entre los más destacados se encuentran los trabajos de *Marsal y Mazari* [1969], y los del Proyecto Texcoco [SHCP, 1969]. Los resultados del estudio gravimétrico de *Marsal y Mazari* mostraron la existencia de anomalías, las cuales indican las variaciones laterales notables en la densidad de los materiales del subsuelo. Los mínimos gravimétricos siguen la tendencia actual de los depósitos lacustres en las regiones de Chalco-Xochimilco, Texcoco-Iztapalapa, El Caracol, Ecatepec, Santa Lucía y Cuautitlán. Mientras que los máximos gravimétricos siguen la tendencia de los máximos positivos actuales del Cerro de la Estrella, Sierra de Santa Catarina, Cerro de Chiconautla y Sierra de Guadalupe. Otros resultados notables que arrojó ese estudio, son la prolongación del máximo de la Sierra de Guadalupe hacia el aeropuerto y la variación decreciente de los valores de gravedad hacia el poniente de la ciudad.

Por otro lado los estudios del Proyecto Texcoco revelaron que en esta zona, dentro de los primeros 1500 metros de profundidad existen cuatro capas de depósitos de arcilla lacustre, depósitos arcillo arenosos, tobas con horizontes de arena y con rocas, los cuales tienen velocidades compresionales que varían entre 600 y 2900 m/seg. Después de éstas capas existen rocas ígneas muy compactas con 4500 m/seg de velocidad.

3.3.1 Depósitos volcánicos: Unidades volcánicas superior (UVS) e inferior (UVI).

Entre 1986 y 1987 se llevaron a cabo estudios de reflexión así como la perforación de cuatro pozos de sondeo estratigráfico en la ciudad de México [PEMEX, 1987]. Uno de los objetivos de este estudio fue determinar el relieve de las rocas calcáreas del Cretácico que son el basamento de los diferentes sistemas de materiales producto de la actividad volcánica del pasado (unidades volcánicas), los que a su vez subyacen a los sedimentos lacustres.



TESIS CON FALLA DE ORIGEN

Figura 3.2 Columnas geológicas de los pozos profundos de la Ciudad de México basados en un estudio geofísico y geológico de PEMEX [Pérez Cruz, 1988]. Se incluyen los perfiles de velocidad aproximada de propagación: en líneas oscuras de ondas P y en líneas claras de ondas S.

Las columnas geológicas de los pozos Copilco-1 (2258 m), Tulyehualco-1 (3000 m), Mixhuca-1 (2452 m), Roma-1 (3200 m) y Texcoco (2065) se muestran en la Figura 3.2. En estas columnas geológicas se identifican 5 diferentes secuencias:

- a) Unidad de Calizas del Cretácico (**UCC**).
- b) Unidad Volcánica Inferior (**UVI**), el material dominante de estos depósitos son capas de tobas y basaltos, de basaltos y brechas y de tobas. Esta estructura es más gruesa en los pozos Copilco y Roma que en los otros tres.
- c) Unidad Volcánica Superior (**UVS**), son estratos formados principalmente por gruesas capas de tobas arcillosas, tobas, conglomerados tobáceos, arcillas tobáceas y arcillas arenosas, intercalados por capas menos gruesas de basaltos y brechas.
- d) Depósitos profundos (**DP**), representan materiales constituidos por arcillas, arenas, areniscas, calizas lacustres y tobas arcillosas.
- e) Depósitos superficiales (**DS**), los depósitos arcillosos blandos, están ausentes en el pozo Copilco.

Al lado de cada columna de la Figura 3.2 se describe la variación aproximada de la velocidad de ondas de cuerpo (línea oscura, de ondas P y línea clara de ondas S), la variación de las ondas S se estimó a partir de los valores compresionales y de considerar valores típicos de la relación de Poisson. Como se puede observar la unidad volcánica superior (UVS) y depósitos profundos (DP) tienen valores promedios aproximados de 1000 a 1400 m/seg en todos los pozos a excepción de Copilco, mientras que las rocas calcáreas del basamento (UCC) y la unidad volcánica inferior (UVI) tienen velocidades de más de 3000 m/seg; esto representa un contraste fuerte en la rigidez de estas rocas con el resto de las rocas de las unidades volcánicas del subsuelo del valle. Este contraste se presenta en estos pozos a una profundidad entre 1000 y 1500 metros. Así en Mixhuca y Tulyehualco es aproximadamente a 1000 metros y en Copilco, Roma y Texcoco a 1500 metros.

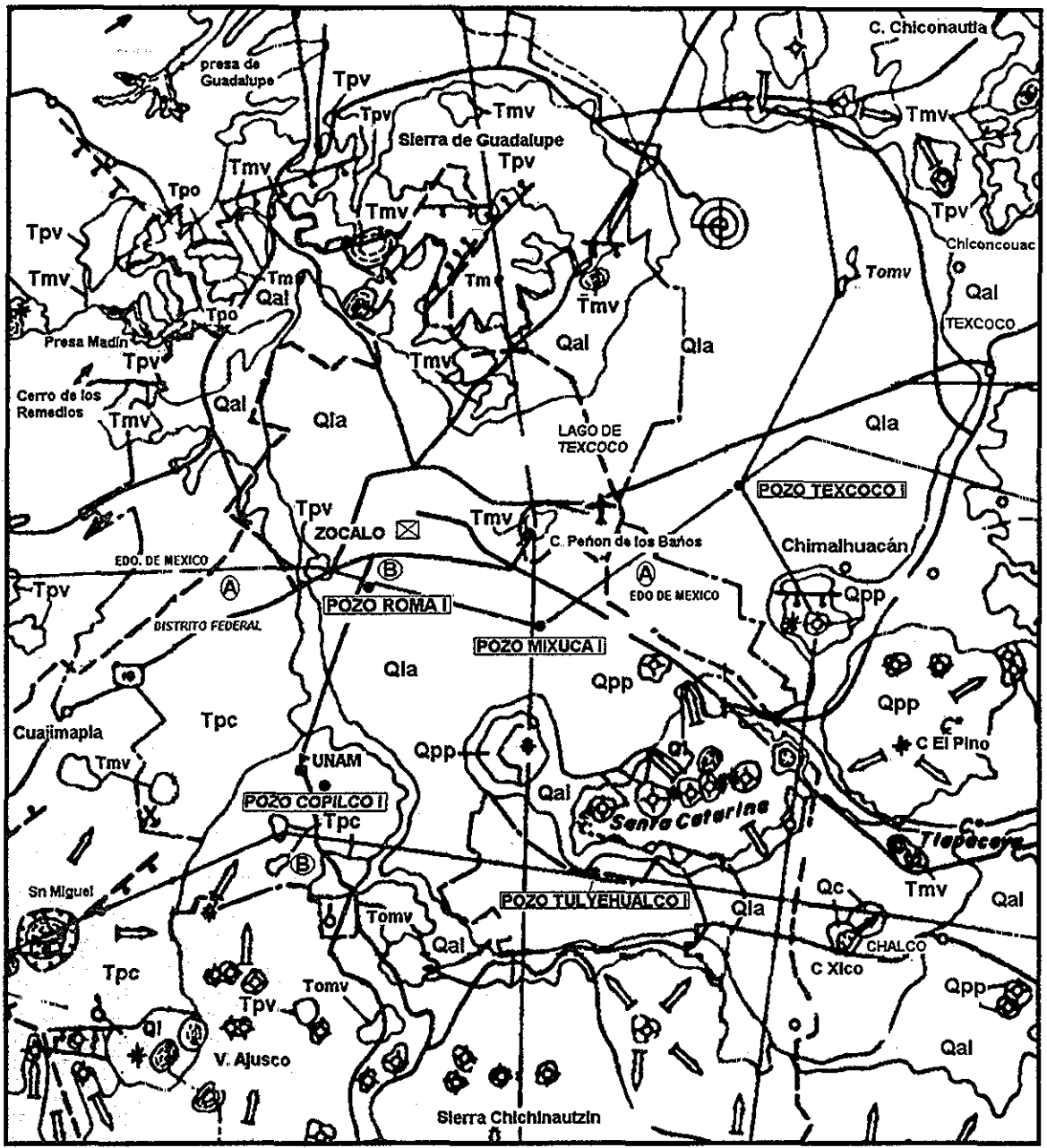


Figura 3.3 Mapa geológico de la Ciudad de México modificado después de Vázquez y Jaimés [1989]. Se muestra la localización de los pozos Roma-1, Cópilco-I, Tulyehualco-I, Texcoco-I y Mixhuca-1. Los cortes A-A y B-B se muestran en la Figura 3.4.

TESIS CON FALLA DE ORIGEN

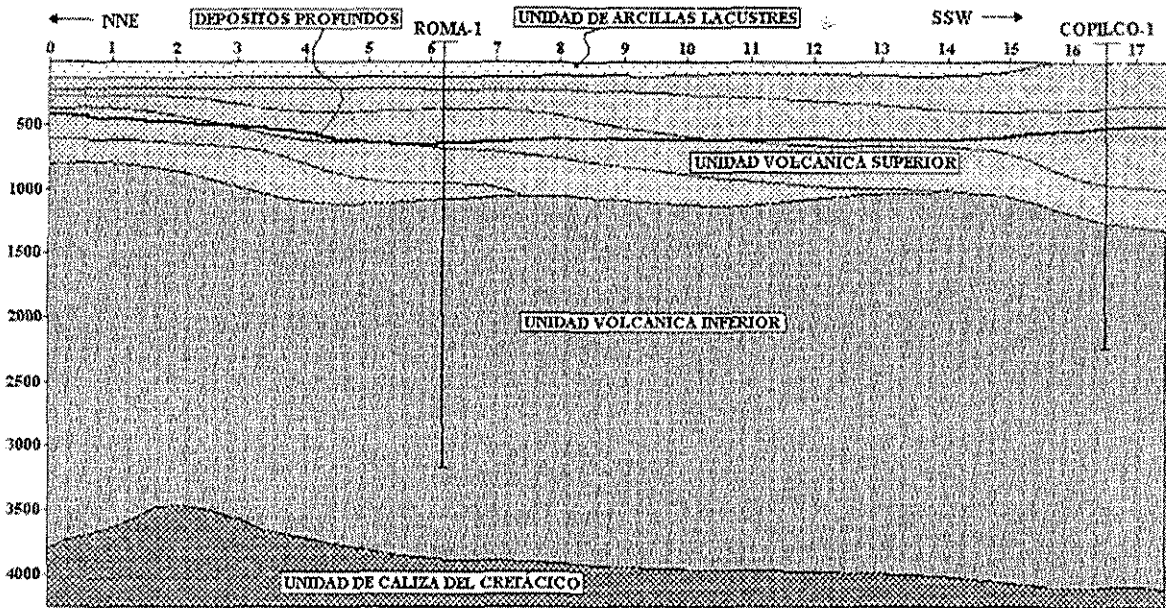
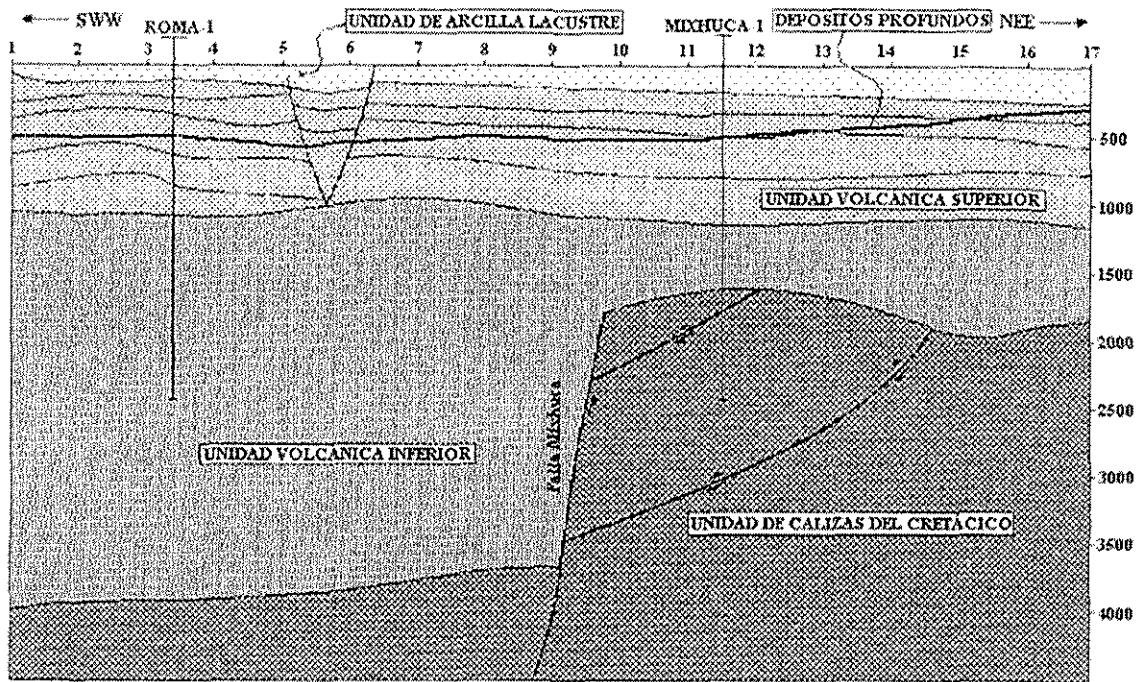


Figura 3.4 Secciones geológicas esquemáticas del subsuelo de la Ciudad de México modificados después de Pérez Cruz [1988]. *Arriba*, entre los pozos Roma-1 y Mixhuca-1. *Abajo* a lo largo del eje Lázaro Cardenas.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

La cima del basamento se alcanzó a una profundidad de 1575 m en Mixhuca-1, y a 2100 en Tulyehualco-1, sin embargo en los pozos Roma-1 y Copilco-1, perforados a 3200 m y 2258 m respectivamente, no se alcanzó esta secuencia de rocas. La diferencia de profundidad, de más de 1600 metros, de la cima de las calizas entre Roma-1 y Mixhuca-1, sugiere a *Pérez Cruz* [1988] 3 posibilidades: 1) la cima forma una superficie inclinada de al menos 15° al poniente; 2) la cima es afectada por una serie de fallas de gravedad y dan lugar a bloques escalonados y; 3) la cima está afectada por una sola falla de gravedad de gran salto. Según este autor, los resultados gravimétricos respaldan la tercera posibilidad. De acuerdo a esta suposición y a los resultados de reflexión, la Figura 3.4 ilustra como sería la configuración del basamento de calizas. Lo que supone una división muy clara entre el oriente y el poniente a partir de la falla "Mixhuca" [*Pérez Cruz*, 1988].

3.4 FORMACIÓN LACUSTRE DE LA CIUDAD

3.4.1 Depósitos superficiales compresibles (DS).

Desde el punto de vista geotécnico la estratigrafía de la capa más superficial del valle de México fue dividida en tres regiones por *Marsal y Mazari* [1969], la primera conocida como la *Zona del Lago* cuya extensión abarca parte de lo que era el lago de Texcoco y el lago de Chalco (Figura 3.5), consiste de arcillas y limos altamente compresibles que alcanzan espesores de 80 metros ó más. Al sur, la *Zona de Terreno Firme* está formada de suelos bien compactos que se formaron fuera del ambiente lacustre con altos contenidos de grava, y en el sur, por depósitos de flujo de lava de aproximadamente 20 m de profundidad. Finalmente la llamada *Zona de Transición* está formada de arenas aluviales y de arenas con arcillas. El espesor de los depósitos superficiales compresibles (DS) que cubren el valle de México (Zonas del Lago y de Transición) es variable con la distancia, por ejemplo en el Lago de Texcoco, se incrementa gradualmente del oeste al este de la ciudad, desde 0 metros en Chapultepec hasta 100 metros ó más en Nezahualcoyotl (Figura 3.6).

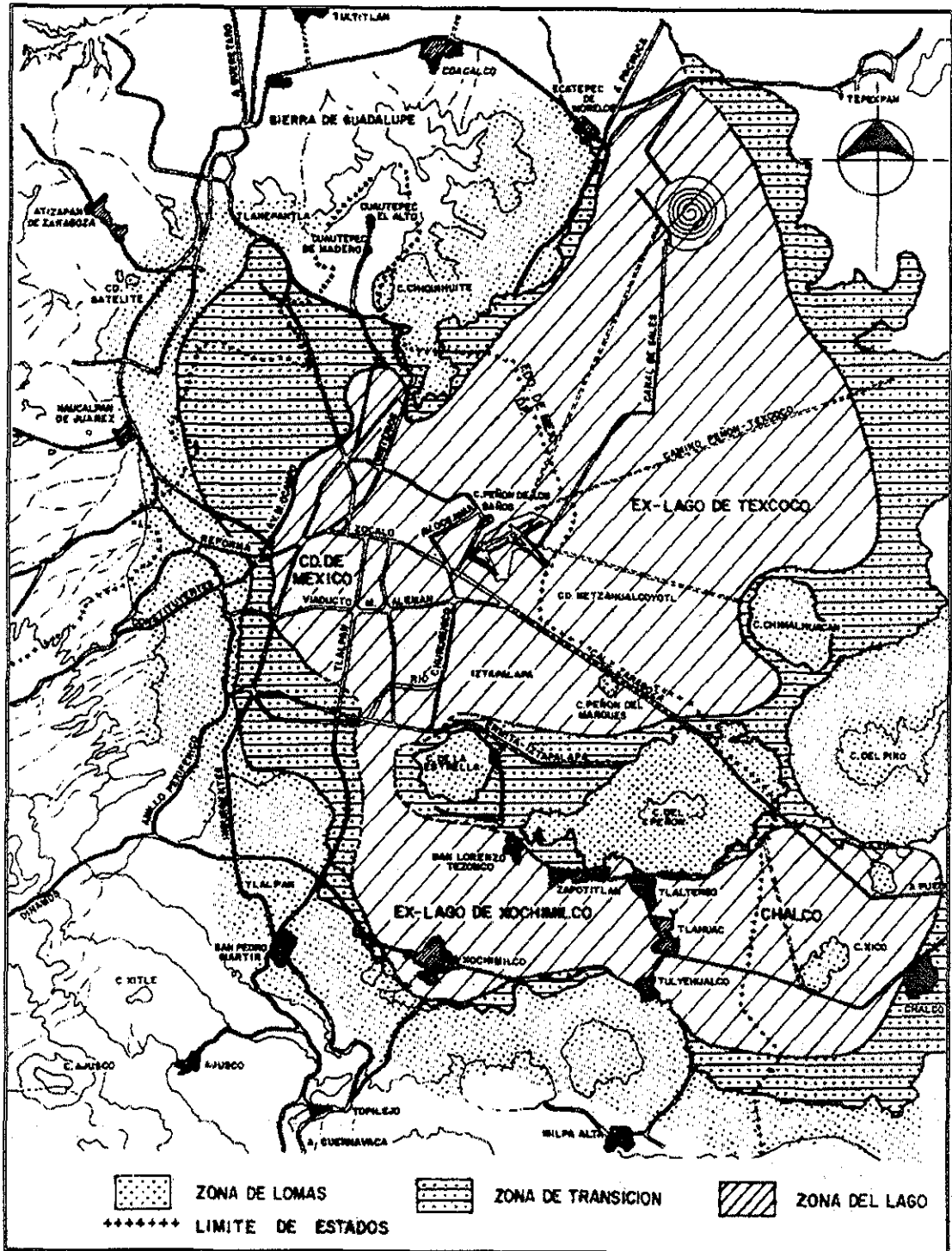


Figura 3.5 Zonificación estratigráfica de la Ciudad de México y parte del Valle de México según Marsal y Mazari [1990].

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

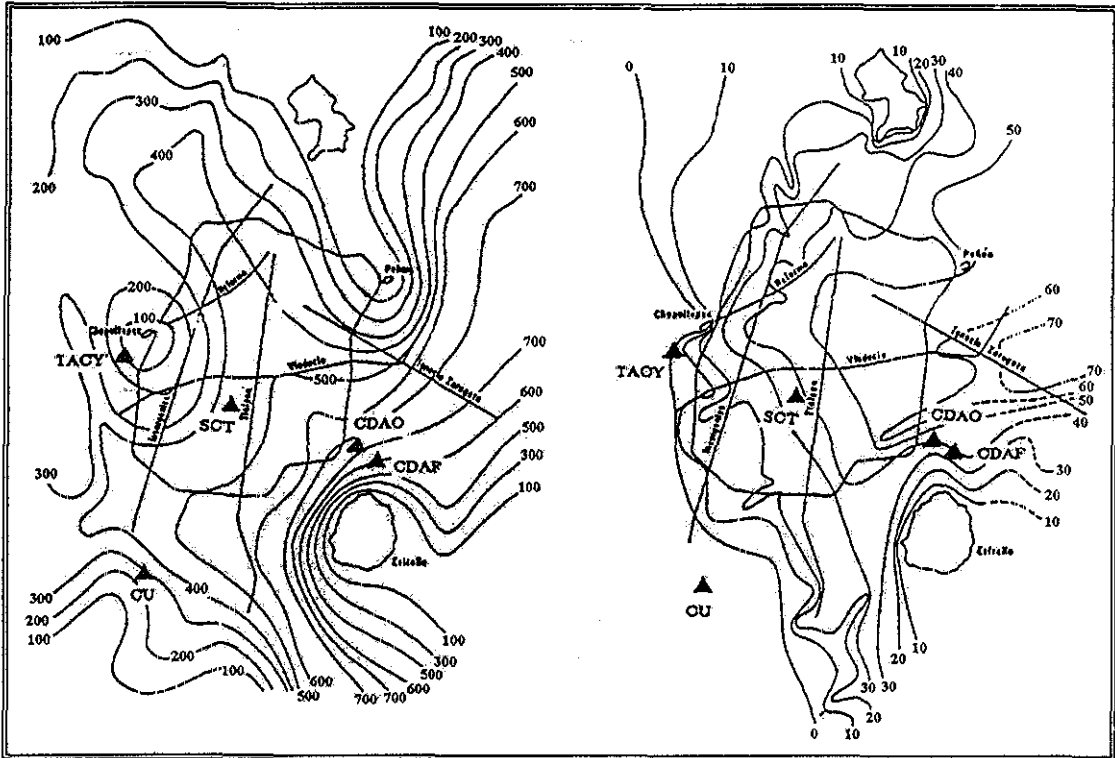


Figura 3.6 Curvas de espesores de los Depósitos Profundos, DP (derecha) y de los Depósitos superficiales, DS (izquierda); según Suárez et al [1987].

Los valores de las velocidades de propagación de ondas de cortante, V_s , en estas capas superiores son muy bajos (de 50 a 100 m/seg), perfiles de la velocidad de onda de cortante de estos estratos en los sitios Central de Abastos (CDAO), Secretaría de Comunicaciones y Transportes (SCT), en Tláhuac (TLHB y TLHD) y en Tlacotal (TLA) se muestran en las Figuras 3.7 a 3.10, los perfiles se determinaron en algunos sitios según el método *down-hole* y en otros con el de la *sonda suspendida*.

Además de las velocidades de onda, en varios modelos matemáticos del suelo se requiere estimar la degradación del módulo de cortante G , y también conocer el incremento del amortiguamiento efectivo en función de la deformación angular; pruebas de laboratorio realizadas en arcillas de la Ciudad de México [Romo et al, 1988; Romo, 1995; Jaime et al, 1988], han mostrado que ante cargas dinámicas las arcillas exhiben un comportamiento casi elástico en un amplio intervalo de deformaciones (10^{-4} a 10^{-2} %), ó sea que en ese intervalo, el módulo G es casi constante. Por otra parte, las relaciones de amortiguamiento crítico de éstas arcillas son bajas y van del 1% al 3% entre 10^{-4} a 10^{-1} % de la deformación angular.

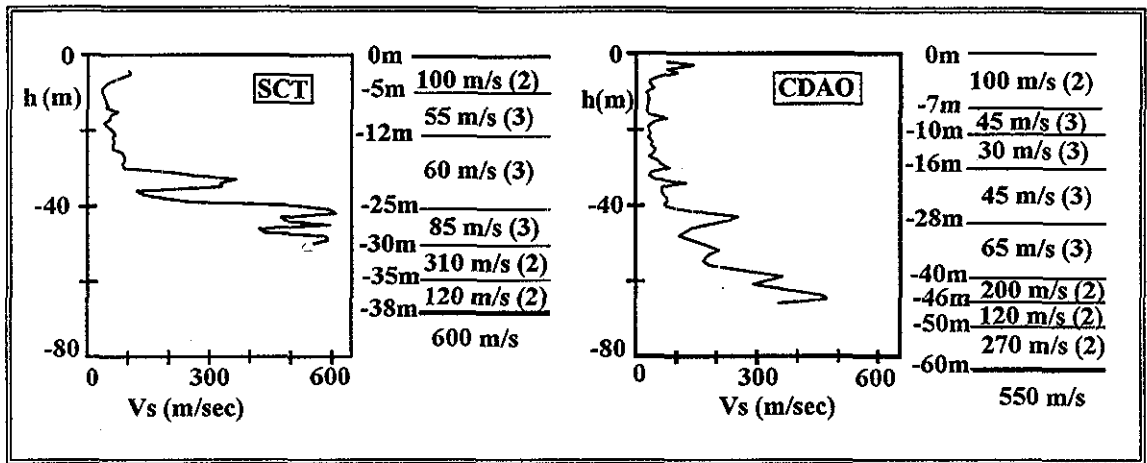


Figura 3.7 Perfiles de la variación de la velocidad de onda de cortante en los sitios SCT y CDAO de la Ciudad de México [Jaime, 1987]. Al lado se muestran también los modelos usados en los capítulos siguientes, número de estratos, velocidad y amortiguamiento (entre paréntesis).

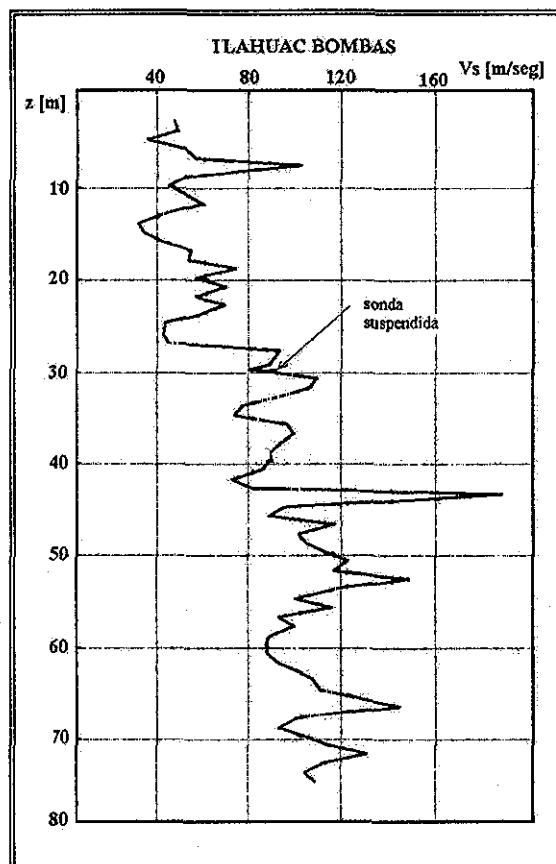


Figura 3.8 Perfil de la variación de la velocidad de onda S en el sitio Tlahuac Bombas (TLHB), de la Ciudad de México; modificada de Jaime [1990.]

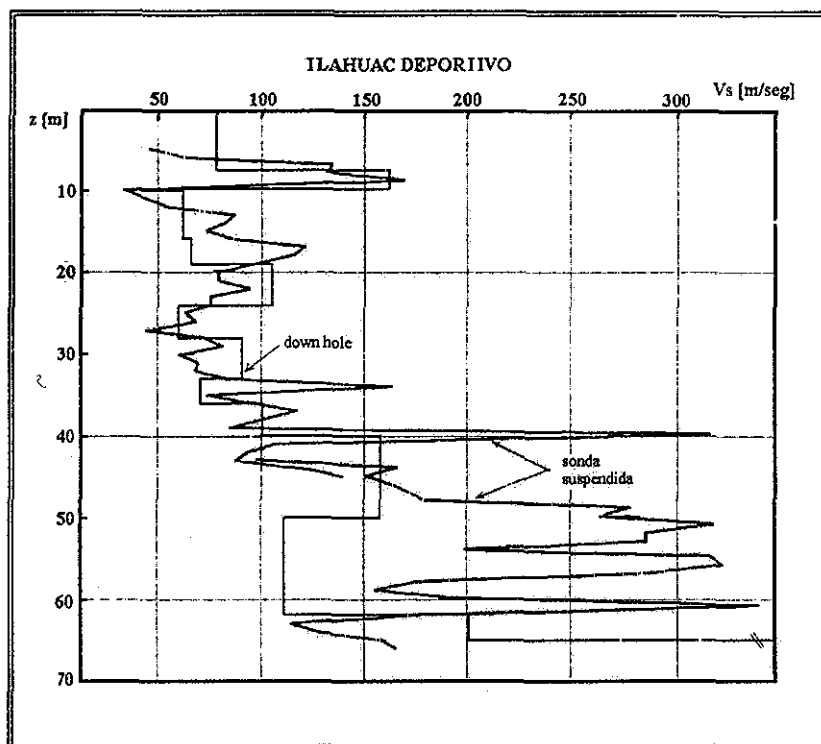


Figura 3.9 Perfil de la variación de la velocidad de onda S en el sitio Tláhuac Deportivo (ILHD), de la Ciudad de México; modificada de Jaime [1990.]

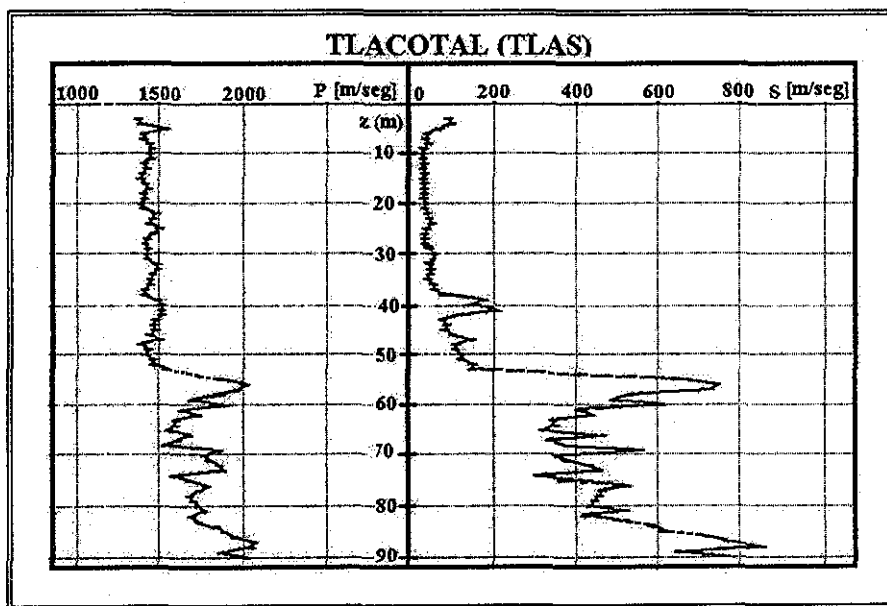


Figura 3.10 Perfiles de la variación de la velocidad de ondas P (izquierda) y S (derecha) en el sitio Tlacotal (TLA), de la Ciudad de México; modificada de Quaa [1990.]

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

3.4.2 Depósitos profundos (DP).

Los delgados estratos de arcilla superficial compresible (DS) descansan sobre otra serie de depósitos arcillosos bastante consolidados, de mayor rigidez (velocidad de ondas S de 600 a 900 m/s), y de mayor espesor (100 a 700 metros). La variación de la profundidad de estos estratos cambia según lo ilustran las curvas de igual profundidad de la Figura 3.6 [Jaime, 1990]. Entre las profundidades de los DP y la cima de las calizas se encuentra la sucesión de depósitos volcánicos descritos en la sección anterior. Estos depósitos de arcillas consolidadas, junto con los estratos de material volcánico poseen propiedades de rigidez y densidad que contrasta con las rocas del fondo. No es muy clara la frontera entre los depósitos profundos y la unidad volcánica superior.

3.5 CONCLUSIONES

En este capítulo se recopiló información sobre la constitución litológica del subsuelo del Valle de México, y sobre las propiedades dinámicas de los estratos más superficiales. Con base en las columnas geológicas de algunas perforaciones profundas es posible estimar la conformación de los diferentes estratos del subsuelo, a partir de la información recabada se concluye que, así como existe un contraste fuerte de las propiedades dinámicas entre los estratos superficiales arcillosos de la ciudad y las formaciones que los contienen a menos de 100 metros de profundidad, también es bastante notable el contraste en rigidez entre algunas formaciones a más de un kilómetro de profundidad. A estas profundidades la velocidad de propagación de ondas S del material de las unidades volcánicas es de 2 a 3 veces menos que la velocidad de las rocas calcáreas del Cretácico. Puesto que la velocidad de propagación es una medida de la rigidez de los materiales de suelo, entonces este contraste seguramente es causante de un efecto adicional de amplificación del movimiento del suelo en la superficie. Además, si efectivamente existe una falla de gravedad de gran salto, este drástico cambio en el nivel de la cima del basamento de roca detectado en los pozos profundos, puede ser otro factor determinante en el proceso de amplificación del movimiento del suelo en la ciudad.

A partir de los datos obtenidos de los estudios de los pozos profundos, se definieron 5 modelos a gran escala (COPILCO, MIXUCA, TULYEHUALCO, ROMA y TEXCOCO) que incluyen la variación con la profundidad de las velocidades de ondas de cuerpo P y S, estos modelos se usaron en los análisis de curvas de dispersión de ondas superficiales y en el cálculo de los modos normales del Capítulo VI de este trabajo. Además, los perfiles de velocidad de onda de los diferentes sitios mostrados (SCT, CDAO, TLHB, TLA) son la base para los diferentes modelos usados en los capítulos siguientes.

3.6 REFERENCIAS

- Jaime, A., M.P. Romo, y E. Ovando, (1987). "Características del suelo en el sitio SCT". *Instituto de Ingeniería UNAM, Proyecto 6505*.
- Jaime, A., M.P. Romo, y E. Ovando, (1987). "Características del suelo en el sitio CDAO" *Instituto de Ingeniería UNAM, Proyecto 6505*.
- Jaime, A., D. Reséndiz y M. P. Romo (1988), "El subsuelo del Valle de México: Propiedades dinámicas y zonificación" *Revista Ingeniería, F. Ing. UNAM*, vol. LVIII, núm. 2, junio 1988
- Jaime, P. A. (1990), "Problemática de la Ingeniería de Cimentaciones en el Valle de México I. Aspectos Generales y Condiciones del Suelo." En *Problemas de la Cuenca de México*. El Colegio Nacional, México, D. F.
- Marsal, R. J. y R. Graue (1969). "El subsuelo del lago de Texcoco". Vol. Nabor Carrillo, SHCP, México D. F.
- Marsal, R. J. y M. Mazari (1969). "El subsuelo de la Ciudad de México". UNAM, segunda edición, México, D. F.
- Marsal, R. J. y M. Mazari (1990). "Desarrollo de la Mecánica de suelos en la Ciudad de México". En "El subsuelo de la cuenca del valle de México y su relación con la Ingeniería de cimentaciones a cinco años del sismo" publicado por SMMS, México, D. F.
- Moser, F. y A. Montiel, (1989), "El relleno Post-Chichinautzin del Valle de México y su relación con la intensidad sísmica". *Simposio sobre Tópicos Geológicos de la Cuenca del Valle de México*, SMMS.
- Ovando, S., L. Vieitez, y I. Jurado (1988) "Características geotécnicas de la cuenca del Valle de México." *Estudio sobre Sismicidad en el Valle de México*. DDF.
- PEMEX (1988), Cortes Litológicos y registros geofísicos de los pozos profundos exploratorios Roma-1, Mixhuca-1, Tulyehualco-1, y Copilco-1, México, D. F.
- Pérez Cruz G. A. (1988), "Estudio Sismológico de reflexión del subsuelo de la Ciudad de México" *Tesis de maestría. División de Estudios de Posgrado*, UNAM, México, D. F.
- Quaas, W.R. (1990), "Nueva red sísmica para observación y registro de temblores fuertes en México." Acelerogramas del temblor de mayo 31, 1990. *Memorias Seminario Internacional SMIS*, Octubre 11 y 12 de 1990. p.p. 57-87.
- Reséndiz, D., G. Springall, J. M. Rodríguez y R. Esquivel (1970), "Información reciente sobre las características del subsuelo y la práctica de la Ingeniería de Cimentaciones en la Ciudad de México." *Memorias V Reunión Nacional de Mecánica de Suelos. Tomo I. SMMS*, México
- Romo, M.P., A. Jaime, and D. Reséndiz. (1988). "The México earthquake of September 19, 1985 General Soil Conditions and Clay Properties in the Valley of México" *Earthquake Spectra*, vol. 4, num. 4, 731-752.

- Romo, M. P., (1995). "Clay behavior, ground response and soil-structure interaction studies in México City". *Third Int. Conf. in Geotechnical Earthquake Engineering and Soil Dynamics*. St. Louis Missouri, USA.
- Secretaría de Hacienda y Crédito Público (1969). "El hundimiento de la Ciudad de México y Proyecto Texcoco."
- Suárez, M., F. J. Sanchez Sesma, M. A. Bravo, y J. Lermo (1987). "Características de los depósitos superficiales del Valle de México", *Memorias VII Congreso Nacional de Ingeniería Sísmica*, A61-A74, Querétaro, México.
- Vázquez Sánchez E. y R. Jaimes Palomera (1989), "Geología de la cuenca de México" *Geofísica Internacional*, 28-2, 133-190.

CAPITULO IV

ANÁLISIS DEL TERREMOTO DEL 19 DE SEPTIEMBRE DE 1985 CON BASE EN INFORMACIÓN ACELEROGRÁFICA

4.1 INTRODUCCIÓN

Aunque en el siglo XX, el terremoto del 19 de septiembre de 1985, fue el segundo en magnitud en todo el país, fue el más destructivo, su efecto se dejó sentir de manera particular en cierta zona de la capital mexicana, al amplificar de manera importante el movimiento en terreno blando, y al someter a las construcciones desplantadas en esa zona a un movimiento de gran duración. Debido a que no se sabía con precisión como se transmitía la energía irradiada en la zona de subducción del Pacífico Mexicano, y debido a que tampoco se esperaba un movimiento del suelo tan violento como el experimentado en la Ciudad de México, muchos especialistas calificaron de anormal la energía generada por este evento, y desde entonces ha sido un reto estimar adecuadamente los efectos de sitio.

Han sido muchos los esfuerzos por interpretar el movimiento observado a partir de modelos matemáticos, a este respecto *Esteva* [1997] comenta: “... *El proceso de interpretar las observaciones a la luz de los modelos matemáticos ha sido largo y arduo, y aunque sus logros han sido muchos, hubo momentos en que parecía no haber esperanza.*” y agrega que no se tienen conclusiones unánimes que satisfagan las hipótesis sobre las fuentes y mecanismos del fenómeno de modificación de las ondas sísmicas. También se ha creído que los espectros de respuesta lineal en la mayoría de los sitios de terreno blando de la Ciudad de México pueden predecirse empleando el modelo convencional unidimensional de la viga de cortante, esto es cierto solo parcialmente como se ilustra más adelante en este capítulo, solo en cuanto a frecuencias no así en cuanto a amplitud.

Los procedimientos analíticos empleados para predecir la respuesta del suelo han reproducido solo parcialmente el movimiento observado. En varios trabajos relacionados con la amplificación del subsuelo en el valle de México, el factor de amplificación se ha encontrado alrededor del periodo observado, pero la magnitud de las amplificaciones observadas ha estado muy lejos de ser alcanzada. Por ejemplo, al usar los métodos 1-D no se ha logrado reproducir las amplificaciones observadas en el valle de México durante el terremoto del 19 de septiembre de 1985 [p.e. *Kawase y Aki*, 1989], ni pudieron describir la gran duración de los registros cuando el estrato de suelo era sometido a un movimiento registrado en terreno firme. Con la finalidad de explicar mejor el fenómeno observado, se ensayaron varios modelos complejos del valle de México en 2-D y en 3-D [*Campillo et al.*, 1988; *Faccioli et al.*, 1989], sin lograr una contribución que explicara satisfactoriamente el origen de la gran amplificación y de la gran duración de los registros.

Fueron diversos los métodos usados, *Sánchez-Sesma et al.* [1988] utilizaron modelos de valles en 2-D. *Kawase y Aki* [1989], *Bard et al.* [1988] usaron modelos de valles 2-D a gran escala combinados con estratos a pequeña escala, el cual cubre total o parcialmente la superficie. *Fäh et al.* [1994] aplicaron un método híbrido, el cual incluye a la fuente, el trayecto y los efectos locales del suelo al estudiar propagación de ondas SH y P-SV. Modelos con variaciones en la estratigrafía cerca de los sitios de registro fueron probados por *Faccioli et al.* [1989]. Invariablemente al usar éstos métodos se requirió de un porcentaje de amortiguamiento extremadamente bajo, ó nulo, para reproducir solo una pequeña porción de coda observada, como fue reconocido en un estudio de recopilación por *Chavez García y Bard* [1993]; o bien, algunos de estos modelos dejan de ser útiles para temblores de menor duración en la fuente

Por otra parte, *Seligman et al.* [1989] estudiaron una posible resonancia en el plano vertical de ondas P con propagación horizontal (debido a una conversión de ondas SV a P), la cual se generaría por interferencia en los bordes de la zona del lago. Usando este modelo *Chávez-García y Bard* [1993] demuestran que sí existe tal resonancia pero en una frecuencia demasiado baja de 0.06 Hz. lejos del rango de interés. Estos últimos autores también estudiaron la influencia de las irregularidades a pequeña y a gran escala.

Encuentran la superposición de la resonancia del depósito y la generación de ondas superficiales (ondas Love a partir de ondas SH, y Rayleigh a partir de ondas SV) de baja velocidad (18 m/s) que consideran dispersivas y que se atenúan a distancias muy cortas de los bordes. Encuentran amplificaciones del orden de 15 veces del manto arcilloso con relación a la amplitud de la onda incidente y de 3 a 7 veces de los depósitos profundos. En ningún caso obtienen resultados satisfactorios que expliquen la duración de los registros.

Sin utilizar modelos analíticos otros autores intentaron explicar el fenómeno. Por ejemplo, *Lomnitz* [1990] propuso la influencia de la gravedad sobre la duración, plantea que la no linealidad origina fluidificación de la arcilla superficial provocando propagación de ondas de gravedad; sin embargo, *Chávez-García y Bard* [1993], al usar modelos clásicos, mostraron que los resultados no respaldan esta hipótesis. En otro estudio, basado en edificios dañados y su distribución en la zona lacustre [*Iglesias*, 1989], se sugiere que existen efectos relacionados con las heterogeneidades laterales muy superficiales.

Un avance importante que contribuyó a explicar en parte la gran duración de la coda en los registros de la zona del lago fue hecho por *Singh y Ordaz* [1993], sugieren, con base en análisis de sismogramas de banda ancha, que la fuente de la coda armónica en la zona del lago está también presente en terreno firme. Ellos concluyen que los abatimientos armónicos de la coda se debe probablemente a reflexión múltiple entre la fuente y el valle, y/o reflexión múltiple dentro del valle de México. Este resultado elimina la necesidad de usar estructuras complicadas del subsuelo en los modelos. Aunque reconocen que los modelos 2-D y 3-D han sido útiles para explicar algunas características de los registros.

Como ya se mencionó anteriormente la presencia de ondas superficiales con periodo aproximado a 12 seg se identificó en el temblor de septiembre de 1985 [*Campillo et al.* 1989], junto con un arribo Lg el cual representa la mayor parte de la energía incidente alrededor de 3 seg. Arribos similares fueron detectados para el sismo de abril de 1989 [*Sánchez Sesma et al.*, 1993]. Sin embargo la importancia que tienen estas ondas superficiales no ha sido estudiada a fondo. En algunos trabajos, *Gómez Bernal y Saragoni* [1995, 1996], proponen que la gran duración observada en el valle es por el arribo tardío de

ondas superficiales las cuales se propagan desde la fuente, y causan una respuesta resonante en la zona de terreno blando como es mostrado para el evento de septiembre de 1995, y que si no se detectaban completamente en los registros de terreno firme es por la baja sensibilidad de los aparatos usados antes de 1985. En un estudio posterior *Chávez García et al.* [1995] concluyen que las ondas superficiales generadas por las heterogeneidades laterales de la estratigrafía más superficial son despreciables para distancias mayores de 1.5 km del borde del valle. Ellos sugieren que la gran duración del movimiento del suelo es debida a la interacción entre la propagación lateral de ondas guiadas por los estratos profundos con los depósitos blandos.

En este capítulo se lleva a cabo un análisis de los acelerogramas registrados en la Ciudad de México el 19 de septiembre, primero se hace una comparación espectral entre todas las estaciones; después se presentan resultados de las amplificaciones entre terreno firme y terreno compresible, finalmente se hace un análisis de la historia de los desplazamientos de las 3 componentes en todas las estaciones con el objeto de identificar las características del campo de ondas incidente en el Valle de México.

4.2 REGISTROS ACELEROGRÁFICOS

Las primeras estaciones acelerográficas en los estados mexicanos de Guerrero y Michoacán (*Red de Guerrero*) fueron instaladas por el Instituto de Ingeniería de la UNAM en colaboración con el Instituto de Geofísica y Física Planetaria de la Universidad de California en San Diego [*Anderson et al.*, 1985]. Estas estaciones fueron instaladas en roca con el objetivo de minimizar los efectos del suelo y los topográficos [*Anderson et al.*, 1989]. El terremoto del 19 septiembre de 1985 ($M_s = 8.1$) y su réplica más importante del día 21 de septiembre ($M_s = 7.6$), fueron captados por una cantidad importante de aparatos, por lo que es considerable el número de registros de aceleración que existe de ese temblor. La distribución de las estaciones que captaron el evento a lo largo del país se muestra en la Figura 4.1, donde se graficaron a la misma escala, las componentes Este-Oeste de los acelerogramas de las 23 poblaciones que registraron el evento.

Las estaciones más cercanas al epicentro: Caleta de Campos (CALE), La Unión (UNIO), La Villita (VILE), Aeropuerto Zihuatanejo (AZIH) y Zacatula (ZACA), registraron valores no muy altos de la aceleración máxima absoluta tomando en cuenta la magnitud del evento. El valor más alto de la componente horizontal fue de 300 cm/seg^2 y se registró en ZACA mientras que la aceleración vertical más grande fue de 250 cm/s^2 también en ZACA. Algunos estudios basados en los registros en estas estaciones indicaron la posible existencia de dos subeventos, en los que se liberó la mayor parte de la energía [Anderson et al., 1986]; el primero de estos subeventos se localizó en el epicentro y el segundo cerca de UNIO. Por otro lado, Houston y Kanamori [1986] sugieren la existencia de un tercer subevento ubicado cerca de AZIH.

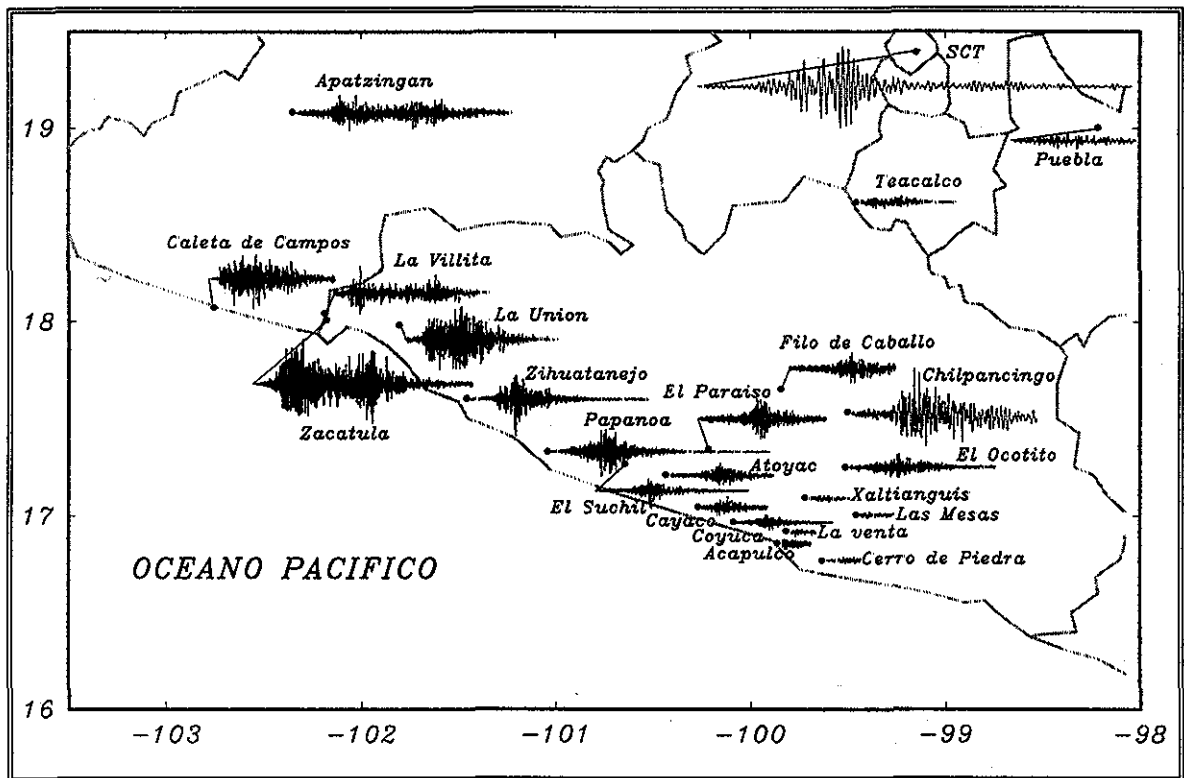


Figura 4.1 Estaciones acelerográficas que registraron el terremoto del 19 de septiembre de 1985. Se muestran a la misma escala horizontal y vertical las componentes Este Oeste.

Los espectros de Fourier de las estaciones localizadas sobre la zona de ruptura mostraron ordenadas espectrales importantes en frecuencias bajas (0.05 a 0.50 Hz), destacando las ordenadas de las componentes verticales; en el intervalo de 1 a 5 Hz también

fueron notables los valores espectrales sobre todo en las componentes verticales y Norte-Sur. Esto mostró la presencia de frecuencias bajas sobre la falla de ruptura de un evento de la magnitud del ocurrido el 19 de septiembre

Es notoria la atenuación de las aceleraciones en estaciones localizadas en la costa ó a una distancia de unos cuantos kilómetros de ella (Fig. 4.1), como es evidente en el trayecto que va desde Papanoa (PAPN) hasta Cerro de Piedra (CDPR) y Las Mesas (MSAS). Sin embargo en otras estaciones sobre roca, bastante alejadas de la costa (mas de 50 km) y con distancias al epicentro similares a las anteriores, como El Paraiso (PARS) y El Ocotito (OCTT), la atenuación detectada fue mucho menor. En algunos lugares de estas últimas estaciones, los registros contienen frecuencias muy altas, como en PARS (localizado a casi 300 km del epicentro), donde el espectro de frecuencias mostró el fuerte dominio de ondas de 8 a 10 Hz en las componentes horizontales y vertical, contrastando con los espectros del epicentro (CALE), donde predominan las frecuencias bajas, contrario a lo que podría esperarse.

La fuerte amplificación del movimiento del terreno no fue un fenómeno exclusivo del terreno blando de la Ciudad de México, el registro de Chilpancingo (CHI1) también detectó aceleraciones muy altas, como se puede apreciar en la Figura 4.1, con valores del mismo orden que las correspondientes al acelerograma de SCT1.

4.3 CARACTERISTICAS DEL MOVIMIENTO EN LA CIUDAD DE MEXICO

En la Ciudad de México el terremoto de 1985 se registró en 11 estaciones acelerográficas como se puede ver en la Figura 4.2. Los sitios Tacubaya (TACY) y Ciudad Universitaria (CU01, CUIP y CUMV) están localizados sobre terreno firme, Viveros de Coyoacán (SXVI) sobre Transición, y el resto en 4 puntos diferentes de la zona de terreno más compresible, es decir, la Secretaría de Comunicaciones y Transportes (SCT1), Tláhuac (TLHB y TLHD), Central de Abastos (CDAO y CDAF) y Texcoco Sosa (IXSO). De éstas estaciones, sólo SCT1 se localizaba en la zona de grandes daños, aunque no dentro del área con la más alta intensidad observada.

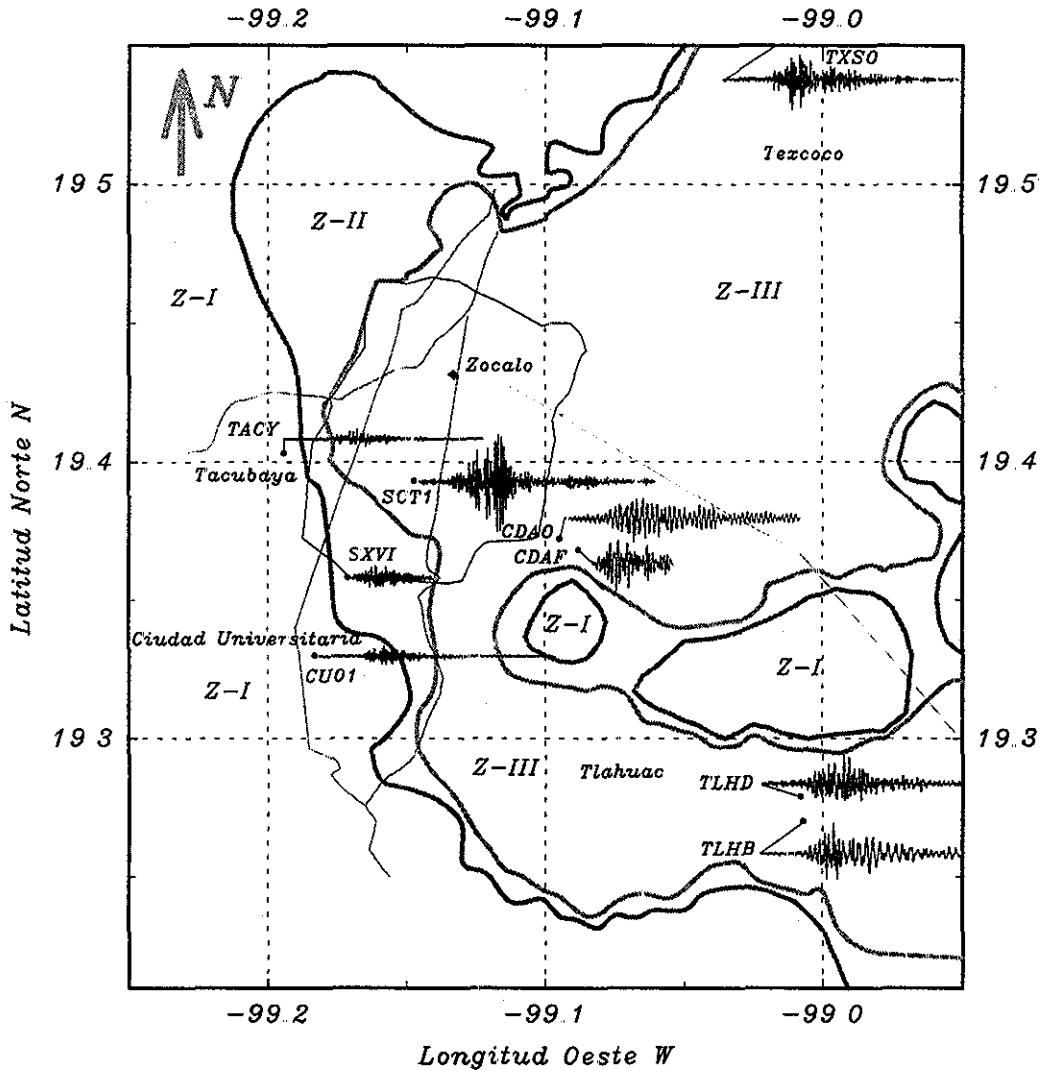


Figura 4.2 Componentes horizontales, Este-Oeste, de los acelerogramas del terremoto del 19 de septiembre de 1985 en la Ciudad de México.

Como lo muestran los registros de la Figura 4.2, graficados a la misma escala, además de la gran amplificación de las aceleraciones del suelo compresible, con respecto al terreno firme de Ciudad Universitaria y de Tacubaya, otra características notables que se observaron en estos registros, fue una gran duración y una evolución muy armónica de las aceleraciones, esto es muy notorio en los registros SCT1 Y CDA0. Los parámetros más relevantes de los acelerogramas se presentan en la Tabla 4.1.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

4.3.1 Características Espectrales (Espectros de Frecuencias y de Respuesta)

Las frecuencias dominantes de los acelerogramas de la Ciudad de México de este temblor, se concentraron en la región de valores bajos de los espectros, lo que parece lógico en un temblor generado a gran distancia en el que persisten ondas que se propagan de manera horizontal. Así, los espectros de frecuencia de los registros horizontales de terreno firme y de transición (CU01, TACY y SXVI) de la Figura 4.3 muestran ordenadas espectrales importantes en el intervalo de frecuencias entre 0.125 y 2.0 Hertz (ó 0.5 a 8 seg de periodo). En SCT1 la energía se concentró en una banda de frecuencias muy estrecha (0.35 a 0.55 Hz), con una ordenada máxima alrededor de 0.5 Hz (2.0 seg). Algo similar sucedió en CDAO sólo que la banda estrecha está entre 0.25 y 0.33 Hz (3.0 a 4.0 seg); además, existe otro máximo en 0.70 Hz (1.4 seg). Sin embargo en los espectros de Tláhuac destacan claramente 3 bandas, una entre 0.17 y 0.19 Hz (5.2 a 5.9 seg), otra entre 0.25 y 0.30 Hz (3.33 a 4.0 seg), y la última entre 0.50 y 0.55 Hz (1.8 a 2.0 seg). Por otra parte, en todas las componentes verticales de todas las estaciones, las amplitudes máximas se localizan en el intervalo de 0.25 a 0.50 Hz (2.0 a 4.0 seg), aunque en TLHD existe además un valor grande de la amplitud cerca de 1.0 Hz.

Tabla 4.1 Parámetros Relevantes de las Estaciones en el Valle de México Durante el Terremoto de Septiembre de 1985.

Est	ACEL. ABS. MAX. (GALS)			DUR (seg.)	INT. DE ARIAS		DIREC. $\theta(N00E)$	P_{DH}	UBICACION		D.E. (km.)	ANG. (E00N)	D.REL (Km)	T1 (seg)
	NS	EO	Vert		I_{max} cm/s	I_{min}/I_{max}			Lat N	LonW				
TACY	34.5	33.5	19.5	175.16	5.8	0.85	157.7°	14.1	19.403	99.194	394	20.0°	49.2	16.39
CU01	26.8	32.6	21.1	178.00	8.3	0.72	128.6°	24.5	19.330	99.183	393	18.8°	47.6	15.88
CUIP	31.4	34.1	21.1	73.15	-	-	-	-	19.330	99.183	393	18.8°	47.3	15.88
SXVI	43.7	42.4	18.1	129.15	12.2	0.79	38.6°	37.5	19.358	99.171	395	19.2°	49.9	16.63
SCT1	98.3	169.1	37.2	183.51	289.0	0.30	118.0°	1817.0	19.393	99.147	399	19.6°	53.7	17.90
CDAO	65.3	84.6	34.3	314.72	132.1	0.72	34.3°	2616.0	19.372	99.096	404	18.9°	59.0	19.66
CDAF	86.0	117.5	25.8	143.19	77.0	0.64	105.1°	898.8	19.366	99.086	404	18.9°	59.0	19.66
TLHB	134.4	104.7	25.3	150.00	147.5	0.73	6.2°	2626.0	19.167	99.010	406	15.5°	60.7	20.22
TLHD	122.7	113.6	57.5	150.0	693.0	0.89	103.0°	429.0	19.293	99.035	407	17.5°	62.0	20.65
TXSO	102.8	100.4	30.0	177.24	95.5	0.75	179.3°	658.0	19.580	99.019	420	21.6°	74.3	24.77
TEAC	49.8	23.9	27.8	38.40	-	-	-	-	18.618	99.453	345	7.9°	0	0

D E =Distancia Epicentral; ANG:=Ángulo; D REL. =Distancia relativa a TEAC; T1=Desfase onda R a TEAC.

