

01121
92



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

FACULTAD DE INGENIERÍA

**“ESTUDIO DE LA RESPUESTA SÍSMICA
MEDIANTE EL ESTABLECIMIENTO DE
UN MODELO GEODINÁMICO EN
SUELOS DE LA CIUDAD DE PUEBLA”**

T E S I S
QUE PARA OBTENER EL TÍTULO DE
INGENIERO CIVIL
P R E S E N T A
SONIA MENDOZA URIBE

No. Bo.

*Tesis concluida
30/04/2003*

DIRECTOR DE TESIS: *Leonardo Alcántara Nolasco*
M. en I. Leonardo Alcántara Nolasco



México, D. F.

2003

**TESIS CON
FALLA DE ORIGEN**

A



Universidad Nacional
Autónoma de México



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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

DEDICATORIA

Este trabajo se lo dedico a ***MIS PADRES,***
el más grande ejemplo que tengo.

AGRADECIMIENTOS

A *Dios* por darme la oportunidad de tener una vida y por seguirme brindando motivos para dar mi mayor esfuerzo.

A *mis padres*, principalmente, por todo su apoyo y dedicación para concluir mis estudios y seguir fomentando mi aprendizaje, con todo el amor, respeto y admiración que les tengo por el esfuerzo que han llevado a cabo para saber guiar a mis hermanos y a mí. Papi gracias por tus enseñanzas. Mamita sigue siendo tan fuerte.

A *mis hermanos* Denise, Chucho y por supuesto a Betsa y Abner por todos los momentos que hemos pasado juntos y por sus consejos de gran importancia. Los quiero mucho.

A *mis maestros* por la dedicación de seguir difundiendo el aprendizaje y formación de los alumnos. A la *Facultad de Ingeniería* porque en ella he encontrado los conocimientos necesarios para aportar algo a la sociedad y a mi patria y, por supuesto, a mi queridísima *UNAM*, mi alma mater, por dejarme desarrollar en todos los aspectos y por todo el respeto que le tengo. Siempre *Puma*.

A *mis sinodales* y en especial al *Ing. Leonardo Alcántara* por su dedicación, paciencia y apoyo para concluir esta tesis, así como por sus comentarios y enseñanzas referentes al tema. También a todos aquellos que de algún modo contribuyeron a hacer posible este trabajo en especial a *los integrantes de la coordinación del Instrumentación Sísmica* del Instituto de Ingeniería por su tiempo, ayuda y recomendaciones para recabar información y por brindarme la confianza para integrarme al grupo de trabajo.

A *mis amigos* de la vida Marina, Jenice, Charo y por supuesto a *mis amigos y compañeros* de la facultad, en especial a: Karlita, Mike, Eri, Lau, Jonathan, Lalo, Alebon, Ale Garnica, Javo, Yeshi y todos aquellos con los que compartí momentos inolvidables, por sus pláticas y por hacerme más divertida la vida toda la carrera y, por supuesto, por todos los momentos que nos sobran juntos, los recuerdo con mucho cariño. Ánimo.

A *Ollin Tequio* por haberme integrado en su grupo y por supuesto por el tiempo tan divertido que hemos pasado juntos tratando de alcanzar nuestros sueños. Sigamos así.

También al *grupo de buceo de la UNAM de Jack Baron*, principalmente a los que han convivido conmigo y los que hemos presenciado escenarios maravillosos, por la capacidad de fomentar el deporte y de ayudarme a vencer mis miedos, además por portar la camiseta *puma* con honor y orgullo.

A *mis queridísimos primos y íos*, donde quiera que se encuentren, los recuerdo con mucho amor y cariño. Laurita siempre estarás con nosotros.

ÍNDICE

INTRODUCCIÓN	1
<i>CAPÍTULO 1. INFORMACIÓN SÍSMICA OBTENIDA EN LA RED DE ACELERÓGRAFOS DE LA CIUDAD DE PUEBLA, RACP</i>	16
1.1 Descripción de la RACP	20
1.2 Acelerogramas obtenidos	24
1.3 Cálculo de espectros de respuesta	32
1.4 Determinación de la fase intensa del movimiento	49
<i>CAPÍTULO 2. MEDICIÓN DE VELOCIDADES DE PROPAGACIÓN DE ONDAS DE CORTANTE</i>	52
2.1 Conceptos generales	53
2.2 El Cono Sísmico para la medición de la velocidad de ondas de cortante	64
2.3 Velocidad de propagación de ondas de cortante en las estaciones sísmicas	66
<i>CAPÍTULO 3. DETERMINACIÓN DE UN MODELO GEODINÁMICO PARA DIFERENTES SUELOS</i>	71
3.1 Marco teórico de la respuesta del terreno	72
3.2 Obtención de un modelo geodinámico para suelos de la ciudad de Puebla	85
3.3 Análisis de Resultados	89
CONCLUSIONES	101
RECOMENDACIONES	104
REFERENCIAS	106
APÉNDICE	111

INTRODUCCIÓN

a) Aspectos Sísmicos

El estudio del planeta Tierra es importante para entender su comportamiento, debido a que es el lugar donde vivimos y por ello hay que aprender a convivir con los fenómenos naturales que se presentan como los huracanes, sismos, ciclones, tornados, erosión, etc. Para los sismos, o también llamados temblores, es necesario conocer sus causas, efectos y cualquier tipo de fenómeno que se le asocie.