TESIS CON FALLA DE ORIGEN

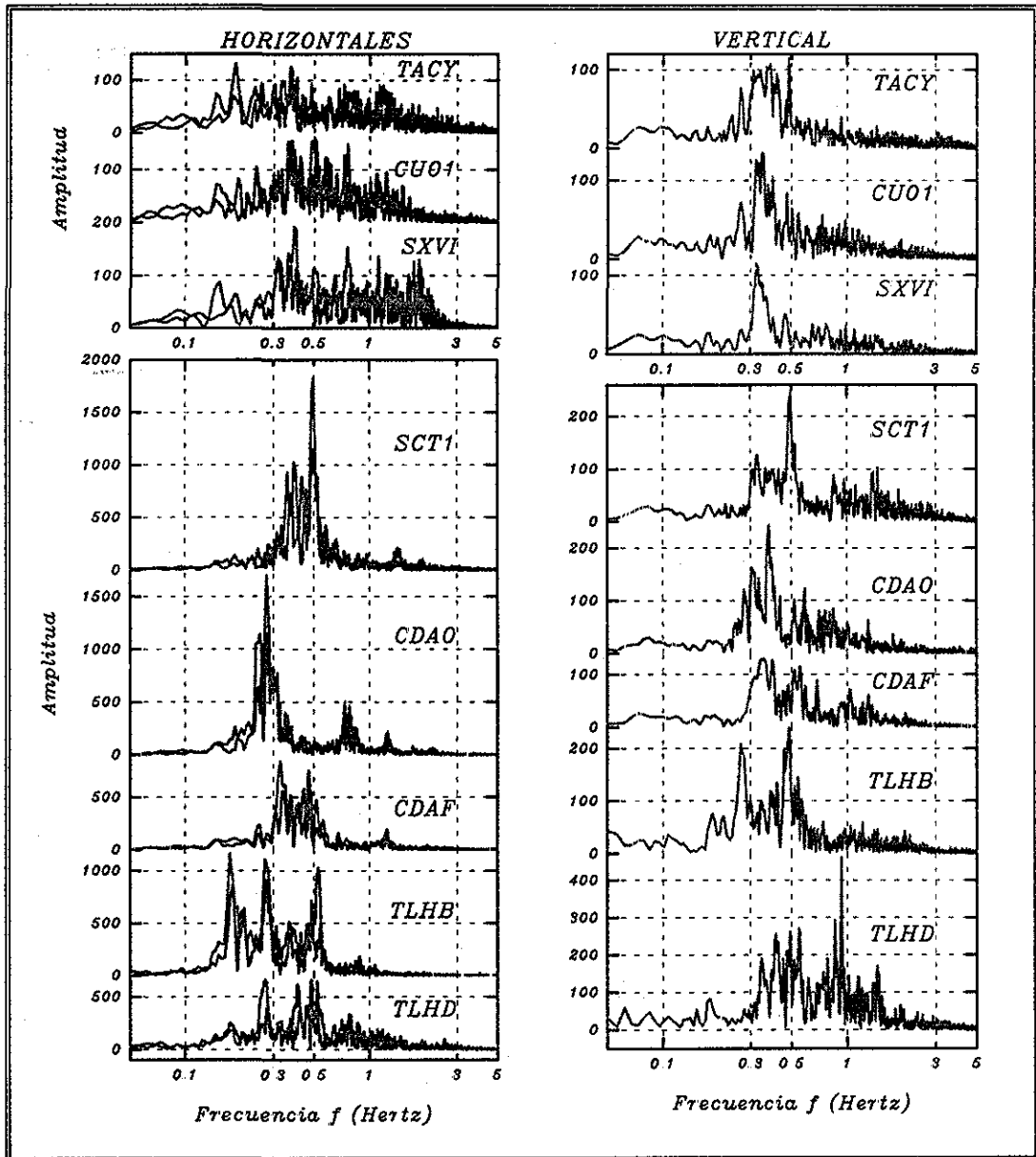


Figura 4.3. Espectros de amplitud de Fourier de aceleración de las estaciones de la Ciudad de México que registraron el terremoto del 19 de septiembre de 1985. Derecha, componentes Norte-Sur y Este-Oeste. Izquierda, componentes verticales.

Los espectros de respuesta de aceleración absoluta para el 2 % del amortiguamiento crítico de las componentes radiales, transversales y verticales (Figura 4.4), son en general consistentes con los correspondientes espectros de Fourier, se presenta más de un máximo en todas las curvas. La dirección radial es la del epicentro y la transversal la ortogonal.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

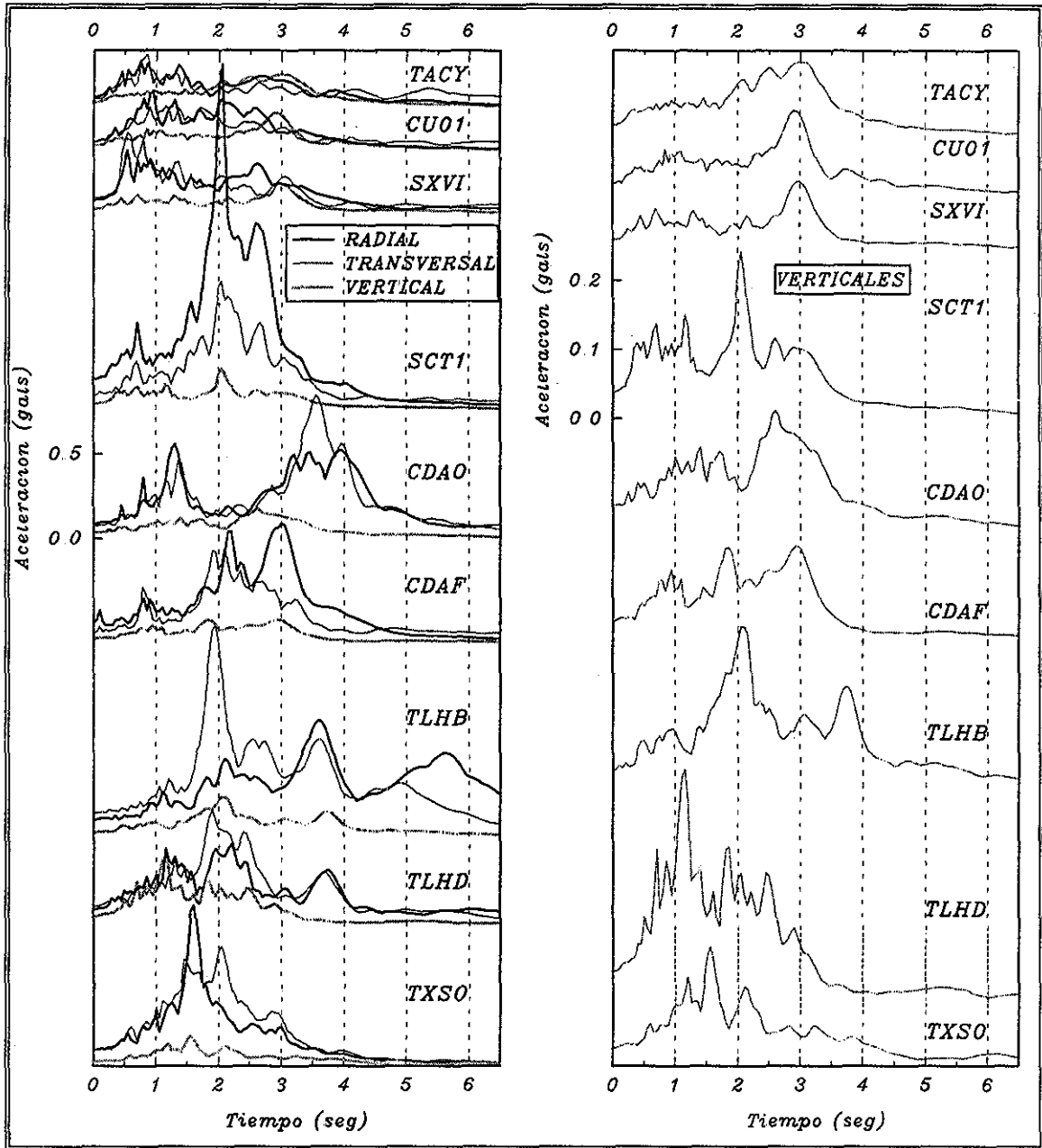


Figura 4.4. Espectros de respuesta de aceleración para el 2% de amortiguamiento crítico, de las estaciones de la Ciudad de México que registraron el terremoto del 19 de septiembre de 1985. Tanto en el cuadro izquierdo como en el derecho, las ordenadas espectrales están a la misma escala.

En todos los espectros de respuesta de las componentes verticales se detecta un máximo alrededor de los 3 seg. Esto se observa muy claramente en las estaciones de terreno firme y de transición. En SCT1, TLHB y en CDAF las ordenadas con valores más altos se

concentran alrededor de 2.0 seg, en CDAO se concentra en el periodo de 2.5 seg, mientras que en TLHD es cercano a 1.0 seg. En todos los casos los máximos espectrales verticales se presentan simultáneamente con los horizontales y en algunas estaciones esto sucede en más de una abscisa, por ejemplo en TLHB esto ocurre en 2.0 y en 3.7 seg, y en CDAF en 1.8 y en 3.0 seg. En las estaciones de terreno firme los máximos simultáneos ocurren alrededor de los 3 seg.

4.4 COMPARACIÓN ENTRE LAS AMPLIFICACIONES OBSERVADAS Y LAS CALCULADAS

Los cocientes de los espectros de frecuencias (Fourier) en estaciones de la zona del lago (SCT1, CDAO, TLHB y TLHD) entre los de TACY de terreno firme, indican el valor del periodo ó periodos de vibración en los que se supone se amplificó más el movimiento horizontal en terreno blando. Estas relaciones para las estaciones SCT1 y CDAO se muestran en la Figura 4.5. En la componente horizontal Este-Oeste de SCT1 (EW) se alcanzó una amplitud casi de 50 en el periodo de 2 seg, mientras que el valor de amplificación de la componente Norte-Sur (NS) se estimó de 30 en 2.15 seg. En CDAO-NS las ordenadas máximas son de 35 en 3.6 seg, pero en CDAO-EW son dos máximos cercanos a 20, en 3.6 y 4.1 seg.

En la misma Figura 4.5 se incluyen además las amplificaciones derivadas de un análisis unidimensional (1D) que supone propagación vertical de ondas S. Estas relaciones fueron evaluadas con el programa SHAKE-91 [Idriss y Sun, 1993] usando modelos que se basaron en los perfiles de velocidad de onda de la Figura 3.5, y en el acelerograma de TACY como movimiento de excitación. Los modelos consideran las variaciones del módulo de rigidez, G y de la relación de amortiguamiento en función de las deformaciones del suelo; para los cálculos estas variaciones se hicieron según valores típicos de las arcillas del valle de México [p. e. Romo et al., 1988; Bielak y Romo; 1989]. En estos sitios, como en la mayoría de la zona del lago, la relación de impedancia es alrededor de 0.10.

Las funciones de amplificación calculadas de esta manera están por debajo de 10 en ambas estaciones. Como se puede ver en la figura al comparar las curvas en estas estaciones, los factores de amplificación observados son extremadamente mayores que los calculados: aproximadamente 5 veces en la componente SCT-EW y 4 veces en CDAO-NS. Los periodos de sitio predominantes de las funciones de transferencia calculadas son aproximadamente similares a los observados.

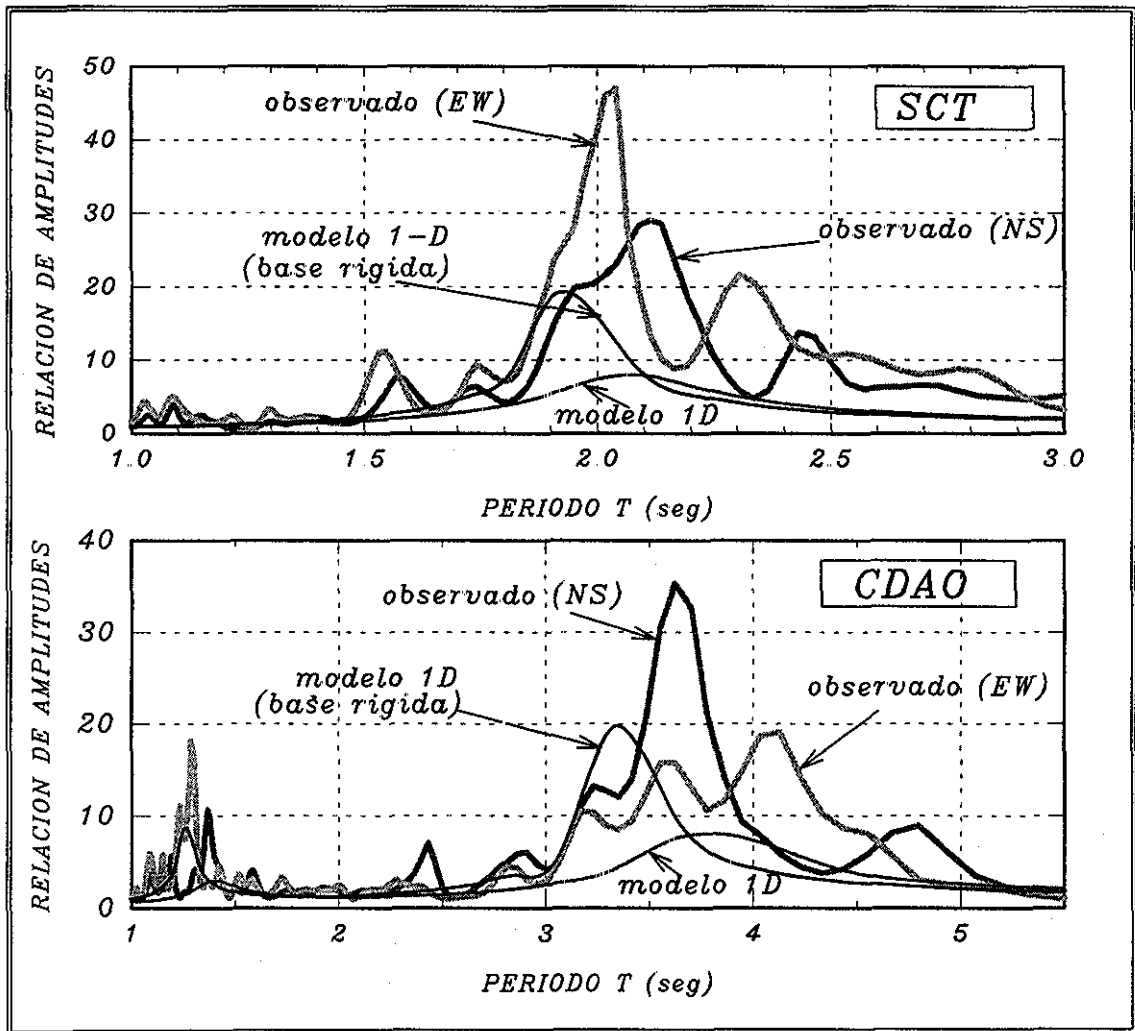


Figura 4.5. Relaciones espectrales de los acelerogramas en SCT y en CDAO con respecto a TACY del terremoto de 1985, y funciones de transferencia calculadas a partir de modelos de cortante 1D según los perfiles de la Figura 3.5.

Las relaciones de amplificación calculadas con los modelos 1-D al suponer que el suelo se encuentra sobre una base rígida también se incluyen en la Figura 4.5 con fines comparativos. Esta función de transferencia representa el límite superior en el problema de amplificación de ondas S, debido a que en este modelo el efecto de radiación se elimina. A pesar de esto, estas curvas siguen siendo menores que las observadas, indicando los efectos espectaculares en la zona del Lago. Cuando se considera que el suelo descansa sobre una base rígida la función de transferencia alcanza un valor de 20, pero cuando la base es elástica el máximo sólo llega a 8. Es decir, según la teoría de propagación de ondas S una cantidad muy elevada (60%) no es removida del estrato, por el fenómeno de radiación.

En varios trabajos relacionados con la amplificación del subsuelo de la Ciudad de México, el factor de la amplificación máxima se ha encontrado alrededor del periodo fundamental observado. Sin embargo, el valor de la amplitud calculado es extremadamente menor que el observado. *Kawase y Aki [1989]* en un análisis sobre el mismo temblor, encontraron también una gran discrepancia en las relaciones espectrales de los acelerogramas del sismo de 1985 con las calculadas usando también un modelo 1-D. Estos autores atribuyen esta discrepancia a “una deficiencia espectral de los modelos 1-D”, e indican que estos modelos simples fallan al reproducir la parte final de los acelerogramas observados.

Otros autores, por ejemplo *Seed et al [1988]*, y *Romo [1995]* han comparado las amplificaciones observadas con relaciones obtenidas a partir de espectros de respuesta amortiguados. En este caso ellos han encontrado que la discrepancia entre la amplificación obtenida de espectros de respuesta amortiguados y la calculada con modelos 1-D, es mucho menor que la diferencia en amplificación obtenida aquí. Debe mencionarse que cuando se usan espectros de respuesta amortiguados, las relaciones espectrales se reducen sustancialmente, y por lo tanto la discrepancia también. Esto puede constatarse al observar la Figura 4.6, en donde se compara la función de transferencia en SCT de la Figura 4.5, con relaciones obtenidas a partir de espectros de respuesta con diferentes niveles de amortiguamiento. Se puede observar que la curva de cero amortiguamiento es muy parecida a la calculada con los espectros de Fourier de aceleraciones suavizados. También se

observa que a mayor amortiguamiento se obtienen menores relaciones de amplitud. Esto muestra que el uso de espectros de respuesta amortiguados puede ser inadecuado para estimar amplificaciones del suelo, además de que éstos se saturan rápidamente y no reflejan el efecto de la duración.

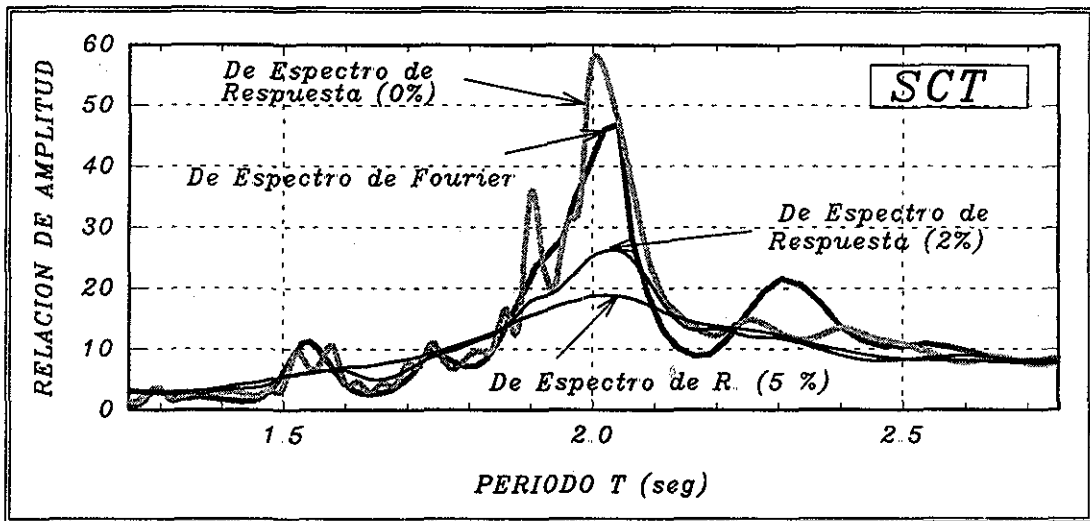


Figura 4.6 Influencia del amortiguamiento sobre los factores de amplificación. Las relaciones espectrales calculadas a partir de espectros de respuesta sin amortiguamiento de acelerogramas son consistentes con la relación calculada de espectros de Fourier suavizados. Cuando se considera el amortiguamiento se reducen significativamente los cocientes.

Los análisis unidimensionales de la respuesta del suelo consideran solo incidencia vertical de ondas S, y se basan en la hipótesis de que las fronteras son horizontales y que el suelo y la roca se extienden infinitamente en la dirección horizontal. Los depósitos delgados de la zona del Lago de la Ciudad de México están de acuerdo con la consideración de la extensión horizontal, sin embargo los resultados anteriores muestran que la hipótesis de propagación vertical de ondas SH es débil, y además sugiere que las grandes relaciones espectrales se deben en parte a la ausencia de energía radiada, aún cuando la base se modela elásticamente.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

4.5 ANÁLISIS DE DESPLAZAMIENTOS

Con la finalidad de investigar la información acelerográfica de este terremoto con más detalle, se llevó a cabo la integración de todos los acelerogramas y así se estimaron los desplazamientos del suelo, además se rotaron las componentes horizontales con el fin de trabajar con las componentes radiales (dirección del epicentro) y transversales (ortogonales al epicentro). La Figura 4.7 muestran los desplazamientos verticales de todos los acelerogramas del sismo del 19 de septiembre de la ciudad, alineados todos de acuerdo a la traza más notable. Se incluye la curva de los desplazamientos de la estación Teacalco (TEAC) en Morelos, la más cercana al valle de México, en la cual se detecta también la misma onda importante. Lo que indica que la forma de los desplazamientos verticales es independiente del tipo de terreno sobre el cual se encuentre la estación. En algunos estudios posteriores al temblor de 1985 algunos autores señalaron esta característica del movimiento vertical en terreno firme [p. e. *Bard et al*, 1988; *Mena et al* 1987]. El periodo de este arribo fue aproximadamente de 12 segundos. Según el análisis en TACY, esta fase es descrita en algunos trabajos [*Ordaz et al.*, 1989; *Campillo et al.*, 1989] como una onda superficial de 12 segundos con *ripples* de 3 segundos.

Un análisis más detallado de los desplazamientos de este temblor (Fig. 4.8), indica que aquellos correspondientes a las componentes radiales, transversales y verticales de las estaciones de terreno firme (TACY, y CU01), de transición (SXVI) y en TEAC son bastante similares. La fase de la traza vertical va por delante de la radial, cuando se grafican simultáneamente ambas componentes, definen una trayectoria de la partícula con una evolución retrógrada típica de una onda Rayleigh, en este caso de un periodo aproximado de 12 seg. Los odogramas de estos cuatro sitios (Fig. 4.8) muestran la trayectoria de la partícula clásica de la onda Rayleigh, para el intervalo de tiempo comprendido entre los puntos A y B señalados en la parte superior. Puede apreciarse que también la evolución del movimiento en las 4 estaciones es muy parecida.

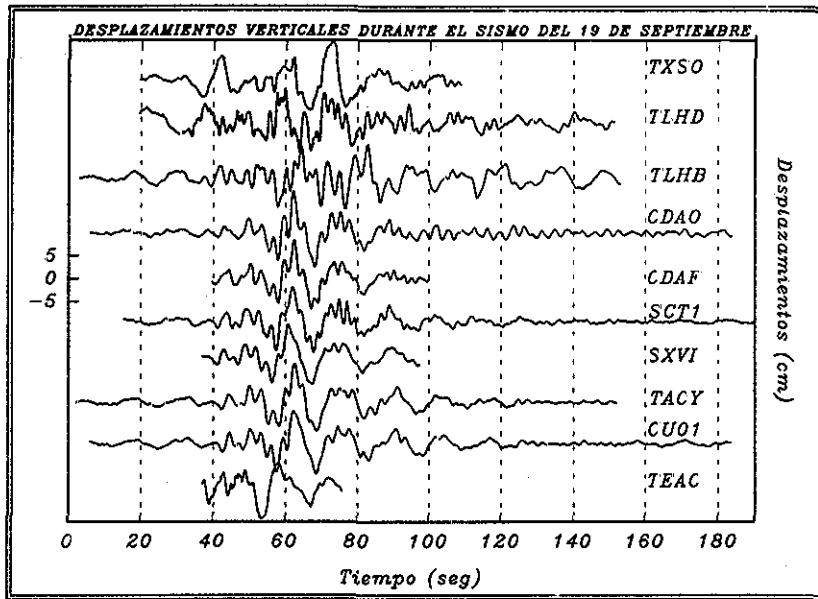


Figura 4.7 Desplazamientos verticales de todas las estaciones que registraron el sismo de 1985 en la Ciudad de México.

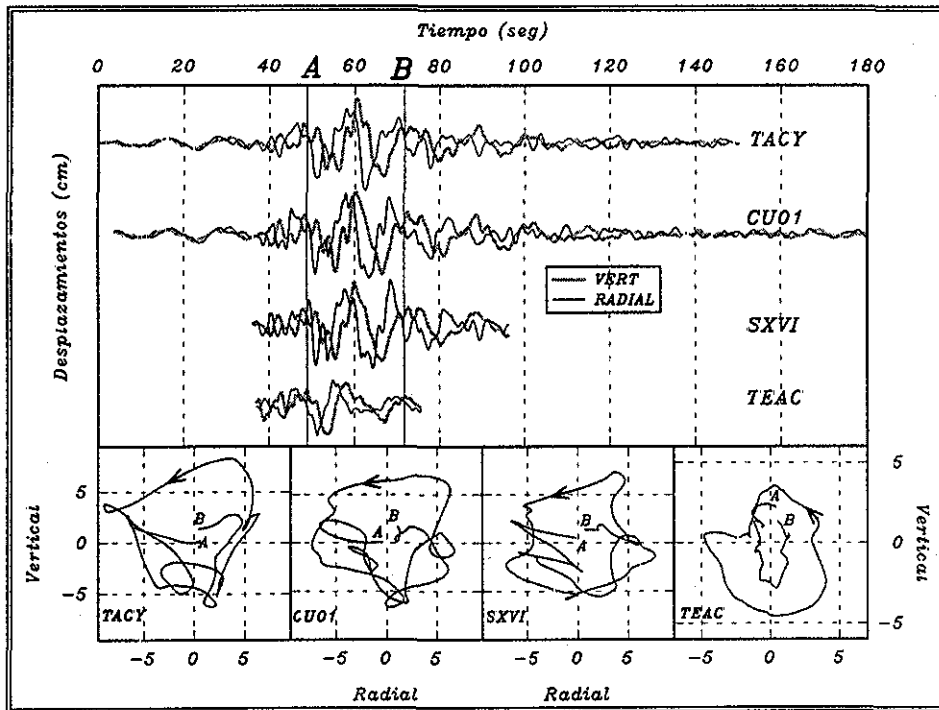


Figura 4.8 Desplazamientos verticales y radiales en estaciones de terreno firme y de transición de la Ciudad de México, además de la estación Teacalco (TEAC). En la parte inferior se incluyen los odogramas de cada estación del intervalo de tiempo señalado (A-B).

Al usar filtros pasabanda en la estimación de los desplazamientos, se aprecia mejor la evolución de la trayectoria de la partícula entre ciertas frecuencias. La parte superior de la Figura 4.9 muestra las mismas trazas de la anterior (Fig. 4.8), pero después de aplicar un filtro entre 0.065 y 0.13 Hz. Es obvia la similitud de las curvas en las 4 estaciones en las 3 direcciones del movimiento, esto permite alinear exactamente en el tiempo las curvas. El primer arribo importante, es en la componente transversal, comienza según la línea marcada en la figura con el número 1, y en el odograma (radial-transversal) adjunto en la parte derecha, comienza en ese mismo tiempo 1 y termina en el punto 2; el periodo de esta onda es de aproximadamente 8 seg; además, en las estaciones TEAC y SXVI esta onda fue la que comenzó el registro. En el odograma adjunto (radial-vertical) se graficaron dos ciclos completos de la onda Rayleigh con movimiento retrogrado, el intervalo de tiempo es el señalado entre las líneas *A* y *B*. El periodo de esta onda oscila entre 11.0 y 12.8 seg.

El mismo procedimiento descrito en el párrafo anterior se hizo con filtros pasabanda de 0.2 y 0.5 Hz, ahora se observa algo interesante, al dibujar los odogramas es posible identificar otra onda superficial de 2.7 seg de periodo aunque ahora con evolución prógrada, además de que inicia al mismo tiempo que la onda de periodo largo (línea *A*), de acuerdo a la sincronización de la Figura 4.8. En este intervalo de periodos no se identifica la onda en la estación TEAC.

En estaciones de zona del lago no puede distinguirse tan claro la trayectoria de la onda superficial de una forma clara, puesto que en estas gráficas son bastante grandes las amplitudes de las componentes horizontales, según la Figura 4.10, donde se incluyen las historias de los desplazamientos transversales en SCT1, CDAO y TLHB. En el intervalo marcado entre *I* y *B*, la zona detectada como de ondas superficiales, son fuertes las amplitudes pero no se observa una evolución totalmente armónica, en SCT1 es con período de 2.7 seg; en CDAO de 3.3 y 4.0 seg; y en TLHB de 2.0 y 3.7 seg, en las 3 componentes. Después del punto *B* el movimiento es marcadamente armónico con un periodo en cada sitio casi constante, en SCT1 es de 2 seg, en esta estación la amplitud más grande del movimiento ocurre en el tiempo señalado con la línea *B* y a partir de entonces decrecen los valores de los desplazamientos; en CDAO de 3.6 seg y en TLHB de 5.7 seg.

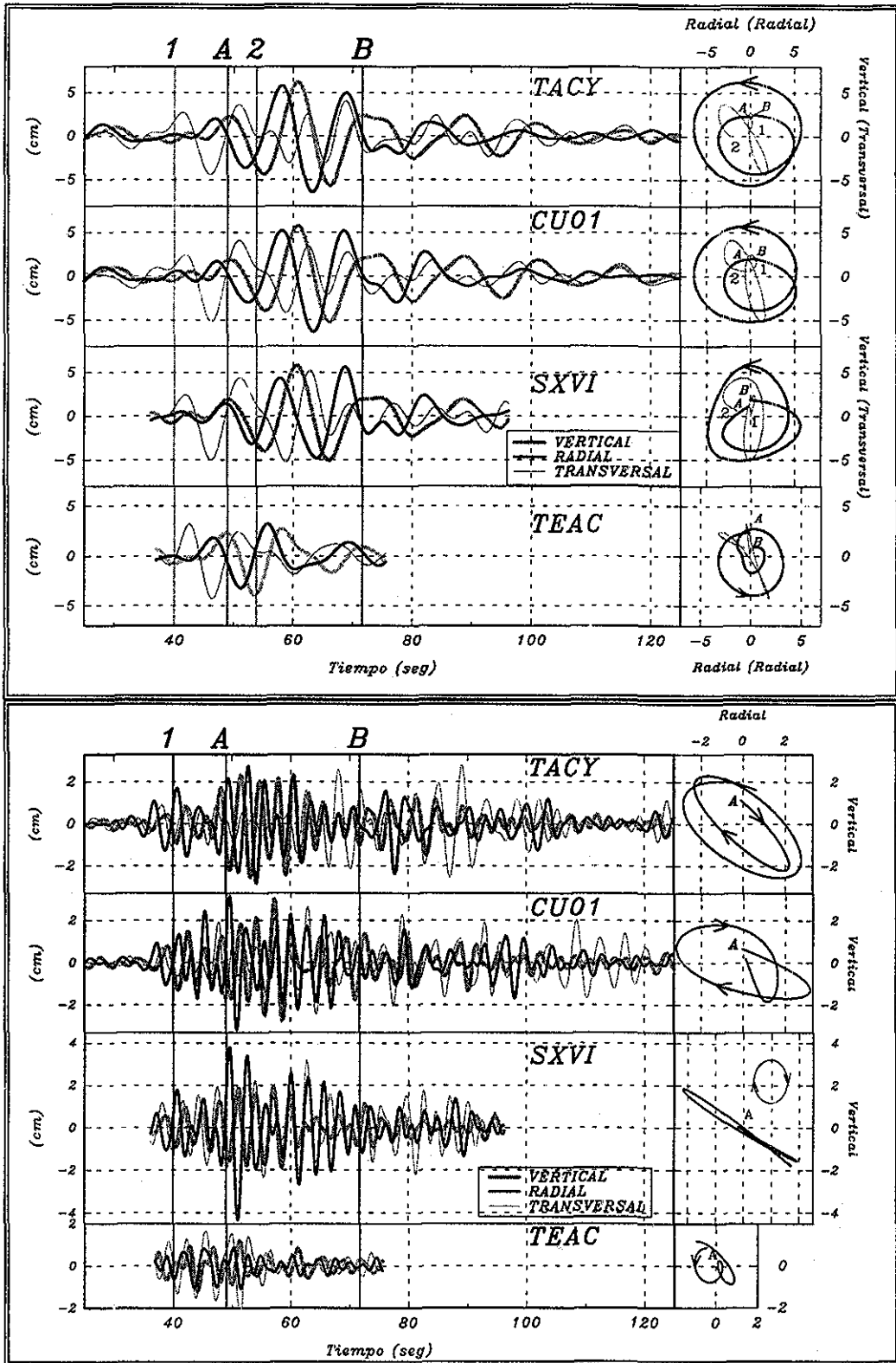


Figura 4.9 Desplazamientos en las estaciones de la Fig. 4.8. Arriba) con filtros pasabanda entre 0.065-15 Hz. Abajo) Filtro pasabanda de 0.2 a 0.5 Hz. La trayectoria en el primer caso es retrograda mientras que abajo es prógrada.

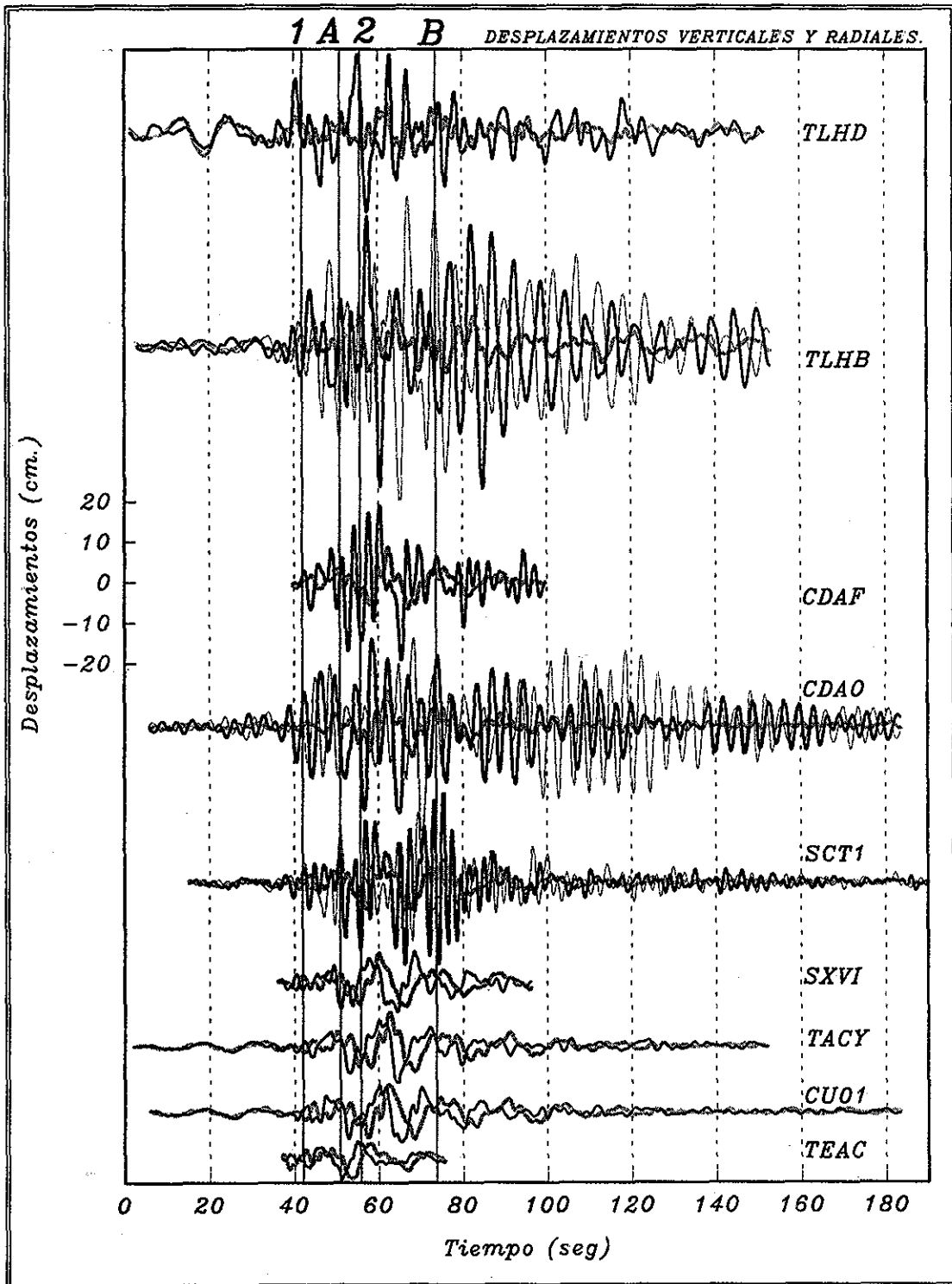


Figura 4.10 Desplazamiento verticales (línea gris) y radiales (línea negra) en las estaciones de la Ciudad de México y Teacalco. En las estaciones SCT1, CDAO y TLHB se incluyen también las componentes transversales (línea delgada).

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

En CDAO es bastante evidente el movimiento armónico después del instante señalado con el punto B, con 3.6 seg de periodo, sobre todo en la componente transversal (líneas más delgadas en la figura) donde son más grandes las amplitudes; después del segundo 80 se identifican batimientos (*beatings*) en ambas componentes horizontales. En TLHB tal y como sucede en CDAO, se prolonga bastante el movimiento con desplazamientos grandes con evolución armónica, aquí el periodo es de 5.7 seg. Sin embargo, en el inicio de la parte intensa (entre 1 y 2), en el arribo de las ondas superficiales, se detectan periodos de 3 a 4 seg en SCT1, en CDAO y en TLHB.

Los contornos de espectros de respuesta de las Figuras 4.11 y 4.12, son unas gráficas muy similares a las obtenidas con el método multi-filtro para el análisis de dispersión de ondas superficiales (que se usa en el Capítulo VI). Estas figuras muestran los contornos de desplazamiento (2% del amortiguamiento crítico) en terreno firme (CU01 y TACY) y en terreno blando (SCT1, CDAO y TLHB). En las estaciones de terreno firme se observa muy claro el fenómeno de dispersión en las componentes verticales y radiales, así en CU01 los valores más altos están en 3.0 seg, y entre 9 y 14 seg, pero en la transversal están entre 6y 7 seg. Esto confirman algunas de las observaciones anteriores; en terreno blando el movimiento intenso en la componente vertical comienza aproximadamente entre el periodo de 2.5 seg a 3.5 seg, de manera similar en los sitios de terreno firme y transición, el movimiento intenso comienza en ese intervalo, el cual coincide con los periodos del punto A, es decir con la onda prógrada de 2.7 seg.

El comportamiento detectado en las Figuras 4.7 a 4.10 indica que el movimiento intenso en cualquier punto de la ciudad, ya sea terreno firme o terreno blando, comienza con el arribo de la onda de gran periodo (entre puntos 1 y B), enseguida se detecta otra onda de periodo menor, la cual es prógrada y cuyo periodo aparentemente está relacionado con la estructura del subsuelo bajo la estación. Es decir, este análisis hace suponer que un grupo de ondas de diferentes periodos es guiado desde la fuente, pero las de periodo menor (1-4 seg) se amplifican de manera significativa debido a la estratificación del subsuelo.

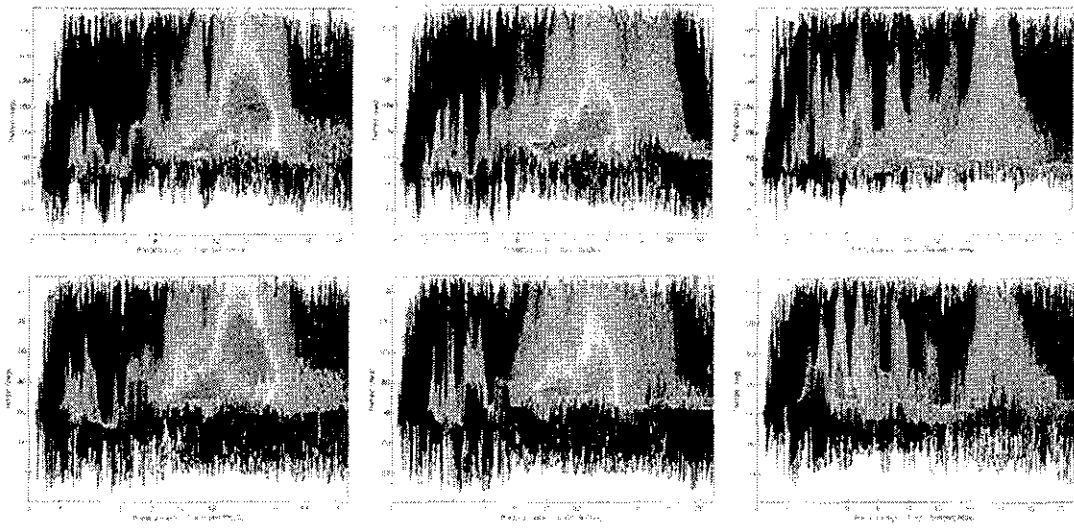


Figura 4.11 Contornos de espectros de desplazamientos en las estaciones de terreno firme CU01 y IACY que registraron el terremoto del 19 de septiembre de 1985; en rojo los valores máximos y en azul los mínimos.

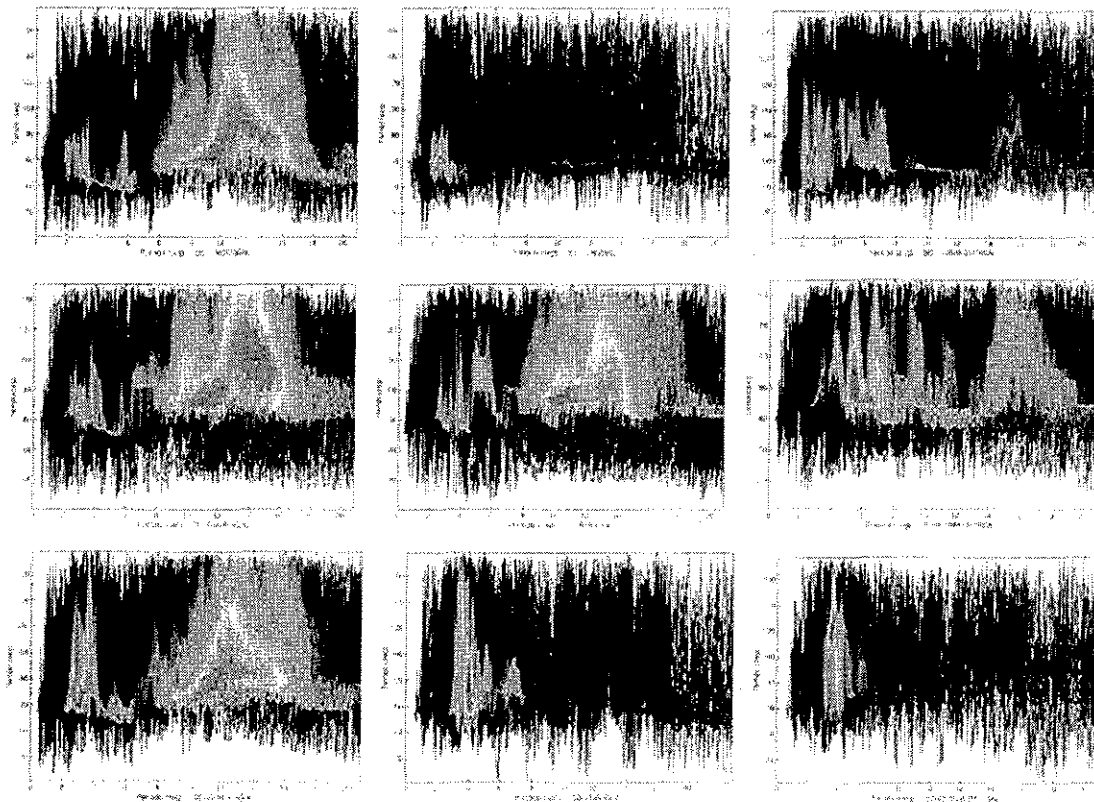


Figura 4.12 Contornos de espectros de desplazamientos en estaciones de la zona del Lago SCT1, TLHB y CDAO que registraron el terremoto del 19 de septiembre de 1985; en rojo los valores máximos y en azul los mínimos

4.6 CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

En los espectros de Fourier y de respuesta de aceleración, de las componentes verticales se detecta un máximo espectral alrededor de los 3 seg. Esto se observa muy claro en las estaciones de terreno firme y de transición. En las componentes horizontales de estaciones de la zona del lago destaca más de un máximo espectral. En todos los casos los máximos espectrales verticales se presentan simultáneamente con los horizontales y en algunas estaciones esto sucede en más de una abscisa, en TLHB esto ocurre en 2.0 y en 3.7 seg, y en CDAF en 1.8 y en 3.0 seg. En las estaciones de terreno firme los máximos simultáneos ocurren alrededor de los 3 seg.

Las amplitudes observadas entre los acelerogramas de terreno blando y los de terreno firme, durante el terremoto de 1985, exceden de manera extraordinaria a las calculadas con modelos de propagación de ondas S. Los factores de amplificación observados son de 4 a 5 veces mayores que los calculados en las estaciones de terreno blando SCT1 y CDAO. Inclusive cuando se usan modelos con estratos sobre base rígida (es decir al despreciar la radiación), las amplitudes calculadas son aproximadamente la mitad que las observadas. Algunos autores encontraron discrepancias similares para este temblor; sin embargo, cuando otros usan espectros de respuesta amortiguados, obtienen resultados con menos diferencias entre la amplificación observada y la calculada. Se demostró aquí que las relaciones de amplificación son sensiblemente menores cuando se usan espectros amortiguados que cuando el estudio se basa en espectros no amortiguados. Esto muestra que es inadecuado utilizar amortiguamiento en la estimación de relaciones de amplitud.

Del análisis simultáneo de la historia de desplazamientos del temblor de 1985, al estudiar el intervalo de periodos de 6.7 a 15.4 seg, se detectó en la parte inicial de los registros de terreno firme, transición y en Teacalco Morelos, un arribo en las componentes transversales de aproximadamente 8 seg prácticamente sin movimiento radial ni vertical, como si se tratara de una onda Love; seguido inmediatamente de un movimiento en el plano radial-vertical clásico de onda Rayleigh de periodo aproximado a 12.0 seg. En esos cuatro sitios el movimiento indicado es muy similar. Además, cuando se analiza el

intervalo de 2.0 a 5.0 seg, se observa que se desarrolla un movimiento también en el plano Radial-Vertical pero con movimiento prógrado, el cual no es muy evidente en TEAC.

En las estaciones de terreno blando el movimiento vertical es similar al de las estaciones de terreno firme, mientras que el horizontal es amplificado debido a los depósitos compresibles, sin embargo se distinguen periodos marcadamente diferentes en la región de ondas superficiales y en la posterior a ella donde el movimiento se vuelve monocromático como en CDAO y TLHB, ó bien decae como en SCT1.

4.7 REFERENCIAS

- Anderson, J.G., J. N. Brune, P. Bodin, J. Prince, R. Quaas, M. Oñate, D. Almora and P. Pérez (1985). "Preliminary presentation of accelerogram data from the Guerrero Strong Motion Accelerograph Array. Michoacán-Guerrero, México earthquakes of 19 and 21 September 1985. *Informe GAA-1A, Instituto de Ingeniería UNAM*. México D.F.
- Anderson, J. R. Castro, J.M. Velasco, E. Mena, G. Castro. B. López, R. Quaas, S. K. Singh, D. Almora, R. Vázquez and C. Pérez (1989). "Accelerograms from the Guerrero, México, strong motion array for the April 25, 1989 earthquake ($M_s=6.9$): A preliminary report". *UNR Seism. Lab. and Instituto de Ingeniería*. UNAM.
- Anderson, J.G., P. Bodin, J.N. Brune, J. Prince, S.K. Singh, R. Quaas y M. Oñate (1986). "Strong Ground Motion from the Michoacán, México, Earthquake". *Science*, Sep, vol 233 pp 1043-1049.
- Bard, P.Y., M. Campillo, J. Chávez-García and F. J. Sanchez-Sesma (1988). "A theoretical investigation of large and small scale amplification effects in the Mexico City Valley" *Earthquake Spectra*, vol 4 No 3.
- Bielak, J. and M. Romo (1989), "Working Group Conclusions on Geotechnical Engineering and Foundations." *Lessons Learned from the 1985 Mexico Earthquake, Reducing Earthquake hazards*, EERI, editor: Vitelmo V. Bertero, 1989, pp 56-58.
- Campillo, M., P. Y. Bard, Nicollin and F. J. Sanchez-Sesma (1988). "The incident wave field in México City during the great Michoacán earthquake and its interaction with the deep basin". *Earthquake Spectra* vol 4 No 3.
- Campillo, Gariel, Aki y Sanchez-Sesma (1989). "Destructive strong ground motion in México City: source, path and site effects during great Michoacán earthquake". *Bull Seis. Soc Am.* 79-6.
- Chávez-García, J. and P. Y. Bard (1992). "Is México's long duration ground motions made of gravity waves?". *Proc. 10 WCEE*, Madrid.
- Chávez-García, and P. Y. Bard (1993). "Large and small-scale site effects at Mexico City and their relation to the duration of observed accelerograms. " *Memorias VI Jornadas Chilenas de Sismología e Ing Antisísmica*. Santiago de Chile.
- Chávez-García, J., J. Ramos Martínez, and E. Romero-Jiménez (1995). "Surface Wave Dispersión Análisis in México City." *Bull. Seis Soc Am.*, Vol 85, No 4 pp 116-126.
- Esteva, L. (1997). "La Ingeniería Sísmica a finales del siglo XX: Experiencias recientes y retos inmediatos." *Especificaciones y criterios empleados en Venezuela*, Academia de Ciencias Físicas Matemáticas y Naturales, vol XXXIII, Caracas Venezuela, Julio de 1997.
- Faccioli, E. and D. Resendiz (1976). "Soils Dynamics: Behavior Including Liquefaction," *In Seismic Risk and Engineering Decisions*, editors: Lomnitz and Rosenblueth, Elsevier, Amsterdam. pp 71-140.

- Faccioli, E., A. Tagliani and R. Paolucci (1989). "Effects of wave propagation in random earth media on the seismic radiation spectrum". *Structural Dynamics and Soil structure interaction*, edited by Cakmac and Herrera, Computation Mech. Pub Southampton, 61-75
- Fäh, D., P. Suhadolc, St. Mueller and G. F. Panza (1994). "A hybrid method for the estimation of ground motion in sedimentary basins: Quantitative modelling for México City". *Bull. Seis Soc Am.* Vol.84.Nº2, pp.383-399.
- Gómez-Bernal, A. and R. G. Saragoni (1995). "Interpretation of dynamic soil effects on México City valley using the dense accelerograph network". *Proc of the fifth Int. Conf. on Seismic Zonation.* Nice, France, oct. 1995. vol 1,747-754.
- Gómez-Bernal, A. and R. G. Saragoni (1996). "Oscillations of the Mexico City surface layer excited by surface seismic waves". *Proc. of the XI World Conference on Earthquake Engineering.* Acapulco, México.
- Houston, H. and H. Kanamori (1986). "Source Characteristics of the 1985 Michoacan Earthquake, Mexico Earthquake at period of 1 to 30 seconds", *Geophys. Res. Lett.*, 13 597-600.
- Idriss, I.M. and J. I. Sun (1992). *SHAKE91 Computer Program for Conducting Equivalent Linear Seismic Response Analyses of Horizontally Layered Soil Deposits.* NIST, G. Maryland and U. Cal. Davis Cal.
- Iglesias, J. (1989). "Seismic zoning of México City after the 1985 earthquake." *Earthquake Spectra*, vol 5 No 1: 257-271.
- Kawase, H. and K. Aki (1989). "A study on the response of a soft basin for incident S, P and Rayleigh waves with special reference to the long duration observed in Mexico City". *Bull. Seis. Soc. Am.*
- Lomnitz, C. (1990). "México 1985: the case for gravity waves". *Geophys. J. Int.* 102: 569-572.
- Mena, E., S.K. Singh y R. Castro (1987). "Aspectos de las características de la fuente y amplificación del movimiento en la Cd. de México durante el temblor del 19 de septiembre de 1985". *Memorias VII Congreso Nal. de Ing. Sísmica*, Querétaro México.
- Ordaz, M., F. J. Sanchez Sesma, M. A. Bravo, Santoyo, R. Quaa y D. Almora (1989) "Aceleración vertical en el valle de Mexico". *Memorias del Congreso Nacional de Ingeniería Sísmica.* Acapulco, vol II pp.
- Romo, M.P., A. Jaime, and D. Reséndiz (1988). "The México earthquake of September 19, 1985. General Soil Conditions and Clay Properties in the Valley of México". *Earthquake Spectra*, vol 4, num 4, 731-752.
- Romo, M. P. (1995). "Clay behavior, ground response and soil-structure interaction studies in México City". *Third Int. Conf. in Geotechnical Earthquake Engineering and Soil Dynamics.* St. Louis Missouri, USA.
- Rosenblueth, E. (1960). "Earthquake of 28th July, 1957 in México City", *Proc 2nd World Conference on Earthquake Engineering*, Japan 1960, 1, 359-379
- Sanchez-Sesma, F. J., S. Chávez-Perez, M. Suárez, , M. A. Bravo y L. E. Pérez Rocha (1988). "On the seismic Response of the Valley of México", *Earthquake Spectra* 4, 569-589.
- Sanchez Sesma, F. J., L. E. Perez Rocha and E. Reinoso (1993) "Ground Motion in Mexico City during the April 25, 1989, Guerrero earthquake". *Tectonophysics Jour, of Geotectonics and the geology and Physics of the interior of the earth.* vol 218 1-296.
- Seed, H.B., M.P. Romo, J.I. Sun, A. Jaime, and J. Lysmer (1988). "The México earthquake of September 19, 1985. Relationships between soil conditions and earthquake ground motions". *Earthquake Spectra*, vol 4 num 4, 687-729.
- Seligman, T. H., J. M. Alvarez-Tostado, J. L. Mateos, Flores and O. Novaro (1989) "Resonant response models for the valley of México I. The Elastic inclusion approach". *Geoph. Journal Int.* 99, 789-799.
- Singh, S.K. and M. Ordaz (1993) "On the origin of long coda observed in the lake-bed strong-motion records of Mexico City". *Bull. Seis Soc Am.* vol 83, no 3, p p 1298-1306

CAPITULO V

ANÁLISIS ACELEROGRAFICO DE SISMOS RECIENTES

5.1 INTRODUCCIÓN

Los efectos destructivos del terremoto de 1957 motivaron la instalación de aparatos para registro de movimientos fuertes en la Ciudad de México. En 1960 el Instituto de Ingeniería de la UNAM instaló los primeros dos acelerógrafos en la ciudad, uno en la Alameda Central y el otro en Ciudad Universitaria [SMIS, 1993]. En mayo de 1962 se registraron los primeros temblores importantes, los cuales se originaron cerca de las costas de Acapulco; estos acelerogramas permitieron estudiar por primera vez [Zeevaert, 1964], el movimiento del suelo en el Valle de México a partir de espectros de respuesta de registros reales.

Como se mencionó en el Capítulo anterior, la red acelerográfica existente en 1985 México captó una serie de registros de suma importancia durante los terremotos de septiembre de 1985, originados en las costas de Michoacán y Guerrero. Además de los registros en la Ciudad de México se captaron otros en estaciones de la Red de Guerrero, de las cuales 5 se localizaban cercana de la zona epicentral, sobre la zona de ruptura: Caleta de Campos (CALE), La Villita (VILE), La Union (UNIO), Zacatula (ZACA) y Zihuatanejo (AZIH), el resto de estaciones con registro se muestra en la Figura 4.1. Trabajos basados en estos acelerogramas [Anderson et al., 1986; Campillo et al., 1989; Ordaz, 1992; Singh et al., 1989; Gómez-Bernal y Saragoni, 1995], han permitido conocer más sobre la forma de transmisión de la energía radiada desde la fuente hacia el centro del país

En este Capítulo se presentan resultados del análisis de algunos acelerogramas de temblores de magnitud intensa registrados en la densa red acelerográfica del Valle de México con la finalidad de complementar y confirmar los resultados mostrados en el

Capítulo IV. La mayoría de estos eventos son posteriores a septiembre de 1985, pero en algunas secciones de este capítulo se incluyen resultados de sismos anteriores a esa fecha. Se pretende mostrar algunas características importantes del movimiento del suelo como desplazamientos y amplificaciones, a partir del estudio de acelerogramas de sismos recientes. En este estudio se incluyen además resultados importantes de registros en pozos.

5.2 RED ACELEROGRÁFICA EN EL VALLE DE MÉXICO

En la actualidad existe una amplia información de registros de aceleración de la Ciudad de México de sismos fuertes, gracias al constante y significativo incremento en la instalación de acelerómetros en la zona metropolitana de la ciudad por parte de varias instituciones, motivadas sobre todo por los daños del sismo del año de 1985. Aunque en esta red (Fig. 5.1) los acelerómetros no cuentan con una sincronización en tiempo real de todos los aparatos, es de suma importancia la información que pueden proporcionar. Hasta la fecha se han registrado una gran variedad de sismos, la mayoría originados en diversos puntos de la costa del Pacífico mexicano, los dos primeros eventos de intensidad relevante registrados en el valle en una cantidad significativa de estaciones fueron el del 8 de febrero de 1988 ($M_s = 5.6$) y el sismo de Guerrero del 25 de abril de 1989 ($M_s = 6.9$), los cuales se registraron en 60 y 66 estaciones de campo libre del valle respectivamente y en algunos otros puntos entre la fuente y la ciudad.

Los temblores registrados en la ciudad de México por la red hasta 1989 captaron solo acelerogramas a nivel del terreno o en edificios. Sin embargo, algunos años después, entraron en operación varias estaciones con sensores en pozos a diferentes profundidades, las cuales han registrado varios eventos desde 1990. Estas estaciones están operadas por diferentes instituciones, así las estaciones Zaragoza (ZAR), Roma-C (RMC), Unidad Kennedy (UNK), Tlacotal (TLA), Coyoacán (COY) y Chapultepec (CHA) por el Centro Nacional de Prevención de Desastres (CENAPRED); Central de Abastos Oficinas (CDAO-D66), SCT y SEP-IMP por la Fundación Javier Barros Sierra (FJBS), la localización de estas estaciones se indica también en la Figura 5.1.

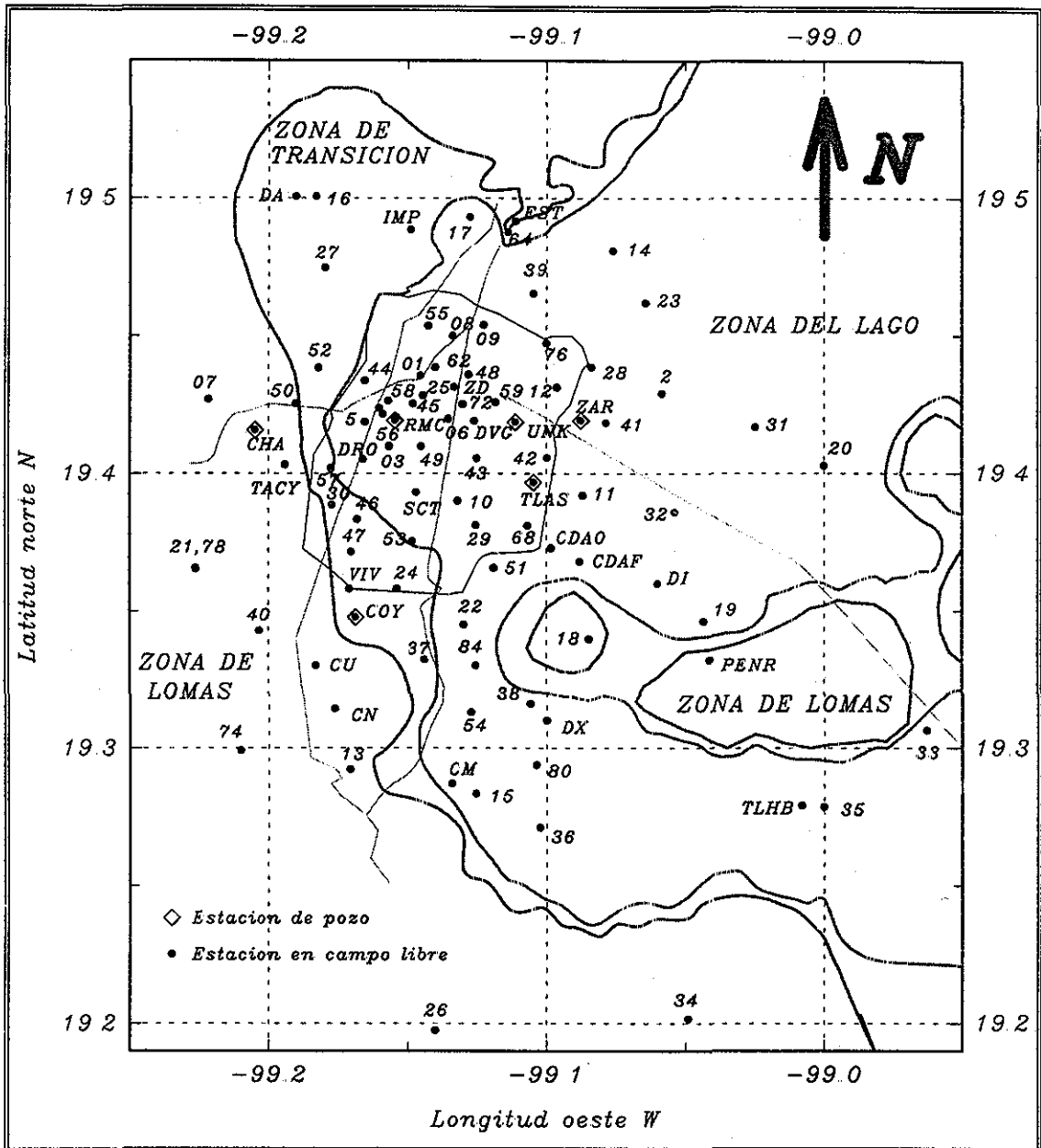


Figura 5.1 Red acelerométrica en el Valle de México; se indica la ubicación de las estaciones que operaban en 1995 en campo libre y en pozo. Se indican las 3 zonas geotécnicas de la ciudad.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

5.3 CARACTERÍSTICAS RELEVANTES DEL MOVIMIENTO DEL SUELO EN LA CIUDAD DE MÉXICO DURANTE SISMOS REGISTRADOS POR LA RED

En los últimos años ha sido considerable la información acelerográfica registrada de eventos de magnitud importante, como se aprecia en la Tabla 5.1, donde se reportan los datos de los últimos sismos más intensos desde 1985. Entre los eventos más intensos, además del de abril de 1989, destacan el de Ometepepec del 14 de septiembre de 1995 ($M_s = 7.2$), el del 9 de octubre de 1995 y el del 30 de septiembre de 1999 ($M_s = 7.6$). La tabla se construyó con datos de la Base Mexicana de Datos de Sismos Fuertes [SMIS, 1996] y del USGS (datos entre paréntesis).

En la Tabla 5.1 se presentan las aceleraciones máximas absolutas de los 3 canales en una estación de terreno firme y en otras 2 estaciones de terreno blando donde se registraron los valores más altos de la componente horizontal y de la vertical. Después de 1985 la aceleración horizontal más alta es de 73.0 gales (CO56) y ocurrió el 25 de abril de 1989, muy similar a la obtenida en TH35 durante el 14 de septiembre de 1995. La relación entre la máxima aceleración horizontal de suelo blando y la máxima horizontal de suelo firme en cada evento, oscila entre 2 y 5, siendo mayor a medida que crece la intensidad. El cociente de la aceleración vertical máxima entre la horizontal máxima (V/H), siempre es considerable aún cuando se trate de estaciones en suelo firme, y en ocasiones este cociente es mayor a 1.

5.3.1 Estudios realizados con datos de los temblores posteriores a 1985

El sismo de Guerrero del 25 de abril de 1989 ($M_s = 6.9$) se registró en 66 estaciones acelerográficas de campo libre del valle. El epicentro se localizó a más de 300 km al sur de la Ciudad de México. Durante este evento, uno de los más intensos desde 1985, se observó una fuerte amplificación y una extraordinaria duración del movimiento del suelo en la zona del Lago con respecto a la zona de Terreno Firme, tal y como sucedió el 19 de septiembre de 1985.

Tabla 5.1 Aceleraciones (gales) registradas en Cd. de México durante sismos posteriores a 1985.

Fecha	Mag.	Lat N	Long W	Dist.	Prof.	Est.	N-S	E-W	V	V/H
19/09/85	Ms=8.1	18.081	102.94	400	15	TACY	33.97	31.58	19.14	0.56
	(Ms=7.9)	(18.19)	(102.55)		(27)	SCT1	93.78	161.63	35.81	0.22
						TLHD	117.67	111.51	59.30	0.50
21/09/85	Ms=7.6	17.802	101.65	360		TACY	14.6	13.0	6.4	0.44
	(Ms=7.5)	(17.8)	(101.65)		(30)	TLHD	49.41	51.58	34.58	0.67
						CDAO	46.89	31.58	12.44	0.27
25/04/89	Ms=6.9	16.603	99.40	340	19	TACY	15.61	10.55	5.65	0.36
	(Ms=7.1)	(16.77)	(99.33)		(19)	CO56	73.00	39.10	30.64	0.42
						TH35	54.77	72.08	18.09	0.25
31/05/90	Ms=5.9	17.106	100.89		15.8	TACY	3.83	2.87	1.91	0.50
	(Ms=6.0)	(17.26)	(100.71)		(22)	CU80	13.28	16.73	3.57	0.21
						LI33	7.45	7.02	5.30	0.71
15/05/93	Ms=5.8	16.43	98.74	305	20	CUP4	2.78	3.08	1.38	0.45
	(Mw=6.1)	(16.70)	(98.39)		(20)	BA49	8.25	14.23	5.43	0.38
						CI05	13.60	9.94	8.14	0.60
24/10/93	Ms=6.6	16.54	98.98	325	19	CUP4	3.29	3.49	1.72	0.49
	(Ms=6.7)	(16.75)	(98.72)		(20)	BA49	14.41	17.73	5.04	0.28
						BL45	12.99	12.06	9.31	0.72
23/05/94	Mc=5.6	18.03	100.57		23	CUP4	4.97	4.28	2.88	0.58
	(Mw=6.3)	(18.17)	(100.53)		(55)	UC44	14.12	12.65	4.04	0.29
						CO56	10.69	8.08	8.07	0.76
10/12/94	Mc=6.3	18.02	100.56	305	20	CUP4	5.39	5.48	2.63	0.46
	(Mw=6.5)	(18.14)	(101.38)		(48)	BO39	25.07	25.10	6.91	0.28
						NZ20	10.12	12.75	9.06	0.71
14/09/95	Mc=7.3	16.31	-98.88	320	22	CUP4	12.42	7.65	3.80	0.31
	(Mw=7.4)	(16.78)	(98.60)		(23)	TH35	72.72	61.71	16.62	0.23
						TLHD	54.55	41.15	27.75	0.51
09/10/95	Mb=7.3	18.74	-104.67	607	5	RMC2	2.23	2.17	1.53	0.69
	(Mw=8.0)	(19.06)	(104.21)		(33)	CO56	24.72	19.05	20.06	0.81
						BA49	22.91	16.00	7.42	0.32
21/10/95	Me=6.5	16.92	-93.62		98	UI21	1.36	1.47	0.72	0.49
	(Mw=7.2)	(16.84)	(93.47)		(159)	MY19	4.44	2.60	2.03	0.46
						TLAS	1.86	2.04	2.35	1.15
25/02/96	Ms=6.9	15.8	98.20		3	RMC2	1.23	1.14	0.83	0.67
	(Mw=7.1)	(15.98)	(98.07)		(21)	AE02	11.21	6.2	2.17	0.20
						CO56	7.15	6.88	3.11	0.44
15/07/96	Ms=6.5	17.45	101.16		20	RMC2	2.47	2.24	1.44	0.58
	(Mw=6.8)	(17.60)	(100.97)		(18)	AP68	17.52	12.90	4.89	0.28
						CO56	8.25	11.34	8.02	0.71
11/01/97	Me=7.3	17.91	103.04		16	RMC2	4.15	5.38	2.31	0.43
	(Mw=7.2)	(18.22)	(102.76)		(33)	TH35	31.42	44.55	10.49	0.24
						LI33	23.46	22.84	13.01	0.56
22/05/97	6.0	18.40	101.80		59	RMC2	-1.31	1.14	0.93	0.71
	(Mw=6.5)	(18.68)	(101.60)		(70)	BA49	9.87	10.81	3.36	0.31
						LI33	6.82	4.48	4.25	0.62
20/04/98	Me=5.7	18.37	101.21		66	CP28	2.18	2.92	1.60	0.55
	(Mw=6.0)	(18.52)	(101.20)		(67)	LV17	9.23	7.46	1.99	0.22
						CI05	6.22	4.78	4.30	0.69
15/06/99	Me=7.0	18.018	97.51	240	69	RMC2	8.38	5.99	3.79	0.45
	(Mw=7.0)	(18.39)	(97.44)		(70)	CU80	36.30	52.25	12.56	0.24
						CO56	32.71	24.11	27.65	0.84
21/06/99	5.8	17.99	101.72		54	RMC2	1.38	1.07	0.93	0.67
	(Mw=6.3)	(18.32)	(101.54)		(68)	DFRO	9.06	10.85	2.43	0.22
						LI58	7.03	6.99	7.23	1.03
30/09/99	Ms=7.5	15.95	97.03	448	16	TACY	9.12	9.39	7.33	0.78
	(Mw=7.5)	(16.06)	(96.93)		(60)	RIDX	57.34	33.12	11.16	0.20
						TLHD	30.53	33.21	23.44	0.71

Son varias las investigaciones que se han realizado para entender e interpretar el movimiento del suelo en la ciudad con base en la información acelerográfica recopilada después de la ampliación de la red en el valle. Algunos resultados relevantes mostraron que las amplificaciones entre terreno blando y duro nuevamente eran muy altas como lo mostraron *Singh et al* [1988], trabajo en el que se realiza un análisis sobre la amplificación de las ondas en el valle con respecto a la zona de terreno duro, usando los datos del temblor del 8 de febrero de 1988 ($M_s=5.8$); se encuentran amplificaciones entre 8 y 56.

Por otro lado *Reinoso et al* [1990], presentan cocientes espectrales de sitios de terreno duro de la Ciudad de México con respecto a Las Vigas y a Teacalco del temblor de 1989, ellos estimaron una amplificación relativa en el valle de 6 a 12 con respecto a Teacalco en el periodo de 3.5 seg. Cuando estimaron los cocientes espectrales de estaciones de terreno blando respecto a terreno firme encontraron valores desde 10 hasta 70, este último en Nezahualcoyotl. También estudiaron los desplazamientos de todas las estaciones, al correlacionar la evolución del movimiento vertical de las cinco estaciones sincronizadas en tiempo absoluto estimaron la velocidad de fase en 1.6 km/seg.

En otros estudios, *Sánchez Sesma et al* [1993], realizaron un estudio con los acelerogramas de los sismos del 25 de abril de 1989 y del 31 de mayo de 1990, para interpretar el movimiento del suelo. Ellos identifican el arribo de una onda Rayleigh de periodo largo, la cual es detectada claramente en los registros de desplazamiento vertical, lo que ya se había observado antes para el terremoto de 1985 [*Ordaz et al*, 1989]. En estos estudios se establece un desacoplamiento entre el movimiento horizontal y el vertical.

La Figura 5.2 tomada de *Gómez-Bernal y Saragoni* [1995] muestra las componentes verticales y radiales de los desplazamientos calculados al integrar los acelerogramas de 7 sitios de la ciudad del sismo de 1989; a excepción de DX37 (37 en Fig. 5.1), éstos sitios se localizan aproximadamente a la misma latitud, y forman una línea normal al trayecto desde la fuente. El intervalo de tiempo señalado por las líneas A y C corresponde al arribo de una onda de periodo largo. En esta etapa el movimiento vertical es bastante similar tanto en

terreno firme como en terreno blando, sin embargo en la estación NZ31 (31 en Fig. 5.1) después de 110 seg el movimiento vertical es significativo y armónico por más de 100 seg.

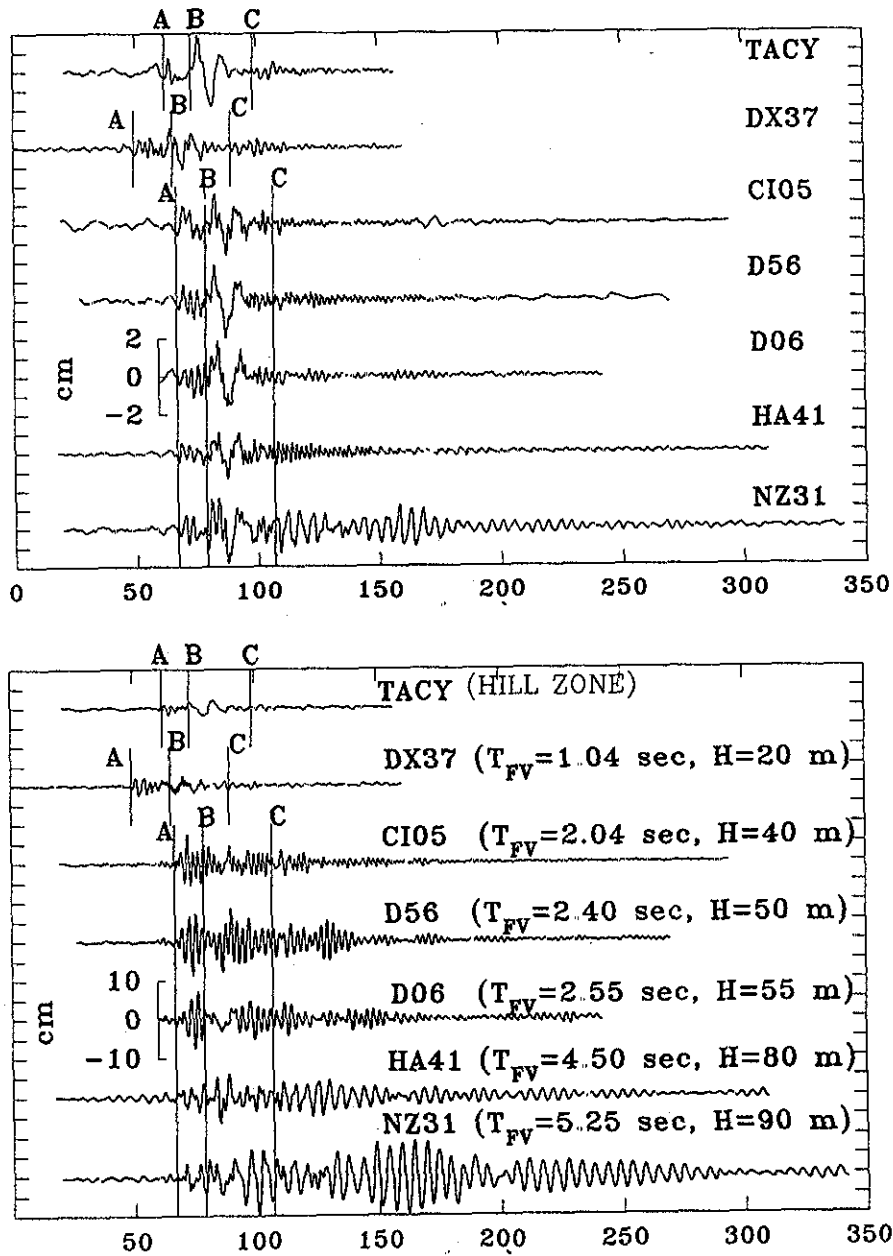


Figura 5.2 Desplazamientos del suelo, durante el sismo del 25 de abril de 1989, en la componente vertical (*arriba*) y en la radial (*abajo*) de 7 estaciones, con un tiempo común. El intervalo entre A y C corresponde al paso de una onda superficial. T_{FV} representa el periodo dominante observado [Gómez-Bernal y Saragoni, 1995].

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

En las componentes radiales se aprecian algunas diferencias en cuanto a su amplitud y su frecuencia. En Zona de Transición (DX37) y en terreno firme (TACY) las duraciones registradas son similares, pero las amplitudes son significativamente diferentes; además de que el efecto armónico es evidente en el registro DX37 entre A y B (32 segundos). En la zona del Lago se observa un drástico incremento en duración: así en la estación D56 el registro captó 250 seg del movimiento, mientras que en NZ31 el registro es 200 seg mayor que en TACY. El efecto armónico es claro, en D56 comienza en el segundo 50 y se prolonga hasta el final del registro, mientras que en NZ31 es detectado muy tarde, aproximadamente a partir del segundo 110, y también perdura hasta el final.

Una de las conclusiones importantes de este estudio [Gómez-Bernal y Saragoni, 1995] fue que la duración del movimiento en el Valle de México, en cualquier tipo de suelo, era independiente de la magnitud del temblor y que se mantenía ésta con valores similares como en 1985; tal y como había sido señalado por Singh y Ordaz [1993], al estudiar sismogramas de banda ancha de temblores de baja magnitud registrados durante 1991 en el suelo firme de Ciudad Universitaria (CU). Chávez-García y Romero-Jiménez [1996] también estudiaron el sismo de Guerrero de 1989 para intentar explicar la duración del movimiento del suelo.

5.4 EL SISMO DE OMETEPEC DEL 14 DE SEPTIEMBRE DE 1995.

El sismo de Ometepec de septiembre de 1995 ($M_w = 7.3$) produjo una cantidad muy importante de registros en el país. El epicentro de este evento se localizó en el *gap* sísmico de Ometepec [Singh, Astiz y Havskov, 1981] a 340 km de la Ciudad de México, donde se registró en una cantidad considerable de estaciones de campo libre y de pozo, las estaciones del CENAPRED lograron captar acelerogramas de una alta calidad por la duración del registro, más de 800 seg en RMC, en ESTA (Estanzuela), en ZAR y en UNK.

5.4.1 Características del movimiento entre el epicentro y el Valle de México

Los desplazamientos verticales calculados de acelerogramas de 13 estaciones distribuidas a lo largo del trayecto entre el epicentro y la Ciudad de México se muestran en la Figura 5.3, algunas estaciones están ubicadas relativamente cerca del epicentro (COPL y VIGA). Los sismogramas se alinearon en tiempo común y se obtuvieron al integrar los registros de aceleración usando filtros pasabandas entre 0.09 y 0.13 Hz. En la estación RMC2 (a 102 metros de profundidad) de la colonia Roma, puede identificarse el arribo de ondas importante entre los 90 y los 140 seg, el cual consiste de una onda Rayleigh señalada como G1 en la figura. Después en el intervalo de tiempo comprendido entre 200 y 300 segundos se detecta una onda superficial retardada (G2) con baja energía pero con amplitud significativa en el intervalo de periodos de 5 a 10 segundos.

El paquete G1 se identifica claramente en todas las estaciones de la Figura 5.3, incluso en Copala (COPL), la estación más cercana al epicentro, indicando que esta onda superficial comienza su trayecto cerca de la fuente. Sin embargo, la mayoría de las estaciones registraron lapsos de tiempo relativamente cortos, excepto en las estaciones del D.F. (RMC2), en Chilpancingo (RICC) y en Teacalco (TEAC). En estas estaciones (Figura 5.3) la evolución del paquete G2 es evidente, indicando que todas las ondas Rayleigh fueron generadas por el temblor y son significativas a distancias relativamente cortas de la fuente.

Por lo que respecta a frecuencias un poco mayores (0.24-0.35), en la Figura 5.4 se presentan las componentes verticales de desplazamiento de las estaciones ESTA, RMC2 (a 102 m), CHAS, ZAR2 (a 83 m), COY2 (a 70 m), TC (Toluca), PB, PC (Puebla) y CUER (cuernavaca). Los sismogramas se ordenaron según su latitud, las estaciones del CENAPRED excepto CHAS están alineadas en tiempo común, las demás aparecen marcadas en la figura con un asterisco y se ubicaron a ojo. Se puede distinguir de este

arreglo el avance que sigue un grupo de ondas superficiales en el intervalo de frecuencias 0.24-0.35 Hz, que incrementa sus amplitudes desde CUER a medida que avanza, seguramente debido a la dispersión, esto es notorio en las dos estaciones de Puebla y en la Ciudad de México. En sitios al sur de CUER no aparece este grupo, al menos en esta frecuencia, como lo indica el registro de Iguala (IGUA)

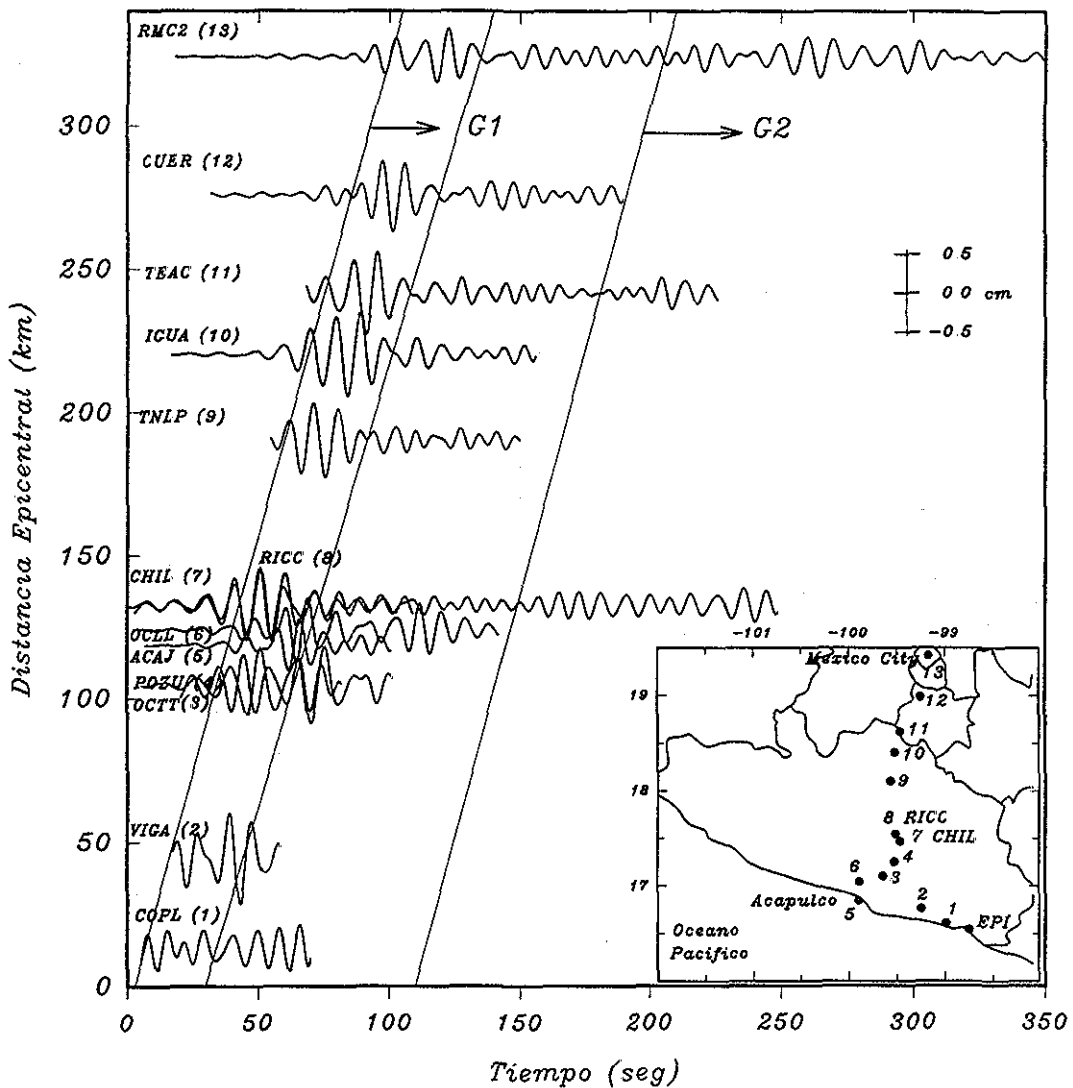


Figura 5.3 Sismogramas verticales (filtrados entre 0.09-0.13 Hz) en sitios localizados entre México D.F. y el epicentro del sismo de Ometepec de 1995. El número entre paréntesis indica la localización de cada estación en el mapa. Amplitudes grandes se detectan en los registros de Chilpancingo (RICC) y de Teacalco (TEAC) además de los de la Ciudad de México.

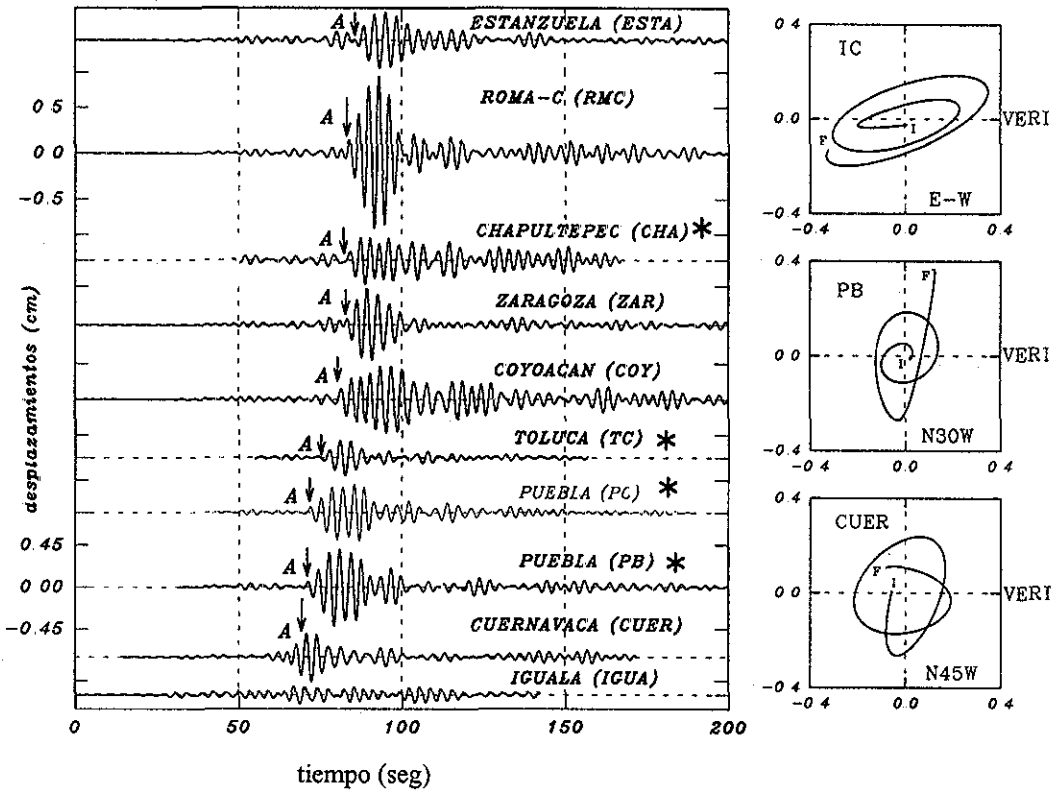
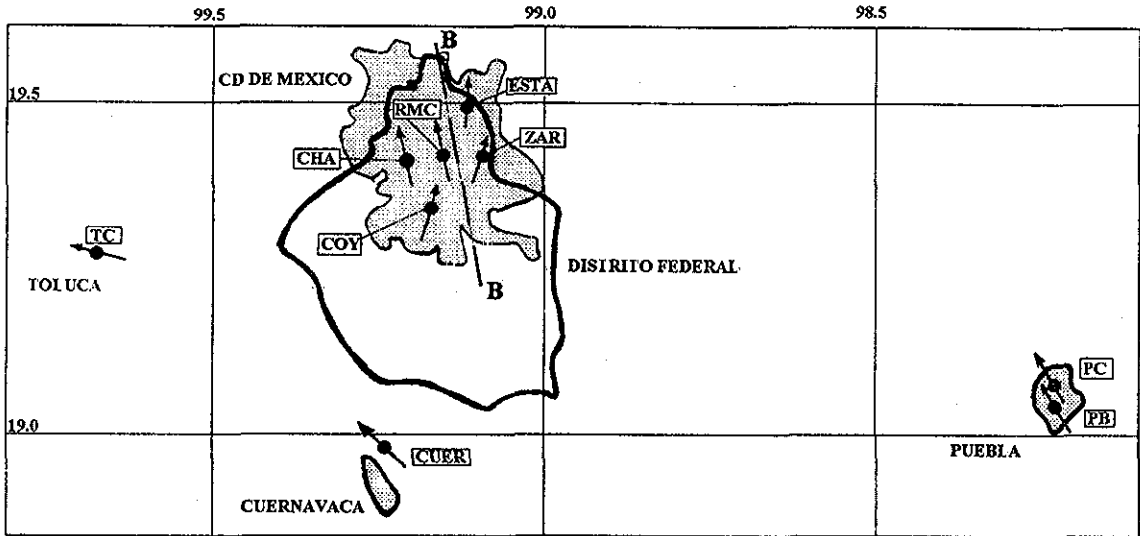


Figura 5.4 Arriba: estaciones analizadas, las flechas indican el sentido de la onda descrita. Abajo Desplazamientos verticales calculados en el intervalo de frecuencia de 0.24 a 0.35 Hz. Los sismogramas están alineados según su latitud y en tiempo común excepto las señaladas con asterisco. El punto A es el tiempo de inicio usado en los odogramas.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

5.4.2 Movimiento del suelo en pozos

En la Figura 5.5 se muestran los desplazamientos calculados durante los primeros 480 seg en la superficie y a las profundidades de 30 y de 102 metros en la estación RMC, también se muestran los movimientos relativos ó diferencia de desplazamiento entre los diferentes niveles. En este sitio el espesor del suelo compresible es aproximadamente de 35 metros, por lo que el periodo de vibración del estrato superior sería aproximadamente de 2.35 seg, además el sensor de 30 m queda dentro del estrato blando. Abajo de esta capa muy compresible se encuentran los depósitos profundos (DP) que son arcillas bien consolidadas, y que han sido considerados por especialistas como zona de suelo firme.

En los sismogramas de la Figura 5.5 se observa a partir del segundo 40 un claro arribo de 20 seg de periodo tanto en las componentes radiales (NS) como en las verticales de los 3 niveles, el movimiento intenso comienza aproximadamente a los 80 seg de iniciado el registro y se prolonga 120 seg más. Es notable un paquete con mucha energía en la componente transversal de la superficie en el intervalo de tiempo 145 y 160 seg. Los desplazamientos relativos de la componente vertical entre la superficie y la profundidad de 102 metros muestran un marcado movimiento armónico (2.43 seg de periodo) durante la fase intensa esto es notorio a partir del segundo 117 hasta el 190.

Para hacer una comparación más detallada de los desplazamientos observados durante este temblor, en la Figura 5.6 se muestran los paquetes de onda en bandas estrecha de frecuencia, obtenidos al filtrar la componente vertical a 102 m de profundidad. El registro completo se muestra en la parte superior, los registros de banda corta se graficaron abajo, se indican los periodos del intervalo. La traza del periodo más alto (con un periodo central aproximado de 20 seg) tiene un paquete de onda que dura 100 seg, (entre 40 y 140 seg). Las trazas que involucran periodos entre 9.09 y 12.5 seg muestran dos paquetes, el primero entre 80 y 120 y el segundo entre 180 y 290 seg. El paquete con las mayores amplitudes se detecta aproximadamente en el periodo de 3.3 seg (onda R2, cuyo odograma se muestra en la Figura 5.8)), esta onda junto con las de periodo mayor a 10 seg, produce los desplazamientos verticales más grandes.

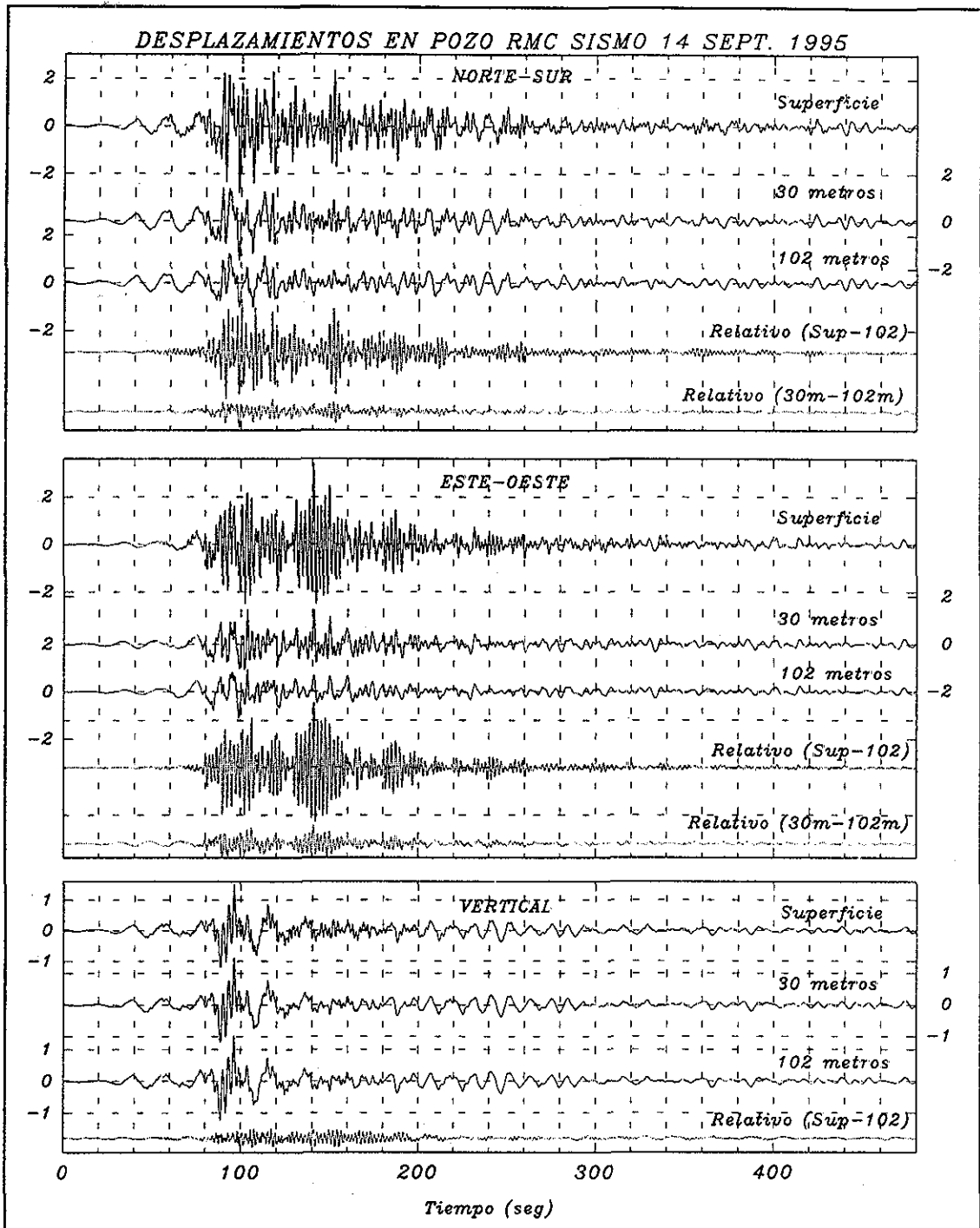


Figura 5.5 Desplazamientos del sismo del 14 de septiembre de 1995 en los 3 niveles de la estación de pozo RMC. Unidades en cm. Para este temblor la componente NS es aproximadamente la radial, y la EO la componente transversal.

**TESIS CON
FALLA DE ORIGEN**

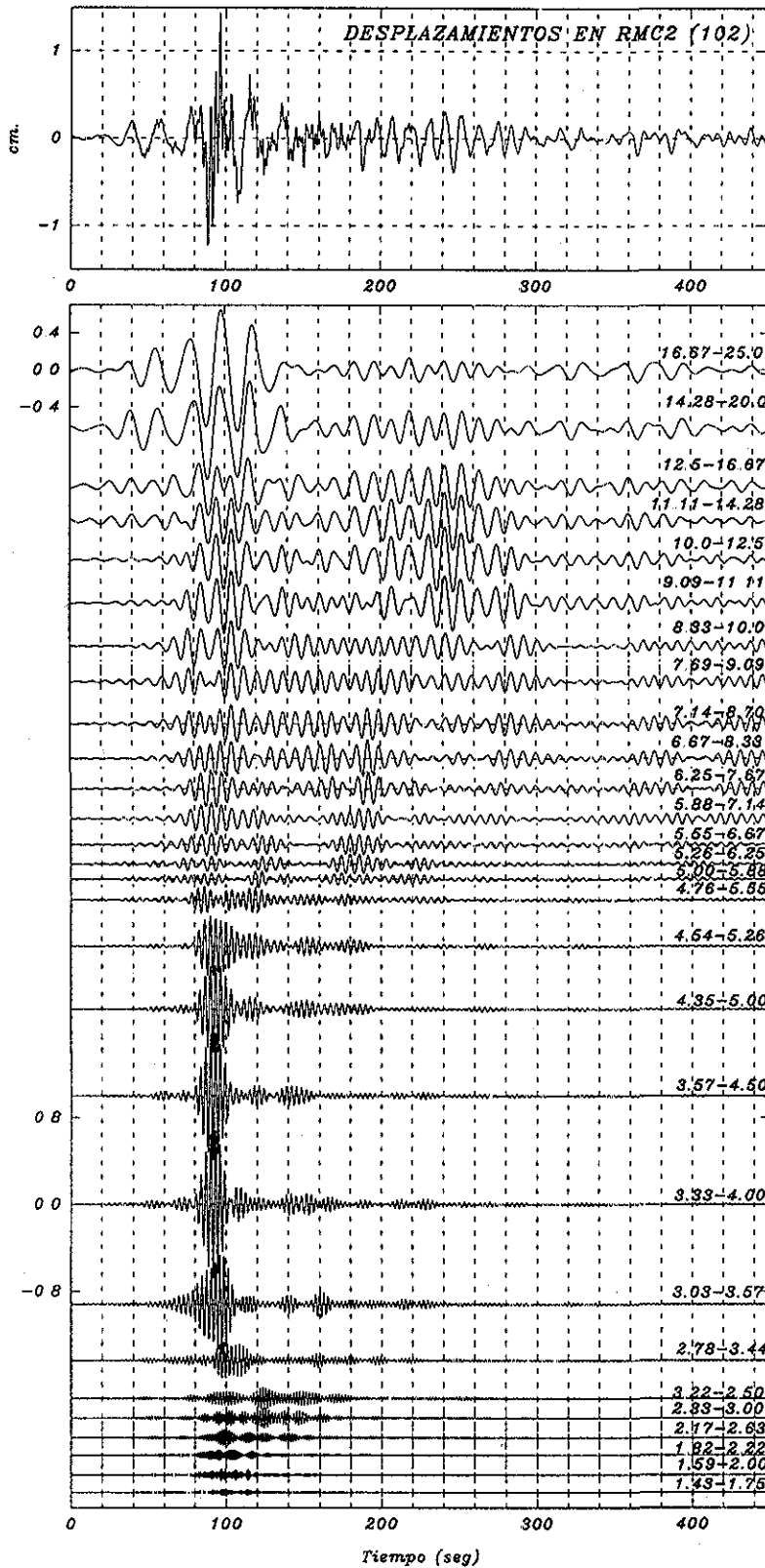


Figura 5.6 Paquetes de onda en bandas estrecha de frecuencia, obtenidos al filtrar la componente vertical a 102 m de profundidad en RMC (sismo 14/09/95). El registro completo se muestra en la parte superior, en las gráficas de banda corta se indican los periodos del intervalo.

Al comparar las Figuras 5.5 y 5.6 se puede detectar un periodo dominante de 6.7 y 3.3 seg en las componentes horizontales en la profundidad de 102 metros, las amplitudes más notables están en la dirección transversal (entre 115 y 180 seg) donde este intervalo coincide con el máximo movimiento en la superficie. Por otra parte si se compara el movimiento relativo en la superficie y a 30 metros se detecta el mismo periodo.

En resumen en los registros verticales de todas las profundidades de la estación RMC son detectados movimientos que comienzan con un periodo largo de 20 seg; pero el movimiento intenso en la superficie ocurre 40 seg después. El movimiento intenso, está dominado completamente por ondas superficiales de periodos largos e intermedios, esto no solamente ocurre en la zona de movimiento fuerte sino en el resto del registro, después de 200 seg de haber comenzado el registro. En otro trabajo sobre el temblor de 1995 [Faccioli, Paolucci y Vanini, 1995] se detectaron también movimientos típicos de ondas superficiales en el pozo Jalapa.

5.4.3 Análisis en el intervalo de frecuencias de 0.25 a 0.37 Hz

De la sección anterior se concluye que en el intervalo de periodos de 2.7 a 4.0 seg se amplificó bastante el movimiento del suelo en el sitio de la estación RMC, debido a la cercanía del periodo de R2 con el periodo natural del suelo superficial. Lo que indica que las ondas superficiales son las principales causantes de los efectos de sitio. La trayectoria de la onda R2 (0.25 a 0.33 Hz) se muestra en la Figura 5.7b, donde se ordenaron los desplazamientos en la dirección radial de 21 estaciones de terreno firme y de transición de la zona central del valle durante el sismo de septiembre de 1995, 10 de esas estaciones cuentan con el tiempo absoluto correcto, la ubicación de estas estaciones se muestran en la Figura 5.7a, donde se ha marcado una trayectoria promedio de todas las estaciones. Además, en la Figura 5.7c y 5.7d se presentan los desplazamientos respectivos en la dirección vertical y en la transversal. En el cálculo de los desplazamientos, los registros fueron pasados por filtros pasabanda entre 0.25 y 0.37 Hz.

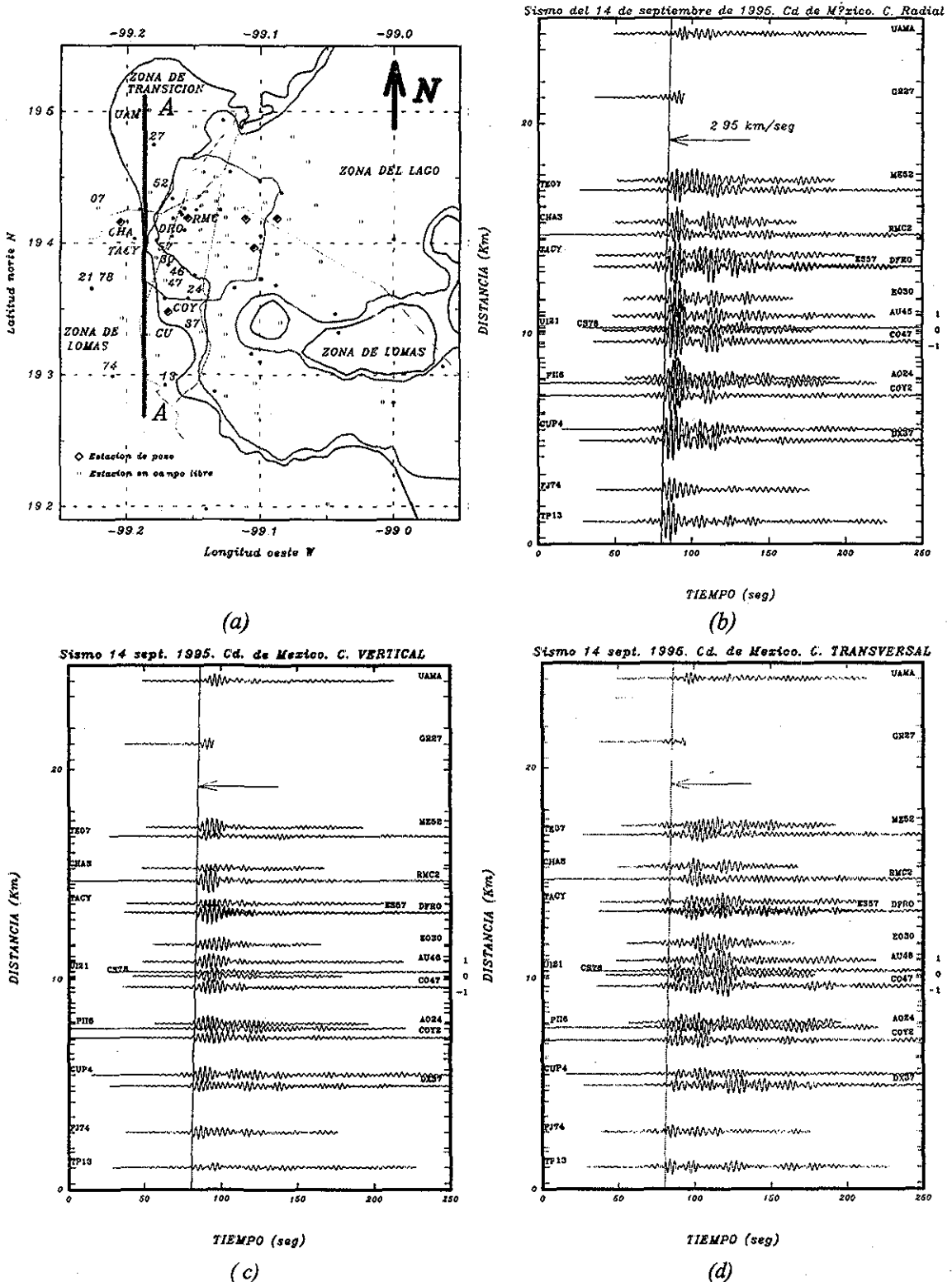


Figura 5.7. Desplazamientos radiales (b), verticales (c) y transversales (d) calculados a partir de acelerogramas de estaciones de terreno firme y de transición en México D F, del sismo de septiembre de 1995. En la Figura (a) se indican las estaciones usadas y la trayectoria aproximada de más de 20 km.

Tabla 5.2. Estaciones usadas en la estimación de la velocidad de fase.

ESTACIÓN	TIEMPO (GMT)	DISTANCIA EPICENTRAL (KM)	* TIEMPO DE ARRIBO (SEC)
ME52	14:05:36.50	322.72	98.24
RMC2	14:04:45.00	320.13	97.86
EO30	14:05:40.51	317.23	96.97
AU46	14:05:33.59	316.49	96.94
CS78	14:05:27.06	315.66	96.72
COY2	14:04:45.00	312.66	95.38
IB22	14:05:50.42	311.64	95.36
CUP4	14:05:00.36	311.00	94.58
JC54	14:05:27.59	308.13	93.65
GC38	14:05:49.67	308.07	93.73

de acuerdo a la Figura 5.6

Es notorio en las componentes radiales y verticales, de la Figura 5.7, que la mayor energía se concentra dentro de los primeros 12 segundos, de acuerdo a la línea de la trayectoria señalada, sin embargo es notorio también que en la componente transversal el movimiento más fuerte, en este intervalo de periodos, comienza cuando los desplazamientos radiales y verticales tienden a disminuir. Se puede estimar la velocidad de fase de las ondas superficiales en el Valle de México si se sigue el recorrido de pulso (*wavelet*) de las componentes radiales o verticales. La velocidad se determinó a partir de la regresión de las 10 estaciones de la Tabla 5.2. Según el tiempo de la trayectoria medido, se estimó una velocidad de 2.95 km/seg para esta onda de mayor energía.

Considerando este valor de la velocidad, y suponiendo que el periodo de la onda es de 3.0 seg, entonces ésta tendría una longitud de 8.94 km, como lo ilustra el esquema de la Figura 5.8; sin embargo como la velocidad de grupo es menor (de 1 a 2 km/s), entonces la longitud de onda sería menor para ese periodo (3-5 Km). En la Figura 5.8 se incluyen además los odogramas en el plano vertical-radial, movimiento característico de ondas Rayleigh, de 5 estaciones de la red CENAPRED del Valle de México (de la Fig 5.7), el comienzo del intervalo de tiempo del odograma coincide con el indicado en la línea de las Figuras 5.7b y 5.7c.

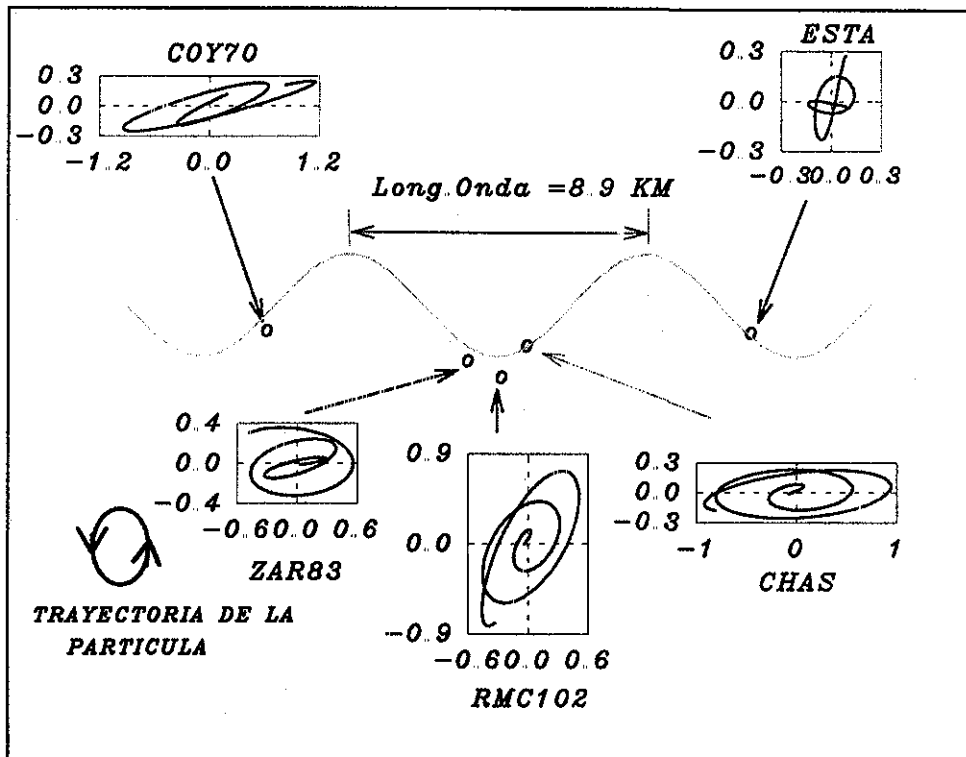


Figura 5.8 Odogramas (radial-vertical) que muestran la trayectoria de la partícula en el intervalo 2.9-4.0 seg en estaciones de terreno firme y de pozos profundos. Se ilustra en un esquema cómo sería la longitud de onda.

5.5 CARACTERÍSTICAS DEL MOVIMIENTO DURANTE SISMOS DE GRAN MAGNITUD

Los desplazamientos de ocho de los temblores más intensos de los últimos 20 años que han generado acelerogramas en la Ciudad de México, se muestran en la Figura 5.9. Con la finalidad de estudiar el dominio de periodos altos, se utilizaron filtros pasabandas entre 0.05 y 0.17 Hz. Se emplearon las componentes radiales, transversales y verticales. Las trazas de los eventos con origen al suroeste de la ciudad (columna izquierda de la figura), indican una evolución similar a las gráficas del evento del 19 de septiembre de 1985 de la Figura 4.9 del Capítulo IV, es decir, el movimiento retrogrado típico de onda Rayleigh en el plano radial-vertical con periodo entre 10 y 13 seg, pero en todos los casos es antecedido unos segundos antes, por un pulso de gran amplitud en la componente transversal. Incluso en los eventos más lejanos se manifiestan claramente dos secuencias ó grupos con el mismo

patrón, como queda muy claro en el sismo de Colima de 1995 (más de 600 km al epicentro); este desplazamiento transversal se presenta con un periodo aproximado de 15 seg y con un casi nulo movimiento vertical, como si se tratara de una onda Love; también en el sismo de Huatulco del 30 de septiembre de 1999 originado a 450 km se detectan los dos grupos.

Tabla 5.3 Eventos de gran magnitud usados para el cálculo de los desplazamientos de la Figura 5.8

SISMO	MAG	DIS.	PR.	ANG.	EST.	DESPLAZAMIENTOS MAXIMOS (CM)			DUR.	LAT.	LONG.
						Radial	Trans	Vert.			
<i>Fecha</i>		<i>Km</i>	<i>km</i>	<i>N00E.</i>				<i>seg</i>	<i>N</i>	<i>W</i>	
29/11/78(2)	7.8(Ms)	458	19		SXCU				80.00	16.010	96.591
14/03/79(1)	7.6(Ms)	278	28	235.0°	SXCU	2.2	1.9	2.1	80.00	17.763	101.295
25/10/81(1)	7.3(Ms)	341	14	250.0°	SXCU	0.9	0.9	1.1	140.00	18.048	102.084
19/09/85(1)	8.1(Ms)	400	15		TACY	6.0	4.8	6.0	175.16	17.802	101.65
21/09/85(1)	7.6(Ms)	322	15	236.9°	TACY	3.0	1.5	2.50	139.66	17.802	101.647
25/04/89(1)	6.9(Ms)	309	19	184.2°	TACY	2.0	0.55	1.85	139.96	16.603	99.40
14/09/95(2)	7.3(Mc)	320	22	170.0°	RMC2	0.63	0.51	0.9	917.05	16.31	98.88
09/10/95(1)	7.3(Mb)	607	5	263.1°	RMC2	1.12	1.87	1.15	677.55	18.74	104.67
15/06/99(3)	7.0(Me)	240	69	129.4°	RMC2	0.5	0.2	0.35	221.58	18.018	97.51
30/09/99(2)	7.5(Ms)	448	16	147.9°	TACY	0.82	1.1	0.71	222.09	15.95	97.03

(1) sismos originados en el suroeste; (2) sismos originados en el sureste (3) fallamiento normal

En los eventos que se generan en el sureste, también se observa este mismo patrón en el movimiento, aunque aquí el periodo de la onda en el plano radial-vertical es de 18 seg, un poco mayor que en los eventos del suroeste, como se detecta en los sismos de 14-09-95 y de 30-09-99. Para el primero de ellos, la Figura 5.9, ilustra la composición de esos 2 grupos. En el segundo evento la onda transversal también es muy evidente después del segundo 80.

Entonces, el periodo de la onda depende del origen del temblor, aparentemente esto se debe al espesor de la corteza de cada zona. En el trayecto del suroeste al centro del país los periodos son menores que las ondas guiadas desde el sureste del Pacífico.

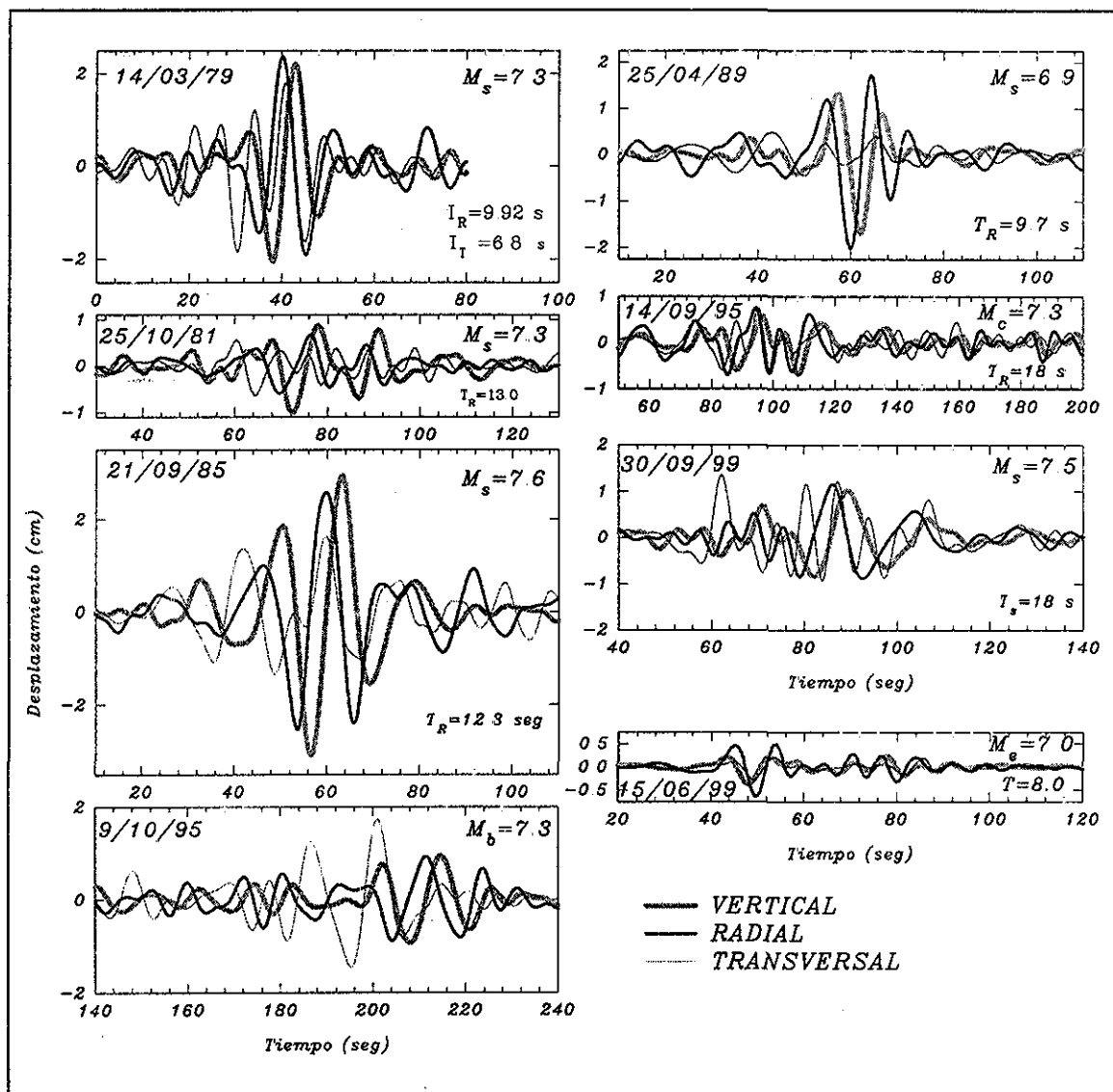


Figura 5.9 Desplazamientos en las componentes radial, vertical y transversal en estaciones de terreno firme, de 8 temblores de gran magnitud registrados en la ciudad de México. Se usaron filtros pasabanda de 0.05 a 0.17 Hz.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

ESTA TESIS NO SALE
DE LA BIBLIOTECA

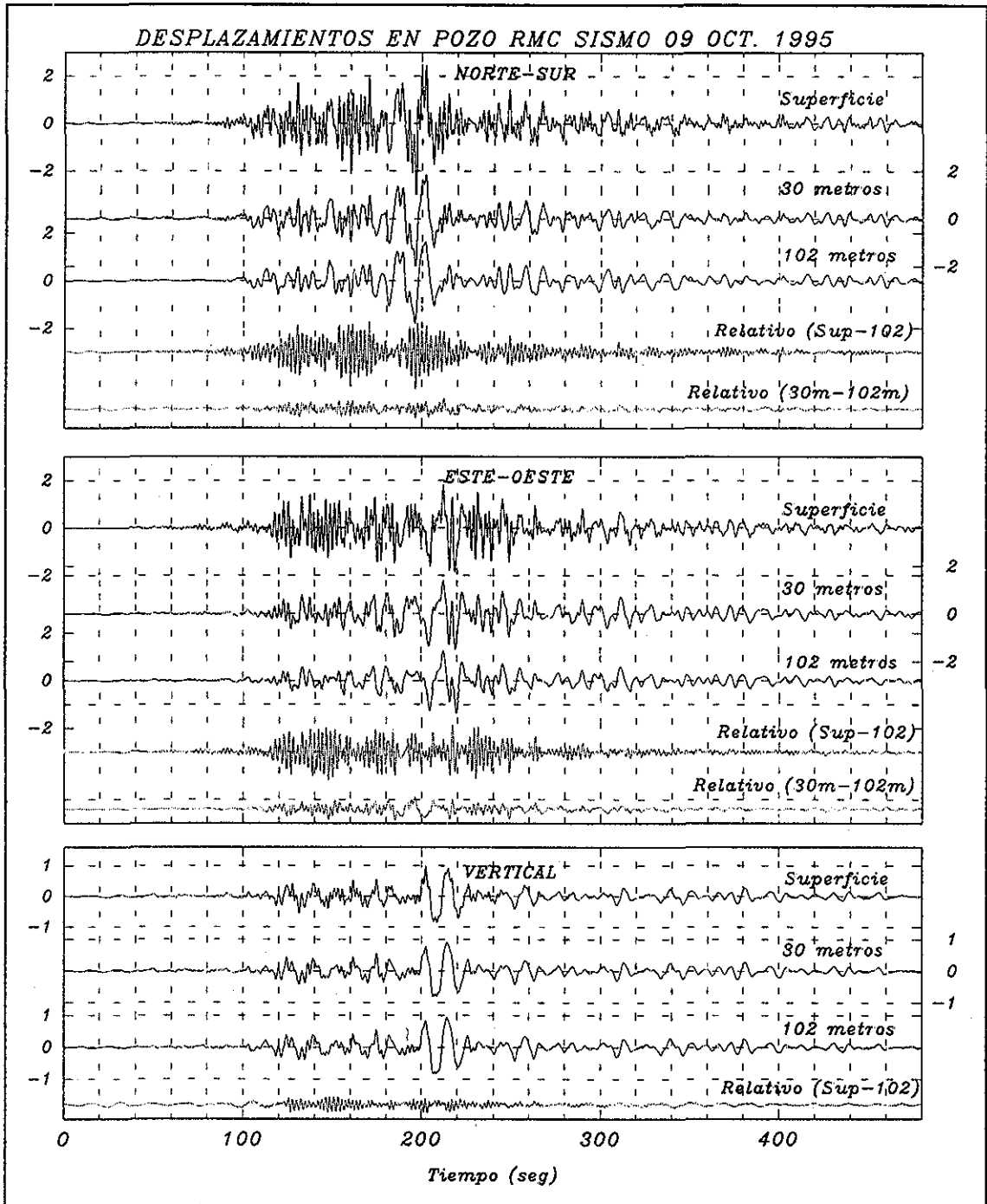


Figura 5.10 Desplazamientos del sismo del 9 de octubre de 1995 en los 3 niveles de la estación de pozo RMC.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

5.6 COMPARACIÓN DE AMPLIFICACIONES CALCULADAS Y OBSERVADAS SEGÚN ACELEROGRAMAS DE POZO.

En la estaciones de pozo, los sensores más profundos ZAR83, RMC102, UNK83, TLA86 y COY70 están instalados dentro de los depósitos profundos (DP), muy cerca de la frontera de los depósitos superficiales (DS), sobre todo ZAR83 que está a menos de 20 m. El hecho de contar con los acelerómetros en la superficie y un poco más debajo de la frontera (en los depósitos profundos) permite estimar de una manera directa las funciones de transferencia empíricas ó reales (FTR), es decir las amplificaciones que se presentan durante los temblores entre la frontera o interfase de ambos depósitos y la superficie, calculadas como el cociente de los espectros de Fourier de velocidad en estos dos puntos.

Como ejemplo de este procedimiento se muestran las funciones de transferencia reales entre la superficie y la profundidad de 83 metros en la estación Zaragoza (ZAR), y entre la superficie y la profundidad de 86 metros en Tlacotal (TLA) se calcularon para cuatro eventos intensos (Tabla 5.4). En cada estación se usaron 4 sismos, y para cada uno de ellos se obtuvo una curva promedio a partir de las funciones de cada componente horizontal. Los resultados se muestran en la Figura 5.11 junto con las funciones de transferencia teóricas de propagación de ondas S, las cuales se calcularon de acuerdo al procedimiento usado en la sección 4.4 del capítulo IV, con base en el espesor del depósito de arcilla, con la velocidad de onda correspondiente (según la Figura 3.10) y suponiendo un porcentaje de amortiguamiento crítico del 3%.

Tabla 5.4. Sismos usados en las funciones de transferencia de la Figura 5.10.

FECHA	MAGNITUD	DISTANCIA (KM)	PROF. (KM)	ZAR	TLA
93/05/15	6.0 (M_c)	305	15	X	X
93/10/24	6.7 (M_c)	325	10	X	X
94/12/10	6.3 (M_c)	305	20	X	X
95/09/14	7.4 (M_w)	320	21	X	
95/10/09	7.3 (M_s)	560	10		X

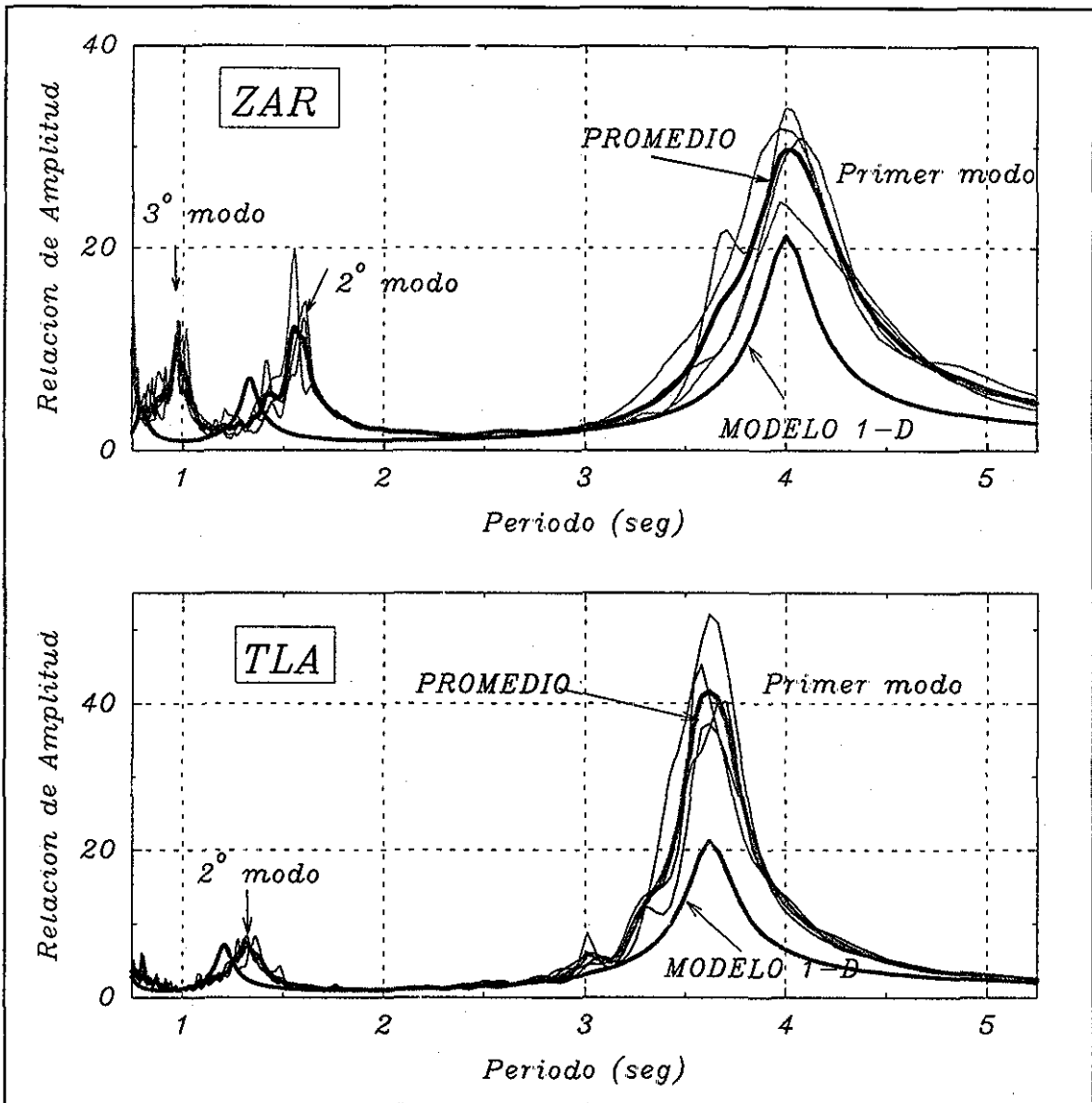


Figura 5.11 Comparación de los factores de amplificación observados y calculados en las estaciones de pozo ZAR (Zaragoza) y TLA (Tlacotal). El promedio de las funciones de transferencia observadas se obtuvo de los registros simultáneos en la superficie y el nivel inferior, durante los sismos de la Tabla 5.4

Las formas espectrales de las funciones de amplificación de los 4 sismos en ZAR y TLA son muy similares en cada estación para los cuatro sismos. En ZAR se definen claramente los periodos de los tres primeros modos en 4.0, 1.54 y 0.97 seg, el primero es 2.8 veces el segundo y 4.5 el tercero (para un solo estrato esta relación es 3 y 5 respectivamente, según la teoría clásica). La función de transferencia media indica que los

valores de la amplificación para estos tres modos son 30, 12, y 12 respectivamente. Como se mostró para el terremoto de 1985 estos valores sobrepasan ampliamente las funciones de transferencia que predice el modelo 1-D, en este caso la máxima relación espectral observada es 50 % más grande que la calculada.

En el caso de la estación TLA es más notable la diferencia entre las curvas calculadas y las observadas ó estimadas directamente de los espectros de Fourier de los registros simultáneos. En este lugar la máxima amplitud observada es 100 % mayor en el modo fundamental que ocurre en el periodo de 3.6 seg.

5.7 VIBRACIÓN EN LA DIRECCIÓN TRANSVERSAL (TRANSFERENCIA DE ENERGÍA).

En la sección 5.5 se mencionó que se han detectado ondas Love incidentes que se propagan transversalmente, la presencia de estas ondas puede generar un movimiento en la dirección transversal. Sin embargo en decenas de registros de aceleración de estaciones de la zona del Lago del Valle de México, se detectan abatimientos en ambas direcciones horizontales con sus máximos alternados. Como ejemplo de esto, se presenta la Figura 5.12 del movimiento en la estación CH84 durante el temblor de Manzanillo de octubre de 1995, aquí se observa cómo vibra el suelo en la dirección transversal (B) después de la terminación del paquete en la dirección radial (A), en C llega otro grupo de ondas superficiales (de acuerdo a lo estudiado en la sección 5.5). Otro ejemplo muy claro de la vibración vertical acoplada con las horizontales es la Figura 5.10, como se explicó en la sección 5.4, se detecta claramente un movimiento armónico de 2.2 seg en esta dirección vertical entre el intervalo de tiempo 100 y 200 seg.

La vibración horizontal de un depósito de suelo en una dirección específica está desacoplada totalmente de la vibración en la dirección transversal, en ambas direcciones el movimiento se lleva a cabo con el mismo periodo. Sin embargo cuando se somete al estrato de suelo a un movimiento simultáneo en una de las direcciones horizontales y en la vertical, como sucede cuando se propaga una onda Rayleigh, es posible que se presente un

acoplamiento del movimiento en las direcciones horizontales ortogonales a través del movimiento vertical. Es decir se tendría una situación similar a la descrita en el Apéndice C, los péndulos representan a las vibraciones horizontales y el resorte a la vertical. Debe tenerse en cuenta que el modelo del Apéndice C, con el cual se ilustra el fenómeno, es conservativo al no considerar amortiguamiento, mientras que las arcillas del valle de México, aunque con niveles bajos, pero sí tienen amortiguamiento. Además de que la vibración del suelo durante temblores no es un problema de vibración libre.

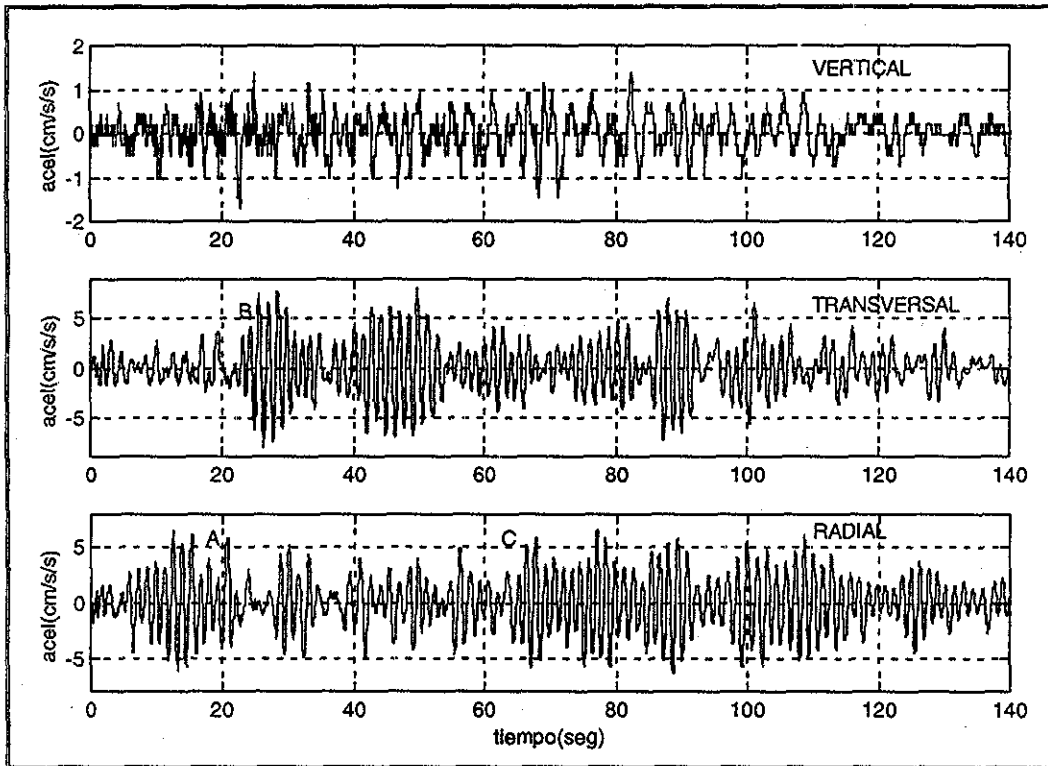


Figura 5.12 Acelerograma del sismo de Manzanillo (09/10/95) registrado en el sitio CH84. Gran parte del movimiento intenso de la componente transversal señalado como B, sería energía transferida por la componente radial (A), como consecuencia de un posible acoplamiento entre las componentes horizontales a través de la vibración vertical. Esto es posible gracias a la cercanía de los periodos en ambas componentes horizontales (la dirección transversal vibra con periodo $4H/V_s$ y la radial con periodo de algún modo superficial.).

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

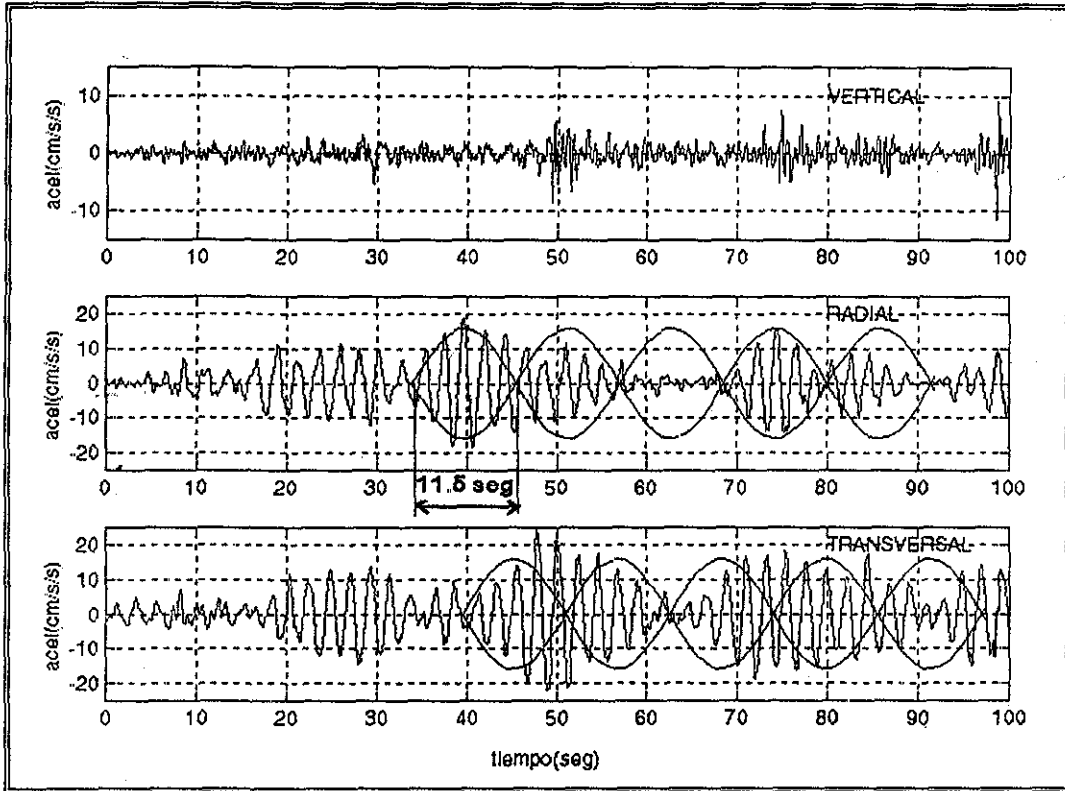


Figura 5.13 Parte inicial del acelerograma del sismo de Manzanillo registrado en el sitio CO56 de la colonia Roma. Se indican los batimientos en las componentes radiales, los cuales tienen un periodo aproximado de 16 seg.

Según este modelo, la vibración del depósito de suelo se convertiría en oscilaciones con abatimientos, donde la energía de vibración de la dirección radial se transfiere a la dirección transversal. Esto sería posible gracias a que los desplazamientos verticales son comunes a ambas direcciones ortogonales, y a que la rigidez del movimiento horizontal no depende de la rigidez vertical.

Otro caso más se muestra en la Figura 5.13, el registro de la estación CO56 en la colonia Roma del temblor de Manzanillo, en esta Figura se superponen los ciclos de las pulsaciones con un periodo $T_{bat} = 11.5$ seg, y el periodo promedio observado de $T_{prom} = 2.30$ seg. Este último valor coincide con el obtenido al promediar el periodo de vibración horizontal o de viga de cortante del suelo de $T_1 = 2.56$, y el periodo de la onda Rayleigh del modelo ROM de la Figura 6.6 de $T_2 = 2.1$ seg ($1/2(T_1 + T_2) = 2.33$ seg). Además al calcular el periodo de la pulsación como $(T_2 T_1)/(T_2 - T_1)$, se obtiene un valor de 11.68 seg similar al

observado de 11.5 seg. Como se observa en la Figura 5.13, a 50 y a 75 seg de inicio del registro, ocurren las amplitudes más altas de la componente vertical y de la transversal. En los espectros de respuesta de este sitio de diversos temblores, es muy claro el pico en el periodo promedio de 2.3 seg en las 3 componentes.

Desde luego el problema del movimiento del suelo es complejo e intervienen simultáneamente varios factores, el propuesto en esta sección sería sólo uno más, sin embargo, de esta manera se entendería por qué el movimiento en la dirección transversal es tan fuerte como en la dirección radial, ya sea que este fenómeno dé comienzo a la vibración intensa, o bien que la incremente de manera considerable al superponerse a la excitación ya existente ocasionada previamente por una onda Love. Además al estudiar la dirección vertical pueden detectarse con precisión los periodos horizontales de vibración.

5.8 CONCLUSIONES

Del análisis de varios registros de la red en terreno firme y en pozos debidos a sismos posteriores a 1985, se han observado sistemáticamente ondas superficiales a lo largo de todo el registro. En este Capítulo, se hizo una recopilación de algunos de los estudios más relevantes que han utilizado información acelerográfica de sismos posteriores a septiembre de 1985; y por otra parte, se presentan resultados que confirman varias de las conclusiones del Capítulo anterior sobre el Terremoto de 1985.

Al analizar los desplazamientos de los ocho temblores más intensos, se confirma el patrón del movimiento detectado en el Capítulo IV durante el terremoto del 19 de septiembre de 1985: las trazas de los eventos muestran un movimiento retrogrado típico de onda Rayleigh en el plano radial-vertical con periodo entre 10 y 13 seg, pero en todos los casos es antecedido, unos segundos antes, por un pulso de gran amplitud en la componente transversal con un casi nulo movimiento vertical, como si se tratara de una onda Love. Además en los eventos más lejanos se identifican claramente dos grupos con el mismo patrón en el movimiento, como queda muy claro en el evento de Colima de 1995 y en el de Oaxaca de 1999. Otra característica detectada en estos eventos es que el periodo de estas ondas es mayor en los epicentros localizados al sureste (18-20 seg) que en los que ocurren

en el suroeste (10-13 seg), esto debido a la diferencia de espesores de la corteza entre los distintos trayectos, en el sureste es más grueso por lo que el periodo es mayor que para eventos generados en el suroeste del Pacífico.

Las funciones de transferencia empíricas de acelerogramas simultáneos de estaciones de pozo, confirman la gran discrepancia que ha existido entre las curvas observadas y las calculadas según la teoría clásica de propagación de ondas de cuerpo; tal y como se había detectado desde el sismo de 1985. Las máximas amplitudes observadas en el periodo fundamental en las 2 estaciones estudiadas (ZAR y TLA) fueron de 50 a 100 % mayores que las que predice la teoría clásica. En este caso, a diferencia de las funciones calculadas con registros de dos sitios distantes, no debe existir duda en los resultados de los valores de las curvas observadas. Estos resultados sugieren que la diferencia de la respuesta se debe a un efecto adicional de la vibración conjunta entre los estratos aluviales con los depósitos profundos y las formaciones volcánicas.

Según evidencia de varios acelerogramas de diversos temblores en la Ciudad de México, parte del movimiento en la dirección transversal sería incrementado en gran medida como consecuencia del acoplamiento de ambas componentes horizontales con la vertical.

5.9 REFERENCIAS

- Anderson, J. G., P. Bodin, J. N. Brune, J. Prince, S. K. Singh, R. Quaas and M. Oñate (1996) "Strong Ground Motion from the Michoacan, México Earthquake." *Science*, September, vol 233 pp 1043-1049.
- Campillo, Gariel, Aki and Sanchez-Sesma (1989). "Destructive strong ground motion in México City: source, path and site effects during great Michoacán earthquake". *Bull Seis. Soc. Am.* 79-6.
- Chávez-García, F. J. y E. Romero-Jimenez (1996) "Análisis de acelerogramas registrados en la Ciudad de México durante el temblor del 25.04.89. Evidencias de una posible explicación para la gran duración del movimiento fuerte". *Revista de Ingeniería Sísmica* 54, 1-15.
- Faccioli, E. R. Paolucci and M. Vanini (1996). "Studies of site response and soil-structure interaction effects in a tall building in Mexico City", *proc. XI WCEE*, paper No. 569.
- Gómez-Bernal, A., H. Juárez y J. Iglesias (1991) "Intensidades y demandas de ductilidad de sismos recientes en la Cd. de México." *Revista Ingeniería Sísmica*, México DF, dic. 91, No 43: 3-18.

- Gómez-Bernal, A. and R. G. Saragoni (1995). "Interpretation of dynamic soil effects on México City valley using the dense accelerograph network." *Proc. of the Fifth Int. Conf. on Seismic Zonation*. Nice, France. vol 1, 747-754.
- Gómez-Bernal, A. y R. Saragoni (1997) "Ondas Rayleigh y su efecto sobre la amplificación y duración del movimiento del suelo en el Valle de México", *Mem. VII Jornadas Chilenas de Sismología e Ingeniería Antisísmica*, vol 1 pp 161-171. La Serena Chile.
- Gómez-Bernal, A. y R. Saragoni (1997) "Estudio de acelerogramas en el Estado de Guerrero: Una posible explicación al mecanismo de transmisión de ondas", *Mem. XI Congreso Nacional de Ingeniería Sísmica*, vol 1 pp 402-430. Veracruz, México.
- Ordaz, M., F. J. Sanchez Sesma, M. A. Bravo, Santoyo, R. Quaas y D. Almora (1989), "Aceleración vertical en el valle de Mexico". *Memorias del Congreso Nacional de Ingeniería Sísmica*. Acapulco, vol II.
- Ordaz, M. (1992) "Estimación de movimientos fuertes ante temblores mexicanos de subducción." Tesis Doctoral, DEPEFI, UNAM, México.
- Reinoso, E., L. Pérez Rocha, M. Ordaz y A. Arciniega (1990), "Estudio de los datos registrados por la red de la Ciudad de México para temblores ocurridos en la brecha de Guerrero". *Seminario Internacional sobre instrumentación sísmica y uso de elementos disipadores de energía en el comportamiento estructural*. SMIS, México, D. F.
- Saragoni, R. and A. Gómez-Bernal (1998). "Amplification of Rayleigh Waves in Mexico City Valley." *Proc 11th European Conf. Earth. Eng.*
- Singh, S. K., L. Astiz, and J. Havskov (1981). "Seismic gaps and recurrence periods along the Mexican subduction zone: a re-examination", *Bull. Seism. Soc. Am.* 71, 827-843.
- Singh, S. K., J. Lermo, O. Dominguez, M. Ordaz, Espinosa, E. Mena, and R. Quass (1988), "A study of amplification of seismic waves in the Valley of Mexico with respect to a hill zone site". *Earthquake Spectra*. November, 1988.
- Singh, S. K., M. Ordaz, J. Anderson, M. Rodriguez, R. Quaas, E. Mena, M. Ottaviani, and D. Almora (1989), "Analysis of near-source strong motion recordings along the Mexican Subduction zone". *Bull. Seism. Soc. Am.* 79, 1697-1717.
- Singh, S.K. and M. Ordaz (1993) "On the origin of long coda observed in the lake-bed strong-motion records of Mexico City". *Bull. Seis. Soc. Am.* vol 83, no 3, p.p. 1298-1306.
- Sanchez Sesma, F. J., L. E. Perez Rocha and E. Reinoso (1993) "Ground Motion in Mexico City during the April 25, 1989, Guerrero earthquake". *Tectonophysics Jour, of Geotectonics and the geology and Physics of the interior of the earth*. Vol 218 1-296.
- Sociedad Mexicana de Ingeniería Sísmica (1993). Base Mexicana de Datos de Sismos Fuertes: Catalogo de acelerogramas 1960-1993.
- Sociedad Mexicana de Ingeniería Sísmica (1997) Base Mexicana de Datos de Sismos Fuertes: CD-Rom. Vol 1.
- Zeevaert, L. (1964). "Strong Ground Motions Recorded during Earthquakes of may the 11th and 19th, 1962 in México City". *Bulletin of the Seismological Society of America*, vol 54 No 1 Feb 1964 pp 209-231.

CAPITULO VI

EFFECTOS LOCALES DEL SUELO OCASIONADOS POR ONDAS SUPERFICIALES

6.1 INTRODUCCION

La evidencia de la existencia de ondas superficiales ha sido reconocida desde hace muchos años, sin embargo en la mayoría de las ocasiones no se le ha dado la importancia debida en el problema de efectos locales; en algunos sismos de California se argumentó que su influencia existía solo para frecuencias menores de 2 Hertz [p e *Swanger y Boore*, 1978], lejos del intervalo de interés de esa región. Como se ha demostrado ampliamente en los capítulos IV y V, en los temblores de subducción ocurridos en México, el contenido de ondas superficiales que arriban a la cuenca de México es muy fuerte, en una banda ancha de periodos (3-20 seg). En consecuencia es necesario, estudiar la fuerte influencia que tienen éstas ondas sobre los efectos locales del suelo.

Generalmente los estudios con ondas superficiales de sismos con hipocentros superficiales se usan para inferir el perfil de la velocidad de ondas de cortante en los primeros kilómetros de la superficie de la corteza [*MacBeth y Burton*, 1985; *Chung y Yeh*, 1997]. En estos trabajos existen ciertas dificultades al identificar ondas superficiales, debido a que éstas son de muy poca amplitud al ser generadas por fuentes pequeñas. Por eso, idealmente se requiere de sismos de magnitudes cercanas a 7, las cuales producen ondas Rayleigh sobre un intervalo amplio de periodos [*Ewing, Jardetzky, y Press*, 1957]. Grandes temblores producen ondas superficiales importantes, en particular en zonas sedimentarias [*Bard y Bouchon*, 1980]. *Tanaka, Yoshizawa y Osawa* [1980] observaron que durante sismos intensos, ondas superficiales con periodo alrededor de 8 seg dominaron los registros de suelos sedimentarios de Tokio. *Pei y Papageorgiou* [1996], al analizar el

temblor de Loma Prieta de 1989, identificaron el modo fundamental y los superiores de ondas Rayleigh en el valle de Santa Clara. Cada vez es más claro que la estratigrafía es responsable de prácticamente todos los efectos observados durante los sismos.

Los efectos que tienen las condiciones locales en modificar el movimiento del suelo durante temblores se establecieron hace ya muchos años. La mayoría de los trabajos en este tema se han concentrado en estudiar la propagación de ondas de cortante, especialmente con incidencia vertical. El análisis de la amplificación de ondas superficiales es prácticamente relegado ó ignorado. Un problema fundamental en el estudio de ondas Rayleigh en sistemas estratificados es determinar las curvas de dispersión y los modos ortonormales de propagación. La dispersión es la variación de la velocidad de onda con relación al periodo de vibración. En el caso de ondas S y P los valores de sus velocidades dependen solo del material, en cambio para las ondas superficiales la velocidad depende del espesor del estrato ó del número de substratos. Por lo tanto, el número de onda debe determinarse para cada caso particular.

En este capítulo se estudia la influencia de las estructuras más profundas del subsuelo de la Ciudad de México, sobre las características del movimiento del suelo detectadas en los capítulos anteriores, ello con la finalidad de poder clarificar la razón de las grandes amplitudes espectrales observadas en movimientos intensos. Con la idea de reforzar los resultados sobre este tema, se incluyen resultados de un modelo en Chilpancingo, población muy cercana a la mayoría de los temblores de subducción.

6.2 ONDAS SUPERFICIALES

Para fines de Ingeniería Sísmica, en problemas de sismos con epicentros cercanos a la superficie de la Tierra, ésta se idealiza como un cuerpo o espacio semi-infinito con una superficie plana. Las condiciones de frontera asociadas con esta última consideración permiten soluciones adicionales a la ecuación del movimiento. Estas soluciones describen ondas cuyo movimiento se concentra en zonas superficiales cerca de la superficie libre, es

decir ondas superficiales. Es necesario dar importancia a este tipo de ondas, debido a que éstas se atenúan con la distancia más lentamente que las ondas de cuerpo.

Las *ondas superficiales* viajan a lo largo de los estratos superficiales de la Tierra. Su origen es el resultado de la diferencia de propiedades de los estratos que conforman la superficie. Las *ondas de cuerpo* al viajar por estos estratos rebotan en la superficie y en las fronteras de los estratos, al interferir constructivamente generan ondas superficiales, las cuales viajan paralelas a la superficie y a varios estratos profundos. Su amplitud generalmente decrece con la profundidad y tienden a ser muy diferentes a medida que aumenta la distancia de la fuente. En contraste a las ondas de cuerpo que generalmente son similares entre sismos originados a cualquier profundidad. Las ondas superficiales son más prominentes en sismos originados cerca de la superficie de la Tierra.

Existen dos tipos principales de ondas superficiales las *Ondas Love* y las *Ondas Rayleigh*, las primeras se generan por la interferencia constructiva de ondas SH. Al viajar, el movimiento de la partícula es perpendicular a la dirección en la cual se propagan y paralela a la superficie. Al igual que las ondas S, no se pueden propagar a través de fluidos como el agua. Las *Ondas Rayleigh*, se generan por la interferencia constructiva de ondas P y SV. Al viajar, el movimiento es en la forma de una elipse retrograda orientada perpendicular a su superficie. El suelo se mueve hacia arriba y regresa con dirección al epicentro y entonces baja y continúa en la dirección de propagación, describiendo una elipse cuyo eje mayor es generalmente perpendicular a la superficie. Las ondas Love y Rayleigh son generadas tanto en su modo fundamental como en los superiores.

Ciertos tipos de modos superiores se generan en continentes, como las ondas conocidas como *Rg* y *Lg*, identificadas primero por *Press y Ewing* [1952], quienes identificaron su baja velocidad de propagación. La fase *Lg* es la más larga, ha sido observada durante varios sismos en Estados Unidos [*Reiter*, 1990], y ha demostrado ser muy útil al caracterizar el tamaño de los sismos, se cree que además contribuyen en gran medida al daño grave.

6.3 ONDAS RAYLEIGH

Una onda con movimiento en un plano (por decir x - z) que viaja en la dirección horizontal (x), sin desplazamiento en la dirección perpendicular (y), y cuya amplitud de movimiento decrece asintóticamente desde la superficie con la profundidad (z), se conoce como onda Rayleigh. Se puede demostrar que el acoplamiento simultáneo de ondas evanescentes P y SV satisface la condición de frontera en la superficie libre y conduce a la solución de ondas Rayleigh (Figura 6.1). La solución correspondiente a esta definición puede consultarse ampliamente en la literatura [v.p.e. *Bullen y Bolt*, 1960; *Lay y Wallace*, 1995; *Kramer*, 1996]. En este problema, las expresiones para los desplazamientos u y w , en las direcciones x y z respectivamente, se puede expresar como:

$$u = -A i k_R e^{-qz+i(wt-k_R x)} - B s e^{-sz+i(wt-k_R x)} \quad (6.1a)$$

$$w = -A q e^{-qz+i(wt-k_R x)} + B i k_R e^{-sz+i(wt-k_R x)} \quad (6.1b)$$

ó también como:

$$u = A [-ik_R e^{-qz} + 2iqsk_R / (s^2 + k_R^2) e^{-sz}] e^{i(wt-k_R x)} \quad (6.2a)$$

$$w = A [2qk_R^2 / (s^2 + k_R^2) e^{-sz} - qe^{-qz}] e^{i(wt-k_R x)} \quad (6.2b)$$

Los términos en los paréntesis de las ecuaciones 6.2 describen la variación de las amplitudes de u y de w con la profundidad z . Estas variaciones, en un medio elástico sin amortiguamiento, se ilustran en la Figura 6.3 para 6 diferentes valores de la relación de Poisson. El desplazamiento horizontal y el vertical están fuera de fase 90° (Figura 6.2), y se combinan para dar un movimiento elíptico de la partícula. Así la máxima amplitud vertical se alcanza cuando es nula la amplitud horizontal, por ejemplo en la Figura 6.3, esto sucede cuando el cociente de la profundidad entre la longitud de onda λ_R es 0.20 para una relación de Poisson de 0.25. El movimiento de una partícula situada por encima de esta posición es de una forma retrógrada (como en la Figura para $z = 0$), y debajo de este nivel la trayectoria es prógrada debido al cambio de signo de la componente horizontal ($z = 0.5 L$).

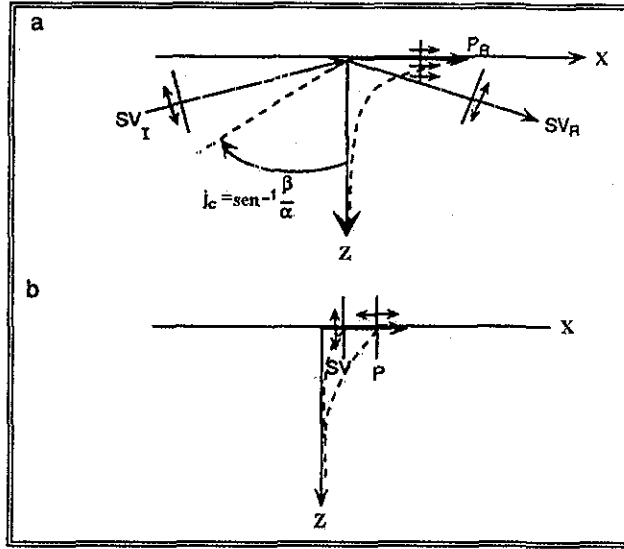


Figura 6.1 (a) Ondas incidentes SV en una superficie libre generando una onda P evanescente que se propaga a lo largo de la frontera, así como una reflexión de fase SV. (b) Existencia simultánea de una onda P evanescente y otra SV moviéndose simultánea y horizontalmente a lo largo de una superficie libre produciéndose una onda superficial Rayleigh (modificada de Lay y Wallace [1995]).

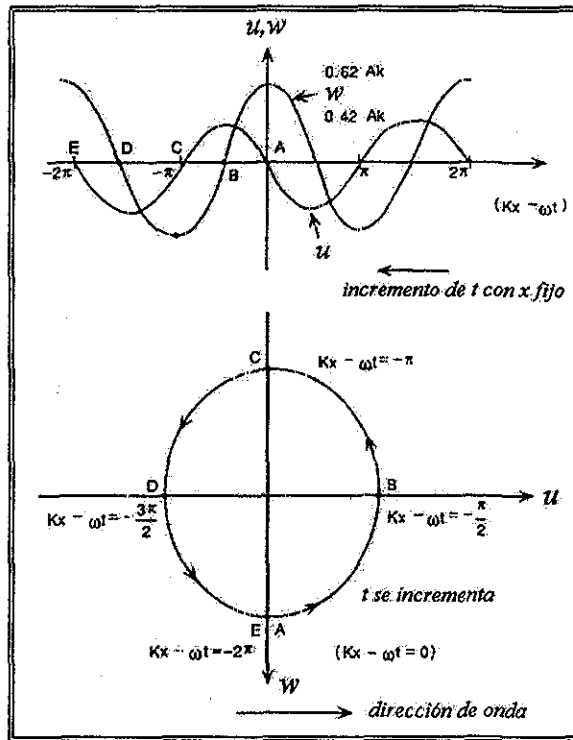


Figura 6.2 (Arriba) Gráfica de las ecuaciones 6.2 como función de la fase ($k_p x - \omega t$). (Abajo) comportamiento de una partícula individual como una función del tiempo. El movimiento en la superficie es retrógrado y elíptico (modificada de Lay y Wallace [1995]).

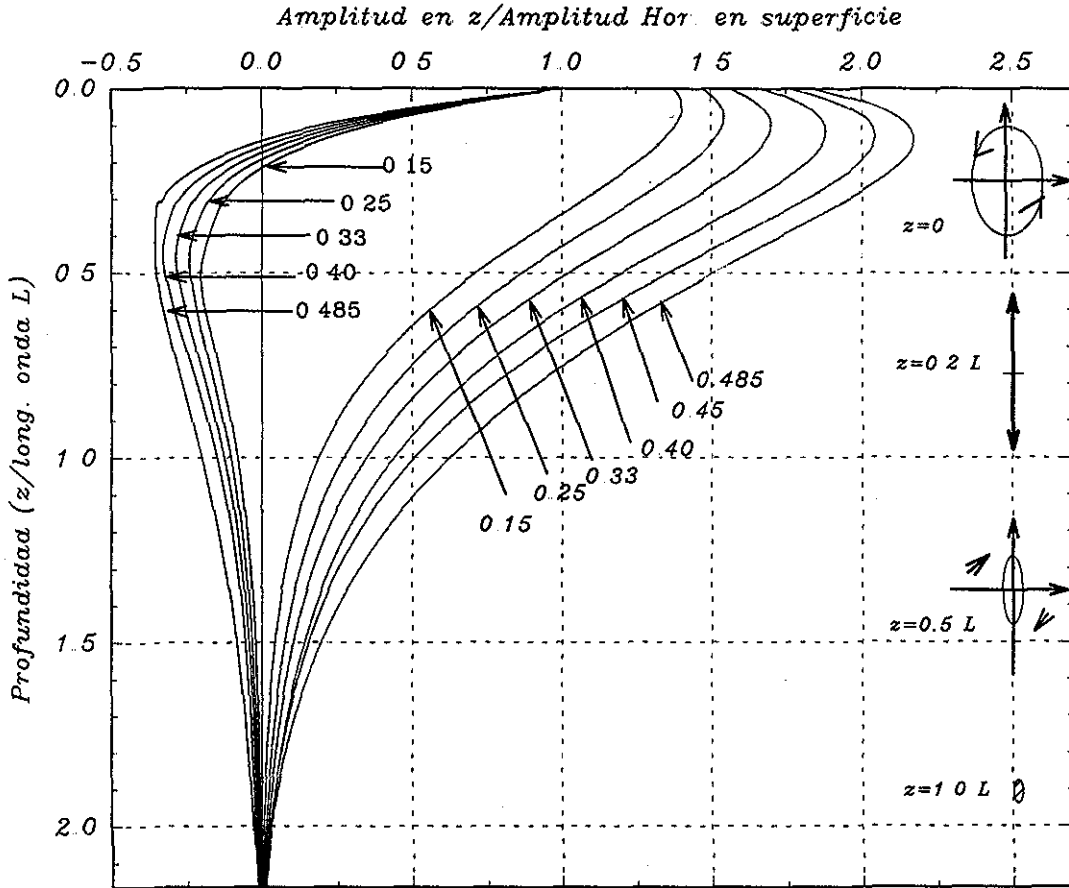


Figura 6.3 Amplitudes normalizadas de ondas Rayleigh contra la profundidad adimensional (z/L), para 6 diferentes valores de la relación de Poisson, ν (de 0.15 a 0.485). L indica la longitud de onda. También se indica la trayectoria para diferentes profundidades, z . Las curvas de la componente horizontal cambian de signo con la profundidad, no así las verticales.

Puede notarse en la Figura 6.3 claramente que la relación de Poisson tiene un efecto más importante en la forma modal de la componente vertical que en la horizontal. La amplitud vertical primero se incrementa lentamente con la profundidad y alcanza su máximo a una profundidad entre 0.05 y 0.15 veces su longitud de onda λ_R , después de eso decae rápidamente a cero. En ambas componentes, las curvas indican que las amplitudes decrecen a medida que decrece la relación de Poisson. La zona de desplazamientos horizontales y verticales de interés asociados con ondas Rayleigh se ubica aproximadamente dentro de una distancia igual a una longitud de onda medida a partir de la superficie, a mayores profundidades las amplitudes son muy bajas como se puede constatar

en la Tabla 6.1. Para profundidades de dos veces la longitud de onda se presentan desplazamientos menores del 2 por ciento en semi-espacios con relación de Poisson menor a 0.40, es decir que para fines prácticos puede considerarse a esta profundidad como una base con desplazamientos nulos; o bien para valores de Poisson bajos, las amplitudes de este mismo orden se encuentran a profundidades de 1.5 la longitud de onda.

Tabla 6.1 Porcentajes de amplitud a diferentes profundidades. U_0 y W_0 , son respectivamente los desplazamientos horizontal y vertical en la superficie respectivamente. U_z y W_z , son los desplazamientos a la profundidad z .

Relación de Poisson	V_p/V_s	$z = 1.0 \lambda$		$z = 1.5 \lambda$		$z = 2.0 \lambda$	
		U_z/U_0 (%)	W_z/W_0 (%)	U_z/U_0 (%)	W_z/W_0 (%)	U_z/U_0 (%)	W_z/W_0 (%)
0.150	1.56	8.33	14.06	2.13	3.19	0.53	0.54
0.250	1.70	9.85	17.44	3.03	4.79	0.96	0.89
0.330	2.00	11.93	21.00	4.00	6.25	1.43	1.20
0.400	2.50	14.23	24.94	5.21	7.98	2.07	1.55
0.455	3.50	17.83	29.33	6.55	9.00	2.36	1.62
0.485	6.00	20.31	34.62	8.53	10.97	2.91	1.74

Durante temblores, las ondas Rayleigh se manifiestan a distancias relativamente cortas, a unos cuantos kilómetros. La razón entre la distancia epicentral, R , y la profundidad focal, h , a la que las ondas Rayleigh primero aparecen en un medio homogéneo está dado por:

$$\frac{R}{h} = \frac{1}{\sqrt{(V_p/V_R)^2 - 1}} \quad (6.3)$$

Donde V_p y V_R son las velocidades de propagación de las ondas P y las ondas Rayleigh respectivamente [Ewing et al., 1957]. Así, para una relación de Poisson de 0.33 la distancia R es aproximadamente $0.58 h$.

6.3.1 Dispersión de Ondas Rayleigh

A lo largo de su dirección de propagación, las ondas superficiales están sujetas a la atenuación de los desplazamientos horizontales y verticales debida tanto a los efectos de dispersión, como al fenómeno mecánico y geométrico de disipación. La atenuación debida a la disipación geométrica es consecuencia de la reducción de energía de vibración con la distancia R a la fuente, debido a que la onda involucra volúmenes esféricos de suelo. La ley de atenuación de los desplazamientos con la distancia de las ondas superficiales se puede describir por el factor $(1/R)^{1/2}$ [Lamb, 1904], a diferencia de las ondas de cuerpo cuya atenuación es más rápida puesto que está regida por la relación $1/R$. La disipación mecánica es típica de materiales inelásticos y es causada por los fenómenos histeréticos. En este trabajo se describen solo los efectos de la dispersión.

6.3.2 Dispersión en un estrato sobre un semi-espacio elástico

La dispersión es la variación de la velocidad de las ondas con respecto a la frecuencia (ó periodo) de vibración. En un semi-espacio isótropo todas las ondas superficiales, a excepción de las ondas Rayleigh, presentan dispersión con la velocidad aparente en la superficie en función de la frecuencia. Prácticamente cualquier fuente sísmica, excita ondas que conforman un espectro continuo de frecuencias, cada componente armónica tiene una velocidad, $c(w)$, denominada velocidad fase (ó velocidad aparente). Si se excita una onda monocromática, solo la velocidad de fase será necesaria para caracterizar completamente el movimiento en esa frecuencia. Sin embargo cuando existe un espectro de frecuencias, las ondas interfieren y generan patrones constructivos y destructivos que influyen el movimiento total del suelo. Los patrones constructivos de interferencia se comportan como paquetes de ondas, los cuales se propagan como disturbios a través de la superficie con velocidades de grupo $U(w)$ bien definidas. Así, la velocidad de fase es directamente controlada por los parámetros del medio (relación entre las longitudes de los estratos, velocidades intrínsecas de las ondas P y/o S, rigideces, etc.) y por el carácter geométrico de la componente de un armónico particular dentro de las condiciones de frontera correspondientes. La velocidad de grupo depende de los parámetros del medio a través de

su influencia sobre la velocidad de fase, pero también depende de la variación de la velocidad de fase con la frecuencia, la cual controla la interferencia entre diferentes armónicos.

Las ondas superficiales, en un semi-espacio elástico, tienen una velocidad de propagación independiente de la frecuencia, y poseen solo un modo de vibrar. Sin embargo, en medios estratificados, la velocidad es dependiente de la frecuencia y la propagación es debida a los diferentes modos de vibración. Las curvas de dispersión en medios estratificados correlacionan la velocidad de la onda y la frecuencia (ó periodo), en las que se aprecia, que con el incremento de la frecuencia (ó decremento del periodo) la velocidad de propagación tiende a la velocidad de un semiespacio elástico de las mismas propiedades dinámicas del estrato superficial. Si un estrato de suelo descansa sobre una base elástica, la velocidad de la onda Rayleigh del modo fundamental toma el valor de la velocidad de la base elástica, para la frecuencia $\omega = 0$. En altas frecuencias el estrato superficial es el que vibra básicamente y su velocidad es la de un semiespacio uniforme del suelo. Para frecuencias altas, la velocidad de la onda R del sistema estratificado tiende a tomar la velocidad del semiespacio elástico homogéneo, debido a que la transmisión horizontal de la energía es condensada en los estratos superiores.

Un problema básico en el estudio de ondas Rayleigh en sistemas estratificados es la solución de las características de dispersión y de los modos ortonormales de propagación. Es posible determinar curvas de dispersión y encontrar la solución de los modos a partir de métodos que hacen uso de potenciales de desplazamiento, los cuales invariablemente conducen a encontrar las raíces de la ecuación:

$$|[A(\omega, \kappa)]| = 0 \quad (6.4)$$

donde $[A]$ es una matriz cuadrada, cuyos términos son funciones de la frecuencia ω y del número de onda $\kappa = \omega/c$. La variable c es la velocidad de fase desconocida de la onda plana. En el anexo A se describe el procedimiento a seguir para obtener las curvas de dispersión a partir de la solución de la ecuación de onda.

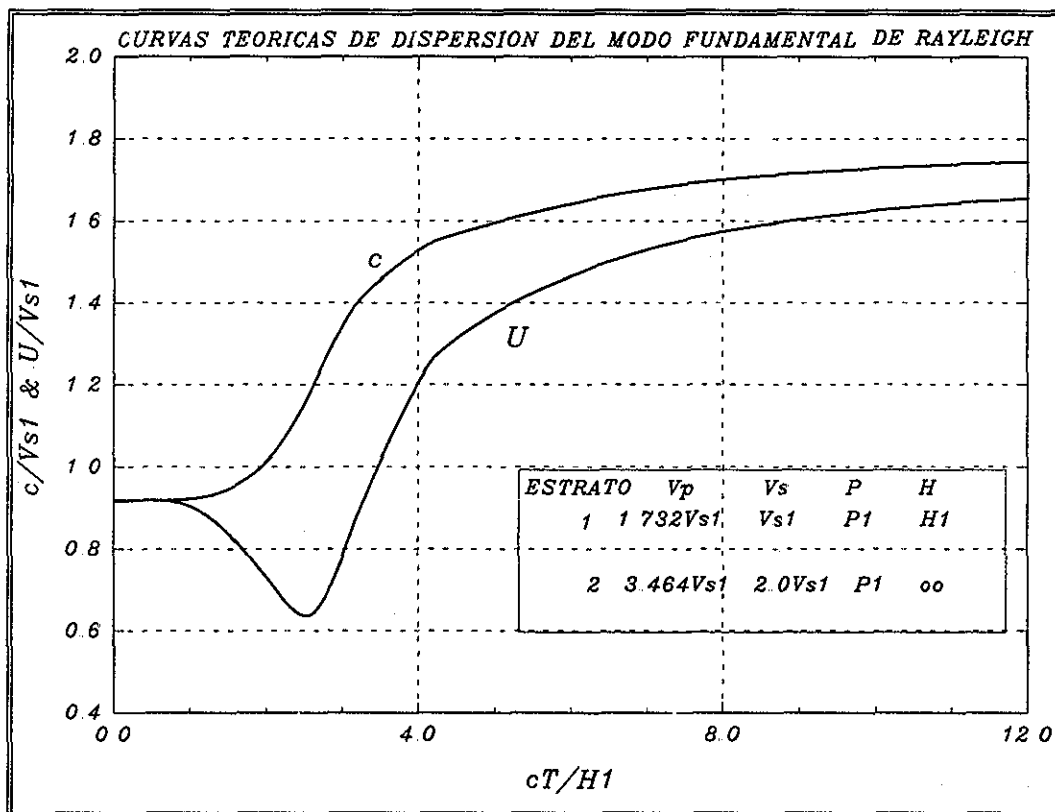


Figura 6.4 Curvas de dispersión de velocidad de fase (c) y de grupo (U) para el modo fundamental de Rayleigh. V_p y V_s son las velocidades de ondas P y S respectivamente, la relación de Poisson es de 0.25.

Puesto que la dispersión refleja el gradiente de velocidad con la profundidad, una aplicación importante de las curvas de dispersión es determinar la variación de la velocidad a diferentes profundidades y la consiguiente estimación de la estructura estratigráfica de la corteza. Así, los gradientes abruptos de velocidad producen una dispersión más pronunciada. La Figura 6.4 muestra la variación de la velocidad de fase (c) y de la velocidad de grupo (U) de ondas Rayleigh en un estrato elástico sobre un semi-espacio con las características indicadas en la figura. Las curvas de la velocidad de fase generalmente tienden a ser monótonicas; mientras que las curvas de velocidad de grupo tienen un mínimo muy pronunciado lo que implica que energía importante arriba al mismo tiempo produciendo un efecto de amplificación y de interferencia conocido como *fase de Airy*. En la Figura 6.4 esto sucede cuando la relación cT/H_1 es 2.5, así por ejemplo si el espesor del estrato es de 1 Km y la velocidad c es de 1 Km/seg, la fase de Airy se produciría en 2.5 seg.

6.3.3 Curvas de dispersión teóricas en estratos múltiples

La determinación de las raíces en sistemas con varios estratos por la vía de la teoría continua es un problema complicado porque conduce a un *eigen-problema* no-lineal. Sin embargo existe otro enfoque en el que los sistemas estratificados continuos son reemplazados por sistemas de masas concentradas [Lysmer, 1970 y 1978; Chen et al., 1981]. Este método está basado en la solución de la ecuación:

$$|[B(\kappa)] - \omega^2[I]| = 0 \quad (6.5)$$

donde [B] es una matriz real y simétrica, y [I] es la matriz identidad. Este método conduce a un *eigen-problema* cuadrático que puede ser transformado a uno lineal de doble dimensión. La solución de este *eigen-problema* permite conocer las curvas de dispersión, tanto de velocidad de fase como de velocidad de grupo de ondas Rayleigh en sistemas discretos, así como la configuración de sus diferentes modos.

Para estimar los diferentes modos y para obtener las curvas de dispersión de la velocidad en este trabajo, se desarrolló un programa de elemento finito de masas concentradas para un sistema multi-masas con base rígida, basado en el método de Lysmer. Una descripción detallada al respecto se puede encontrar en el Anexo A.

6.4 ONDAS LOVE

La reflexión total de ondas SH en la superficie libre, combinada con estratificación interna de la Tierra es suficiente para atrapar reverberaciones SH cerca de la superficie, generandose así propagación horizontal de ondas Love. Para que cierta energía quede atrapada debido a ondas SH cerca de la superficie, la estructura de la velocidad a profundidades debe mantener la emisión de energía hacia la superficie. Si la velocidad de ondas S se incrementa con la profundidad, se puede formar una *onda guiada*, en la cual los rayos experimentan reflexiones múltiples entre la superficie y los puntos de rebote. Si el

rayo choca en el horizonte de reflexión a ángulos críticos, toda la energía es atrapada dentro de la *onda guiada*.

A diferencia de la onda Rayleigh en un semiespacio infinito, la solución de la onda Love involucra un estrato de espesor H sobre un semiespacio [*Kramer, 1996; Udias, 1999*], lo que hace que la frecuencia dependa de la velocidad de propagación.

6.4.1 Dispersión de Ondas Love

La variación de la velocidad de ondas Love con la frecuencia está dada por la siguiente ecuación de dispersión:

$$\tan \omega H \left(\frac{1}{v_{s1}^2} - \frac{1}{v_L^2} \right)^{1/2} = \frac{G_2 \left(\frac{1}{v_L^2} - \frac{1}{v_{s2}^2} \right)^{1/2}}{G_1 \left(\frac{1}{v_{s1}^2} - \frac{1}{v_L^2} \right)^{1/2}} \quad (6.6)$$

donde:

H = espesor del estrato.

V_s = velocidad de propagación de ondas de cortante del estrato.

V_L = velocidad de propagación de ondas Love.

G_1 = módulo de cortante del estrato.

G_2 = módulo de cortante del semiespacio.

La Figura 6.5 muestra gráficas de dispersión de velocidad de fase para 3 estratos simplificados, con características similares a las típicas del Valle de México. El primero representa a los depósitos lacustres superficiales, el segundo a los depósitos profundos y el último a la formación volcánica. En estas curvas, se observa que la conversión a ondas Love debido a incidencia de ondas SH en los depósitos lacustres es posible para periodos entre 2.0 y 3.0 segundos.

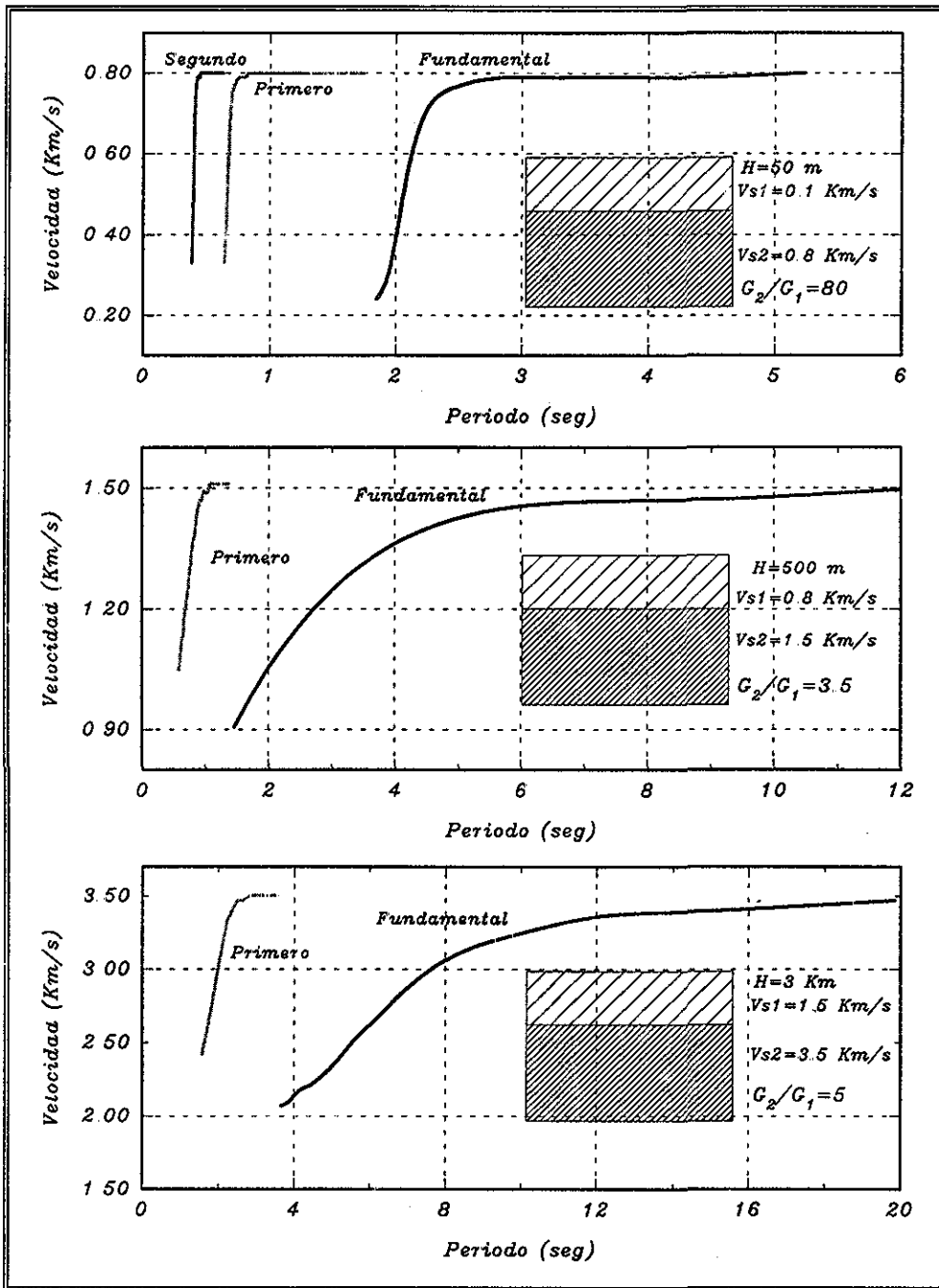


Figura 6.5 Curvas de dispersión de velocidad de fase de ondas Love en 3 diferentes modelos con diferentes estratos cuyas características son similares a las del Valle de México. La superior es representativa de un estrato lacustre, la del centro de un depósito profundo y la de debajo de una estrato de las formaciones volcánicas.

Las ondas Love siempre son dispersivas puesto que se requiere al menos de un estrato de baja velocidad sobre un semiespacio. Además están separadas completamente de las ondas Rayleigh debido a que aquellas tienen un movimiento paralelo a la superficie, puesto

que viajan más rápido tienen por lo tanto un arribo más rápido en las componentes horizontales, antes que las Rayleigh. La onda Love es completamente polarizada en la componente transversal.

La propagación de ondas Love en una estructura multi-estratificada como por ejemplo la corteza de la Tierra puede analizarse con las mismas bases con las que se estudio el caso de un solo estrato. A ciertos ángulos críticos puede ser atrapada energía de ondas Love en una secuencia de ondas guiadas. Los gradientes de velocidad reales del manto hace que las ondas Love sean menos dispersivas que las ondas Rayleigh.

6.5 MODOS SUPERIORES DE ONDAS SUPERFICIALES

6.5.1 Ondas Lg y Rg

La fase Lg es de periodo corto (1 a 6 seg) con arribos de amplitud grande en los cuales el movimiento es predominantemente transversal pero acompañado de movimientos verticales importantes. Esta fase ocurre solo cuando el epicentro del sismo y el aparato están situados en un trayecto continental. La velocidad de estas ondas es 3.5 km/seg, con velocidades iguales a la velocidad de las ondas S en la parte superior de la corteza continental. Aunque no es muy entendido el mecanismo de propagación de las ondas Lg, éste involucra la transmisión de ondas S a través de una guía eficiente [Ewing *et al.*, 1957]. Se cree que la onda Lg es un tipo de onda superficial que domina sismogramas a distancias cortas debido a sismos de baja intensidad.

Así como las ondas transversales SH de periodo corto son incluidas en la solución de la teoría ondas Love, las ondas SV polarizadas verticalmente ocurren en el segundo modo y en los modos superiores de ondas Rayleigh que se propagan en la corteza. Si existe un gradiente de velocidad en la corteza la fase Lg se concentra en la zona de menor velocidad. Un problema principal es su larga duración la cual es causada por reflexión y refracción más que por bajas velocidades de grupo.

De acuerdo a su movimiento orbital y según su velocidad, las fases Rg son ondas Rayleigh de periodo entre 8 y 12 seg. Es posible que exista una dispersión inversa en estas ondas Rg. Con toda probabilidad, las ondas Rg corresponden a propagación de acuerdo a la curva de dispersión que cae a la izquierda del mínimo en la fase de Airy.

Algunos autores [McLaughlin y Stevens, 1996] sugieren que *scattering* de ondas Rayleigh de periodo corto puede ser una fuente importante de ondas Lg durante explosiones superficiales. En una estructura estratificada de la Tierra, las explosiones solo excitan ondas Lg, debido a la conversión de la energía de las ondas compresionales en interfases tales como la superficie libre; por ser ineficiente la conversión de dicha energía (de ondas P) a ondas S, que pudiera ser atrapada en la corteza como Lg.

6.5.2 Ondas Stoneley

En frecuencias muy altas, existe un tipo de solución para las ondas Rayleigh, con velocidad aparente menor que la de ondas P ($c < \alpha_w$), la cual implica desplazamientos que decaen exponencialmente desde la interfase, tanto en la dirección vertical como en la horizontal. Este tipo de ondas de interfase, son llamadas ondas Stoneley, cuando la frecuencia tiende a infinito, la velocidad de fase de esta onda alcanza valores de $0.998 \alpha_w$. Las ondas Stoneley son un tipo especial de ondas Rayleigh que ocurren a interfases entre estratos dentro de La Tierra.

6.5.3 Ondas Sezawa

El primer modo superior de onda Rayleigh fue discutido por Sezawa en los primeros años del siglo XX en estudios de propagación de ondas sísmicas. Este primer modo superior de onda Rayleigh, M_{21} , ó de onda Sezawa, ha sido usado en investigaciones de otras áreas, como en pruebas ultrasónicas de materiales estratificados [Chirita *et al.*, 1999], en donde el modo acústico de estas ondas guiadas es usado para detectar microgrietas en esos materiales.

6.6 FUNCIONES DE TRANSFERENCIA DE ONDAS SUPERFICIALES

Los factores de amplificación de ondas superficiales se determinan considerando propagación horizontal de ondas planas en estratos elásticos. Con el método descrito en la sección 6.3.1 es posible determinar funciones de transferencia entre dos estratos contiguos. Los factores de amplificación se determinan de acuerdo a las siguientes relaciones:

$$A_h'(\omega) = (U_s/U_r^\circ) e^{i(\kappa'-\kappa)x} \quad (6.7);$$

$$A_v'(\omega) = (W_s/W_r^\circ) e^{i(\kappa'-\kappa)x} \quad (6.8);$$

$$A_h''(\omega) = (U_s/U_r) \quad (6.9);$$

$$A_v''(\omega) = (W_s/W_r) \quad (6.10)$$

donde: U_s , W_s , U_r° , W_r° , U_r , W_r son respectivamente las componentes de desplazamiento en la superficie del estrato, en la superficie de la roca y en la interfase entre roca y suelo; k es el número de onda, $\kappa=\omega/v_R$, y v_R es la velocidad de ondas Rayleigh.

El movimiento de un sistema de N estratos esta dado por:

$$\{U(x)\}_s = \sum R_j \{V\}_j \exp[i(\omega_s t - \kappa_j x)] \quad (6.11)$$

donde:

x = dirección de la propagación,

$\kappa_j = \kappa_j(\omega_s)$ = número de onda de la frecuencia ω_s ,

$\{V\}_j = \{V(\omega_s)\}_j$ = eigenvector,

$R_j = R_j(\omega_s)$ = factor de participación modal.

Considerando que participa solo el primer modo se puede determinar el factor de participación según la expresión:

$$\{U\}_s = R_s \{V\}_s \exp[i(\omega_s t - \kappa_s x)] \quad (6.12)$$

6.7 CARACTERÍSTICAS DE LAS ONDAS RAYLEIGH EN LA CIUDAD DE MÉXICO

Según se concluyó en los Capítulos IV y V, en el Valle de México se han identificado sistemáticamente arribos de ondas superficiales de periodo grande, entre 10 y 20 seg. Además, se observó cierta correlación con la posición del epicentro de los eventos ocurridos en la costa del Pacífico (desde luego que la amplitud del movimiento esta en función de la magnitud del temblor, como se aprecia en la Tabla 5.3 del Capítulo V). En esta parte se estudian modelos representativos de algunos sitios de la ciudad con la finalidad de tratar de relacionar los resultados con los obtenidos en los Capítulos anteriores.

6.7.1 Curvas de dispersión de las ondas Rayleigh en la Ciudad de México

De acuerdo a la constitución de los pozos profundos de la Ciudad de México descritos en el capítulo III, y con base en sus velocidades de ondas de cuerpo (Fig. 3.3 de Cap. III), se estudian seis modelos para describir en cada uno de ellos las características de propagación de ondas Rayleigh. Los modelos estudiados son ROM (Roma-1), MIX (Mixhuca-1), COP (Copilco-1), TUL (Tulyehualco-1) y TEX (Texcoco-1), los que además de que representan la estratigrafía de cinco puntos de la ciudad, están localizados muy cerca de las estaciones con registro del temblor de 1985 (SCT1, CDAO, CU01, TLHB y TXSO respectivamente), lo que permitiría comprender el fenómeno de amplificación local observado en este sismo. Se incluye, además, un sexto modelo representativo del subsuelo en la estación CDAO.

Los modelos estudiados se indican en la Tabla 6.2, ellos consideran dos estratos y el semi-espacio, el primer estrato o estrato superior, a excepción del modelo COP, representa los materiales de los *depósitos profundos*, DP; mientras que el segundo estrato comprende los materiales de la *unidad volcánica superior*, UVS, en ROM y TUL, pero en MIX y TEX abarca parte de la *unidad volcánica inferior*, UVI. En COP a casi 4000 metros de

profundidad y en MIX a 1600 m, comienza el semi-espacio en la *unidad de calizas del Cretácico (UCC)*, y en el resto de los modelos incluye además parte de la *unidad volcánica inferior*. En estos modelos no se consideran los delgados depósitos arcillosos de la zona del lago, puesto que se pretende mostrar como afecta la estratigrafía profunda la respuesta de la cuenca, como se puede ver, en estos modelos los 2 estratos abarcan más de 1 km. Como se ve en la Tabla 6.2, se utilizaron diversos valores para la relación de Poisson, este valor se consideró menor a medida que se trataba de un estrato más profundo.

Tabla 6.2 Modelos representativos de los pozos profundos de la ciudad de México.

Modelo	Estrato I					Estrato II					Semi-espacio				
	H m	ρ ton/m ³	V_p m/seg	V_s m/seg	ν	H m	ρ ton/m ³	V_p m/seg	V_s m/seg	ν	H m	ρ ton/m ³	V_p m/seg	V_s m/seg	ν
CDO	475	2	1790	800	0.39	1425	2	3000	1500	0.36		2.7	5800	3400	0.25
COP	1525	2.1	2200	1100	0.35	2610	2.3	3700	1900	0.30		2.7	6000	3500	0.25
ROM	600	1.8	1800	700	0.38	600	2.1	2900	1200	0.35		2.5	5000	3000	0.33
MIX	475	1.7	2000	800	0.38	1100	2.1	3800	1400	0.36		2.7	6000	3500	0.25
TUL	500	1.7	1550	600	0.40	500	2.0	2000	1000	0.37		2.5	5100	3000	0.33
TEX	520	1.7	1700	700	0.38	900	2	2900	1200	0.36		2.6	4500	2400	0.25

H: espesor del estrato; V_p , V_s velocidad de ondas P y S; ν rel. de Poisson; ρ peso.

Las curvas de dispersión de velocidad de grupo del modo fundamental (U_1) de cada uno de los modelos, mostrados con línea gruesa y oscura en la Figura 6.6, presentan dos ó más ramas separadas por puntos de inflexión y con uno ó dos mínimos en la velocidad ó *fases de Airy*. La ubicación de éstos puntos varía según los espesores y de acuerdo a las velocidades de onda de cuerpo de los diferentes estratos y de los contrastes de éstas con las interfases. El primer mínimo (del periodo más corto) está asociado con el estrato de los depósitos profundos (DP); mientras que el segundo (de periodo mayor), con los estratos volcánicos superiores. Por ejemplo, en COP se definen dos ramas de la curva separadas por el punto de inflexión aproximadamente a 5 seg.

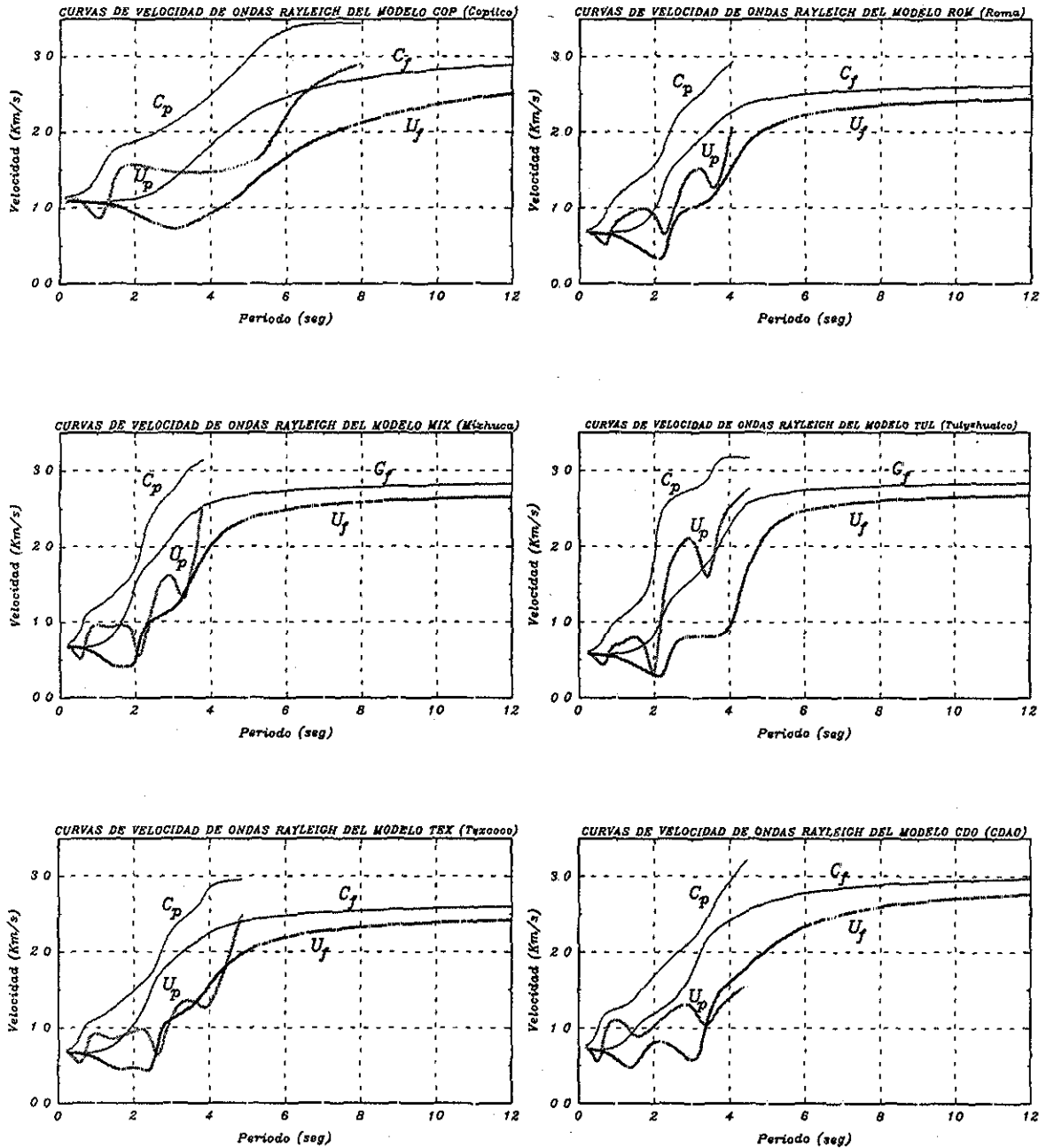


Figura 6.6. Curvas de velocidad de ondas Rayleigh en 6 modelos de la Ciudad de México. U_f y U_p son las velocidades de grupo del modo fundamental y del primer modo superior respectivamente, mientras que C_f , C_p son las velocidades de fase del modo fundamental y del primer modo superior.

La pendiente de la parte descendente de las curvas (lado derecho) depende del contraste en la velocidad de los estratos y del semi-espacio, como el contraste en la velocidad entre estratos no es muy fuerte en el modelo COP la dispersión es suave entre la

zona de 5 a 12 seg de periodo y el mínimo de la velocidad de grupo del modo fundamental se localiza alrededor del periodo de 3 seg. Sin embargo, en el resto de los modelos al ser más fuerte el contraste de las velocidades entre los estratos, las pendientes son mayores y por tanto la dispersión es fuerte. En TUL y CDO se perciben claramente dos mínimos para el modo fundamental, en 2.21 y 3.9 seg y en 1.7 y 3.0 seg respectivamente. Este segundo mínimo de la velocidad es menos notorio en ROM y en MIX, en CDO se detecta en 3.2 seg. En MIX, TUL y TEX los valores del primer mínimo de la velocidad de grupo se localizan en la porción de periodos entre 1.7 y 2.5 seg.

Los periodos para los dos mínimos del modo fundamental de Rayleigh, para los cuales la dispersión es fuerte, se pueden estimar aproximadamente con las expresiones siguientes que suponen una relación de Poisson de 0.33:

$$T_{RI} = 2.5 (H_I / c_I) \quad (6.13a);$$

$$T_{RII} = 2.5 (H_I / c_I + H_{II} / c_{II}) \quad (6.13b);$$

T_{RI} es el periodo del estrato I y T_{RII} para los dos estratos. Al usar los datos de la Tabla 6.2 se obtienen los periodos indicados en la Tabla 6.3. Estos valores son similares a los de las gráficas de la Figura 6.6, que se mencionaron en los párrafos anteriores; por lo tanto, esta expresión puede ser utilizada de una forma aproximada para estimar los periodos del modo fundamental de Rayleigh.

Tabla 6.3 Periodos (U_f) de los dos mínimos de los seis modelos, estimados con la expresión 6.13.

MODELO	T_{RI}	T_{RII}	MODELO	T_{RI}	T_{RII}
CDO	1.48 seg	3.86 seg	MIX	1.48 seg	3.44 seg
COP	3.47 seg	6.90 seg	TUL	2.08 seg	3.33 seg
ROM	2.14 seg	3.39 seg	TEX	1.86 seg	3.74 seg

Las curvas de velocidad de grupo del primer modo superior (U_p), también se incluye en las gráficas de la Figura 6.6 con línea gruesa clara. En todos los casos hay más de un mínimo, en muchos casos éstos ocurren en periodos que casi coinciden con los del modo fundamental.

La *fase de Airy* es una porción de la curva de velocidad de grupo que indica los periodos en los cuales existe fuerte dispersión debido a los diferentes estratos, y seguramente corresponde a propagación de ondas Rg. La parte superior de la Figura 6.7 muestra las configuraciones del modo fundamental de Rayleigh del modelo ROM para 36 periodos diferentes, ordenados de mayor a menor (en cada recuadro el número se refiere al periodo). Las configuraciones modales comprendidas entre los periodos 3.6 y 2.26 seg, de la porción descendente de la curva del modo fundamental (U_f) de la Figura 6.6 (pendiente positiva al lado derecho del mínimo), muestran un patrón diferente al resto: se amplifican significativamente; además de que en éstos periodos el modo vertical y el horizontal tienen signos contrarios en la superficie libre, lo que indica que la evolución de la partícula tiene un movimiento prógrado contrario al resto de los periodos en los que los movimientos son retrógrados.

En el modo fundamental del periodo 2.21 seg de la Figura 6.7, el inmediato al límite del intervalo anterior, y que representa el cambio de pendiente ó valor mínimo de la curva de dispersión (indica la propagación de la onda Rg), es cuando cambia la configuración del movimiento prógrado a retrogrado, con amplitudes muy altas en el estrato superior según se aprecia en la ventana correspondiente. Para periodos menores (hasta 0.91 seg) se estabiliza el movimiento.

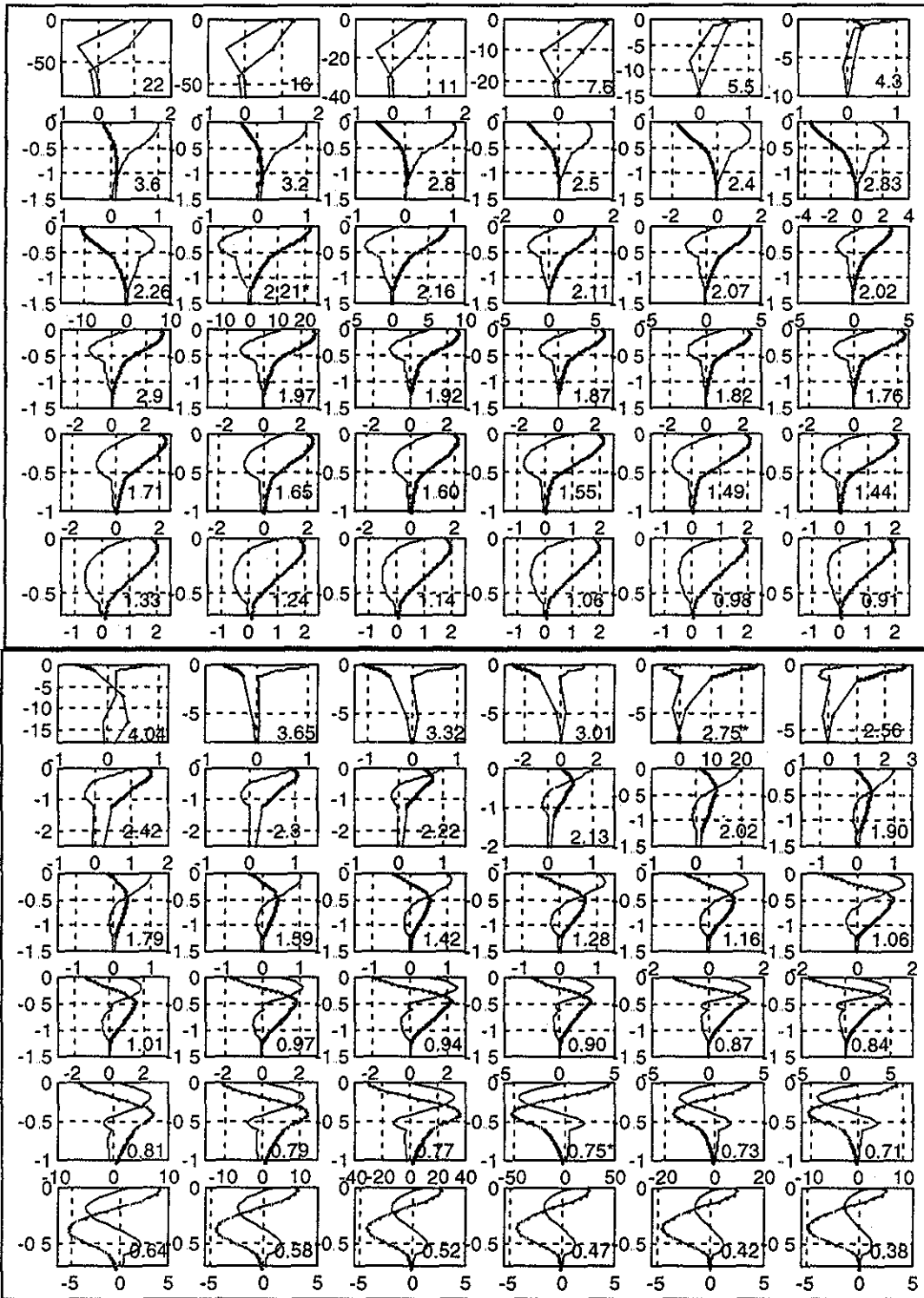


Figura 6.7 Configuraciones H (línea) y V (línea y punto) del modo fundamental de Rayleigh (arriba) y del primer modo (abajo) según el modelo ROM. Son valores normalizados, el eje vertical indica profundidad (Km). En cada cuadro se indica el periodo en seg. Arriba entre los periodos 3.60 y 2.26 seg el desplazamiento en la superficie es prógrado, y en 2.21 seg se alcanza el valor máximo de la componente vertical (pendiente cero en la curva de velocidad de grupo) Abajo entre 1.79 y 0.77 seg el desplazamiento es prógrado, en 2.7 y en 0.75 seg se alcanzan las amplitudes máximas en ambas componentes

TESIS CON FALLA DE ORIGEN

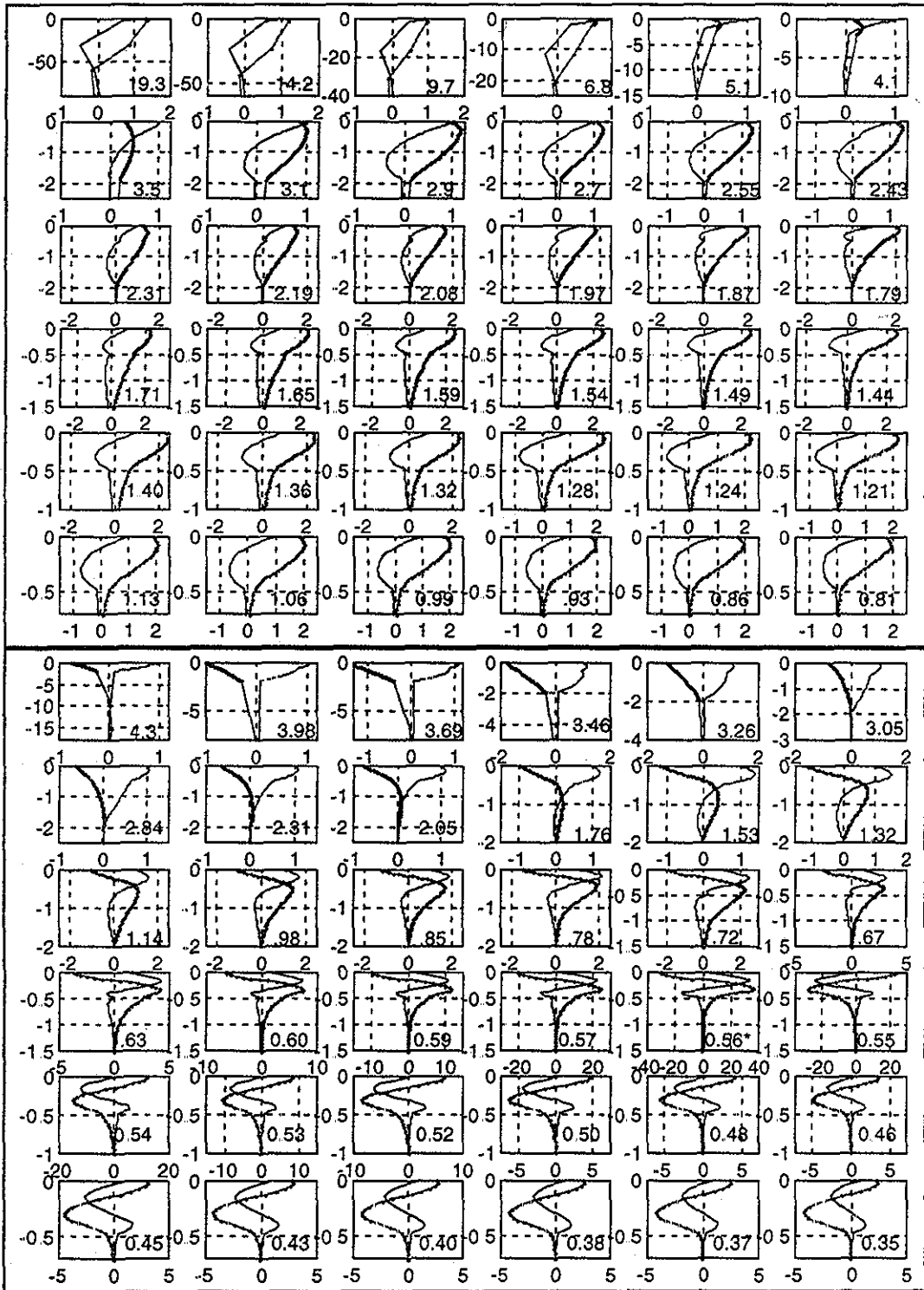


Figura 6.8 Configuraciones H (línea) y V (línea y punto) del modo fundamental de Rayleigh (arriba) y del primer modo (abajo) según el modelo CDAO. Son valores normalizados, el eje vertical indica profundidad (Km). En cada cuadro se indica el periodo en seg. Arriba en todos los periodos el desplazamiento en la superficie es retrogrado. Abajo en periodos menores de 0.56 seg el desplazamiento es prógrado, en ese valor alcanzan las amplitudes máximas en ambas componentes.

Las configuraciones del primer modo superior (Up) del modelo ROM también se muestran en la Figura 6.7 (parte inferior). Al igual que en el modo fundamental, aquí los periodos de la porción de la curva de dispersión con pendiente positiva (1.79 a 0.77 seg) y que cae del lado derecho de los mínimos (a partir de periodos largos), las componentes verticales y horizontales tienen signos contrarios de la superficie libre (de 4.0 a 3.01 seg y de 1.9 a 0.77 seg). Como se puede observar, en este caso las amplitudes de las dos componentes son extremadamente grandes en los periodos 2.75 y 0.75 seg (20 y 50 respectivamente) donde al igual que el modo fundamental el movimiento se vuelve retrógrado.

Al estudiar los modos del modelo ROM se observa que aproximadamente en el periodo de 2 seg las amplitudes horizontales del modo fundamental y del primer modo están en fase. Además es notable la cercanía de estos periodos con el del periodo fundamental del estrato superficial estimado al suponer ondas de cortante, que en esta zona es de aproximadamente de 2.2 segundos. A diferencia de ROM en CDAO (Figura 6.8) no se detectó una fuerte amplificación en la superficie ni tampoco se observaron evoluciones prógradas del modo fundamental, aunque sí en el primer modo pero en periodos bajos.

6.7.2 Funciones de Amplificación de ondas superficiales

Los cocientes de desplazamientos (H/V y V/H) en la superficie, también definen las características del movimiento, porque ilustran como es la relación de la amplitud vertical respecto a la horizontal, además se puede establecer la dirección del movimiento de la partícula, el cual será prógrado en los periodos situados entre los máximos de las curvas (H/V) y (V/H), antes y después de ese intervalo la evolución será retrograda. Así, en el modelo ROM, el recuadro superior del lado izquierdo de la Figura 6.9, indica que en el modo fundamental el movimiento es prógrado entre 2.3 y 3.8 seg, mientras que en el primer modo éste se presentaría entre 0.70 y 1.95. Lo que coincide con las Figuras 6.7 y 6.8. En la parte inferior del lado izquierdo se muestran las amplitudes normalizadas con las que se determinan las relaciones de la parte superior.

En los dos recuadros del lado derecho de la Figura 6.9 se presentan curvas que indican las características de amplificación entre la superficie y las interfases. En el caso del modo fundamental (superior) las relaciones máximas se localizan entre 2.5 y 3.0 seg aproximadamente en ambas componentes. Mientras que en el primer modo (inferior), los máximos valores en la componente horizontal se concentran en 2.0 y en 3.3 seg.

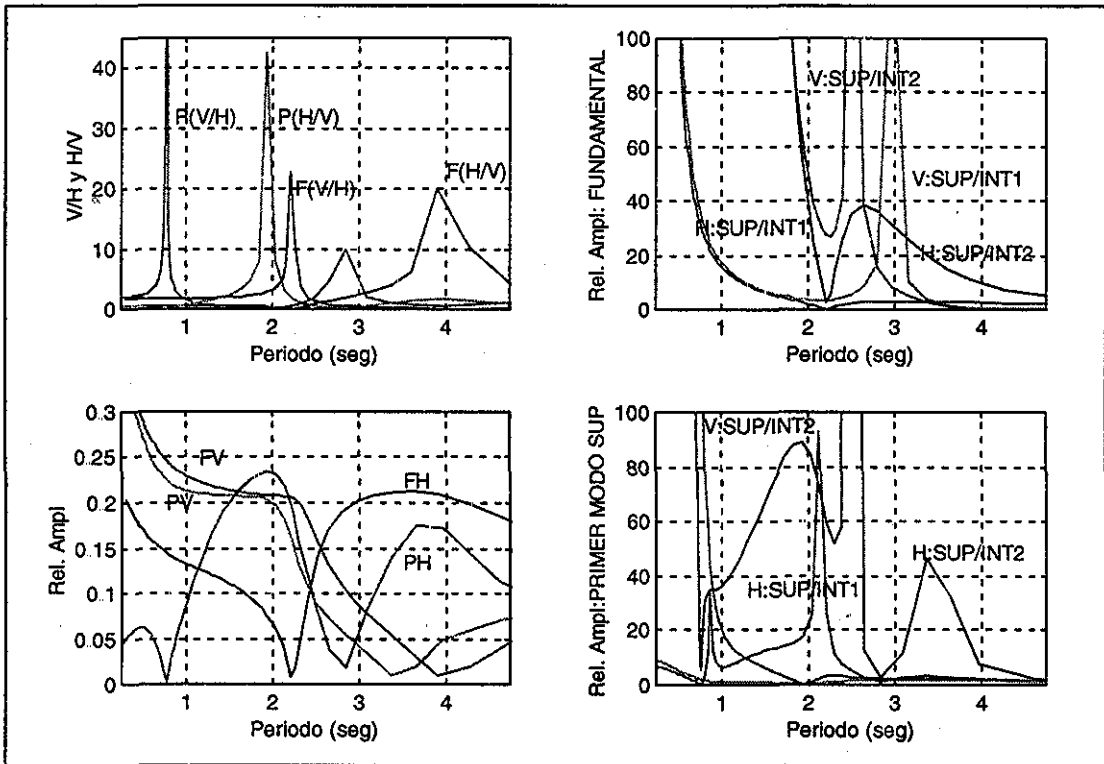


Figura 6.9 Arriba e izquierda: relaciones de amplitud entre las componentes verticales y horizontales en la superficie del modelo ROM, del modo fundamental (F) y del primer modo superior (P). Abajo e izquierda: amplitudes normalizadas. Derecha: relaciones de amplificación según se indica; SUP, superficie; INT1, interfase 1; INT2, interfase 2; H, horizontal y V, vertical.

6.8 EL CASO DE CHILPANCINGO GUERRERO

La estratigrafía del valle de Chilpancingo ha sido motivo de estudios por tener algunas características similares a las del valle de México. Ambos sistemas consisten de depósitos muy delgados sobre estratos sedimentarios de mediana rigidez. Debajo de estos estratos existen materiales de rocas ígneas ó estratos de calizas. Otra similitud entre estas dos

regiones es la gran amplificación detectada durante temblores intensos. Por esta razón es conveniente analizar este sitio.

Algunos sondeos en Chilpancingo han permitido conocer las propiedades de los estratos más superficiales [v.p.e. *GEOVISA*, 1998]. Además, con algunos estudios geológicos, se conoce la estratigrafía de los primeros kilómetros de la corteza. La estratigrafía más superficial consiste de depósitos, de 10 a 40 metros de espesor, de arcillas de gran compresibilidad, con niveles bajos de velocidad de onda (200 a 400 m/seg). Estos depósitos superficiales (DP) descansan sobre la llamada formación Chilpancingo (FCH) la cual consiste de estratos arcillosos rígidos y arenas cementados, más abajo, existen estratos variables de 200 a 500 metros de espesor con una velocidad promedio de onda de 1000 m/seg. Estos suelos fueron formados en el Plioceno. La Formación Chilpancingo por su parte es soportada por gruesos estratos de materiales sólidos de calizas.

6.8.1 Curvas de dispersión en el valle de Chilpancingo

Las curvas de dispersión de un modelo representativo de esta región se usa para interpretar las características de los modos del grupo de ondas del sismo de 1995. El modelo M1 de la Tabla 6.4 en RICC (terreno aluvial de Chilpancingo) consiste de un delgado estrato de 40 metros de arcillas, con otros dos estratos de materiales de velocidades bajas, sobre un semiespacio de caliza de la época cretácica. Estos estratos están sobre basamentos de granito del Paleozoico. El modelo M2 representa el estrato bajo la estación CHIL, localizada sobre afloramientos de caliza a una distancia de 10 kilómetros de RICC.

Tabla 6.4 Modelos de velocidad de la corteza del valle de Chilpancingo.

Espesor del estrato (m)	MODELO M1 (RICC)			MODELO M2 (CHIL)		
	V _p (m/seg)	V _s (m/seg)	Densidad (Ton/m ³)	V _p (m/seg)	V _s (m/seg)	Densidad (Ton/m ³)
40.00	850.00	500.00	1.80	3400.00	2000.00	2.20
400.00	1700.00	1000.00	2.00	3400.00	2000.00	2.30
800.00	2975.00	1750.00	2.30	3400.00	2000.00	2.35
1000.00	4250.00	2500.00	2.40	4250.00	2500.00	2.40
Semiespacio	5800.00	3400.00	2.68	5800.00	3400.00	2.68

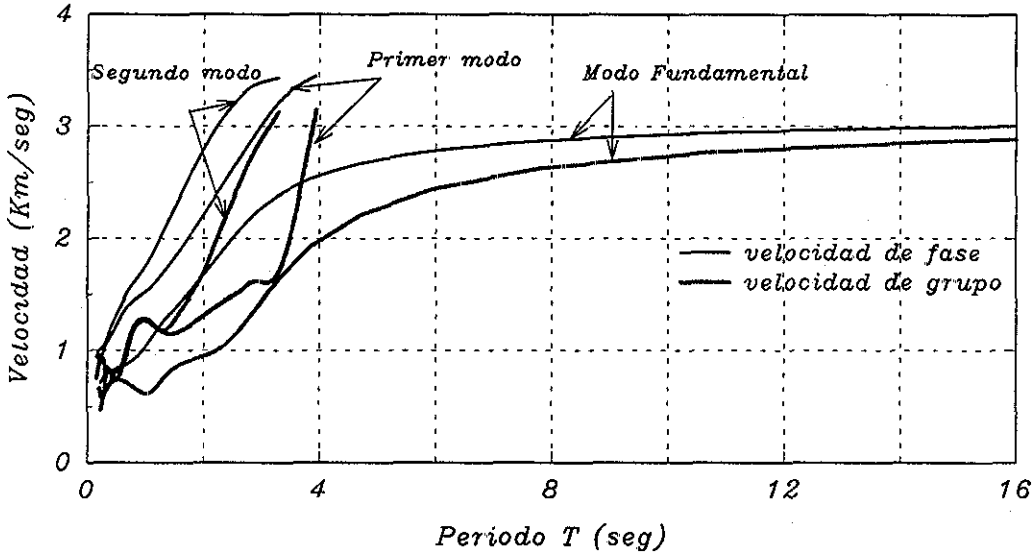


Figura 6.10 Curvas de dispersión de ondas Rayleigh calculadas del modelo M1 de la corteza superficial de Chilpancingo. El modo fundamental y los dos primeros modos se incluyen. Puede apreciarse la complejidad de los arribos a periodos menores de 1.8 segundos en las curvas de velocidad de grupo.

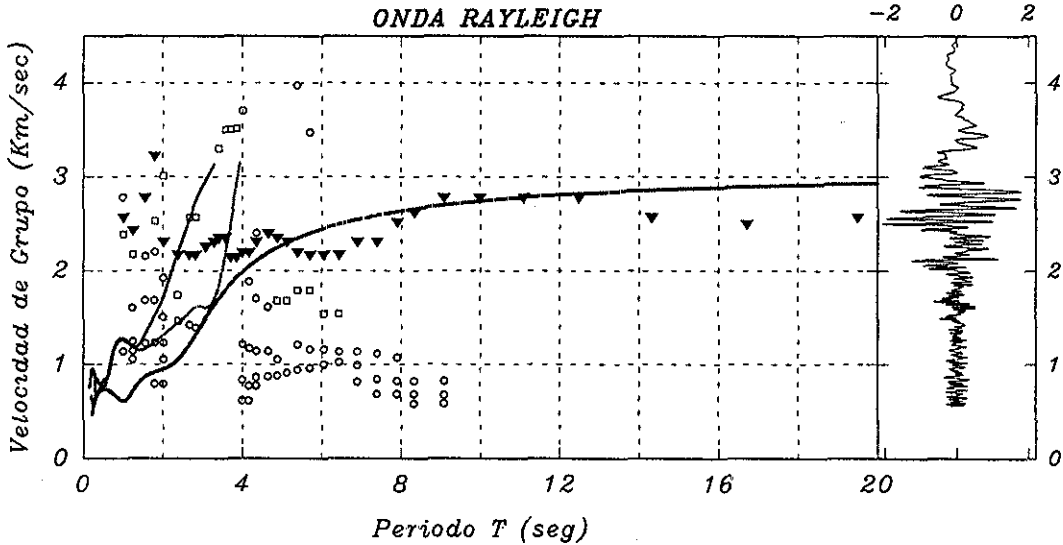


Figura 6.11 Curvas de dispersión de ondas Rayleigh del sismo de 1995 estimadas en RICC con base en un estudio multi-filtro. Los triángulos son las amplitudes más grandes de las envolventes de cada periodo y delimitan el modo fundamental en el intervalo de 4.0 a 20 seg. Círculos y rectángulos son amplitudes menores. La traza de la izquierda es el sismograma. Círculos con bajas velocidades (1 km/seg) indican arribos tardíos.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

Las curvas teóricas de dispersión del modo fundamental y de los dos primeros modos se calcularon usando el mismo programa descrito en la sección 6.3. Las curvas de velocidad de fase y de grupo para los primeros tres modos del modelo M1 de la Tabla 6.5, se muestran en la Figura 6.10. Las curvas de la velocidad de grupo del modo fundamental presentan varios saltos en el intervalo de 0.5 a 4.0 seg, separados por puntos de inflexión, los cuales dependen del contraste de la velocidad en las diferentes interfase. Debido a que el contraste en la velocidad es grande entre los estratos, la dispersión es grande en este intervalo de periodos. Los modos superiores están presentes entre 0.2 y 4.0 seg, y las curvas de velocidad de grupo tienen 3 mínimos. Se puede notar que a periodos altos, la velocidad de la onda Rayleigh del modo fundamental toma los valores de la velocidad de onda de la base elástica. Mientras que a periodos bajos los estratos superiores son los que básicamente vibran, y la velocidad es la de un semiespacio del estrato específico.

Con la finalidad de comparar las curvas teóricas de dispersión con las obtenidas de algún acelerograma real, se estimaron las curvas de dispersión del registro RICC generado durante el temblor de septiembre de 1995, esta estación se localiza en Chilpancingo a 138 km de la fuente. Las velocidades de grupo se calcularon a partir de un análisis multifiltro basado en la técnica de estación simple desarrollado por *Dziewonski et al* [1969]. Varios filtros de banda estrecha se aplican a la transformada de Fourier considerando diferentes frecuencias centrales. Para cada intervalo de frecuencias asociado a los diferentes grupos de ondas que viajan desde el origen del sismo, se estiman los tiempos de arribo al medir la amplitud máxima de la envolvente de la señal filtrada. Las curvas de velocidad de grupo contra periodo se muestran en la Figura 6.11 para la componente vertical de los sismogramas en la estación RICC. Los análisis de dispersión se limitaron a periodos entre 1.0 y 20.0 seg. En esta figura se incluyen las curvas teóricas de velocidad de grupo. En periodos menores a 1 seg la interpretación es complicada debido a que muchos modos pueden estar presentes simultáneamente.

Las curvas de dispersión en RICC (Fig 6.11), presentan en general dos características diferentes, la primera en periodos entre 5 y 20 seg con pequeñas variaciones en la velocidad de grupo del modo fundamental de Rayleigh. Mientras que en periodos menores de 4 seg

los valores de dispersión tienen la energía más grande (triángulos llenos). La interpretación es complicada por la presencia de modos superiores. Este fenómeno es notable en el intervalo de periodos de 1 a 2.5 seg donde es más evidente la dispersión. De acuerdo a las curvas teóricas, estos valores altos de velocidad están asociados con modos superiores de ondas Rayleigh. Es decir que seguramente la energía de los modos superiores excede la del modo fundamental. Probablemente esta situación es causada por los altos contrastes entre los módulos de cortante de los diferentes estratos de esta región.

En la Figura 6.11 los círculos huecos, que representan amplitudes de menor energía, se concentran en periodos entre 4 y 9 seg con velocidades aproximadas de 1 km/seg. Estos puntos en el análisis de dispersión corresponden a la segunda parte de las ondas G2 de la Figura 5.3 e indican arribos tardíos. Entonces si se trata de arribos tardíos, debidos a reflexión y refracción, la técnica de multi-filtro no es válida puesto que está basada en medir el tiempo transcurrido desde el inicio del evento. Es decir, este método sólo detecta correctamente arribos desde la fuente y no funciona con sismos de gran duración, ni tampoco a distancias mayores de 100 km.

6.8.2 Amplificaciones de ondas superficiales

Las funciones de transferencia observadas en la ciudad de Chilpancingo se calcularon y compararon con las evaluadas con la solución numérica. En este trabajo solo se analizaron los factores de amplificación calculados como la relación entre los desplazamientos en la superficie del estrato, y los desplazamientos correspondiente en la superficie libre de la roca, sin suelo arriba. La comparación entre los resultados calculados con los observados se concentró en las estaciones RICC (modelo 1) y CHIL (modelo 2, sitio de roca). Esta última estación se localiza sobre afloramientos de calizas, a 10 kilómetros de la estación RICC.

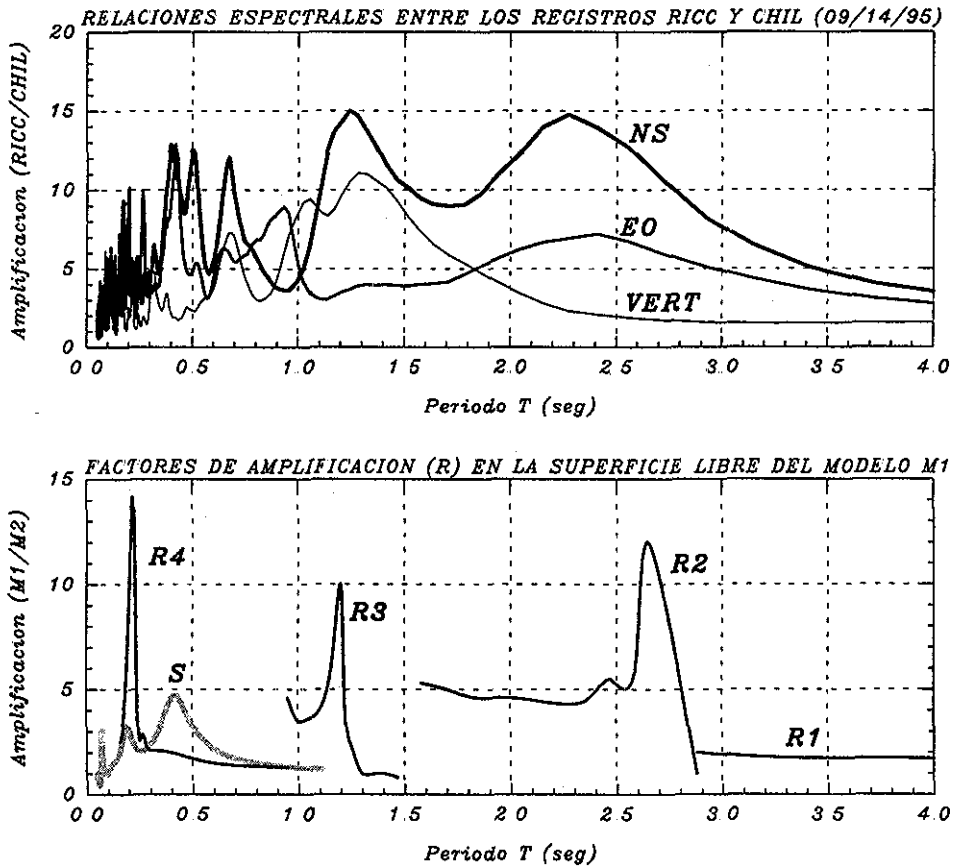


Figura 6.12 Arriba: Relaciones espectrales de amplitud del acelerograma en RICC con respecto al de CHIL, del sismo de 1995. Abajo: Funciones de transferencia de ondas superficiales (R) calculadas según el modelo de velocidad de la Tabla 6.4. Se incluye la función de transferencia (S) calculada con el modelo 1-D de cortante de los depósitos más superficiales.

En la Figura 6.12 se presentan las amplificaciones observadas y las calculadas. Las relaciones espectrales incluidas en la parte superior de esta figura corresponden, respectivamente a funciones de transferencia empíricas entre RICC y CHIL (roca). Estas relaciones de amplificación observadas se calcularon a partir de los acelerogramas simultáneos del sismo del 14 de septiembre de 1995 registrados en estas estaciones. Los espectros de amplificación horizontal de ondas superficiales calculados con el modelo M1 (sin amortiguamiento) se muestran en la parte inferior de la Figura 6.12. Se presentan 4 diferentes segmentos, R1 representa los espectros de amplificación considerando que el semiespacio comienza debajo del estrato número 4 (Tabla 6.4); de la misma manera R2, R3, y R4 se evaluaron considerando la posición del semiespacio debajo de los estratos 3, 2

y 1 respectivamente. Esto se hizo así debido a que el efecto de la amplificación de ondas Rayleigh se puede determinar para estratos con espesores menores que la mitad de la longitud de onda [Boncheva, 1977]. En estas condiciones el estrato se puede tratar como un semiespacio.

Al comparar las funciones de transferencia calculadas con las observadas, se observa en general una buena correlación, aún cuando solo el modo fundamental se tomó en cuenta en los modelos teóricos. Estos resultados muestran que los espectros de amplificación de ondas superficiales dependen del número de estratos así como del cambio del módulo de cortante entre estratos contiguos.

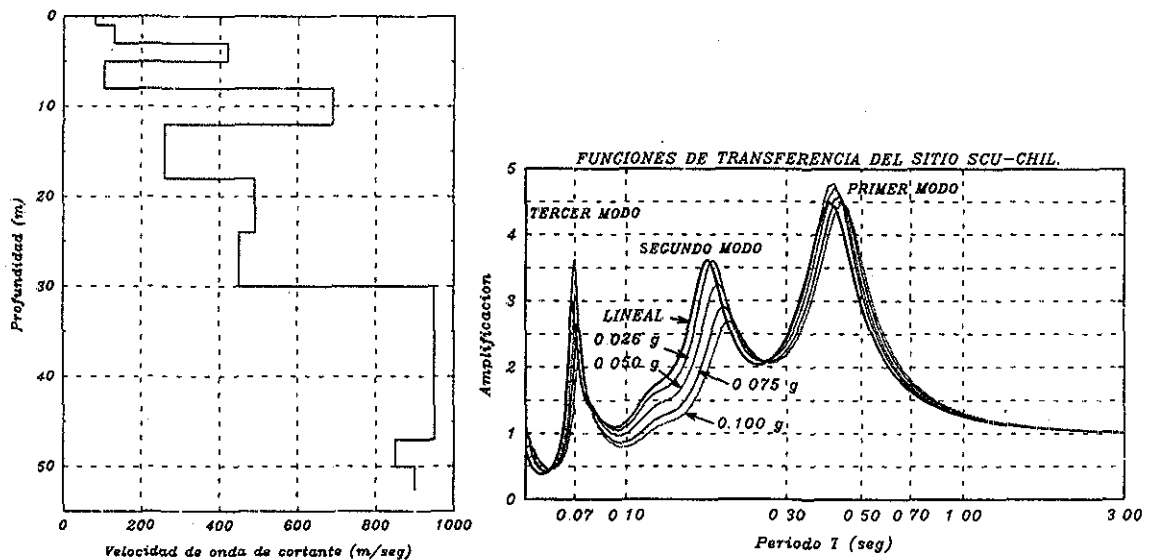


Figura 6.13. Izquierda: Perfil de velocidades de ondas S según un estudio *Down-Hole* en Chilpancingo [GEOVISA S.A., 1998] Derecha: Funciones de transferencia con propagación S para diferentes excitaciones.

Además, en la parte inferior de la Figura 6.12, se incluye la función de amplificación calculada suponiendo un modelo unidimensional (1-D) de propagación de ondas de cortante, la cual se calculó con el programa SHAKE91 [Idriss y Sun, 1992], considerando únicamente el estrato superior del modelo M1 de la Tabla 6.4, y como excitación el acelerograma en CHIL. El modelo supone el perfil de velocidades de onda de

la Figura 6.13, y los valores de la variación del módulo de rigidez con la deformación, según pruebas realizadas en la región [GEOVISA, 1998]. En el sitio RICC los factores de amplificación calculados, considerando propagación de ondas S, son muy diferentes en amplitud, pero sobre todo en periodo con respecto a las relaciones espectrales observadas. Es decir, las amplitudes observadas son significativas en periodos altos (0.50 a 3.0 seg), mientras que la máxima amplificación (ó primer modo de vibración del suelo) ocurre en el periodo de 0.35 seg (Figura 6.13). Por lo tanto, es claro que los periodos predominantes del suelo se deben a modos de ondas superficiales.

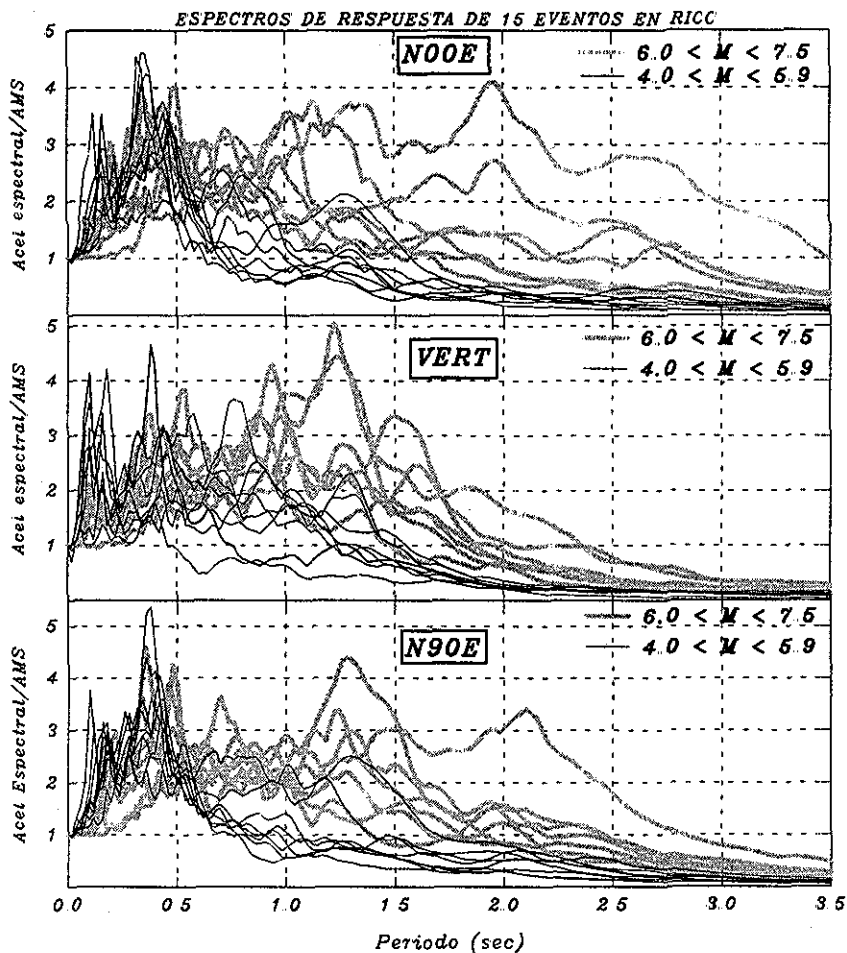


Figura 6.14 Espectros de respuesta (5% de amort. crít) normalizados con respecto a la aceleración máxima del suelo (AMS) en la estación RICC de Chilpancingo. Los eventos fueron separados de acuerdo a su magnitud.

Los espectros de respuesta de aceleración normalizados de varios sismos registrados en la estación RICC se muestran en la Figura 6.14, las curvas se dividieron en 2 grupos de acuerdo a su magnitud. Sismos con magnitudes menores a 6.0 generan ordenadas espectrales con máximos en periodos cortos menores de 0.50 seg. Por otro lado, los espectros de eventos de magnitud mayor a 6.0 dominan los periodos altos entre 1.0 y 2.5 seg. Estas formas espectrales siguen la tendencia reconocida desde hace ya algún tiempo de que sismos de gran magnitud originados a grandes distancias producen ondas de frecuencia baja, ó periodos altos. En este caso, la tendencia observada en los espectros muestra que el periodo natural de los estratos del suelo más superficial deja de ser dominante en sismos de gran magnitud y el efecto de ondas superficiales es significativo a medida que la magnitud se incrementa

6.9 CONCLUSIONES

En este capítulo se ha hecho un análisis de las características de propagación de ondas superficiales, primero se hace una muy breve reseña de las características de las ondas superficiales Rayleigh y Love, así como de los modos superiores (R_g y L_g). Posteriormente, como una aplicación, se estudiaron seis modelos analíticos de propagación de ondas superficiales, con la finalidad de detectar las características de propagación, dentro de la cuenca del Valle de México, debidas a los estratos localizados a varios kilómetros de profundidad.

Los modelos se definieron de acuerdo a la información presentada en el Capítulo III, el espesor total de los estratos varía de 1000 a 4000 m. En estos modelos no se incluyeron los delgados estratos superficiales compresibles, debido a que no influyen, en el intervalo de periodos de interés, en las curvas de velocidad ni en los modos de las ondas superficiales, dado que el objetivo era mostrar el efecto de los depósitos profundos. Los resultados indican que existe una fuerte concentración de energía en el mismo intervalo de periodos que los de vibración natural del suelo más superficial del valle.

Se estimaron las curvas de velocidad de fase y de grupo para el modo fundamental y para el primer modo superior, el intervalo de periodos en donde la dispersión es más fuerte en ambos modos depende del sitio, pero para ambos modos se concentra entre 1 y 4 seg aproximadamente. Así en COP, que sería representativo de la zona I del suroeste de la ciudad, el mínimo de la curva (dispersión fuerte) está alrededor de los 3 seg, resultado que es consistente con los registros en Ciudad Universitaria (ver Fig. 4.4). En el resto de los sitios de la zona del Lago se identifican al menos 2 mínimos en las curvas del modo fundamental debido al fuerte contraste de las velocidades entre estratos. En varios de estos modelos coinciden varios mínimos en las curvas (del modo fundamental y del primer modo superior) entre 2 y 2.5seg, como es el caso de ROM, TUL y MIX.

Al estudiar las configuraciones modales en el modelo ROM representativo del subsuelo en la colonia Roma se detectó una inversión en el sentido del movimiento en la superficie, de retrógrado a prógrado en el intervalo 2.26 a 3.60 seg, tal y como se observó en los sismogramas del temblor de 1985 estudiado en el Capítulo IV. Este cambio en el movimiento indica seguramente propagación de ondas Rg. Además, este resultado es soportado por las características de las relaciones de amplificación de los modelos.

Debido a cierta similitud en la conformación del subsuelo entre el valle de México con el de Chilpancingo, se estudiaron las características de amplificación y de dispersión de las ondas Rayleigh en este último sitio. Se calcularon curvas teóricas de dispersión a partir de datos geológicos, y se compararon con las curvas de dispersión del acelerograma del sismo del 14 de septiembre de 1995, utilizando una técnica multi-filtro. En estas últimas curvas, no se detectan variaciones importantes en el intervalo de periodos comprendido entre 5 y 20 seg, en este segmento se encuentra buena correlación con las curvas teóricas de dispersión. Pero en periodos menores de 4 seg las curvas de dispersión, donde se concentra la mayor energía, tienen valores altos en la velocidad mayores incluso que los modos superiores teóricos. Esta situación muestra que el método de obtener curvas de dispersión, a partir de la medición del tiempo transcurrido de las ondas desde la fuente, no es adecuado en movimientos de gran duración ni a distancias grandes. Por esta razón los arribos tardíos se detectan en el periodo de 4 a 9 seg, con supuestas velocidades bajas.

El análisis de funciones de transferencia en Chilpancingo muestra que los espectros de amplificación de ondas superficiales depende del número de estratos en el sistema de suelo así como del cambio en el módulo de rigidez entre estratos contiguos. Al comparar las funciones de transferencia observadas con las calculadas se encuentra bastante coincidencia en los periodos, sobre todo si se toma en cuenta que sólo se incluyó el primer modo en los modelos teóricos.

Cuando se comparan los efectos de las amplificaciones locales debidas a ondas de cortante (S), se encuentra una fuerte diferencia en las relaciones espectrales de las funciones de transferencia observadas con las calculadas. Mientras que las amplitudes observadas son significativas en periodos altos (0.5 a 3.0 seg), la máxima amplificación, ó primer modo de vibración del suelo en cortante, ocurre en el periodo 0.35 seg. Por lo tanto, los periodos predominantes del suelo se deben a los modos de las ondas superficiales. En consecuencia es claro que para la mayoría de las estructuras, los efectos de amplificación de ondas superficiales son de gran importancia.

Se ha creído que las amplificaciones en periodos altos ($3 < T < 10$ seg) están asociados con estratos con espesores desde algunos metros hasta 1 ó 2 kilómetros y que las de periodos cortos ($T < 1$ seg) son debidas a los estratos más superficiales de unos cuantos metros de espesor, por lo que no es importante combinar ambos efectos. Sin embargo, de acuerdo a los resultados presentados en este capítulo, se concluye que en gran parte de la Ciudad de México, existe bastante cercanía (incluso coincidencia) entre los periodos de ambos sistemas, razón por la cual se presentan valores tan altos en la amplificación, debido a un efecto dinámico muy peculiar. En el caso de Chilpancingo el primer efecto, es decir el de periodos largo, se encuentra ligeramente separado del correspondiente a los periodos cortos. Con estas conclusiones en mente, en el Capítulo siguiente, se establecerá un modelo para explicar la respuesta observada en el Valle de México.

6.10 REFERENCIAS

- Bard, P.Y., and M. Bouchon (1980). "The seismic response of sediment-filled valleys. Part 2. The case of incident P and SV waves", *Bull. Seism. Soc. Am.* 70, 1921-1941.
- Boncheva, H. (1977). "Soil amplification factor of surface waves." *Proc. 6th World Conf. On Earth. Eng.*, vol. 6, pp. 6-189, New Delhi, India, 1977.
- Bonner, J.L., E.T. Herrin, and T. Goforth (1996). "Azimuthal variation of Rg energy from quarry blasts in Central Texas". *Seis. Res. Letters*. Vol 67, num 4 pp 43-56.
- Bullen and Bolt (1985) "An Introduction to the Theory of Seismology," Cambridge University Press, Cambridge.
- Chen, J-C., J. Lysmer and B. Seed (1981). "Analysis of local variations in free field seismic ground motion." *Report No. UBC/EERC-81/03*. Berkeley, Cal.
- Chirita, M., R. Sooryakumar, and Hua Xia (1999) "Observation of guided longitudinal acoustic modes in hard supported layers" *The American Physical Society* vol 60, num 8.
- Chung, J-K and Y. T. Yeh (1997). "Shallow crustal structure from short-period Rayleigh-wave dispersion data in southwestern Taiwan", *Bull. Seism. Soc. Am.* 87, 2, 370-382.
- Dziewonski, A., S. Bloch, and M. Landisman (1969). "A technique for the analysis of transient seismic signals". *Bull. Seism. Soc. Am.*, Vol 59, pp. 427-444.
- Ewing, W.M., W.S. Jardetzky, and F. Press (1957). "Elastic waves in Layered Media". *McGraw Hill*, New York.
- GEOVISA S.A. (1998) "Estudio de mecánica de suelos para definir las condiciones y características del subsuelo en el área de la Facultad de Ingeniería, de la UAG, en Chilpancingo, Gro".
- Gómez-Bernal, A. and R. Saragoni (1996). "Oscillations of the México City surface layer excited by seismic surface waves" *Proc. 11th World Conf. On Earth. Eng.*, paper No 718. Acapulco, Mexico.
- Gómez-Masso, A., J. Lysmer, J.C. Chen, and H.B. Seed (1983) "Soil structure interaction with Rayleigh waves." *Earth. Eng. and Struc. Dyn.* Vol. 11 J. Wiley and Sons.
- Idriss, I.M. and J. I. Sun (1992). "SHAKE91 Computer Program for Conducting Equivalent Linear Seismic Response Analyses of Horizontally Layered Soil Deposits." *NIST*, G. Maryland and U. Cal Davis Cal.
- Kramer, S.L. (1996) "Geotechnical Earthquake Engineering." *Prentice Hall Inc.*
- Lamb, H. (1904) "On the propagation of tremor over the surface of an elastic solid" *Philosophical Transaction of the Royal Society, London*, Ser. A, vol 203, pp 1-42.
- Lay, T. and T. Wallace (1995) "Modern Global Seismology." *Academic Press Inc., International Geophysics series*. San Diego.
- Lysmer, J. (1970). "Lumped mass method for Rayleigh waves." *Bull. Seism. Soc. Am.* Vol. 60, No. 1, pp. 89-104.
- Lysmer, J. (1978). "Analytical Procedures in Soil Dynamics." *Proc. ASCE Geotech. Eng. Div. Specialty conf*. Vol III, Pasadena, Cal.
- Maugeri, M., S.M. Frenna, and P. Spatola (1996). "On Rayleigh waves propagation in layered soils." *Proc. 11th World Conf. On Earth. Eng.*, paper No. 1840. Acapulco, Mexico.
- MacBeth, C. D. and P. Burton (1985). "Upper crustal shear velocity models from higher mode Rayleigh wave dispersion in Scotland", *Geophysics J R Astr. Soc.* 83, 519-529.
- McLaughlin, K. L. and J. L. Stevens (1996) "Upper Bounds on the Scattering of Rg into Lg Based on Energy Conservation" *Maxwell Technologies*, San Diego Cal.
- Mooney, H. M. and B. A. Bolt (1966). "Dispersive Characteristics of the first three Rayleigh modes for a single surface layer." *Bull. Seism. Soc. Am.* Vol. 56, No. 1, pp. 43-67.
- Pei, D. and A. S. Papageorgiou (1996) "Locally Generated Surface waves in Santa Clara Valley: Analysis of Observations and Numerical Simulation." *Earthquake Engineering and Structural Dynamics*. Vol 25

- Press, F. and M. Ewing (1952) "Two Slow Surface Waves across North America," *Bull Seis Soc Am.*, Vol. 43, pp. 219-228.
- Reiter, L. (1990) "Earthquake Hazard Analysis, Issues and Insights" *Columbna University Press*, New York
- Swanger, H. J. and D. M. Boore (1978) "Simulation of Strong Motion Displacements using Surface-Wave Modal Superposition," *Bull. Seis. Soc. Am.*, Vol. 68 No 4, pp 247-263
- Tanaka, T., S. Yoshizawa, and Y. Osawa (1980). "Characteristics of strong earthquake ground motion in the period range from 1 to 15 sec." *Proc 7th World Conf. Earth. Eng* 2, 609-616
- Udias, A. (1999). "Principles of Seismology" *Cambridge University Press*, United Kingdom

CAPITULO VII

INTERPRETACION DEL MOVIMIENTO DEL SUELO EN EL VALLE DE MEXICO A PARTIR DE UN MODELO DINÁMICO ELÁSTICO 1D.

7.1 IMPLICACIONES DE LAS CARACTERÍSTICAS DEL MOVIMIENTO DEL SUELO OBSERVADAS EN EL VALLE DE MÉXICO

Las características del movimiento del terreno observadas en el Valle de México durante eventos de magnitud importante, que se han analizado en los Capítulos previos, se pueden resumir en los siguientes puntos:

- 1) Del análisis de desplazamientos de todos los sismos con epicentros lejanos registrados en la Ciudad de México, se observa que el grupo de ondas que arriba a la cuenca está dominado por ondas superficiales, esto es más claro en eventos con magnitudes iguales ó mayores a 7. Este arribo consiste de un grupo de ondas de una banda ancha de periodos (2 a 20 seg aprox). En especial se detecta un movimiento transversal de periodo entre 10 y 15 seg (onda Love ó Lg) seguido por otro de periodo similar pero con el movimiento típico de una onda Rayleigh. Este grupo es guiado por la corteza desde la fuente.
- 2) El paso de este grupo de ondas por la cuenca de México genera una fuerte dispersión. Los periodos de las fases importantes dependen de los espesores de los estratos profundos del subsuelo de la cuenca de la ciudad conformados básicamente por los llamados *depósitos profundos* y por *las formaciones volcánicas*. Lo anterior supone que en un sitio en particular existen fases bien definidas, las cuales se manifiestan en el movimiento del suelo dependiendo de la magnitud del temblor. Según el estudio de los registros de pozo en la colonia Roma la fase más importante de los depósitos profundos en este sector es de 3.3

seg; y según las curvas de velocidad de grupo de los diferentes modelos estudiados, las fases más intensas en el resto de la ciudad se concentran en un intervalo de 1.5 a 4.0 seg.

- 3) En los diferentes sitios de la ciudad, las ondas superficiales generan amplificaciones en el movimiento, en periodos que dependen fundamentalmente de los espesores de los gruesos estratos del subsuelo de material volcánico. Estos espesores no son iguales, en algunos sitios del oriente de la ciudad estos son menores (como en el pozo Mixhuca), lo que provoca que el periodo también sea ligeramente menor.

En este Capítulo se propone un modelo dinámico simple de características elásticas que permite reproducir y comprender las características observadas de los movimientos sísmicos del suelo de Ciudad de México. Primero se presenta dicho modelo, en la Sección 7.2, posteriormente en la Sección 7.3, se analizan las características de los espectros de respuesta de aceleración absoluta medidos en distintos sitios de la Ciudad de México para sismos de diferentes intensidades y se establece su relación con el modelo simplificado propuesto.

En la Sección 7.4 se propone un método simplificado para obtener espectros de respuesta sintéticos. Los resultados del método se comparan con los espectros medidos. Finalmente en la Sección 7.5 se dan las principales conclusiones y recomendación del Capítulo, especialmente para el caso de espectros de respuesta básicos elásticos de diseño.

7.2 MODOS NATURALES DE VIBRACIÓN HORIZONTAL

En el Capítulo VI, se investigaron los modos de ondas Rayleigh de seis modelos de los pozos profundos (Tabla 6.2); se utilizó un programa de elemento finito 1D, según se detalla en el Apéndice A. Con la finalidad de mostrar las características de vibración horizontal de los estratos profundos y su relación con la vibración de los delgados depósitos superficiales, en el Apéndice B se muestran los modos naturales de vibración horizontal de esos modelos, calculados con el programa SAP2000, con modelos elásticos 2D de acuerdo a los datos de la Tabla 6.2. Además es posible comparar estos modos con los de ondas Rayleigh. Como se

puede ver en el Apéndice B, el segundo modo natural horizontal tiene la misma configuración que las componentes horizontales del modo fundamental de ondas Rayleigh, mientras que el tercer modo natural y el segundo de Rayleigh también tienen la misma configuración. Estos periodos (reportados en la Tabla 7.1) son bastante similares a los mínimos de las curvas de dispersión (fases de Airy) de la Figura 6.6. Por ejemplo, en el modelo COP estos periodos son respectivamente 3.04 y 1.65 seg, los cuales son dominantes en los espectros horizontales y verticales observados en el sitio CU, cercano a este pozo. Al incluir los grados de libertad verticales en COP, se encuentra un periodo de 3.36 seg que un poco mayor y más preciso.

Adicionalmente, en los modelos de la zona del lago, se presentan los modos naturales de vibración horizontal teóricos suponiendo que no existen los blandos depósitos superficiales (DS), puede notarse el efecto que producen los estratos superficiales, por ejemplo en ROM los modos de 2.99 y de 2.26 seg tienen configuraciones modales similares si se comparan por debajo de los estratos superficiales.

Tabla 7.1. Periodos naturales de vibración horizontal de los pozos estudiados (en segundos).

Pozo	Mod.	Per. 1	Per. 2	Per. 3	Per. 4	Per. 5	Per. 6	Per. 7	Per DS1	Per DS2
COP		7.00	3.04 ^{1R}	1.65 ^{2R}	1.24	0.95	0.78		N.A.	N.A.
ROM	Con DS	5.34	2.99 ^{1R}	2.26 ^{2R}	1.64	1.25	1.06	0.94	2.36	1.00
	Sin DS	5.35	2.92 ^{1R}	*	1.69 ^{2R}	*	1.13	0.98		
TEX	Con DS	6.28	4.66 ^{1R}	2.72 ^{2R}	1.91	1.78	0.94		5.03	1.72
	Sin DS	5.90	*	2.91 ^{1R}	1.94 ^{2R}	1.20	0.98	0.83		
Tulye	Con DS	6.23	4.51 ^{1R}	2.92 ^{2R}	1.90	1.69	1.00		5.08	1.73
	Sin DS	*	5.69	3.11 ^{1R}	1.83 ^{2R}	1.23	1.03	0.82		
CDAO	Con DS	5.29	3.20 ^{1R}	2.45 ^{2R}	1.63	1.31	1.06	0.84	3.09	1.10
	Sin DS	5.26	*	2.63 ^{1R}	1.67 ^{2R}	*	1.12	0.85		

1R, 2R- corresponden aproximadamente al primer y segundo modos de Rayleigh. DS depósitos superiores

7.3 MODELO SIMPLIFICADO 1D REPRESENTATIVO DE LA RESPUESTA DINÁMICA DEL SUELO DEL VALLE DE MÉXICO.

El subsuelo de la ciudad se puede clasificar en dos sistemas básicos el primero conformados por los depósitos profundos y por la formación volcánica superior, el segundo por las delgadas capas superficiales de arcilla compresible que yacen sobre los gruesos estratos del primer sistema. Estos sistemas poseen un fuerte contraste en rigidez y en masa; sin embargo los

periodos de vibración de cada sistema independiente no difieren en gran medida incluso en algunos sitios casi coinciden. Esta condición, junto con el arribo de las ondas superficiales, genera una respuesta de todo el conjunto de suelo similar al de un sistema de gran masa la cual soporta a su vez otra masa menor.

El problema se puede explicar a través de un modelo simple de dos grados de libertad formado por una masa m_1 , la cual tiene en su parte superior un apéndice de masa m_2 . La respuesta de este sistema se puede establecer con la teoría clásica de vibraciones. Las Figuras 7.1 a 7.6 muestran los espectros envolventes de amplitudes del estado permanente del sistema de dos grados de libertad para 6 condiciones diferentes de relación de masas m_2/m_1 (1 a 30 %). En el eje vertical se muestra la relación T_1/T_2 , mientras que en el eje horizontal el cociente T_3/T_2 ; T_1 es el periodo de la masa inferior, T_2 el de la superior y T_3 los periodos del conjunto. El espectro envolvente de la parte superior de las figuras corresponde a la respuesta de la masa superior, m_2 , que representa a los estratos superficiales, el inferior a la masa inferior m_1 , que representa a los depósitos profundos y formaciones volcánicas.

De acuerdo a la teoría de vibraciones cuando al sistema primario de periodo T_1 se le adiciona un apéndice de periodo T_2 , el periodo fundamental del nuevo sistema (T_{31}) es mayor que cualquiera de los periodos independientes T_1 y T_2 ; además el periodo del segundo modo (T_{32}) es menor que ambos.

En estas figuras se aprecia que para un valor específico de la relación T_1/T_2 ocurren dos máximos de las amplitudes en el espectro envolvente de la masa superior; uno por cada modo (en la rama del lado derecho el del modo fundamental), a medida que la relación de masas es mayor, las dos ramas de los máximos tienden a estar más separadas; por ejemplo si $T_1=2.64$ seg, $T_2=3.21$ seg y $m_2/m_1=0.3$ (Figura 7.6), se encuentra que los periodos del sistema son $T_{31}=3.79$ seg y $T_{32}=2.24$ seg; y en la masa m_2 las respuestas máximas se presentan en dos periodos diferentes. Por el contrario si m_2/m_1 es muy pequeña los dos máximos de la masa m_2 tienden a coincidir cerca de $T_1/T_2=1$, y se nota además que para un valor grande de T_1/T_2 es más importante la contribución del segundo modo.

Las Figuras 7.7 y 7.8 muestran la historia de aceleración en el tiempo de ambas masas para algunos casos específicos. Cuando la relación de masas m_2/m_1 es pequeña (Fig 7.7) puede notarse claramente cómo se amplifica espectacularmente el movimiento de la masa superior m_2 , sobre todo en la primera parte del registro, donde la respuesta se manifiesta con abatimientos (*beating*) como consecuencia de la cercanía del periodo independiente de m_2 con alguno del conjunto. Los 4 movimientos presentados en la Figura 7.7 muestran formas y duraciones similares a los acelerogramas registrados sistemáticamente en los sitios de la parte oeste de las zonas de Lago y de Transición de la Ciudad de México, como es el caso de las estaciones CO56, PE10, DX37 y SCT.

Pero a medida que la relación de masas crece (Fig 7.8), el movimiento se caracteriza por ser de mayor duración, también armónico y con grandes amplitudes en todo el registro incluso al final, cuando ya las amplitudes de la excitación son demasiado bajas, casi imperceptibles, como sucede en los sitios de la parte este de la ciudad donde los acelerogramas son bastante prolongados como los de la Figura 7.8. Lo anterior muestra, que no es necesario que los periodos coincidan o sean demasiado cercanos para que el apéndice (masa m_2) se sujete a un gran número de oscilaciones armónicas de amplitud considerable, como queda muy claro en las Figuras 7.8a y 7.8c, después de 200 seg de iniciado el movimiento.

De las gráficas de la Figura 7.8 se deduce que en la primera parte del registro es fuerte la contribución del segundo modo de periodo, pero en la segunda parte domina prácticamente el modo fundamental. También es claro que a medida que las relaciones m_2/m_1 son más grandes, las amplitudes de la masa inferior son más relevantes, contrario a lo que sucede para valores bajos de ese cociente. Este comportamiento se ha observado de manera muy clara en los acelerogramas reales de NZ31, donde se aprecian periodos de varias frecuencias en la primera parte del registro, en la última etapa domina el periodo más alto, ó del modo fundamental. Las gráficas de la Figura 7.8a a 7.8c tienen características similares a los acelerogramas registrados en las estaciones CDAO, TLAS, NZ31, HA41, CU80 y CE32, mientras que las 2 gráficas Figura 7.8d muestran para 2 diferentes excitaciones la respuesta en la zona de Tláhuac (TLHB), se consideró como periodo T_2 al del segundo modo de los estratos superiores.

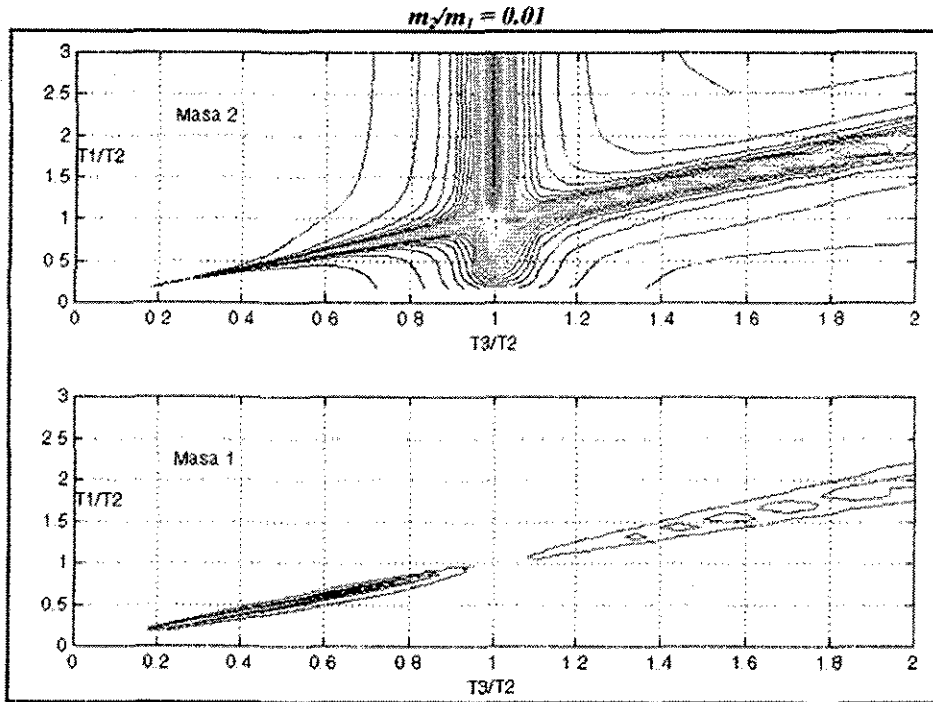


Figura 7.1 Envolturas de espectros de respuesta de amplitud máxima para un sistema de 2 masas con una relación de masas $m_2/m_1=0.01$. T_2 y T_1 son los periodos independientes de la masa superior m_2 e inferior m_1 respectivamente. T_3 son los periodos del conjunto.

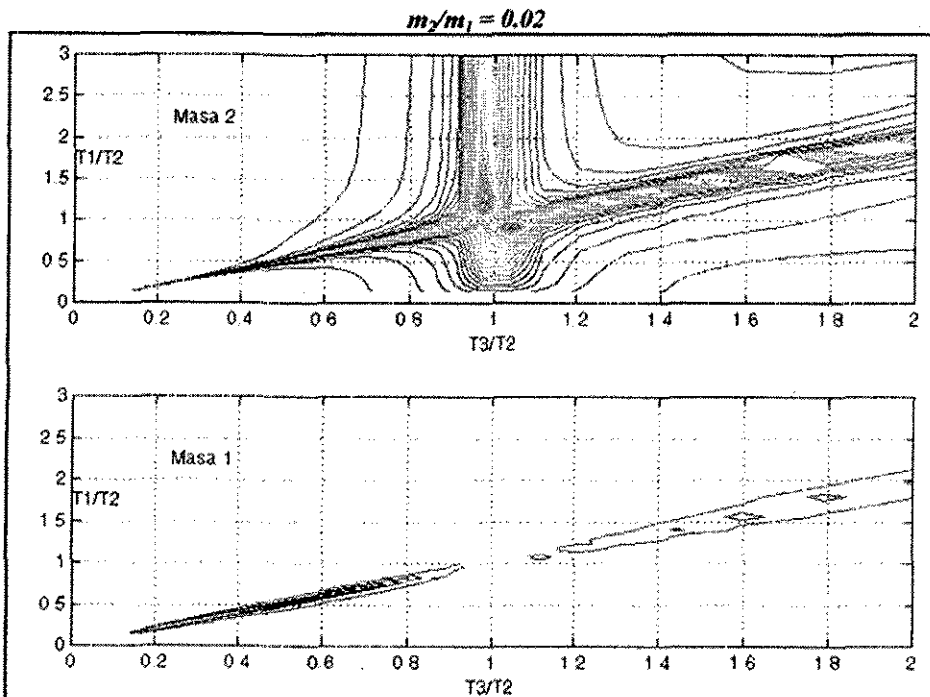


Figura 7.2 Envolturas de espectros de respuesta de amplitud máxima para un sistema de 2 masas con una relación de masas $m_2/m_1=0.02$. T_2 y T_1 son los periodos independientes de la masa superior m_2 e inferior m_1 respectivamente. T_3 son los periodos del conjunto.

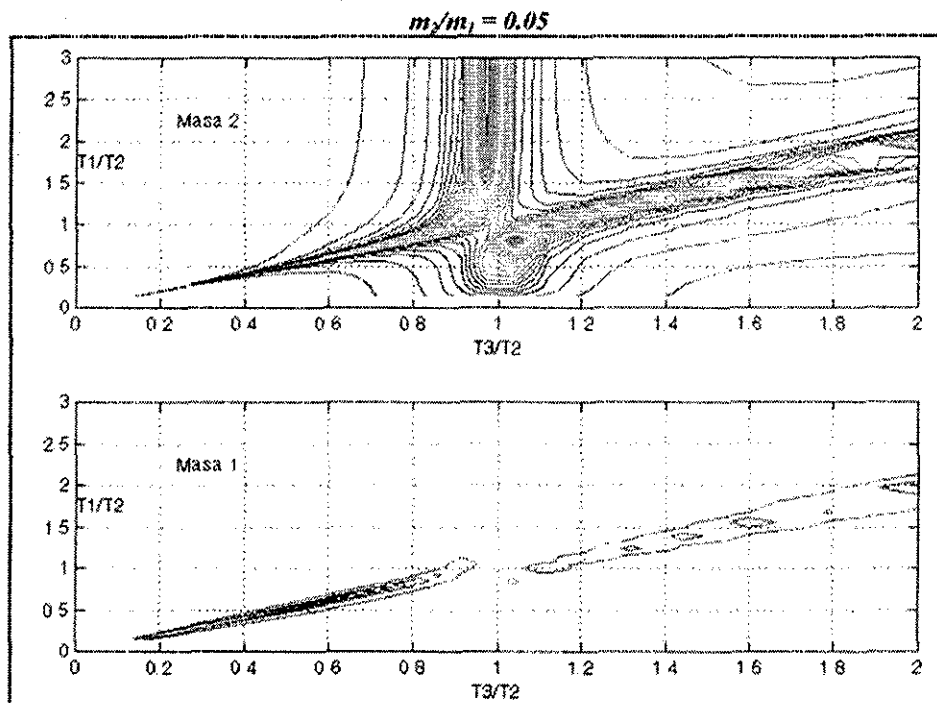


Figura 7.3 Envolventes de espectros de respuesta de amplitud máxima para un sistema de 2 masas con una relación de masas $m_2/m_1=0.05$. T_2 y T_1 son los periodos independientes de la masa superior m_2 e inferior m_1 respectivamente. T_3 son los periodos del conjunto.

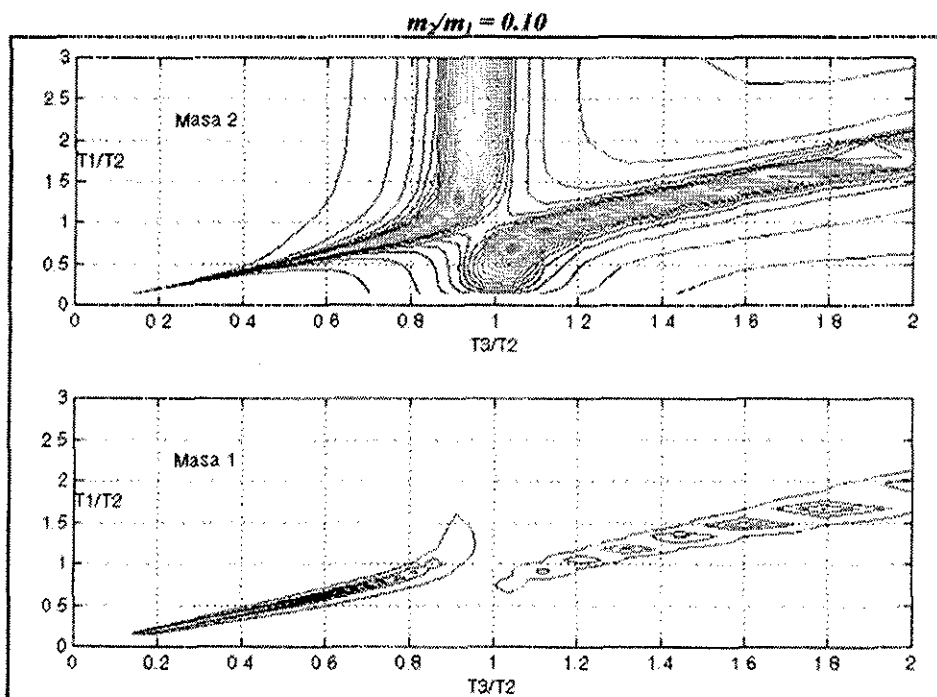


Figura 7.4 Envolventes de espectros de respuesta de amplitud máxima para un sistema de 2 masas con una relación de masas $m_2/m_1=0.10$. T_2 y T_1 son los periodos independientes de la masa superior m_2 e inferior m_1 respectivamente. T_3 son los periodos del conjunto.

TESIS CON
 FALLA DE ORIGEN

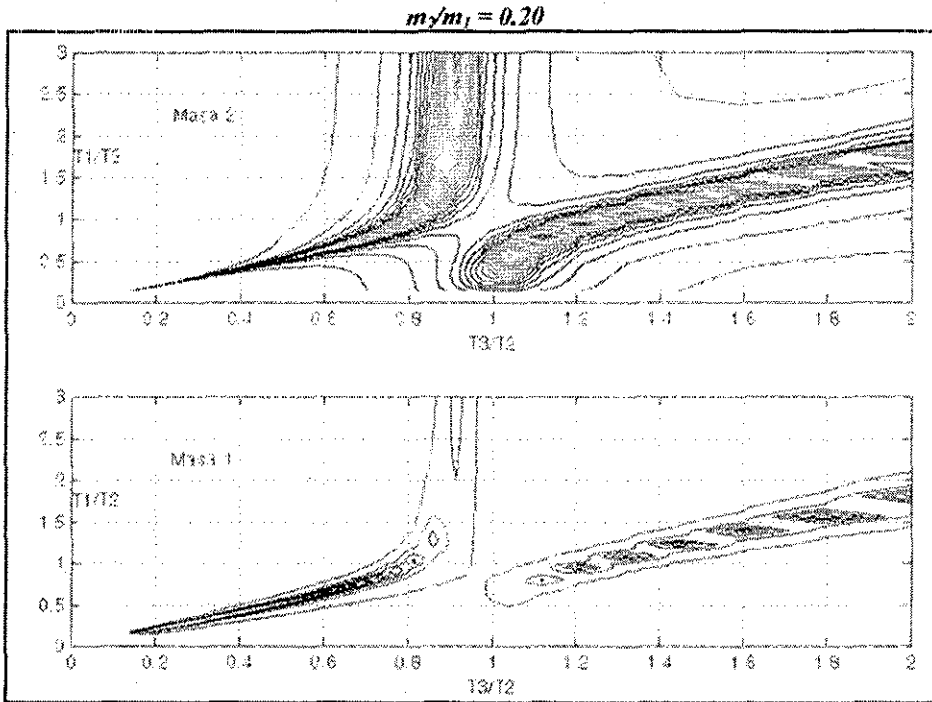


Figura 7.5 Envolventes de espectros de respuesta de amplitud máxima para un sistema de 2 masas con una relación de masas $m_2/m_1=0.20$. T_2 y T_1 son los periodos independientes de la masa superior m_2 e inferior m_1 respectivamente. T_3 son los periodos del conjunto.

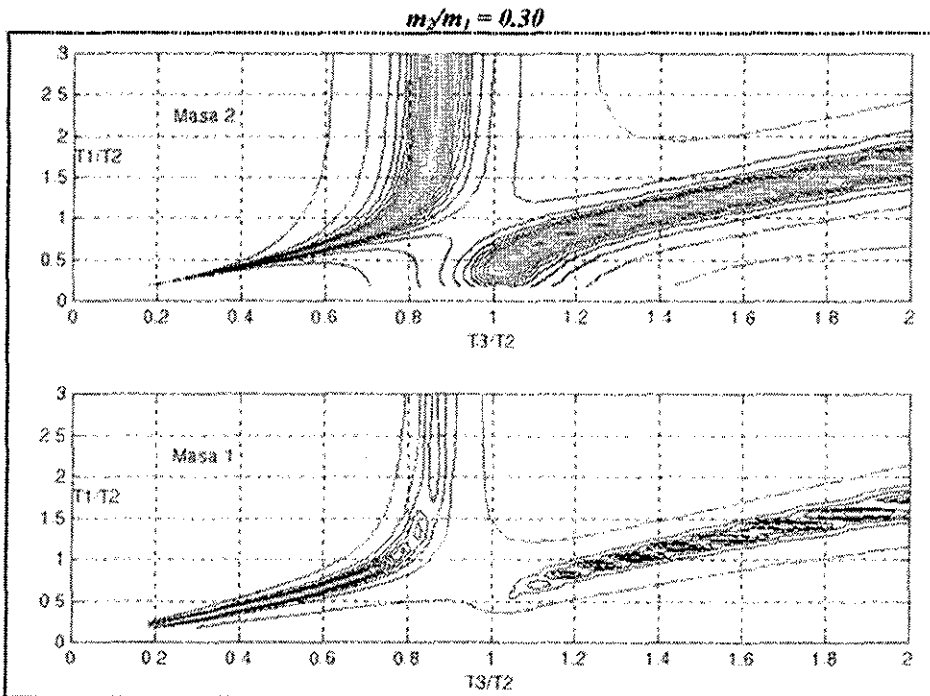


Figura 7.6 Envolventes de espectros de respuesta de amplitud máxima para un sistema de 2 masas con una relación de masas $m_2/m_1=0.30$. T_2 y T_1 son los periodos independientes de la masa superior m_2 e inferior m_1 respectivamente. T_3 son los periodos del conjunto.

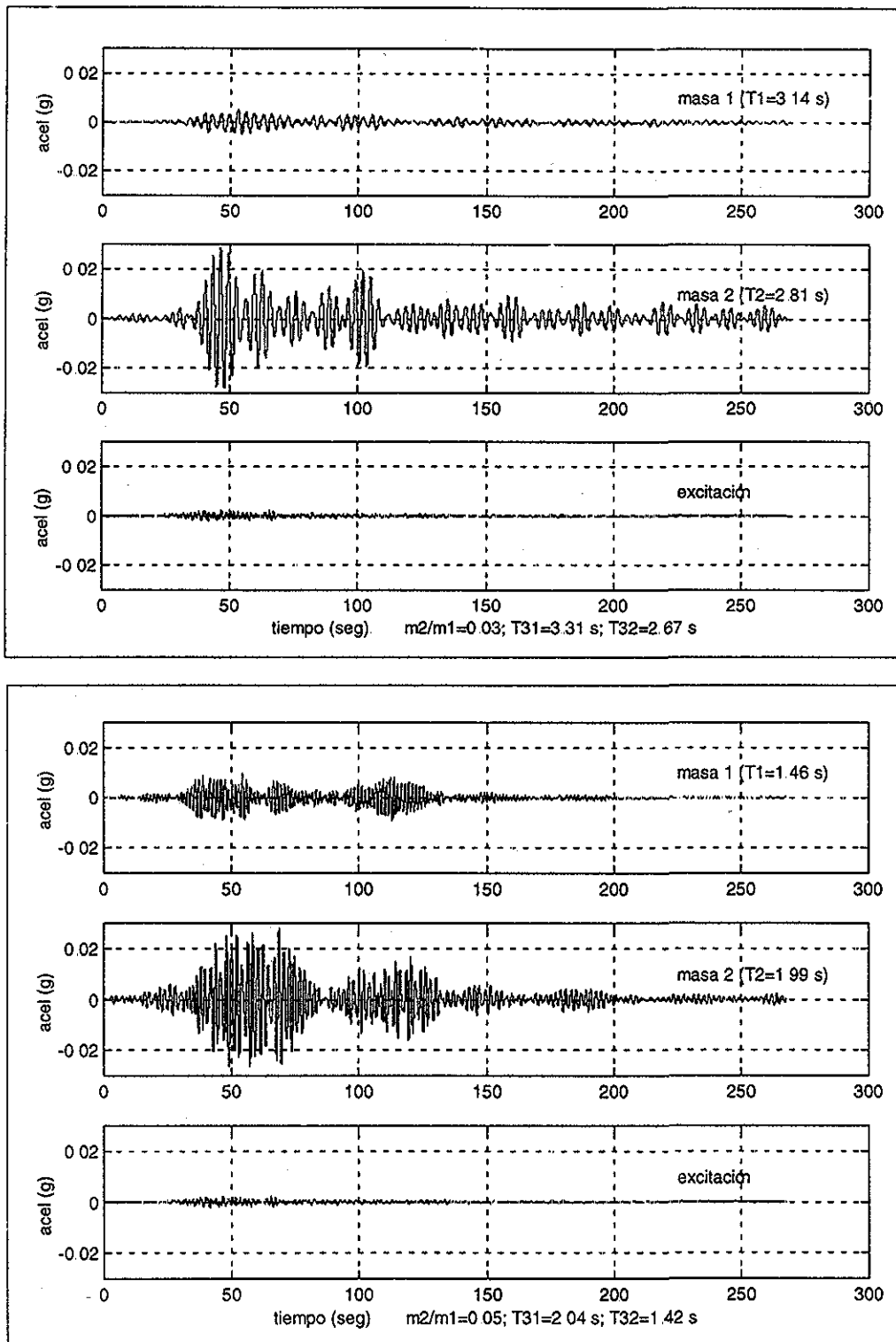


Figura 7.7a Aceleraciones calculadas en el sistema de 2 masas, con valores muy bajos de la relación de masas m_2/m_1 (0.03 y 0.05). El registro inferior es la excitación (sismo 24/10/94 en pozo Tlacotal) y el acelerograma central es la respuesta de la masa m_2 y representa a los depósitos aluviales. Estas gráficas son similares a los acelerogramas de las estaciones CO56 (arriba) y PE10 (abajo).

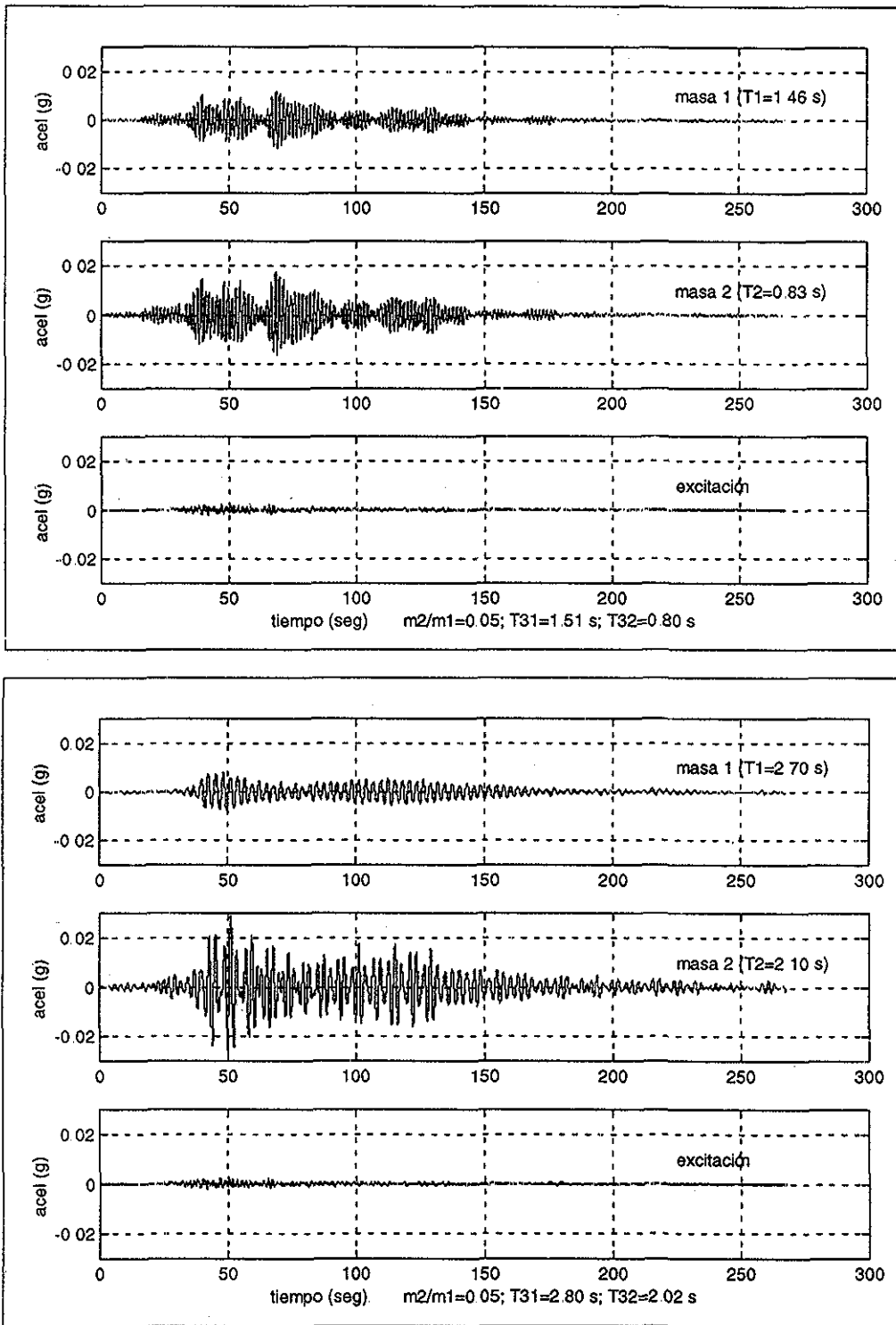


Figura 7.7 b Aceleraciones calculadas en el sistema de 2 masas, con valores muy bajos de la relación de masas m_2/m_1 (0.03 y 0.05). El registro inferior es la excitación (sismo 24/10/94 en pozo Tlacotal) y el acelerograma central es la respuesta de m_2 y representa a los depósitos aluviales. Estas gráficas son similares a los acelerogramas de las estaciones DX37 (arriba) y SCT (abajo).

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

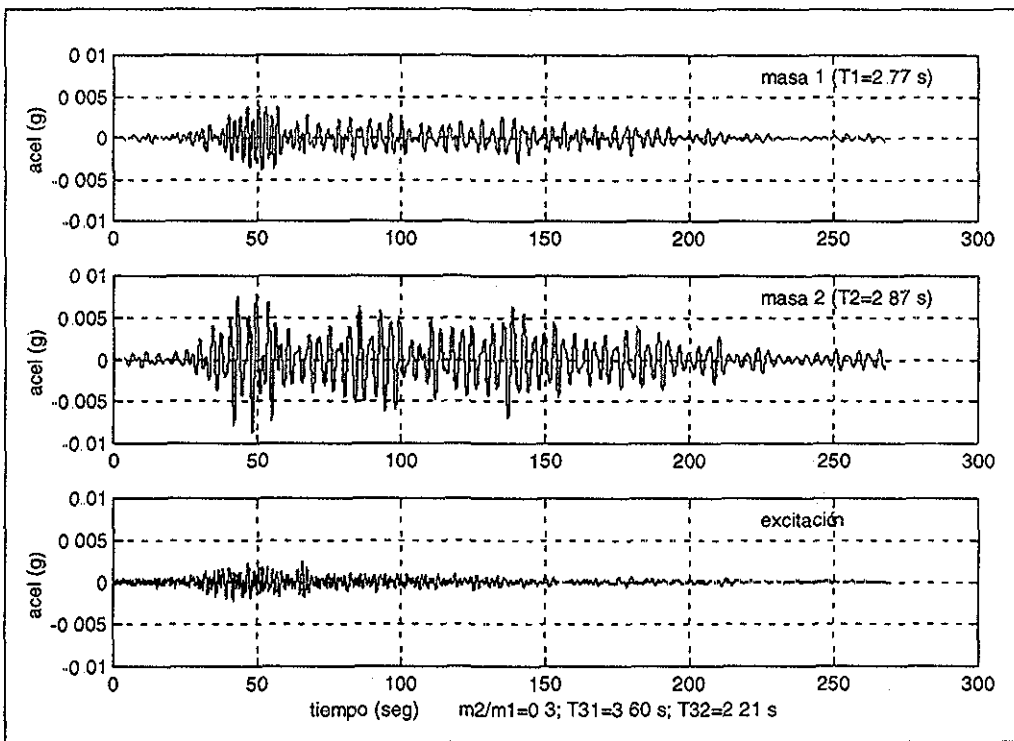
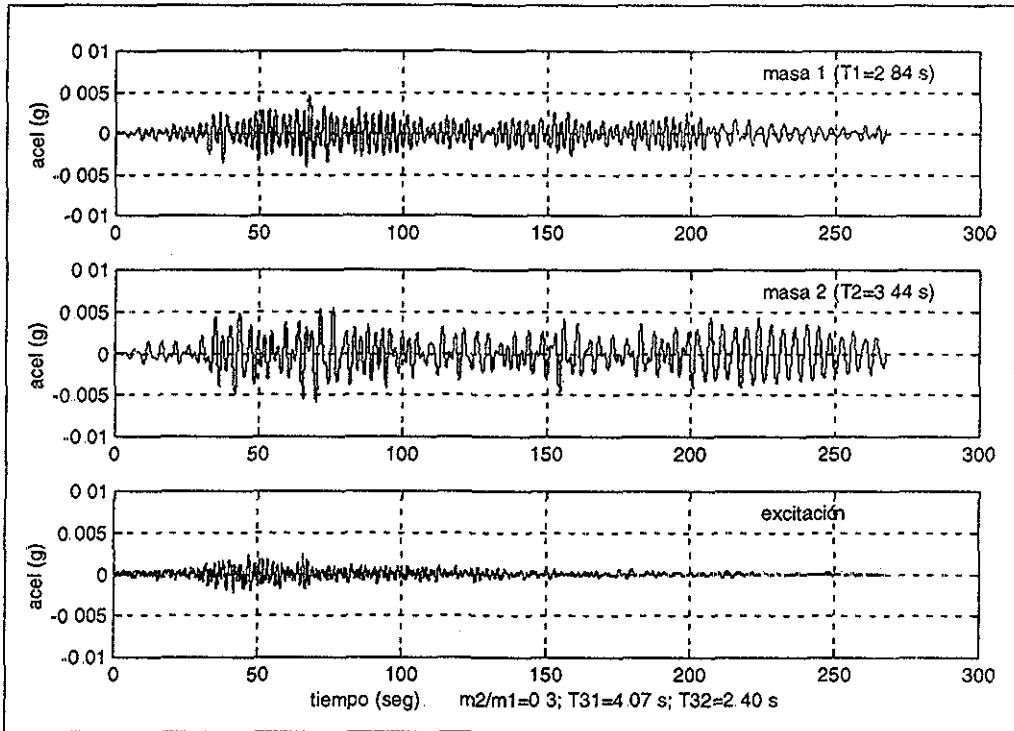


Figura 7.8 a Aceleraciones calculadas en el sistema de 2 masas, con valores altos de la relación de masas m_2/m_1 (0.15 y 0.3). El registro inferior es la excitación (sismo 24/10/94 en pozo Ilacotal) y el acelerograma central es la respuesta de m_2 y representa a los depósitos aluviales. Estas gráficas son similares a los acelerogramas de las estaciones CDAO (arriba) y TLAS (abajo).

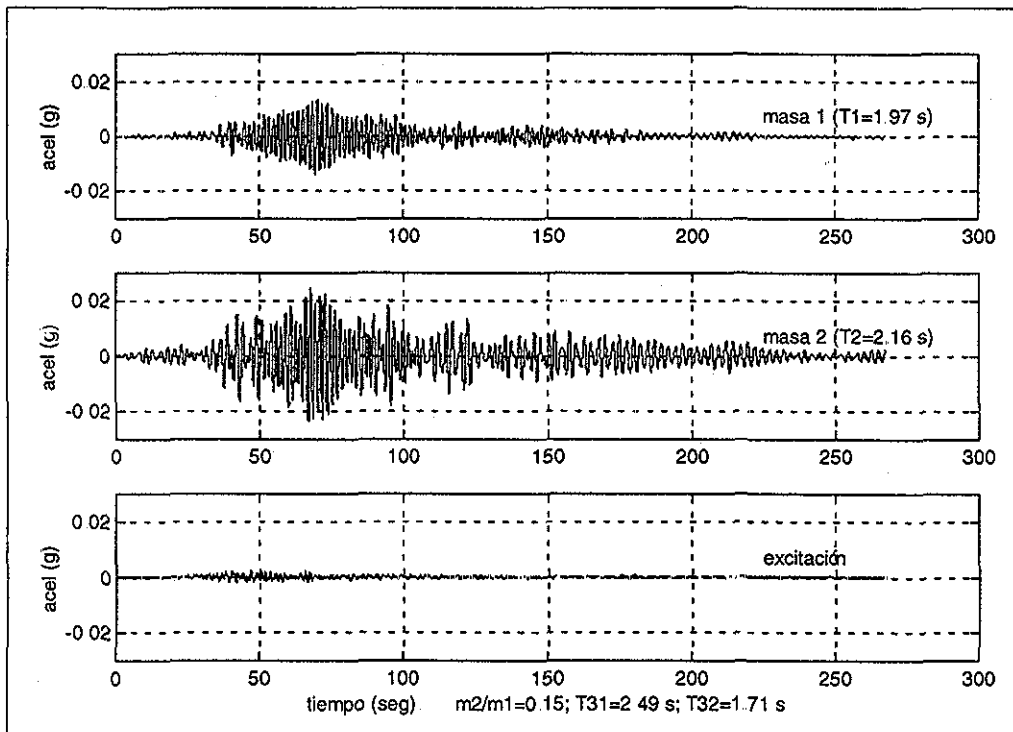
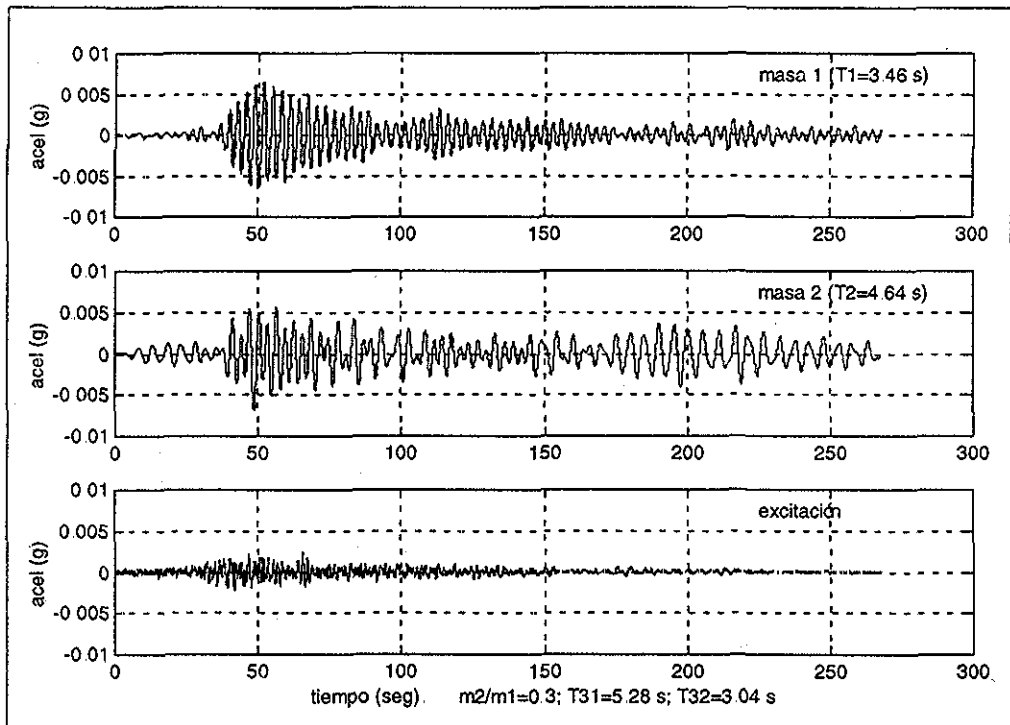


Figura 7.8 b Aceleraciones calculadas en el sistema de 2 masas, con valores altos de la relación de masas m_2/m_1 (0.15 y 0.3). El registro inferior es la excitación (sismo 24/10/94 en pozo Ilacotal) y el acelerograma central es la respuesta de m_2 y representa a los depósitos aluviales. Estas gráficas son similares a los acelerogramas de las estaciones NZ31 (arriba) y HA41 (abajo)

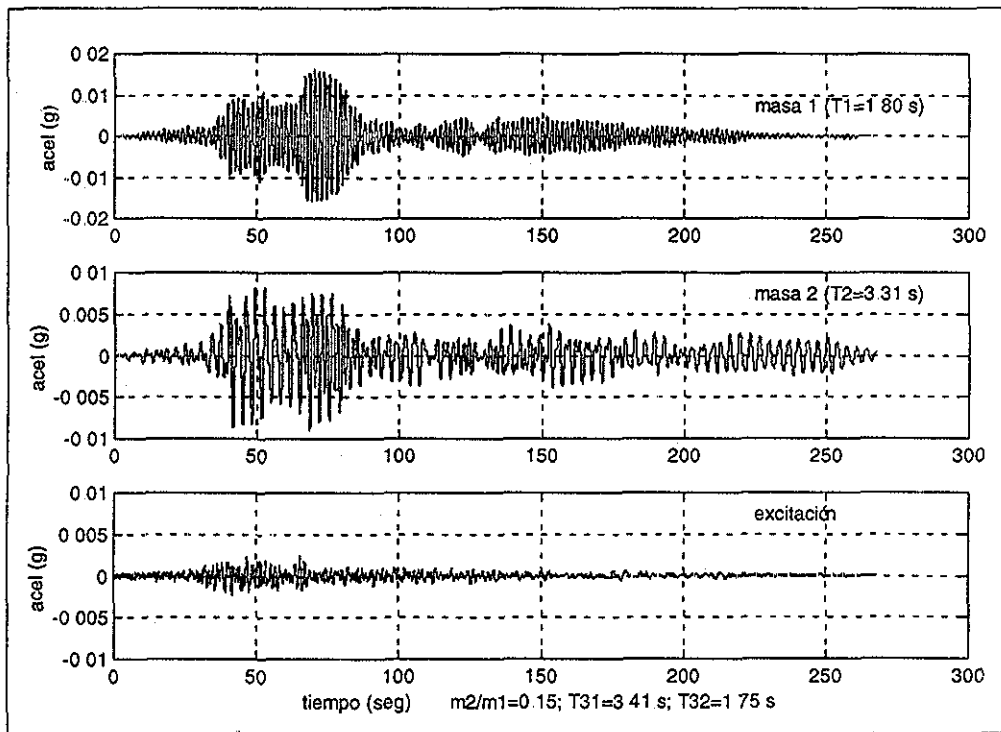
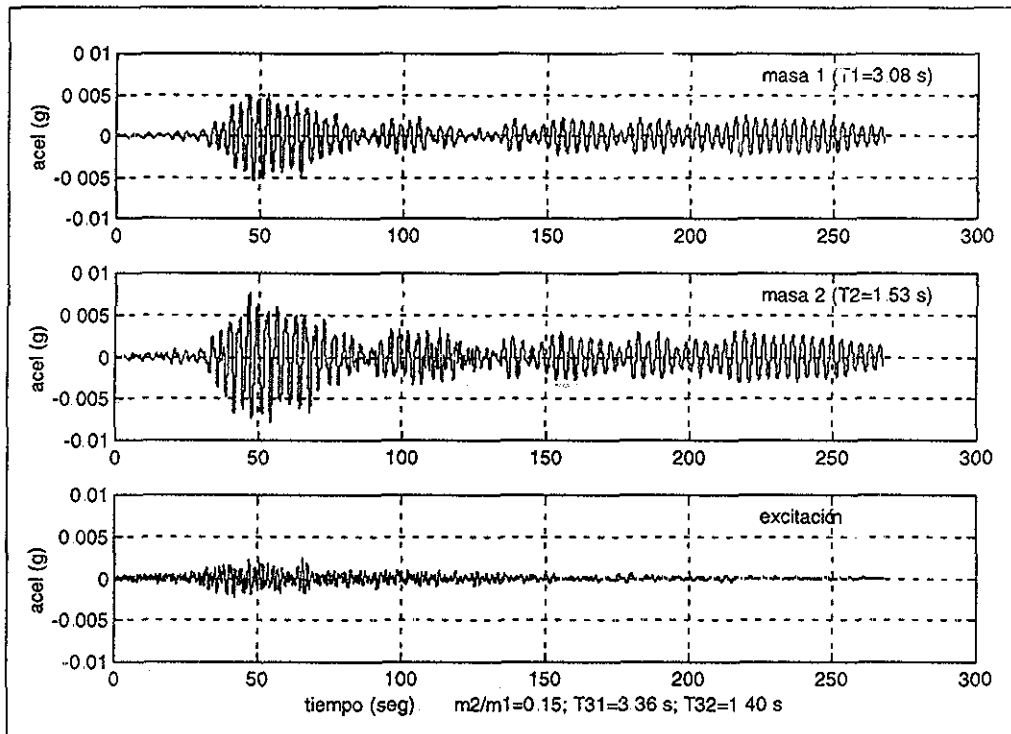


Figura 7.8 c Aceleraciones calculadas en el sistema de 2 masas, con valores altos de la relación de masas m_2/m_1 (0.15 y 0.3). El registro inferior es la excitación (sismo 24/10/94 en pozo Ilacotal) y el acelerograma central es la respuesta de m_2 y representa a los depósitos aluviales. Estas gráficas son similares a los acelerogramas de las estaciones CU80 (arriba) y CE32 (abajo).

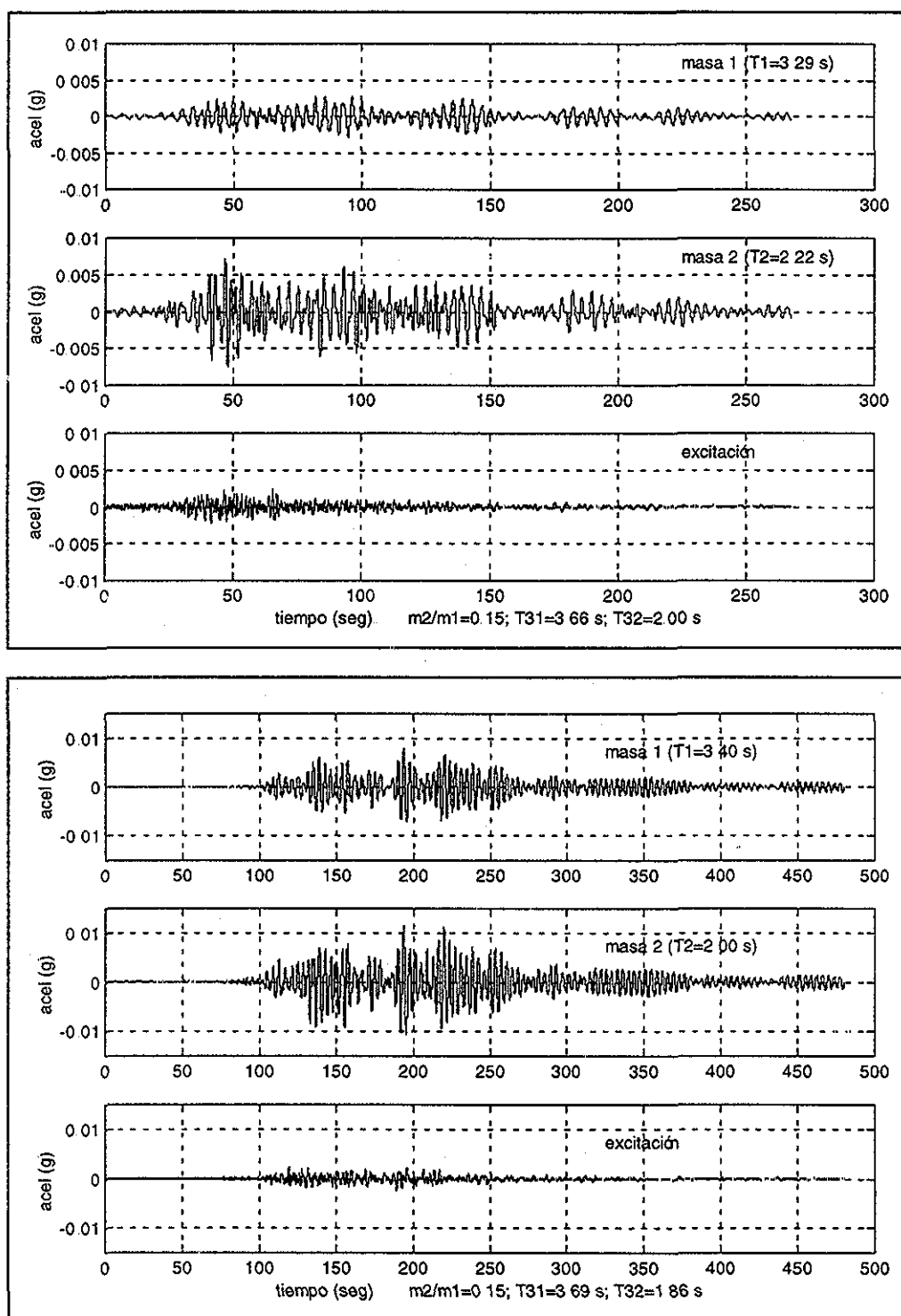


Figura 7.8 d Aceleraciones calculadas en el sistema de 2 masas, con valores altos de la relación de masas m_2/m_1 (0.15). El registro inferior es la excitación (arriba el sismo 24/10/94 en pozo Ilacotal, abajo el sismo 14/9/95 en RMC2) y el acelerograma central es la respuesta de m_2 y representa a los depósitos aluviales. Estas gráficas representa a los acelerogramas de la estación TLHB.

7.4 INTERPRETACIÓN DE LAS CARACTERÍSTICAS DE LOS ESPECTROS DE RESPUESTA DEL VALLE DE MÉXICO COMO DOBLE RESONANCIA DINÁMICA

Según los resultados del modelo 1D de dos grados de libertad de la Sección 7.2, deben manifestarse de una manera clara los dos modos del conjunto; como se mencionó en esa sección, el periodo del primer modo es mayor que el más grande de cualquiera de los periodos de los sistemas considerados de forma independiente, mientras que el periodo del segundo modo es menor que el menor de los periodos independientes. Este efecto debe reflejarse en los espectros de los acelerogramas reales. Como ejemplo, este fenómeno se ilustra por medio de los espectros de respuesta en CDAO, en SCT, en TLHB y en NZ31. Al clasificar los temblores de acuerdo a la intensidad con que se han sentido en la ciudad, se puede definir la forma de las curvas en función de la intensidad del movimiento.

7.4.1 Estación CDAO.

Los espectros de respuesta de aceleración absoluta del 2% del amortiguamiento crítico en CDAO de la Figura 7.9, corresponden a 8 eventos de distintas intensidades, todos los acelerogramas tienen duraciones mayores a 150 seg. El evento más intenso es el del día 19 de septiembre de 1985, el pico máximo se desplaza hasta el periodo de 4.0 seg en la componente radial, sin embargo existen otros máximos dominantes en los periodos de 3.6 seg (transversal y radial), 2.65 seg (vertical), y en 1.35 seg. En el resto de los espectros, los valores de los periodos de los picos dominantes disminuyen a medida que la intensidad disminuye como si se desplazaran hacia la parte izquierda de la gráfica. También se nota en todos ellos que siempre el periodo de la componente radial es un poco mayor que el de la transversal.

En los eventos de menor magnitud el periodo que domina las amplitudes es el de 1.35 seg, aunque también fue considerable la amplitud alrededor de este periodo en el temblor del 21 de septiembre de 1985; esto puede atribuirse a las características de las ondas incidentes.

De la Figura 7.9 se desprende además que en las componentes verticales siempre aparecen dos picos, alrededor de 1.2 y de 2.6 seg (ver Fig 7.11), estos están de acuerdo con los

periodos de las fases de Airy de las Figuras 6.6 y 6.8 del Capítulo VI. En consecuencia se sugiere que en CDAO el periodo mayor (4.0 seg) es el fundamental del conjunto (que fue muy alto en septiembre 19 de 1985); entre 2.9 y 3.3 seg está el periodo fundamental de vibración natural (viga de cortante) de los depósitos superiores; entre 2.5 y 2.8 seg el periodo fundamental de los estratos profundos, entre 2.4 y 2.6 seg sería el periodo del segundo modo del conjunto (Tabla 7.1). En los espectros, además se identifica el periodo del segundo modo de los estratos superficiales que no se incluyó en el modelo simplificado que es muy cercano al periodo de 1.2 seg detectado en la componente vertical y en algunas horizontales como las del 21 de septiembre de 1985.

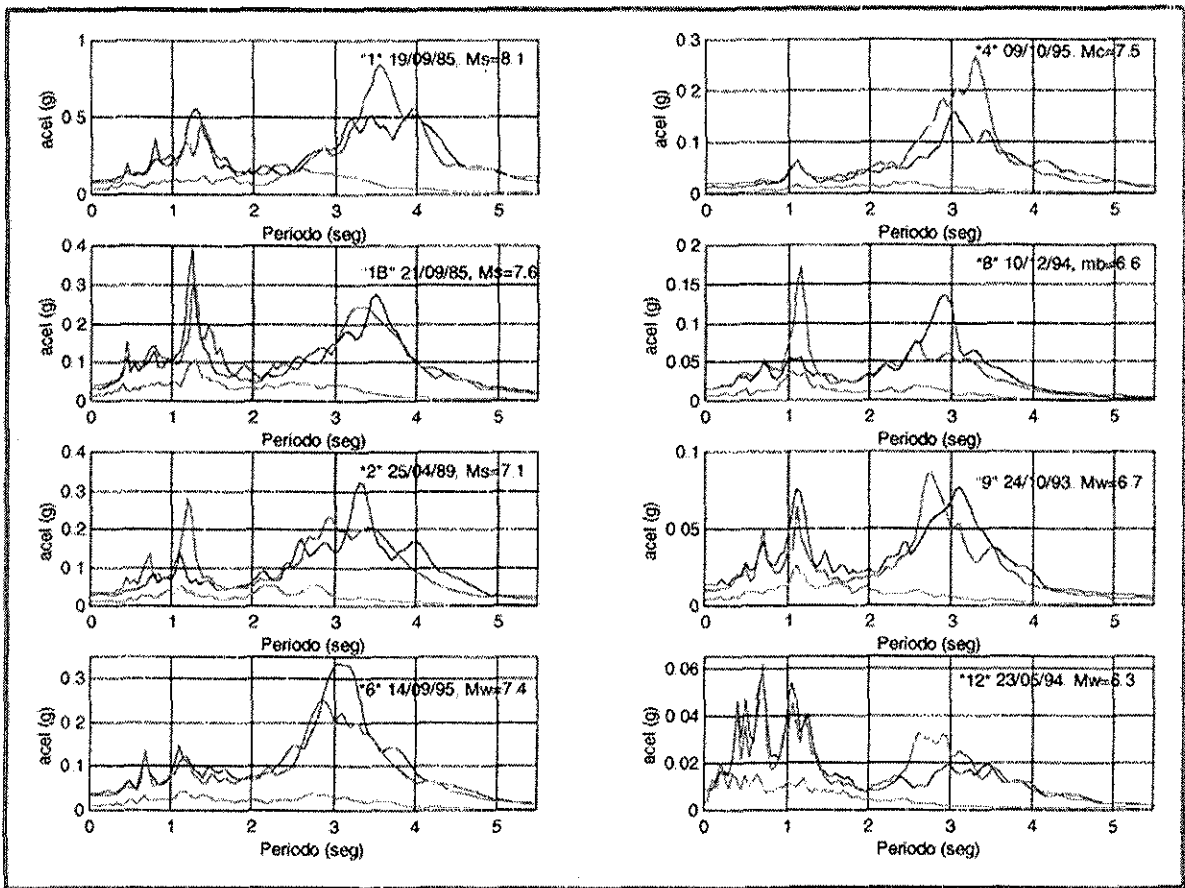


Figura 7.9 Espectros de respuesta de aceleración absoluta (2%) de la componente radial (azul), transversal(verde) y vertical en CDAO de 8 eventos. Se presentan en orden descendente según la intensidad; a medida que ésta crece el periodo dominante también crece, sobre todo en la componente radial. En la componente vertical se pueden detectar modos de ondas superficiales en los periodos 1.2 y 2.6 seg.

7.4.2 Estación SCT.

En el sitio SCT también es observado el comportamiento descrito antes en CDAO, como se ilustra en la Figura 7.10. En este caso se presentan espectros de 12 eventos de diferentes magnitudes. En este sitio los periodos de los dos primeros modos de la masa superior (viga de cortante) son aproximadamente 1.95 y 0.7 seg, mientras que los periodos independientes del sistema inferior (periodos de ondas superficiales) son aproximadamente 2.15 y 0.70 seg; los periodos del conjunto, T_{31} y T_{32} , fluctúan entre 2.5 y 2.65 seg y entre 1.5 y 1.6 seg respectivamente (Tabla 7.1)

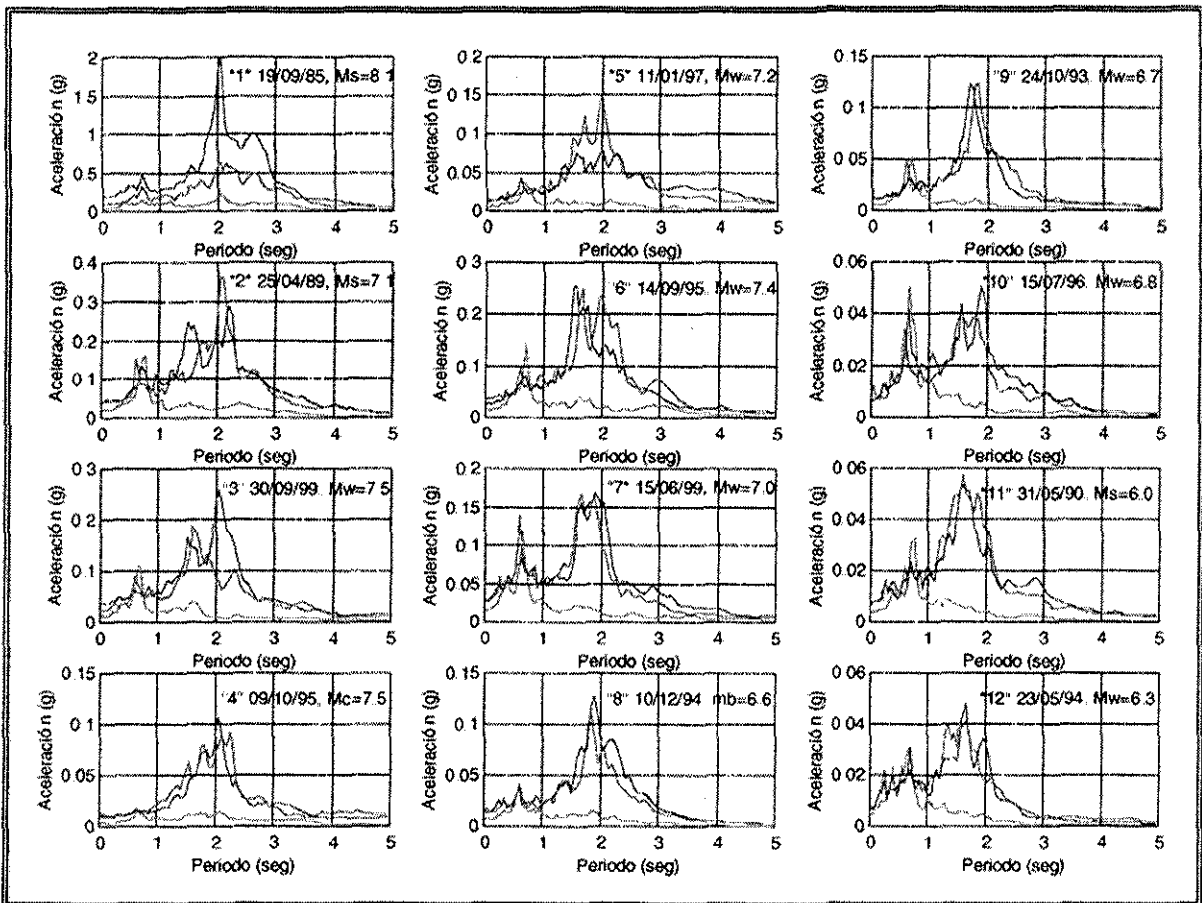


Figura 7.10 Espectros de respuesta de aceleración absoluta (2%) de las componentes radial (azul), transversal (verde) y vertical en SCT de 12 eventos. Se presentan en orden descendente según la intensidad, a medida que ésta crece el periodo dominante también crece, sobre todo en la componente radial. En la componente vertical se pueden detectar modos de ondas superficiales en los periodos 0.7 y 2.0 seg.

En los eventos de menor magnitud (10, 11 y 12 de la Figura 7.10) siempre destaca más el periodo del segundo modo del conjunto, es decir 1.6 seg; en eventos de magnitud intermedia (7, 8 y 9), dominan las ordenadas en el periodo de 1.90 seg; pero a medida que crece la magnitud, el máximo espectral se va desplazando hacia el periodo de 2.0 seg como se nota en los eventos 1 a 4, en estos últimos espectros además se detecta que va tomando importancia la ordenada de 2.65 seg, siendo muy grande en el terremoto del 19 de septiembre de 1985, que hasta ahora ha sido el registro con la aceleración más alta en la Ciudad de México. En las 3 componentes de todos los caso se presenta un pico entre 0.60 y 0.70 seg, que corresponde a la superposición del segundo modo de la viga de cortante con modos de ondas superficiales, por esa razón es muy alto el valor de la componente vertical en casi todos los eventos.

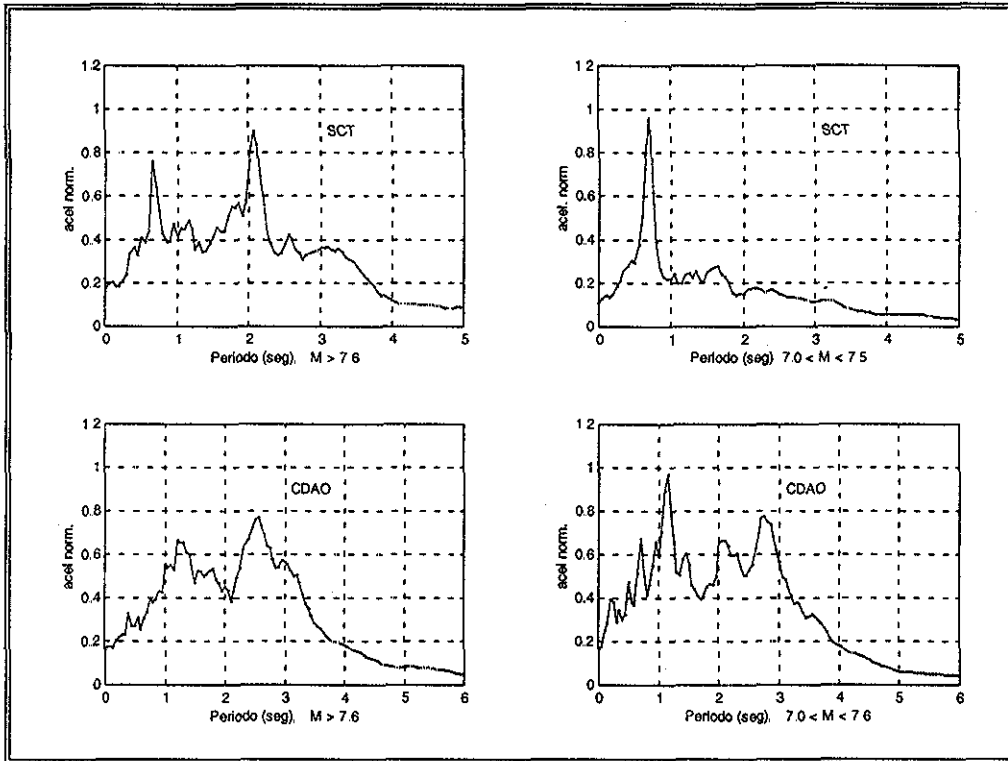


Figura 7.11 Espectros medios de respuesta de aceleración absoluta (2%) de la componente vertical en SCT y CDAO de los eventos de las Figs 7.9 y 7.10. Para magnitudes mayores a 7.6 y para magnitudes entre 7.0 y 7.5. Los picos corresponderían a modos de ondas superficiales, aproximadamente en los periodos 2.8 y 1.3 seg en CDAO; y 2.1 y 0.8 en SCT.

7.4.3 Estaciones en Tláhuac.

En TLHB, la otra estación acelerográfica de la zona del lago en donde se registró el terremoto de 1985, se realiza el mismo análisis para verificar el comportamiento descrito en las secciones anteriores. Sólo que aquí el modo de vibración libre de viga de cortante de los estratos arcillosos superficiales, que toma importancia en la respuesta es el segundo. Esto se puede entender si se considera que el primer modo ó modo fundamental de cortante en este sitio es demasiado alto, alrededor de 6 seg, de acuerdo a los datos del suelo en esa zona (ver por ejemplo el perfil de velocidad de ondas de cortante de la Fig 3.7). De esta manera el segundo modo está alrededor de 2.1 seg. Entonces según el modelo de dos masas, deben considerarse como periodos independientes 2.1 seg. (periodo de la masa superior ó m_2) y 3.4 seg el de los depósitos profundos (masa inferior ó m_1). De acuerdo a estos datos se obtienen como periodos del primer y segundo modos del conjunto 3.7 seg y 1.9 seg, respectivamente, como puede verse en la Figura 7.8d, para 2 casos diferentes de excitación.

De acuerdo al procedimiento seguido en CDAO y en SCT, se presentan en la Figura 7.12 los espectros de respuesta para varios eventos de magnitud 6.5 en adelante, éstos están también en orden decreciente. Aquí, para complementar la comparación, se usaron dos estaciones: TLHB y TH35, separadas entre sí menos de 1.0 km. Se puede observar el mismo patrón detectado en SCT y en CDAO (desde luego aquí con el segundo modo de cortante de las arcillas superiores). Los 4 periodos más relevantes son entonces 1.9, 2.1, 3.4 y 3.7 seg. Por ejemplo en el evento de 1985, sobresale la amplitud en el periodo de 2.0 y de 3.7 seg. En algunos casos al juntarse la respuesta del modo independiente de m_1 (3.4 seg) y el del primer modo del conjunto se forma una campana alrededor de 3.5 seg aproximadamente.

El hecho de que el periodo fundamental del conjunto T_{31} tienda a dominar entre más intenso es el temblor, como sucede en CDAO, SCT y TLHB, es decir, que este periodo se desplace hacia la derecha del eje de los periodos, no se debe precisamente a un efecto no-lineal del suelo como algunos autores han sugerido, sino que es un efecto totalmente dinámico debido a la conformación de los estratos del subsuelo y al tipo de ondas incidente. Es decir que

durante un sismo de gran magnitud (cercano a $M = 8.0$) la respuesta máxima que se siente en la superficie de la Ciudad de México no sólo es alrededor del periodo de los depósitos superficiales sino que la banda crece demasiado, dependiendo del sitio ésta abarca periodos un poco mayores a los que se presentan en temblores menos intensos.

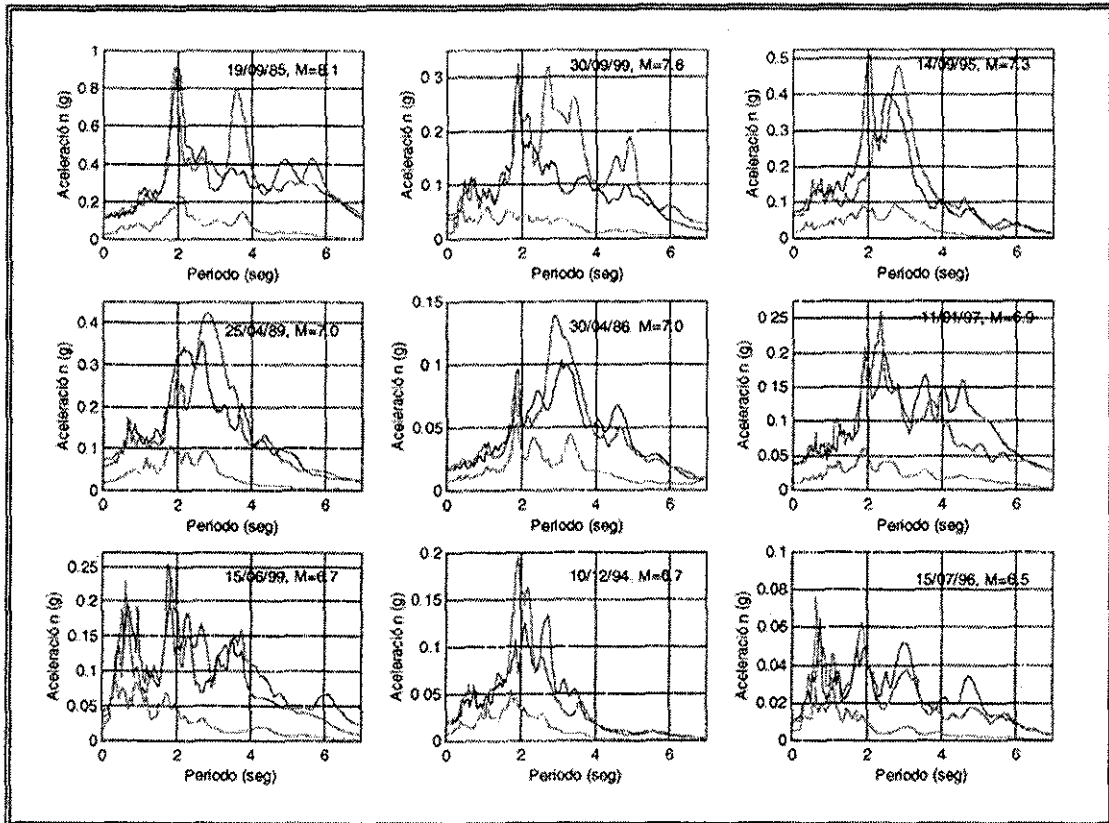


Figura 7.12 Espectros de respuesta de aceleración absoluta (2%) de las componentes radial, transversal y vertical en TLHB y TH35 de 9 eventos diferentes. Se presentan en orden descendente de acuerdo a su intensidad. En la componente vertical se pueden identificar modos de ondas superficiales en los periodos 3.35 y 2.6 seg.

7.4.4 Estación NZ31.

En sitios del oriente de la ciudad donde el espesor de los depósitos arcillosos superiores es mayor, también es detectado el comportamiento descrito en los sitios SCT y CDAO, pero sobre todo en TLHB, es decir también son relevantes algunos modos superiores. Como ejemplo se presentan resultados de la estación NZ31 de Nezahualcoyotl. Para analizar los diferentes periodos de ambos sistemas en este sitio, se presentan las Figuras 7.12 y 7.13; en la primera de ellas se muestran los espectros de respuesta para diversos temblores tal como se hizo en las estaciones anteriores, mientras que en la segunda, se muestran espectros medios de amplitud de Fourier para todos los registros existentes en esa estación de sismos con magnitud mayor a 5; se definen 3 grupos para cada componente: Grupo A eventos entre magnitud 5 y 6, grupo B entre 6 y 7 y grupo C, mayor a 7. Por una parte los periodos de los depósitos superiores arcillosos pueden detectarse de los espectros horizontales de menor magnitud aproximadamente como 5.2, 1.8, y 1.1 seg. Además, de las componentes verticales del grupo A, destacan periodos 1.9-2.1 y 4.3-4.6 seg, los cuales corresponden a los modos de ondas superficiales.

Como puede observarse en las Figuras 7.13 y 7.14, en este sitio los periodos importantes se encuentran dentro de una banda muy amplia, lo que implica que pueda detectarse más de una combinación de modos (como se observa de la componente vertical de la Figura 7.14 existen cuatro picos en 1.4, 2.1, 2.7 y 4.6 seg), es decir, puede presentarse la combinación de dos ó más pares de modos cercanos. En esta estación se pueden detectar dos pares, así, de acuerdo al modelo adoptado aquí, el primer modo del estrato superior $T_{21}=5.2$ con el periodo $T_{11}=4.3$ definen a los periodos 6.2 y 3.9 seg. Por otra parte al combinar el segundo modo del estrato superior, 1.8 seg, con el de ondas superficiales de 1.9 seg se definen los periodos 2.4 y 1.3 seg.

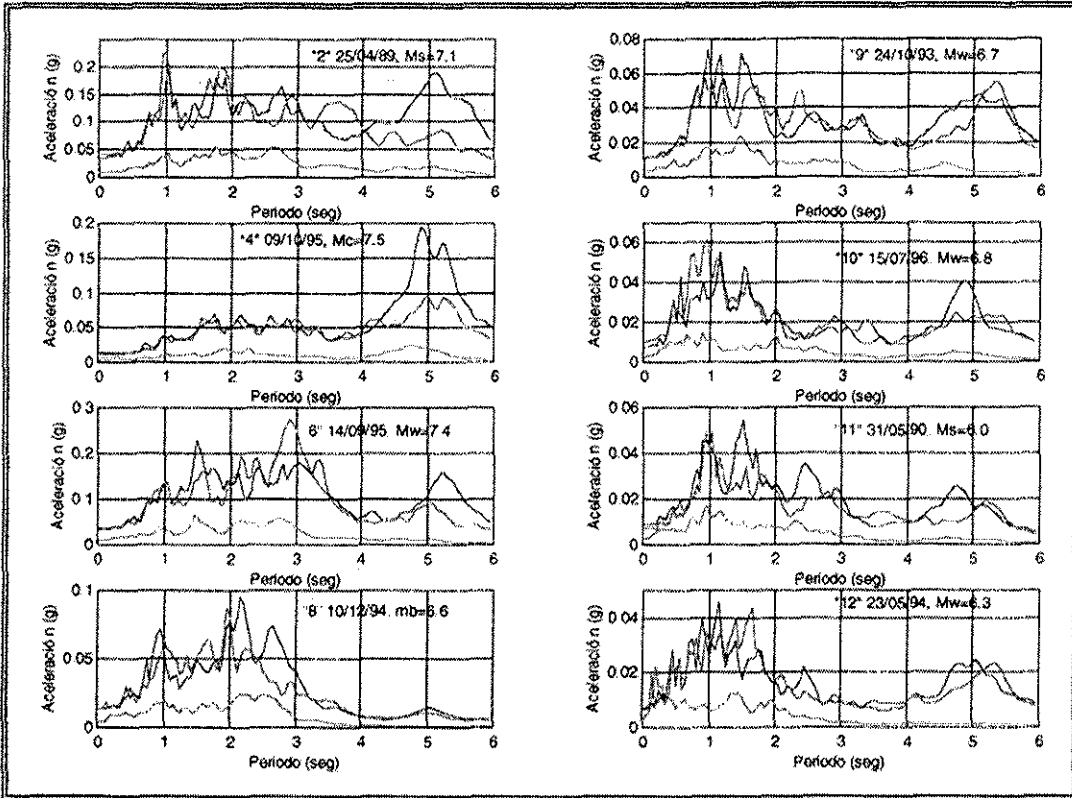


Figura 7.13 Espectros de respuesta de aceleración absoluta (2%) de la componente radial, transversal y vertical en NZ31 de 8 diferentes eventos. Se presentan en orden descendente de acuerdo a su intensidad; a medida que ésta crece el periodo también crece, sobre todo en la componente radial. En la componente vertical se pueden identificar modos de ondas superficiales en los periodos 1.7 y 3.5 seg.

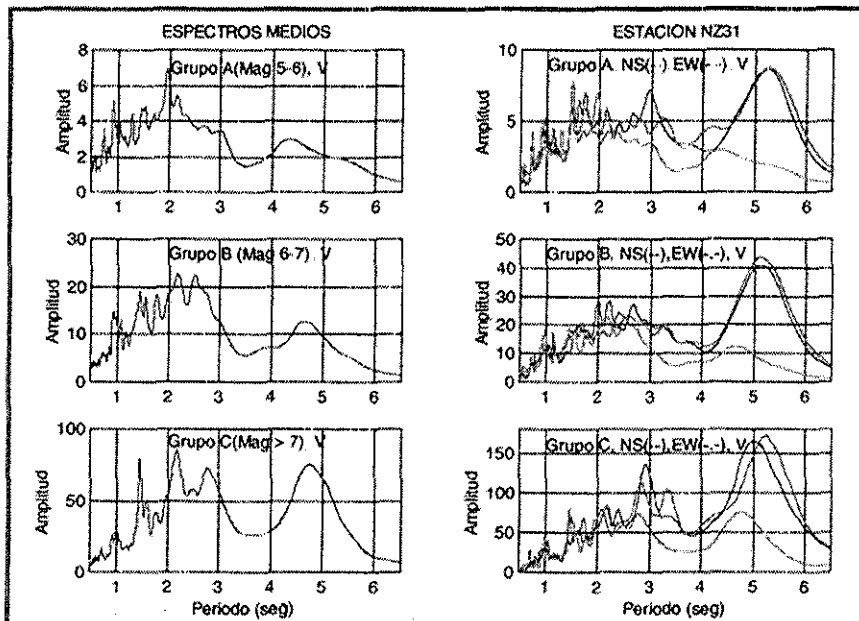


Figura 7.14 Espectros medios de amplitud de Fourier en NZ31 de todos los eventos con $M > 5$, se agruparon en 3 categorías de acuerdo a su intensidad. En los movimientos de baja intensidad pueden detectarse mejor los modos del estrato superior.

7.4.5 Fórmula para estimar el periodo fundamental T_{31} del sistema

Si se conocen los periodos independientes de los dos sistemas de suelo considerados, el de los estratos superiores T_{2n} y el de los inferiores T_{Sn} , es posible estimar con una ecuación simple, de manera aproximada, el periodo fundamental del conjunto T_{31} . Si se toma como base la ecuación de *Dunkerley* que proporciona la frecuencia fundamental (ω_1) de una estructura (ω_{11}) más la de un excitador montado a ella (ω_{22}), como:

$$1/\omega_1^2 = 1/\omega_{11}^2 + 1/\omega_{22}^2 \quad (7.1)$$

Según los datos usados en este trabajo se observó que se obtenían resultados muy cercanos a los exactos al modificar la fórmula 7.1, como:

$$T_f = 0.9 (\sum T_i^2)^{1/2} \quad (7.2)$$

Como se pretende determinar el periodo de un sistema de 2 masas la expresión se simplifica como:

$$T_f = 0.9 (T_{Sn}^2 + T_{2n}^2)^{1/2} \quad (7.3)$$

Donde T_{2n} y T_{Sn} son respectivamente el periodo de algún modo del estrato superior y el de algún modo del inferior ó de ondas superficiales. Cuando se sustituyen en la ecuación 7.3 los valores de los periodos de las 4 estaciones estudiadas, se obtiene los valores indicados en la Tabla 7.1, en esta tabla T_{21} T_{22} y T_{23} son los periodos del estrato superior y T_{11} T_{12} y T_{13} son los periodos observados de ondas superficiales. Por ejemplo se calculan periodos fundamentales del conjunto de 3.96, 2.61 y 3.54 seg en CDAO, SCTI y en Tláhuac respectivamente, contra 4.0, 2.6 y 3.7 seg de la solución exacta.

Tabla 7.2 Periodos Dominantes (en segundos) de Cuatro Sitios de la Ciudad.

SITIO	SISTEMA SUPERIOR			SISTEMA INFERIOR			CONJUNTO		
	T ₂₁	T ₂₂	T ₂₃	T ₁₁	T ₁₂	T ₁₃	T ₃₁	T ₃₂	Ec 7.3 (T _D)
CDAO	3.35*	1.20	0.80	2.85*	1.35	3.55	4.00	2.40	3.96
SCT	2.10*	0.70	0.50	2.15	0.8	3.30	2.60	1.60	2.61
TLÁHUAC	5.65	2.05*	1.15	3.35*	4.85	2.60	3.70	1.86	3.54
NZ31	5.2*	1.8	1.1	4.3*	1.9		6.14	3.90	6.07
NZ31	5.2	1.8*	1.1	4.3	1.9*		2.30	1.30	2.36

* periodos involucrados en el modelo

7.4.6 Conformación de los espectros de respuesta

Las características del movimiento del suelo en la zona del lago de la Ciudad de México durante temblores intensos quedan bien definidas en los espectros de las Figuras 7.9 a 7.14; las cuales se pueden representar según las Figuras 7.15, en la primera de ellas (Fig 7.15a) se muestra cómo es la función de transferencia en un sitio de la zona del lago, a la función de transferencia de los estratos superiores se superpone la función de transferencia de los estratos profundos, la cual depende de los espesores y de las rigideces de éstos, esta función de transferencia de ondas superficiales se puede establecer en cada sitio al estudiar los espectros de respuesta, ó de amplitud de Fourier, de las componentes verticales de acelerogramas de sismos intensos, como queda ilustrado sobre todo por las Figuras 7.11 y 7.13.

Por otra parte en la Figura 7.15b, se ilustra como se caracterizarían los espectros de respuesta en los sitios SCT y CDAO. De acuerdo a lo observado, durante los movimientos más intensos, ó de *magnitud muy alta* ($M > 7.5$), los modos de los sistemas independientes (B y C) junto con el primer modo del conjunto de suelos (D), generan las ordenadas más altas, este último es más fuerte a medida que la intensidad crece, y tiende a desaparecer en movimientos de *magnitud intermedia*, en cambio el segundo modo del conjunto (A) domina en sismos de baja magnitud. En la Figura 7.15b también se incluye el segundo modo del sistema superior (E), que en algunos casos como CDAO coincide con otro modo superior superficial. El efecto de la magnitud sobre el movimiento es explicable debido a que, a mayor magnitud, mayor es el contenido de frecuencias bajas a sismos originados a grandes distancias.

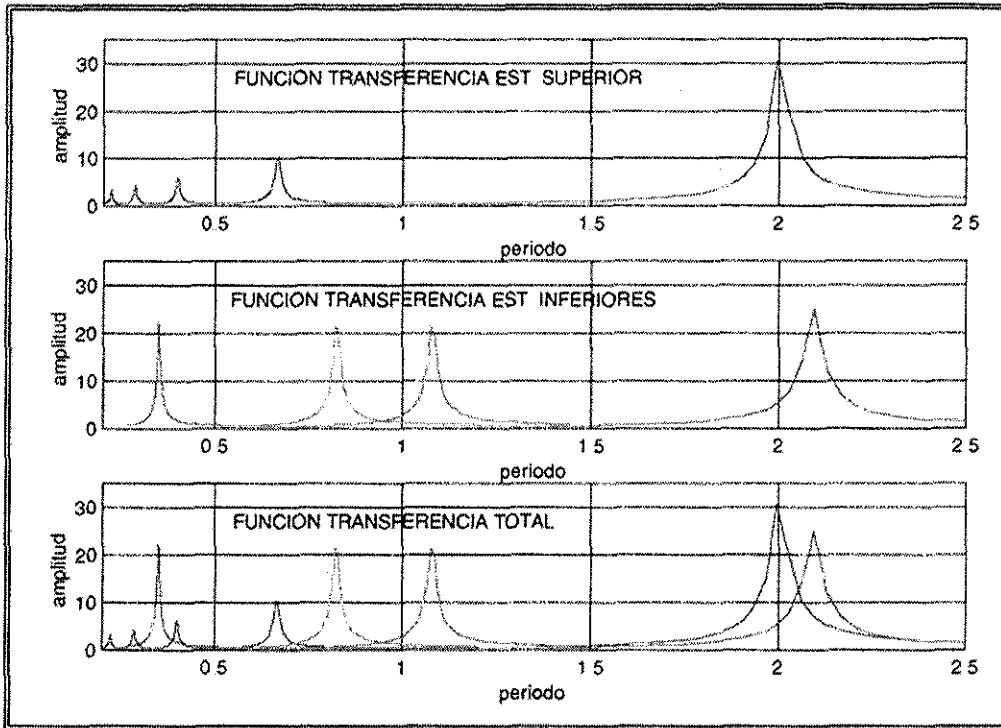


Figura 7.15a Representación esquemática de cómo sería la función de transferencia total: superposición de los modos del estrato superior con los modos de los estratos profundos.

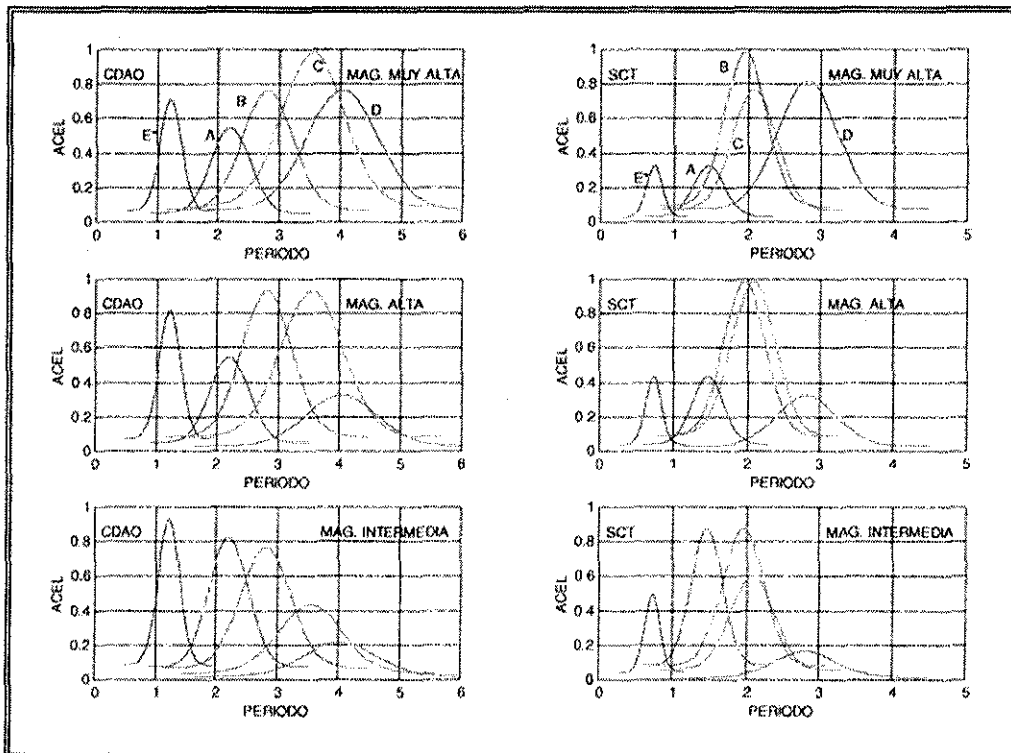


Figura 7.15b Espectros esquemáticos que ilustran como se superponen y combinan los diferentes modos de los sistemas de suelo de la Ciudad de México generando la aparición de modos resultantes y provocando una doble resonancia. La respuesta depende de la intensidad del movimiento del suelo.

7.5 ESPECTROS DE RESPUESTA PARA LA CIUDAD DE MÉXICO

Al proponer espectros de respuesta de aceleración para fines de diseño sísmico debe tenerse en cuenta el nivel de intensidad esperada. Así para los temblores más intensos deben proponerse espectros con base en el comportamiento de los mostrados en la parte superior de la Figura 7.15a, es necesario conocer el periodo de ondas superficiales para lo cual se requiere conocer la estructura del subsuelo de los estratos profundos que puedan influir en la respuesta total, ó bien analizar los espectros del movimiento vertical. En el caso de la ciudad de México se debe incluir la contribución de los depósitos profundos y de los estratos volcánicos, que como se ha mostrado en las secciones anteriores para eventos de magnitud mayores a 7.5 es vital su participación en la respuesta.

Los periodos predominantes de cada modo detectados en cada sitio, pueden ser usados para proponer una expresión general que defina espectros de respuesta. De esta manera la contribución de un modo en función de la aceleración máxima absoluta del suelo, A_{\max} , es:

$$S_{ai}(T, \xi) = \log(A_{\max} / \xi) * \exp [-(2\pi / T_c + \alpha (T_c)^{1/2})^2 * (1 - (T / T_c)^2)]^2 \quad (7.4)$$

Donde:

S_{ai} - ordenada espectral del modo considerado

A_{\max} - aceleración máxima absoluta del terreno.

T_c - Periodo predominante, ó periodo del modo i

ξ - relación de amortiguamiento crítico del espectro que se calcula

α - es igual a 1 si $T < 3.0$ seg. y 3 si $T > 3.0$ seg

Para obtener el espectro de respuesta completo debe superponerse el efecto de todos los modos, de la siguiente manera:

$$S_a(T, \xi) = \sum S_{ai}(T, \xi) \quad (7.5)$$

En las Figuras 7.16 a 7.18 se muestra el resultado de aplicar las expresiones anteriores al temblor del 19 de septiembre de 1985 en SCT, CDAO y TLHB. Las curvas sintéticas se calcularon para 2% y 5 % del amortiguamiento crítico, en las figuras también se anexan los espectros de los acelerogramas de los sismos correspondientes. En SCT se combinaron cinco curvas, una para cada uno de los modos definidos en la Figura 7.15, es decir dos del sistema superior (2.1 y 0.7 seg), uno del inferior (2.0) y dos del conjunto (2.6 y 1.6); las aceleraciones máximas fueron 0.185 g (radial) y 0.082 g (transversal). En CDAO y en TLHB se combinaron los tres primeros modos del estrato superior, dos de ondas superficiales y los dos del conjunto calculado, de acuerdo a la Tabla 7.2. Las aceleraciones máximas usadas fueron 0.089 y 0.075g en CDAO y 0.110 y 0.122 g en TLHB, para las componentes radial y transversal respectivamente.

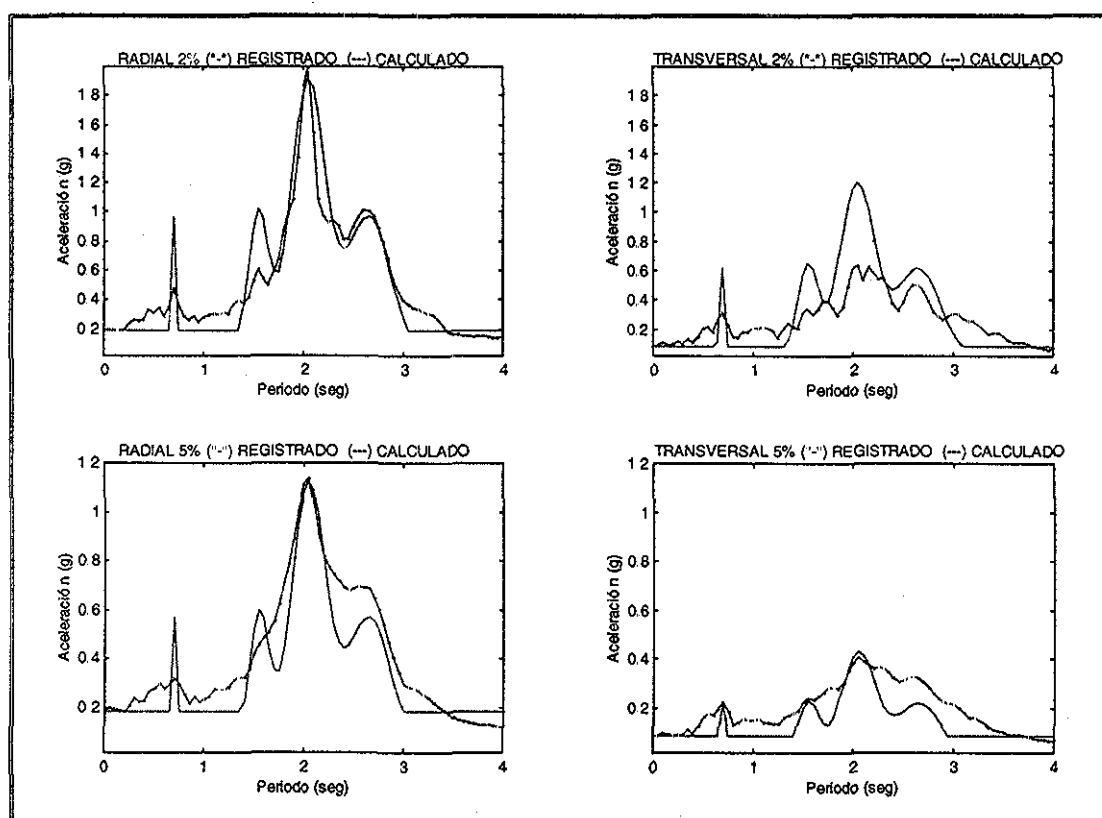


Figura 7.16 Espectros sintéticos de aceleración calculados con la expresión 7.2 para el sismo de 1985 en SCT, se comparan con los espectros de los acelerogramas reales. Los periodos usados fueron, $T_{11}=2.0$ del estrato inferior, $T_{21}=2.1$, $T_{22}=0.7$ de los estratos superiores y $T_{31}=2.6$ y $T_{32}=1.6$ del conjunto. La aceleración máxima A_{max} fue 0.18 g en la componente radial y 0.082 g en la transversal

En las Figuras 7.16 y 7.17, al comparar los espectros sintéticos con los observados el 19 de septiembre de 1985 en CDAO y SCT, se observa una excelente concordancia en las dos direcciones estudiadas y para los dos porcentajes de amortiguamiento que son los usados normalmente en el diseño. En TLHB también hay bastante concordancia aunque en los periodos más altos, más allá de 4 seg, las ordenadas de los sintéticos son más altas, esto significa que esos modos no se excitaron completamente durante el terremoto de 1985, y que durante un evento de mayor intensidad serían más altas en esos periodos.

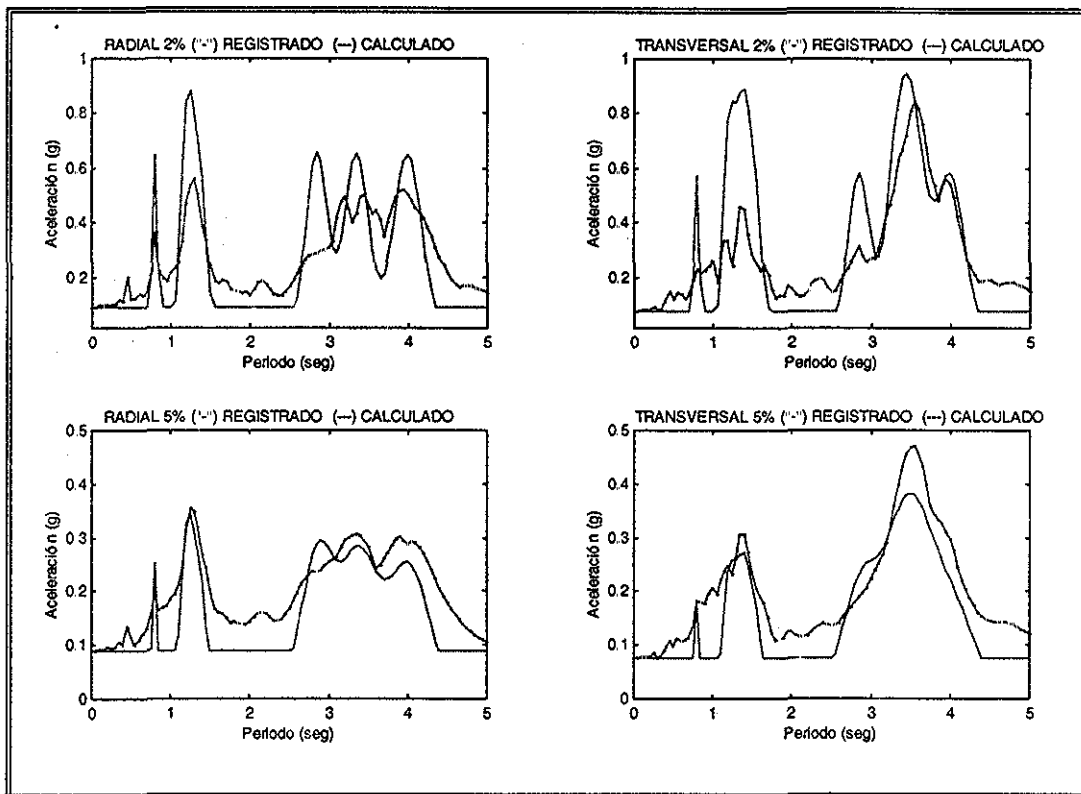


Figura 7.17 Espectros sintéticos de aceleración calculados con la expresión 7.5 en CDAO, se comparan con los espectros de los acelerogramas reales de 1985. Los periodos usados fueron $T_{11}=2.85$, $T_{12}=1.35$ y $T_{13}=3.55$ del estrato inferior, $T_{21}=3.35$, $T_{22}=1.20$ y $T_{23}=0.80$ del estrato superior, y $T_{31}=4.0$, $T_{32}=2.4$ del conjunto. La aceleración máxima A_{max} fue de 0.089 g en la componente radial y de 0.075 g en la transversal.

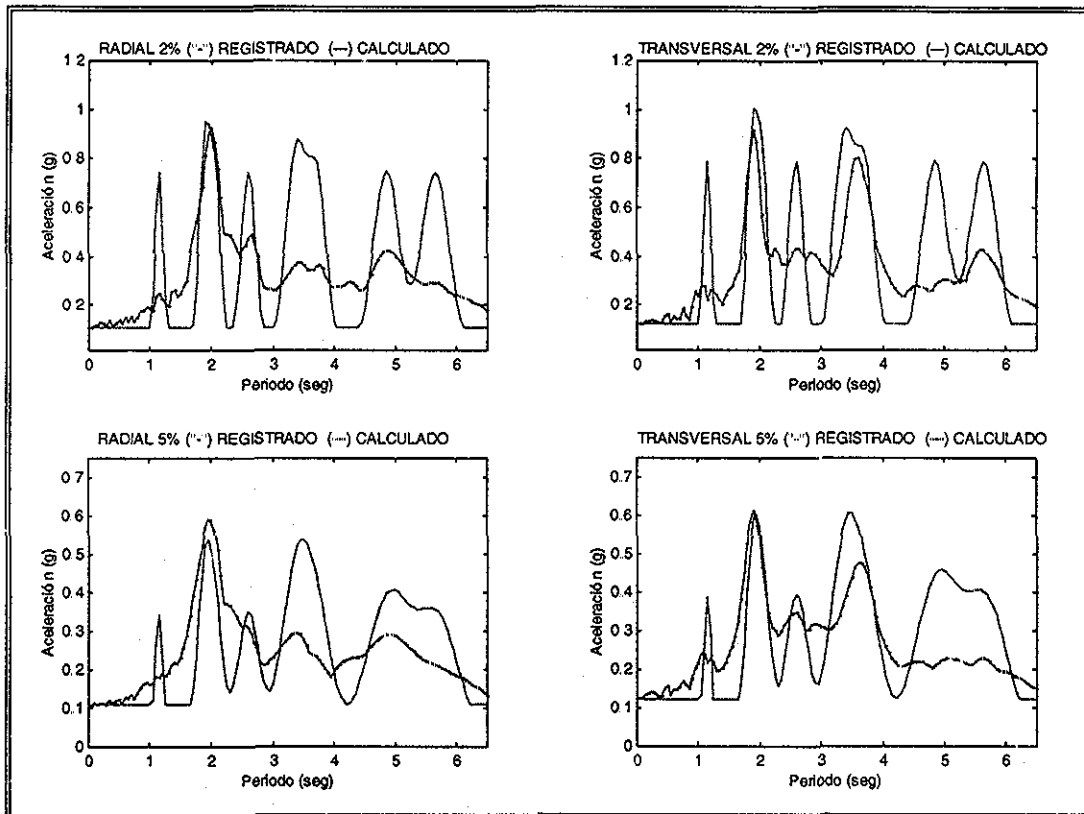


Figura 7.18 Espectros sintéticos de aceleración calculados con la expresión 7.5 en TLHB, se comparan con los espectros reales del sismo de 1985. Los periodos usados fueron $T_{11}=4.85$, $T_{12}=3.35$ $T_{13}=2.60$ del estrato inferior, $T_{21}=5.65$, $T_{22}=2.05$ y $T_{23}=1.15$ del estrato superior, y $T_{31}=3.70$ y $T_{32}=1.86$ del conjunto. La aceleración máxima A_{max} fue 0.110 g en la componente radial y 0.122 g en la transversal.

Los espectros de las Figuras 7.16, 7.17 y 7.18 serían para eventos intensos como el de septiembre de 1985, si se aplica este método para calcular espectros sintéticos en otros sitios como NZ31, CH84 y DX37 se tendrían espectros como los de la Figura 7.19, para calcularlos, se usaron las aceleraciones máximas del sismo del 25 de abril de 1989, con el cual se hace la comparación. En las 2 estaciones de Tlalpan (CH84 y DX37) las ordenadas están de acuerdo a los registros reales en los periodos de los modos independientes tal y como se ilustró en la Figura 7.15 Este sector de la ciudad está relativamente cerca del pozo Copilco, por lo que el periodo del segundo modo de Rayleigh debe ser cercano a 1.6 seg. Como lo muestra esta figura los espectros sintéticos coinciden con los observados en los periodos de las ordenadas máximas, pero tienen ordenadas mayores en el periodo de 1.8 seg, esto es debido a que los espectros de la Expresión 7.5 se han propuesto con base a movimientos muy intensos, por lo tanto, en esas estaciones se tendrán ordenadas altas en los periodos de 1.8 seg durante eventos con magnitudes Richter cercanas ó mayores a 8.

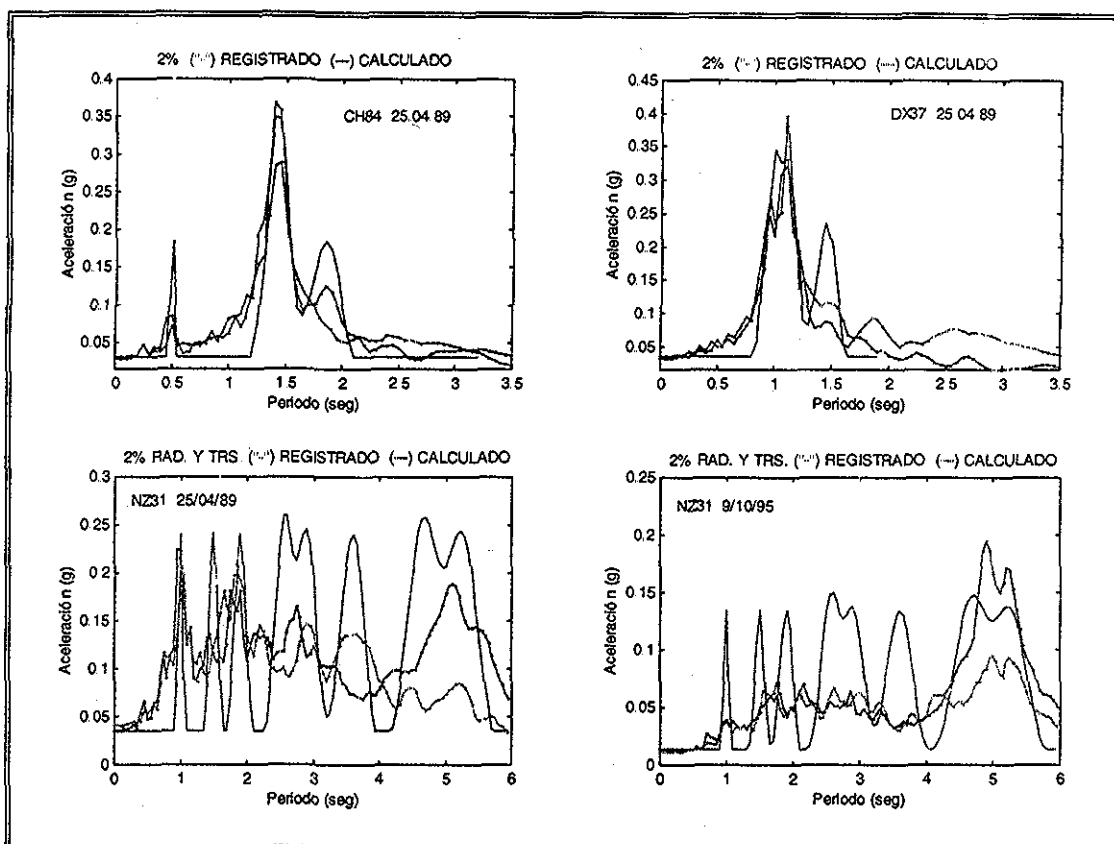


Figura 7.19 Espectros sintéticos calculados con la expresión 7.5 en CH84, DX37 y NZ31, se comparan con los espectros de los acelerogramas reales de los sismos indicados en cada caso. En CH84: $T_{11}=1.4$, $T_{21}=1.45$, $T_{22}=0.5$, y $T_{31}=1.85$ seg. En DX37: $T_{11}=1.15$, $T_{21}=1.05$, $T_{31}=1.45$ y $T_{32}=0.925$ seg.

En el caso del sitio NZ31 son más complejas las gráficas debido a que se incluyeron más modos por la situación descrita en la sección 7.4.4. En este caso se creyó conveniente superponer dos conjuntos dada la proximidad entre los periodos de los modos. De acuerdo a la Tabla 7.1, los periodos del sistema superior son $T_{21} = 5.2$, $T_{22} = 1.80$ seg, $T_{23} = 1.1$, y los del sistema inferior $T_{S1} = 4.3$ y $T_{S2} = 1.90$ seg. Si se combina T_{21} y T_{S1} se definen los periodos $T_{31} = 6.14$ y $T_{32} = 3.90$ seg. Debido a que T_{22} y T_{S2} son muy cercanos al combinarse definen otros periodos $T_{31} = 2.3$ y $T_{32} = 1.3$ seg. Al comparar con dos sismos registrados en esta estación se observa que las ordenadas en algunos modos de los espectros sintéticos son mucho mayores que los espectros reales, como ya se dijo antes, esto es debido a que la ecuación 7.5 es para sismos de gran magnitud, además, al revisar la Figura 7.13 se puede observar que no siempre se activan los mismos picos, por ejemplo en el evento 14.09.95 la amplitud dominante es

alrededor de 2.8 seg, no así en los dos eventos mostrados en la Figura 7.19. En otras palabras, al identificar todos los modos en un sitio se plantea el espectro envolvente como lo ilustra esta estación.

Los resultados obtenidos han permitido validar el uso de la Ecuación 7.5 para estimar espectros básicos elásticos de diseño en cualquier punto de la Ciudad de México. Ello tiene gran importancia para elaborar espectros de diseño del código y para la estimación del riesgo sísmico.

Debe tenerse presente que el terremoto del 19 de Septiembre de 1985 fue de magnitud Richter 8.1, sin embargo es posible que este valor de la magnitud sea superado, ó bien que se presente un terremoto de magnitud similar pero más cercano, por lo tanto se debe considerar para el diseño sísmico de Ciudad de México intensidades mayores a las de 1985. Ello significaría que se excitaran plenamente otros modos del modelo propuesto, apareciendo picos de los espectros en periodos más altos que los observados a la fecha, ó bien que tengan amplitudes más grandes, lo que significaría que los espectros de diseño del código podrían estar por el lado de la inseguridad.

7.5 CONCLUSIONES

En este Capítulo se ha propuesto un modelo simple elástico unidimensional 1D de dos grados de libertad que permite comprender y explicar los diferentes tipos de acelerogramas que se observan en la Ciudad de México.

El modelo propuesto tiene en consideración que el problema de la amplificación dinámica del suelo del Valle de México tiene su origen en ondas superficiales, que guiadas a través de la corteza desde la fuente, generan el movimiento más importante al provocar una fuerte dispersión en periodos cercanos a los de los estratos, debido esencialmente a sus características dinámicas.

Los modelos de amplificación de suelos basados en propagación de ondas de cortante en cualquier dimensión (1-D, 2-D ó 3-D) no pueden reproducir completamente el movimiento del suelo en el Valle de México, porque el problema que se genera durante el movimiento del suelo durante temblores es distinto al supuesto por estos procedimientos.

La fuerte amplificación observada de los movimientos sísmicos en la Ciudad de México es consecuencia del efecto birresonante de dos sistemas: el formado por los estratos profundos con formaciones volcánicas y el de las capas superficiales de depósitos arcillosos; al existir un fuerte contraste en masa y rigidez entre ambos sistemas, y al ser relativamente cercanos los periodos de los sistemas independientes, la respuesta en la superficie puede explicarse con el modelo lineal usado en el problema de "control de vibraciones" formado por dos masas, la superior empleada para reducir las vibraciones del sistema primario, la cual es sometida a amplitudes muy altas.

El modelo demuestra que es suficiente considerar un modelo elástico unidimensional, 1D, de dos grados de libertad para explicar el comportamiento del movimiento fuerte del suelo. Se mostró que la respuesta en la masa superior está en función de la relación de masas y es similar a los registros de aceleración obtenidos en la ciudad. Se mostró también que no es necesario que los valores de los periodos independientes de los dos sistemas sean muy cercanos entre sí para que el movimiento sea prolongado y marcadamente armónico.

Además se demostró que la forma de los espectros de respuesta es función de la intensidad del movimiento, es decir durante movimientos intermedios domina uno de los periodos de los sistemas independientes y el del segundo modo del conjunto, mientras que para movimientos muy intensos además de los periodos independientes, el primer modo del conjunto es relevante. Esto muestra que no se trata de un efecto no-lineal del suelo como algunos investigadores han pensado, se debe a que a medida que crece el temblor, el contenido de frecuencias bajas del campo incidente se incrementa. Estos resultados muestran también que los modelos de propagación de ondas S por sí solos no pueden explicar la magnitud de las amplificaciones observadas, si no se incluye la contribución de los estratos profundos en la respuesta, como lo hace el modelo de masas resonantes presentado en este trabajo.

De esta manera se puede reproducir correctamente la amplificación observada que durante septiembre de 1985 fue más de 5 veces la predicha por los modelos clásicos. Por esta razón en sitios donde el valor del periodo de los depósitos superiores es demasiado cercano al del periodo de los estratos inferiores, como en caso de SCT, debe esperarse que la vibración se manifieste con amplificaciones mayores.

Se ha propuesto un modelo simple para estimar los espectros sintéticos de respuesta de aceleración absoluta en la Ciudad de México, encontrándose una muy buena concordancia entre los espectros medidos y los generados sintéticamente. Se sugiere emplear este modelo para estimar los espectros de diseño de Ciudad de México, especialmente en aquellos sitios con depósitos arcillosos gruesos que conducen a superposición de varios modos y sus espectros contienen más de un pico de amplitud similar; que los modelos basados en la propagación de ondas de corte no pueden reproducir y que podrán conducir a espectros de diseño inseguro.

CAPITULO VIII

CONCLUSIONES

Se ha establecido que el problema de la amplificación dinámica del suelo del Valle de México tiene su origen en ondas superficiales de periodo largo, que guiadas a través de la corteza, desde la fuente, generan el movimiento del suelo más importante al provocar una fuerte dispersión en un intervalo de periodos que coincide con el de los estratos blandos más superficiales. Se ha propuesto un modelo simple, elástico y unidimensional, 1D, de dos grados de libertad que permite comprender y explicar satisfactoriamente los diferentes tipos de acelerogramas que se registran en la Ciudad de México.

La fuerte amplificación observada de los movimientos sísmicos en la Ciudad de México es consecuencia del efecto birresonante de dos sistemas: el formado por los estratos profundos con formaciones volcánicas y el de las capas superficiales de depósitos arcillosos. Al existir un fuerte contraste en masa y rigidez entre ambos sistemas, y al ser relativamente cercanos los periodos de los sistemas independientes, la respuesta en la superficie puede explicarse con el modelo lineal de dos masas, usado en el problema de "control de vibraciones", donde la masa superior es empleada para reducir las vibraciones del sistema primario, y es sometida a amplitudes muy altas. Se demostró que en este modelo 1D, la respuesta en la masa superior está en función de la relación de masas y es similar a los registros de aceleración obtenidos en la ciudad. Se mostró también que no es necesario que los valores de los periodos independientes de los dos sistemas sean muy cercanos entre sí para que el movimiento sea muy prolongado y marcadamente armónico.

Se encontró que la forma de los espectros de respuesta es función de la intensidad del movimiento. Durante movimientos intermedios domina uno de los periodos de los sistemas

independientes y el del segundo modo del conjunto. Mientras que, para movimientos muy intensos, además de los periodos independientes, es relevante el primer modo del conjunto. Esto muestra que no se trata de un efecto no-lineal del suelo como a veces se ha creído. Estos resultados indican que los modelos de propagación de ondas S por sí solos no pueden explicar la magnitud de las amplificaciones observadas, si no se incluye la contribución de los estratos profundos en la respuesta, como lo hace el modelo de masas resonantes presentado en este trabajo.

De esta manera es posible reproducir correctamente las amplificaciones observadas entre los acelerogramas de terreno blando y los de terreno firme, que durante septiembre de 1985 fueron estimadas en más de 5 veces (en SCT1 y CDAO) la predicha por los modelos clásicos de propagación de ondas S. Por esta razón, en sitios donde el periodo de los depósitos superiores, el de los estratos inferiores y el del conjunto, son demasiado cercanos entre sí, como es el caso de SCT, debe esperarse que la vibración se manifieste con amplificaciones muy fuertes.

A partir de este modelo, se ha propuesto una expresión simple para estimar los espectros sintéticos de respuesta de aceleración absoluta en la Ciudad de México, encontrándose una muy buena concordancia de éstos con los espectros medidos. Se sugiere emplear este modelo para estimar los espectros de diseño de Ciudad de México, especialmente en aquellos sitios con depósitos arcillosos gruesos que conducen a superposición de varios modos y sus espectros contienen más de un pico de amplitud similar; que los modelos basados en la propagación de ondas de corte no pueden reproducir y que podrán conducir a espectros de diseño inseguro.

En el análisis de desplazamientos del temblor de 1985, dentro del intervalo de periodos altos, se detectó un arribo de 8 seg en la parte inicial de las componentes transversales de terreno firme, transición y en Teacalco, sin movimiento radial ni vertical, típico de una onda Love ó Lg; seguido de un movimiento en el plano radial-vertical clásico de onda Rayleigh con periodo de 12 seg. En esos cuatro sitios el movimiento fue muy similar. Además, en el intervalo de 2 a 5 seg, se detectó un movimiento en el plano radial-

vertical pero con movimiento prógrado, que no se ve en TEAC. En estaciones de terreno blando y de terreno firme el movimiento vertical es similar, mientras que el horizontal es amplificado debido a los depósitos arcillosos, sin embargo se distinguen periodos marcadamente diferentes en la región de ondas superficiales y en la posterior a ella, donde el movimiento se torna monocromático, como sucede en CDAO y en TLHB, ó bien decae como en SCT.

En registros de sismos posteriores a 1985 se confirman varias de las conclusiones sobre el evento de 1985. En acelerogramas de terreno firme y de pozos, se detectan de forma sistemática ondas superficiales en todo el registro. Así, los desplazamientos de los 8 sismos más intensos registrados en el valle, confirman el patrón del movimiento del 19 de septiembre de 1985: todas las trazas tienen un movimiento retrogrado típico de onda Rayleigh en el plano radial-vertical con periodo entre 10 y 13 seg, pero en todos los casos, antecedido por un pulso de gran amplitud en la componente transversal con un movimiento vertical casi nulo, típico de una onda Love ó Lg. Además, en los registros de los eventos más lejanos se manifiestan dos paquetes de ondas con el mismo patrón en el movimiento, como queda muy claro en los sismos de Colima de 1995 y de Oaxaca de 1999. Otra característica relevante: el periodo de estas ondas es mayor en los eventos con epicentros en el sureste (18-20 seg), que en los generados en el suroeste (10-13 seg), esto debido a la diferencia de espesores de la corteza entre los distintos trayectos, en el sureste éstos son más gruesos, por lo tanto el periodo es mayor que en eventos del suroeste del Pacífico.

En los espectros de aceleración vertical, de las estaciones de terreno firme y de transición del terremoto del 19 de septiembre, se observó un máximo espectral alrededor del periodo de 3 seg. En las componentes horizontales de estaciones de la zona del lago, destaca más de un máximo espectral. En todos los casos, los máximos espectrales verticales ocurren en los mismos periodos de los horizontales, y en algunas estaciones esto sucede en más de una abscisa, por ejemplo en TLHB esto ocurre en 2.0 y en 3.7 seg, y en CDAF en 1.8 y en 3.0 seg. En las estaciones de terreno firme los máximos simultáneos ocurren alrededor de los 3 seg.

Las funciones de transferencia empíricas de acelerogramas simultáneos de estaciones de pozo, confirman la gran discrepancia que ha existido entre las curvas observadas y las calculadas según la teoría clásica de propagación de ondas de cuerpo; como se había detectado desde 1985. Las máximas amplitudes observadas en el periodo fundamental de las estaciones estudiadas son de 50 a 100 % mayores que las que predice la teoría clásica. En este caso, a diferencia de las funciones calculadas con registros en superficie de dos sitios distantes, no deja lugar a dudas en los resultados de los valores de las curvas observadas. Este resultado sugirió que la diferencia de la respuesta se debe a un efecto adicional de la vibración conjunta entre los estratos aluviales con los depósitos profundos y las formaciones volcánicas.

Se definieron las características de propagación de ondas superficiales dentro de la cuenca del Valle de México, a través de seis diferentes modelos analíticos, los cuales se establecieron de acuerdo a la información presentada en el Capítulo III, el espesor total de los estratos varía entre 1 y 4 km. En estos modelos no se incluyeron los delgados estratos superficiales compresibles, por no influir en las curvas de velocidad ni en los modos de las ondas superficiales, en el intervalo de periodos de interés, el objetivo era mostrar el efecto de los depósitos profundos junto con las formaciones volcánicas.

Se estimaron las curvas de velocidad de fase y de grupo para el modo fundamental y para el primer modo superior, se observó que el intervalo de periodos en donde la dispersión es más fuerte (mayor concentración de energía) depende del sitio, pero para ambos modos se concentra entre 1 y 4 seg, el mismo intervalo de periodos de vibración natural del suelo más superficial del valle. Así en COP, que sería representativo de la zona I del suroeste de la ciudad, la dispersión fuerte está alrededor de 3 seg, resultado que es consistente con los registros en Ciudad Universitaria. En las curvas del modo fundamental de los sitios de la zona del Lago se identifican al menos 2 mínimos debido al fuerte contraste de las velocidades entre estratos. En varios de estos modelos, entre 2 y 2.5 seg, coinciden varios mínimos en las curvas del modo fundamental y del primer modo superior.

Al estudiar las configuraciones modales en el modelo representativo del subsuelo en la colonia Roma se detectó una inversión en el sentido del movimiento en la superficie, de retrógrado a prógrado en el intervalo 2.26 a 3.60 seg, tal y como se observó en los sismogramas del temblor de 1985 estudiado en el Capítulo IV. Este cambio en el movimiento indica seguramente propagación de ondas Rg. Además, este resultado es soportado por las características de las relaciones de amplificación de los modelos.

La máxima amplificación debida a ondas de cortante (ó primer modo de vibración del suelo en cortante), en el valle de Chilpancingo, ocurre alrededor del periodo 0.35 seg. Mientras que las relaciones espectrales de acelerogramas entre terreno blando y firme, son muy fuertes en periodos altos (0.5 a 3.0 seg). Se mostró que los periodos predominantes del suelo se deben a los modos de ondas superficiales. Al comparar las curvas teóricas de dispersión de ondas Rayleigh con las del sismo Ometepec de 1995 en este sitio, no se detectan variaciones importantes en periodos largos, pero en periodos menores de 4 seg, las curvas de dispersión del sismo, tienen valores altos en la velocidad, mayores incluso que los modos superiores teóricos. La comparación de las funciones de transferencia de ondas superficiales observadas con las calculadas mostró bastante coincidencia en los periodos. En el caso de Chilpancingo los efectos de cada sistema, se encuentran algo separados, a diferencia del valle de México, donde existe bastante cercanía (incluso coincidencia) entre los periodos de ambos sistemas.

APENDICE A

MÉTODO DE MASAS CONCENTRADAS DE ONDAS RAYLEIGH EN SISTEMAS ESTRATIFICADOS

Para la obtención de las curvas de dispersión de velocidad de fase y de grupo de ondas Rayleigh, así como para definir las configuraciones modales de modelos de estructuras de suelo que consideran diferentes estratos se puede emplear el método del elemento finito con masas concentradas [Lysmer, 1970]. Se trata de resolver la ecuación:

$$| [B] - \omega^2[I] | = 0 \quad (A1)$$

donde [B] es una matriz real y simétrica si el problema no considera amortiguamiento, cuando éste se incluye ésta contiene términos imaginarios. Para cualquier frecuencia la ecuación secular A1 define los posibles números de onda, k_s , en el sistema estratificado.

Este método supone que existe una base rígida (semi-espacio); en realidad los semi-espacios no son rígidos, mas bien los estratos descansan sobre bases con propiedades visco-elásticas. Este problema se resuelve si en el modelo se adicionan estratos profundos adicionales, el único inconveniente es que crece el orden de las matrices involucradas [Gómez-Masso et al., 1983; Chen et al., 1981].

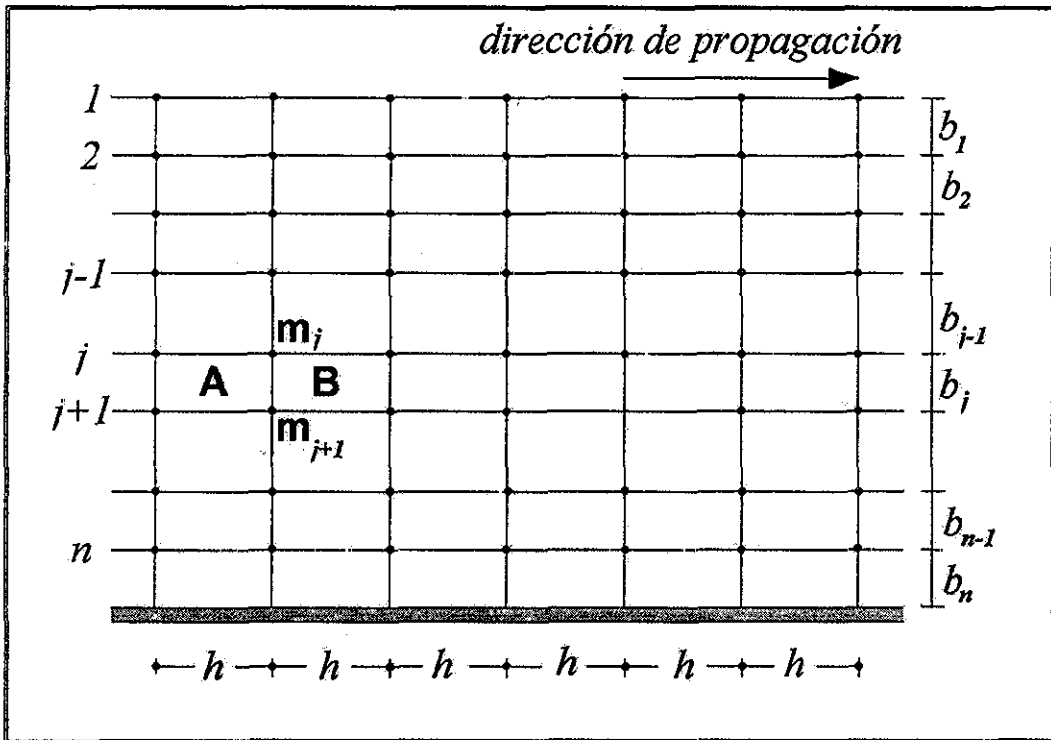


Figura A1. Modelo de masas concentradas en sistemas estratificados (Lysmer, 1970).

MATRIZ DE RIGIDEZ

Los vectores de desplazamiento y de fuerzas de un elemento de suelo son: $\{\delta\}^T = \{\delta_1, \delta_2, \delta_3, \dots, \delta_8\}$ y $\{P\}^T = \{P_1, P_2, P_3, \dots, P_4\}$. La relación entre fuerzas y desplazamientos del elemento J es:

$$\{P\} = \{k\}_J \{\delta\} \quad (A2)$$

donde $\{k\}_J$ es la matriz de rigidez de 8x8 del elemento rectangular.

Como interesan los desplazamientos de los estratos, se establece el desplazamiento del estrato j en función de los correspondientes a los elementos del estrato, como:

$$\{Q\}_j = [L]_j \{u\}_j \quad (A3)$$

donde $\{Q\}_j$ es el vector de fuerzas, y $[L]_j$ es una matriz de rigidez simétrica de 4 x 4 del estrato j , y $\{u\}_j$ es el vector que define el campo de desplazamientos del j -ésimo estrato.

Caso Unidimensional

Es posible convertir el problema bidimensional (2D) en uno de una dimensión (1D), para lo cual se requiere que el ancho h del elemento rectangular tienda a cero. De esta manera la matriz de rigidez del estrato $[L]$, se define en función de las constantes elásticas como:

$$\begin{array}{cccc|c} | & 2\alpha bk^2 + 6\beta/b & 2\psi k & \alpha\beta k^2 - 6\beta/b & 2\phi k & | \\ | & 2\psi k & 2\beta bk^2 + 6\alpha/b & -2\phi k & \beta bk^2 - 6\alpha/b & | \\ | & \alpha\beta k^2 - 6\beta/b & -2\phi k & 2\alpha bk^2 + 6\beta/b & 2\psi k & | \\ | & 2\phi k & \beta bk^2 - 6\alpha/b & 2\psi k & 2\beta bk^2 + 6\alpha/b & | \end{array} \quad (A4)$$

donde:

$$\alpha = (2G + \lambda)/6, \quad \phi = (G + \lambda)/4, \quad \beta = G/6, \quad \psi = (G + \lambda)/4.$$

$$G = V_s^2 \rho \text{ (módulo de cortante)}, \quad \lambda = V_p^2 \rho - 2G \text{ (constante de Lamé)}.$$

V_p, V_s = velocidad de ondas P y S respectivamente.

Cuando se incluyen las constantes complejas, λ y G se reemplazan por λ' y G' :

$$\lambda' = M' - 2G, \quad y \quad G' = G [1 - 2\xi_c^2 + 2i\xi_c(1 - \xi_c^2)^{1/2}],$$

donde:

$$M' = M [1 - 2\xi_p^2 + 2i\xi_p(1 - \xi_p^2)^{1/2}], \quad M = \lambda + 2G,$$

ξ_p, ξ_c , son las relaciones de amortiguamiento de ondas P y S respectivamente.

Ensamble de las matrices de rigidez de los estratos

El campo de desplazamientos de un conjunto de n estratos es completamente definido por el vector $\{u\}$ de dimensión $2n$, el cual contiene los vectores de desplazamiento de $\{u\}_j$. Las fuerzas relacionadas con las n masas se definen con el vector $\{Q\}$. Esto implica que existe una matriz de rigidez $[K]$ de $2n \times 2n$ la cual se construye a partir de las matrices de rigidez $[L]$ de los n estratos, de acuerdo a la Figura A3.

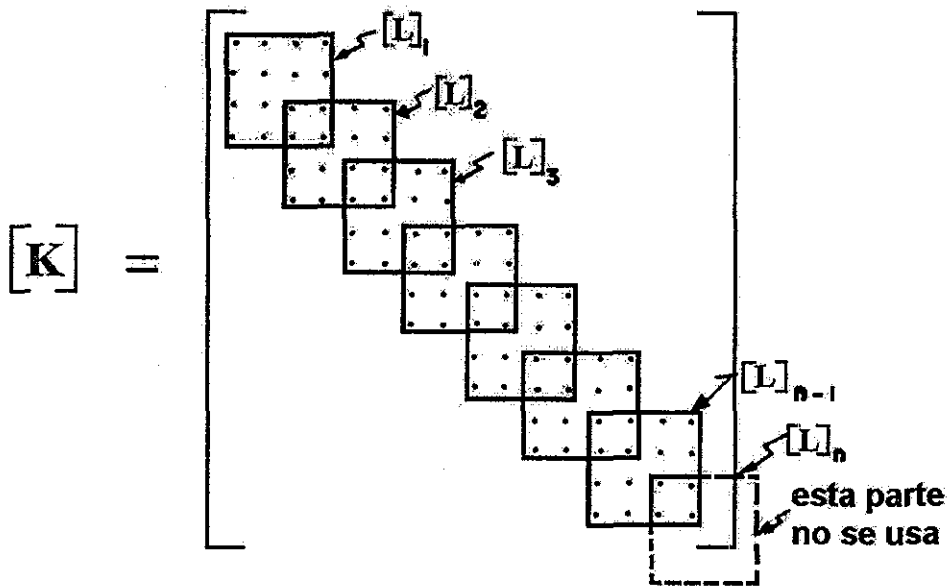


Figura A2. Estructura de la matriz de rigidez $[K]$ de todo el sistema de suelo.

MATRIZ DE MASAS

La matriz de masas $[M]$ es una matriz diagonal de orden $2n \times 2n$, cuyos valores se definen por los términos:

$$\begin{matrix} m_{2j-1,2j-1} \\ m_{2j,2j} \end{matrix} = (b_{j-1}\rho_{j-1} + b_j\rho_j)/2, \quad j = 1, \dots, n \quad (A5)$$

VECTORES MODALES DEL SISTEMA, VELOCIDAD DE FASE Y VELOCIDAD DE GRUPO

Para definir las frecuencias y modos de los sistemas estratificados se debe resolver el eigen-problema:

$$([K] - \omega^2[M])\{u\} = \{0\} \quad (A6)$$

La ecuación anterior también se puede expresar como:

$$([B] - \omega^2[I])\{v\} = \{0\} \quad (A7)$$

donde:

$$[B] = [B(k)] = [M]^{-1/2} [K][M]^{-1/2} \quad (A8)$$

[B] es una matriz real, y {v} es el eigen-vector normalizado.

Para determinar las velocidades que definen la curva de velocidad de fase se debe elegir el número de onda k , después de resolver el eigenproblema con la última ecuación, para cada frecuencia se define la velocidad de fase como:

$$c_i = \omega_i/k. \quad (A9)$$

Finalmente la velocidad de grupo, U, se obtiene como:

$$U = d\omega/dk = c + k dc/dk \quad (A10)$$

Programa de computadora DISAMP

Para el cálculo de curvas de dispersión de ondas Rayleigh, así como para el cálculo de los modos ortonormales en el presente trabajo se implementó el programa de computadora DISAMP según el método descrito anteriormente. Los resultados de este programa fueron

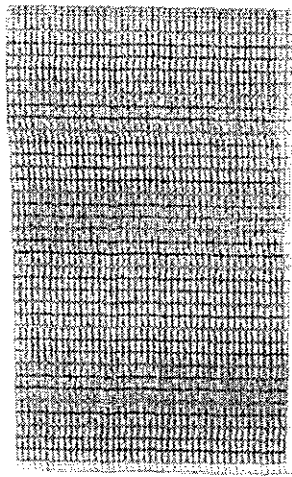
verificados, para el caso no-amortiguado, contra la solución exacta que proporciona la ecuación de potenciales de desplazamiento, $| [A(\omega, k)] | = 0$. Los valores de las curvas de dispersión de la solución del programa DISAMP está de acuerdo en 3 cifras significativas de acuerdo a la solución exacta.

REFERENCIAS

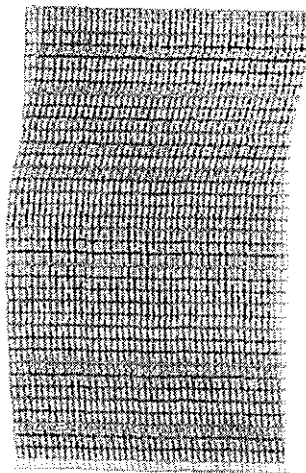
- Chen, J-C., J. Lysmer and B. Seed (1981). "Analysis of local variations in free field seismic ground motion." *Report No. UBC/EEERC-81/03*. Berkeley, Cal.
- Gómez-Masso, A., J. Lysmer, J.C. Chen, and H.B. Seed (1983) "Soil structure interaction with Rayleigh waves." *Earth. Eng. and Struc. Dyn.* Vol. 11 J. Wiley and Sons.
- Lysmer, J. (1970). "Lumped mass method for Rayleigh waves" *Bull. Seism. Soc. Am.* Vol. 60, No. 1, pp. 89-104.
- Lysmer, J. (1978). "Analytical Procedures in Soil Dynamics." *Proc. ASCE Geotech Eng. Div. Specialty conf.* Vol III, Pasadena, Cal.

APÉNDICE B

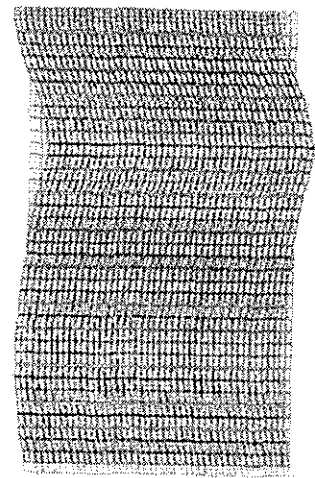
**MODOS NATURALES DE VIBRACIÓN
HORIZONTAL**



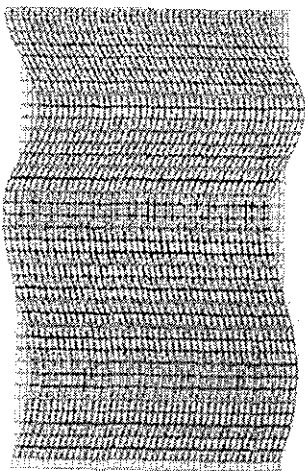
$T = 7.00 \text{ seg}$



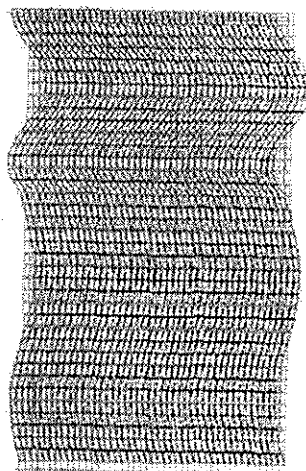
$T = 3.04 \text{ seg}$



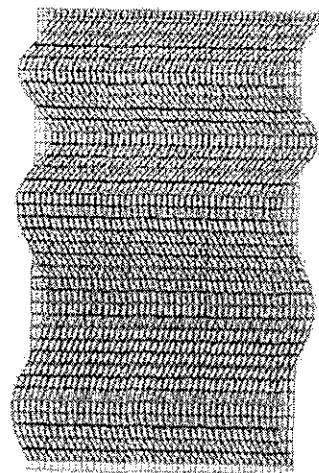
$T = 1.65 \text{ seg}$



$T = 1.24 \text{ seg}$



$T = 0.95 \text{ seg}$



$T = 0.78 \text{ seg}$

Figura B1 Configuraciones modales de vibración horizontal naturales del modelo COP.

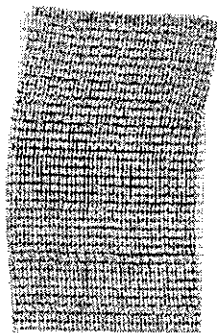
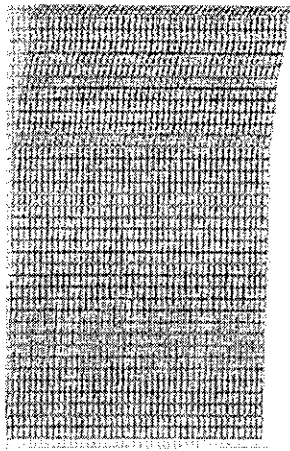
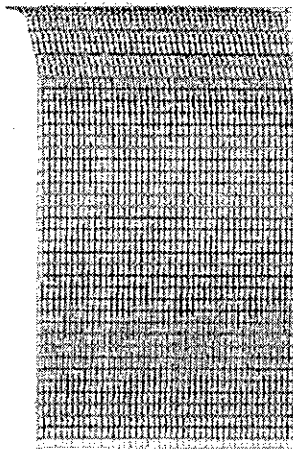


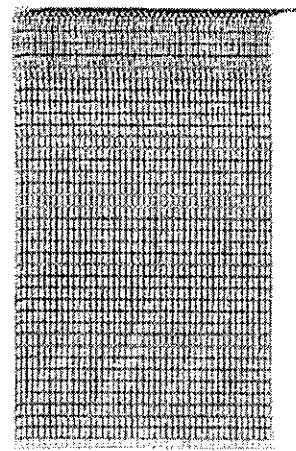
Figura B2. Modo de vibración en COP incluyendo componente vertical, con periodo $T=3.36 \text{ seg}$.



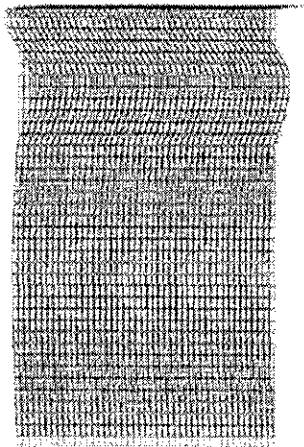
$T = 5.34 \text{ seg.}$



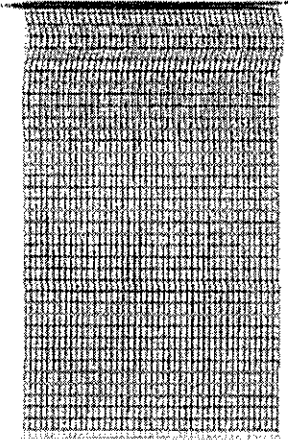
$T = 2.99 \text{ seg.}$



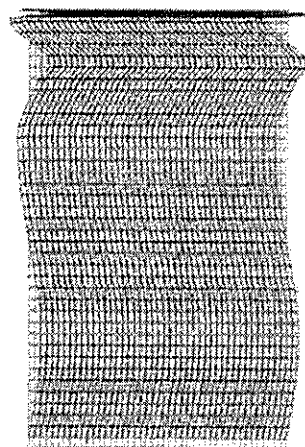
$T = 2.26 \text{ seg.}$



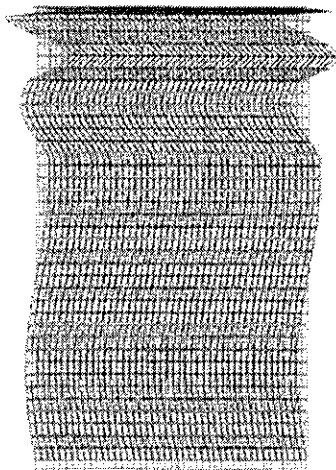
$T = 1.64 \text{ seg.}$



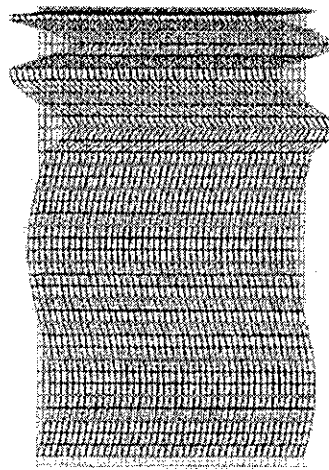
$T = 1.25 \text{ seg.}$



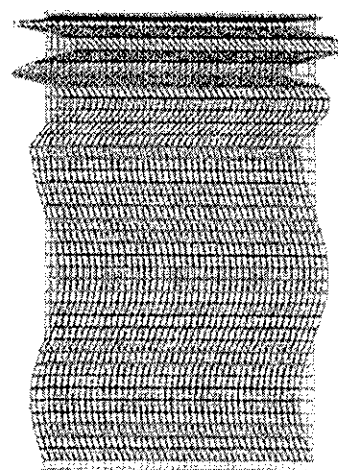
$T = 1.06 \text{ seg.}$



$T = 0.94 \text{ seg.}$

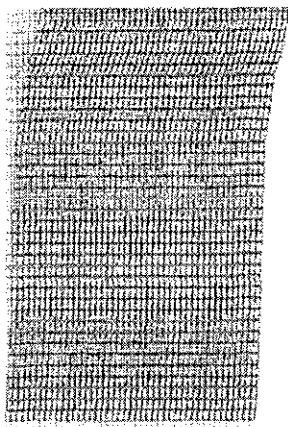


$T = 0.71 \text{ seg.}$

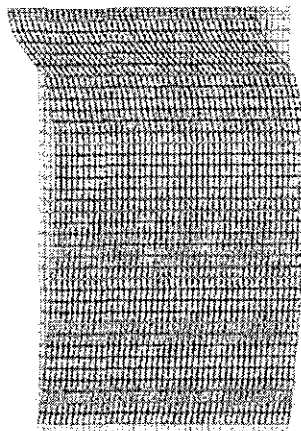


$T = 0.63 \text{ seg.}$

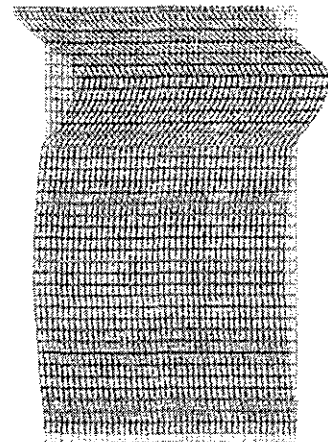
Figura B3. Modos naturales de vibración horizontal del modelo ROM.



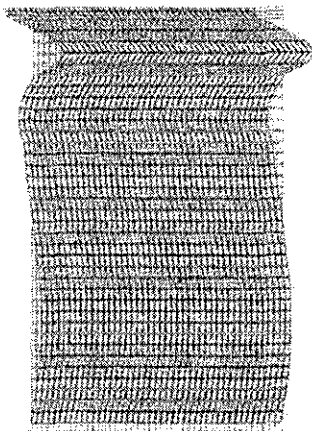
$T = 5.35 \text{ seg}$



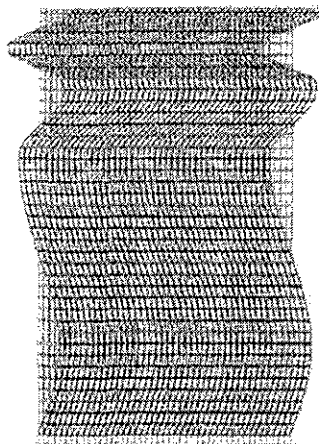
$T = 2.92 \text{ seg}$



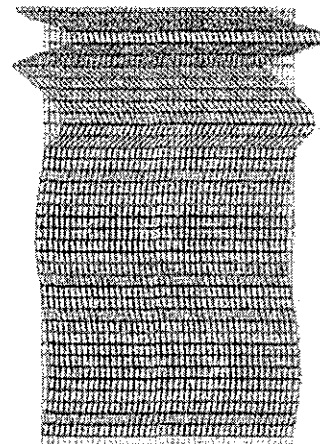
$T = 1.69 \text{ seg}$



$T = 1.13 \text{ seg}$



$T = 0.98 \text{ seg}$



$T = 0.74 \text{ seg}$

Figura B4. Modos naturales de vibración horizontal del modelo ROM sin los depósitos superficiales.

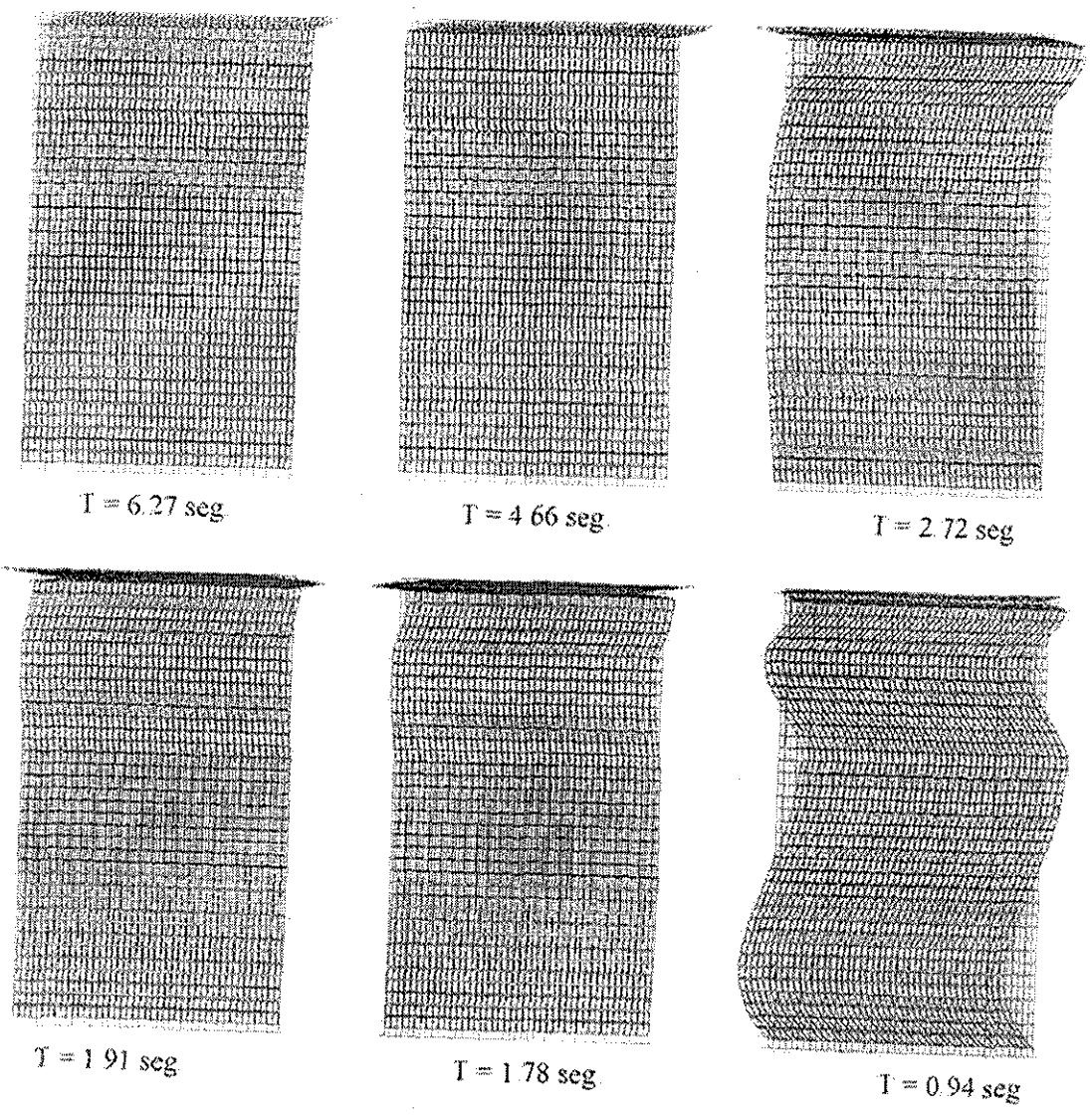


Figura B5 Modos naturales de vibración horizontal del modelo TEX

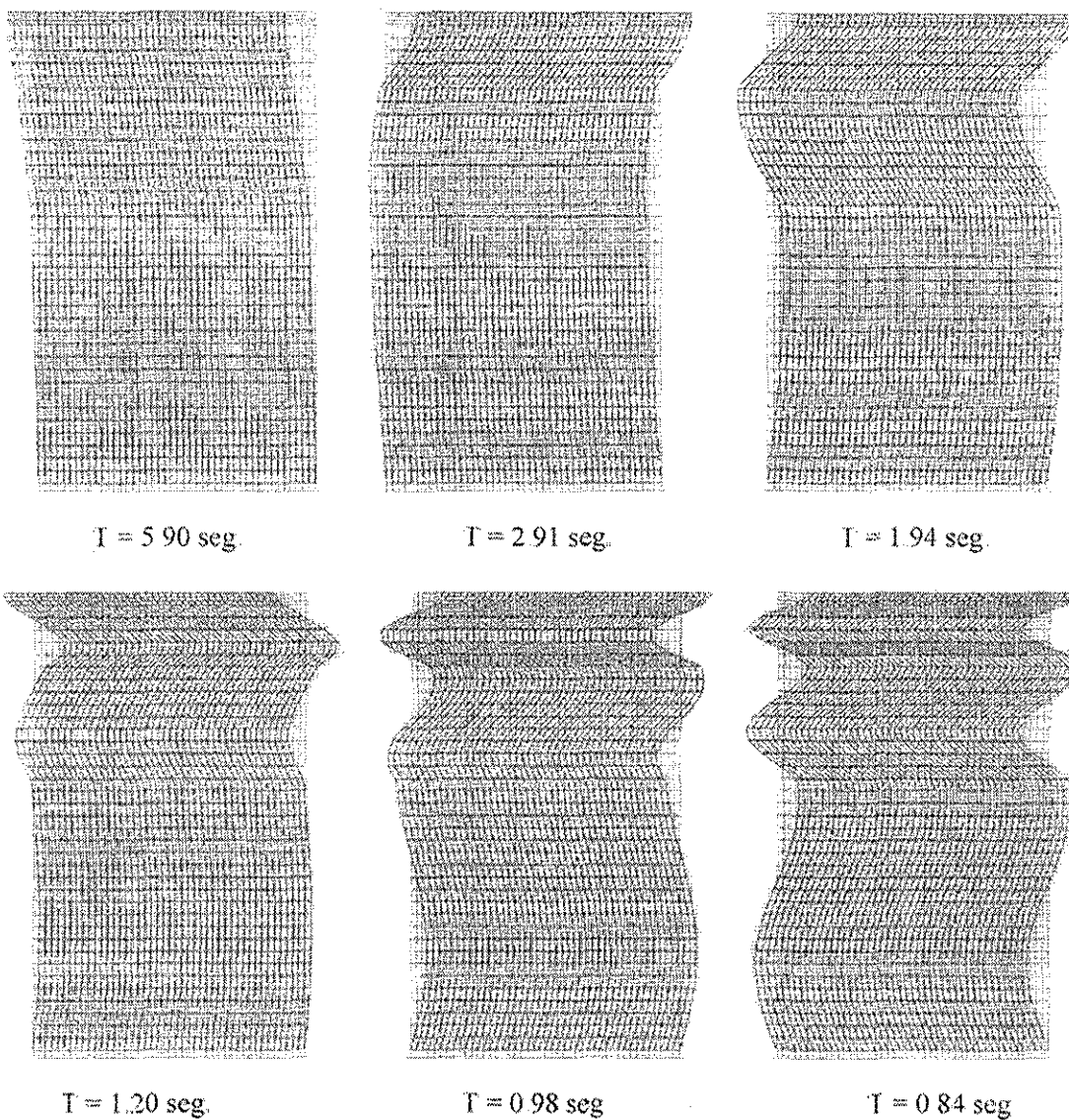
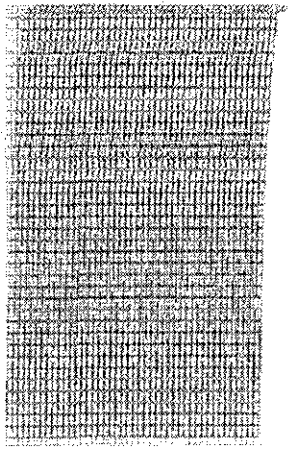
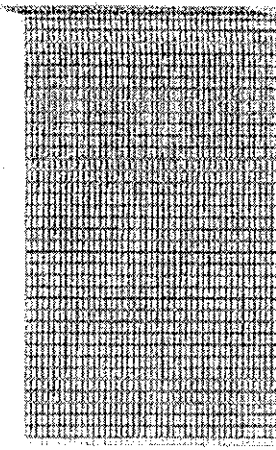


Figura B6. Modos naturales de vibración horizontal del modelo TEX sin los depósitos superficiales.

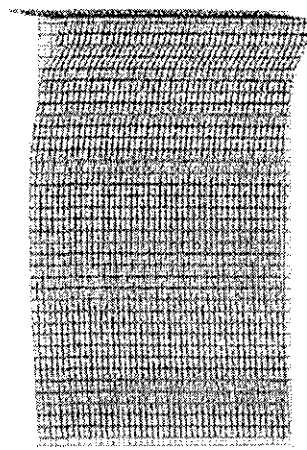
TESIS CON
FALLA DE ORIGEN



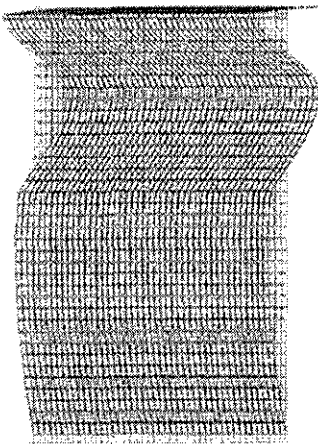
$T = 5.29$ seg



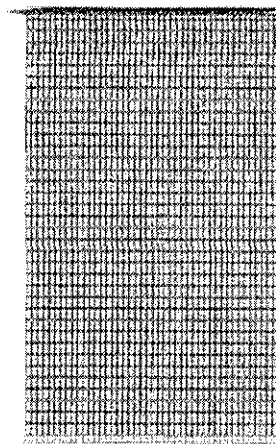
$T = 3.20$ seg



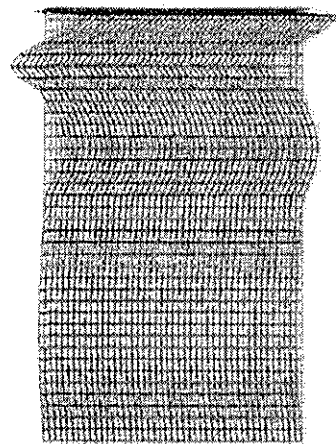
$T = 2.45$ seg



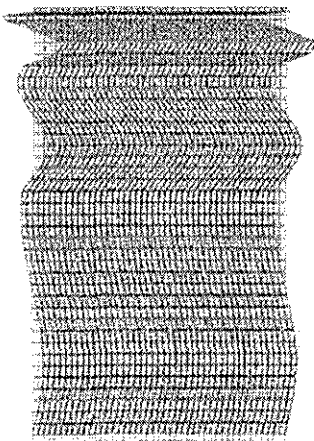
$T = 1.63$ seg



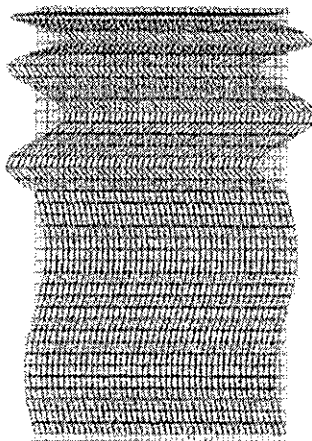
$T = 1.31$ seg



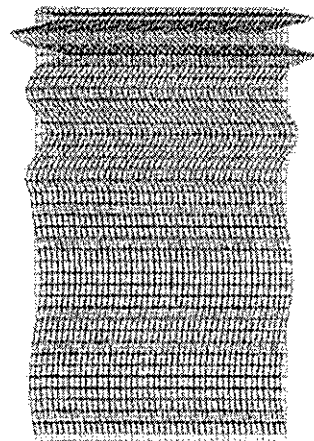
$T = 1.06$ seg



$T = 0.84$ seg

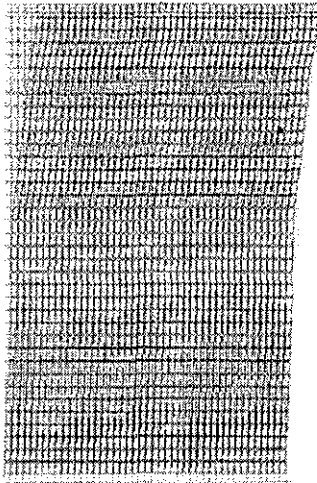


$T = 0.70$ seg

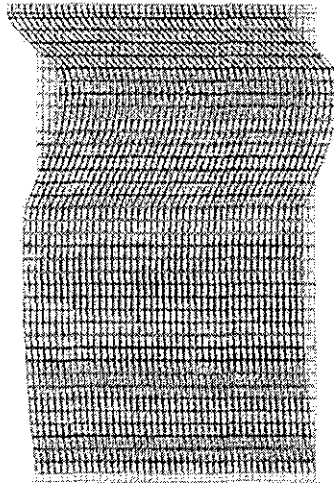


$T = 0.57$ seg

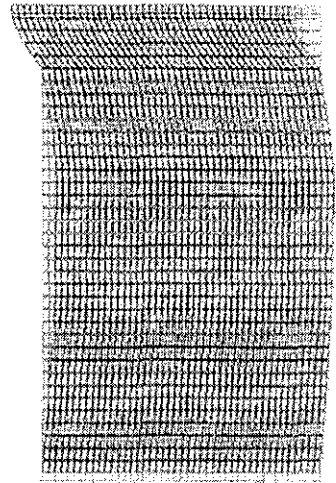
Figura B7 Modos naturales de vibración horizontal del modelo CDAO.



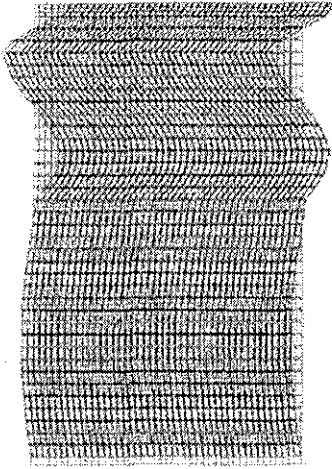
$T = 5.26$ seg



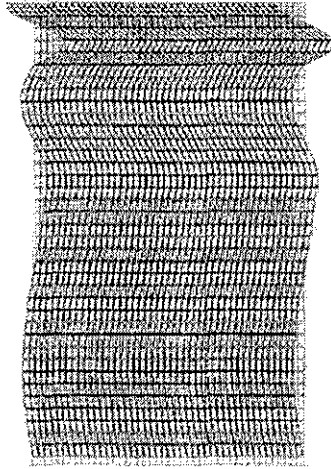
$T = 2.63$ seg.



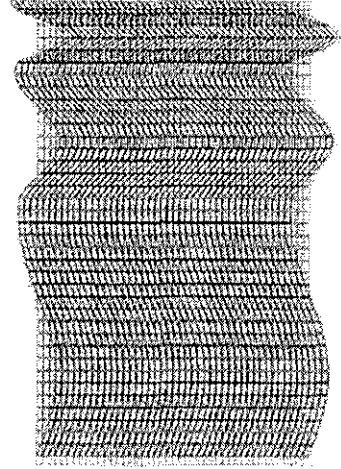
$T = 1.67$ seg.



$T = 1.12$ seg



$T = 0.85$ seg



$T = 0.72$ seg

Figura B8 Modos naturales de vibración horizontal del modelo CDAO sin los depósitos superficiales.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

APENDICE C

VIBRACIÓN MODULADA ENTRE DOS MODOS NORMALES DE DOS OSCILADORES IDÉNTICOS DEBILMENTE ACOPLADOS.

Considérese el sistema de la Figura C1 formado por dos péndulos idénticos de masa M acoplados por un resorte de rigidez K . Los modos normales se determinan sin mayor dificultad, así, en el primer modo $\psi_a = \psi_b$ y es como si el resorte no existiera, la frecuencia cuadrada es:

$$\omega_1^2 = g/L, \quad (C1)$$

En el modo dos $\psi_a = -\psi_b$, el resorte y la gravedad actúan con el mismo signo y la frecuencia se determina como:

$$\omega_2^2 = g/L + 2K/M, \quad (C2)$$

El movimiento del péndulo a es la superposición de los dos modos:

$$\psi_a(t) = \psi_1(t) + \psi_2(t). \quad (C3)$$

Cada modo representa una oscilación armónica con una frecuencia específica. Se pueden presentar pulsaciones (superposición de dos oscilaciones armónicas) entre los dos modos de este sistema si las frecuencias de los modos son parecidas y si sus amplitudes son las mismas. En este sistema, esto se logra si la frecuencia de pulsación $\omega_{puls} = \omega_2 - \omega_1$, es menor que la frecuencia promedio, $\omega_{prom} = \frac{1}{2}(\omega_2 + \omega_1)$, esto se logra si la rigidez del resorte es muy baja.

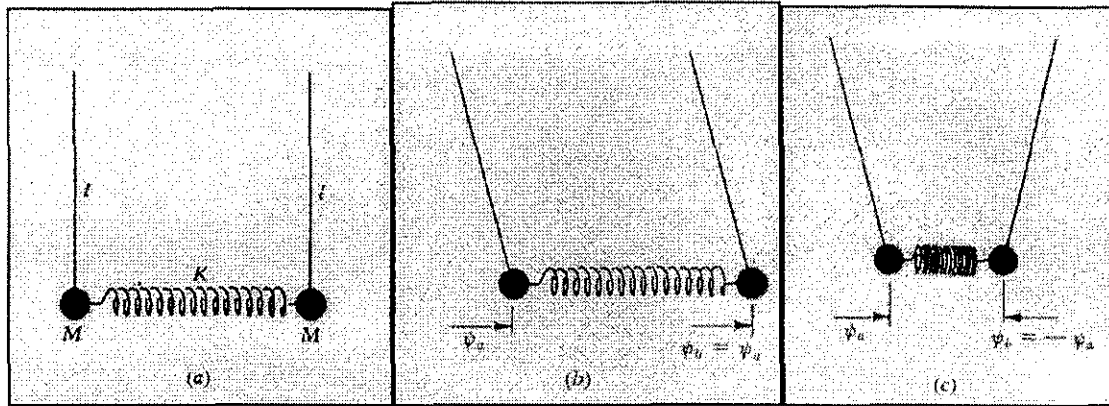


Figura C1. Péndulos idénticos acoplados. (a) Configuración de equilibrio. (b) Primer modo de frecuencia baja. (c) Segundo modo con frecuencia alta.

La respuesta de las masas en general se puede definir como:

$$\psi_a = \psi_1 + \psi_2 = A_1 \cos(\omega_1 t + \Phi_1) + A_2 \cos(\omega_2 t + \Phi_2) \quad (C4)$$

$$\psi_b = \psi_1 - \psi_2 = A_1 \cos(\omega_1 t + \Phi_1) - A_2 \cos(\omega_2 t + \Phi_2)$$

Para que se produzcan pulsaciones fuertes se requiere que ambos modos tengan amplitudes similares, si los dos modos oscilan con amplitudes iguales se presenta el máximo efecto de pulsación. Entonces si $A_1 = A_2 = A$ y las constantes de fase $\Phi_1 = \Phi_2 = 0$, los desplazamientos quedan como:

$$\psi_a = A \cos \omega_1 t + A \cos \omega_2 t; \quad (C5)$$

$$\psi_b = A \cos \omega_1 t - A \cos \omega_2 t$$

y las velocidades como:

$$d\psi_a/dt = -\omega_1 A \sin \omega_1 t - \omega_2 A \sin \omega_2 t; \quad (C6)$$

$$d\psi_b/dt = -\omega_1 A \sin \omega_1 t + \omega_2 A \sin \omega_2 t.$$

Si se considera que el movimiento comienza al desplazar $2A$ la masa a , es decir las condiciones iniciales, en $t = 0$, $\psi_a(0) = 2A$, $\psi_b(0) = 0$, $d\psi_a/dt(0) = 0$ y $d\psi_b/dt(0) = 0$. El movimiento que se genera es interesante, la amplitud de oscilación del péndulo a decrece y la del péndulo b vibra con la amplitud y energía que tenía el péndulo a al comenzar el movimiento. La energía de vibración es transferida totalmente de un péndulo a otro. Por simetría del sistema el proceso continúa (despreciando el rozamiento). La energía de vibración va lentamente de un lado a otro entre a y b . Un ciclo completo de la energía desde a hasta b y de regreso hasta a es una pulsación. El periodo de una pulsación es el tiempo para que se dé el ciclo de ida y vuelta y es la inversa de la frecuencia de la pulsación.

Utilizando $\omega_1 = \omega_{pro} + \omega_{mod}$, $\omega_2 = \omega_{pro} - \omega_{mod}$; $\omega_{mod} = \frac{1}{2}(\omega_1 - \omega_2)$, en las ecuaciones C5 se obtiene la oscilación casi armónica:

$$\begin{aligned}\psi_a(t) &= A \cos(\omega_{pro} + \omega_{mod})t + A \cos(\omega_{pro} - \omega_{mod})t = (2A \cos \omega_{mod} t) \cos \omega_{pro} t \\ &= A_{mod}(t) \cos \omega_{pro} t\end{aligned}\tag{C7}$$

$$\begin{aligned}\psi_b(t) &= A \cos(\omega_{pro} + \omega_{mod})t - A \cos(\omega_{pro} - \omega_{mod})t = (2A \sen \omega_{mod} t) \sen \omega_{pro} t \\ &= B_{mod}(t) \sen \omega_{pro} t\end{aligned}$$

La suma de las energías cinética y potencial de cada péndulo se puede encontrar. La amplitud de oscilación $A_{mod}(t)$ es constante durante un ciclo de la oscilación "rápida", y despreciando también la energía que se transfiere entre el resorte débilmente acoplado y el péndulo (si el resorte es muy débil no conserva nunca una cantidad apreciable de energía). Es decir durante un ciclo de oscilación rápida el péndulo a es un oscilador armónico de frecuencia ω_{pro} con amplitud constante A_{mod} . La energía está dada por dos veces el valor promedio de la energía cinética (promediada sobre un ciclo rápido), es decir:

$$E_a = \frac{1}{2} M \omega_{pro}^2 A_{mod}^2 = 2MA^2 \omega_{pro}^2 \cos^2 \omega_{mod} t.\tag{C8}$$

$$E_b = \frac{1}{2} M \omega_{pro}^2 B_{mod}^2 = 2MA^2 \omega_{pro}^2 \sen^2 \omega_{mod} t.$$

La energía total de ambos péndulos es constante, como se comprueba al sumar las ecuaciones C8:

$$E_a + E_b = 2MA^2 \omega_{pro}^2 = E. \quad (C9)$$

La diferencia de energía entre ambos péndulos es:

$$E_a - E_b = E (\cos^2 \omega_{mod} t - \sin^2 \omega_{mod} t) = E \cos 2\omega_{mod} t = E \cos(\omega_1 - \omega_2)t \quad (C10)$$

Al combinar las Ecuaciones C9 y C10:

$$E_a = \frac{1}{2} E [1 + \cos(\omega_1 - \omega_2)t] \quad (C11)$$

$$E_b = \frac{1}{2} E [1 - \cos(\omega_1 - \omega_2)t]$$

Estas últimas ecuaciones muestran que la energía total E es constante y que fluye de un lado a otro entre los dos péndulos a la frecuencia de la pulsación (ver Figura C2).

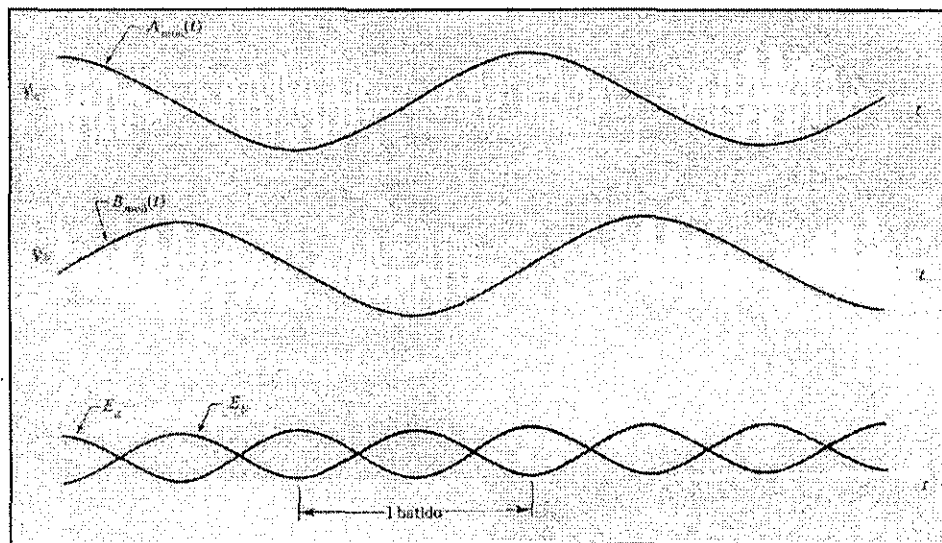


Figura C2. Energía transferida entre dos péndulos idénticos débilmente acoplados. La energía fluye de un lado a otro desde a hasta b a la frecuencia $|\omega_1 - \omega_2|$, la frecuencia de batido (pulsación) de los dos modos.