Para entender mejor lo anterior, se considera en primer lugar la estructura interna de la Tierra como se muestra en la figura 1, donde se muestra esquemáticamente su constitución. El núcleo está probablemente compuesto de hierro y níquel. El manto, dividido en inferior y superior, ocupa la mayor parte y tiene una composición a base de silicatos ferromagnesianos. Por su parte la corteza está compuesta por silicatos abundantes en potasio, sodio y calcio. El cascarón externo de la Tierra, el cual comprende a la corteza y parte del manto, tiene un espesor aproximado de 100 Km y parece comportarse como un cuerpo rígido "flotando" en el resto del manto, en donde los movimientos que se presentan se asemejan a los de un fluido.

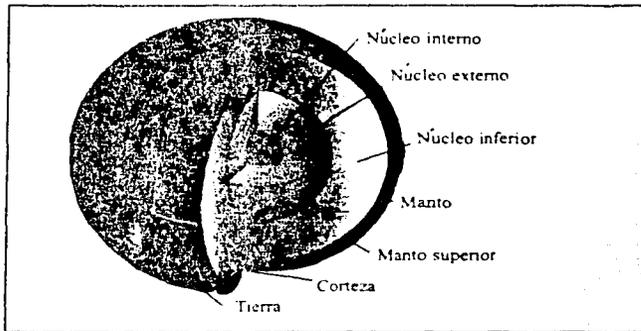


Fig 1. Estructura interna de la Tierra

Hace unos cien millones de años, no sólo había muchos otros organismos distintos habitando el planeta Tierra, sino que además su mundo era distinto. La distribución de océanos y continentes era muy diferente a la que se observa en los mapas actuales. Hace unos 280 millones de años, los continentes se encontraban unidos en un enorme continente ahora conocido como Pangea y un superocéano que lo rodeaba. La historia del rompimiento de este gran continente, los movimientos de separación y formación de nuevos océanos, forman la teoría de la Deriva Continental que habla del desplazamiento de los continentes.

INTRODUCCIÓN

Diversos estudios han permitido el desarrollo de la teoría de la Tectónica de Placas, la cual establece que el globo terrestre es un mosaico de placas formadas en las capas exteriores, o la litosfera, que está dividido en grandes porciones y que están en constante movimiento relativo. Como resultado de estos movimientos se tienen la generación de temblores, la actividad volcánica, la formación de montañas y la deriva de los continentes.

Por lo tanto la Tectónica de Placas resulta imprescindible para conocer la evolución de la corteza terrestre. La explicación de por qué se mueven puede explicarse por el fenómeno de convección, que se refiere a la influencia que la temperatura en el magma del núcleo de la Tierra ejerce sobre los distintos minerales lo que hace flotar a los más calientes y hunde los más fríos, de manera similar a como hierve el agua en una olla, experimentando casi continuamente pequeños e imperceptibles movimientos, los cuales originan un cambio en el reacondicionamiento del suelo y la formación de la litosfera, la cual no es continua en la superficie de la Tierra sino que está formada por diferentes placas que hacen contacto entre sí. Estas placas sufren movimientos relativos debido a las fuerzas de tensión y comprensión que se producen entre ellas, originando así los sismos.

La ciencia encargada del estudio de las causas que producen los sismos, el mecanismo por el cual se producen y propagan las ondas sísmicas y la predicción de dicho fenómeno es la *sismología*, la cual es una ciencia joven ya que gran parte de sus métodos e instrumentación fueron desarrollados durante el siglo pasado. A pesar de esto ha logrado avances notables, quizá una de sus más valiosas contribuciones al entendimiento de nuestro planeta lo constituye la aportación a la Tectónica de Placas.

Se define como sismo, terremoto o temblor al movimiento brusco o vibración que se presenta en el interior o en la superficie de la Tierra, originando ondas que al propagarse transmiten dicho movimiento gracias a la energía acumulada que se libera en un área en particular por los repentinos esfuerzos que sufren los fallamientos del suelo.

A la frecuencia de sismos en un lugar determinado se le llama *sismicidad del sitio* o *actividad sísmica en una región dada*. Aunque los temblores son fenómenos naturales incontrolables, es posible adoptar ciertas medidas preventivas de seguridad para minimizar sus efectos; las cuales para que sean razonables, deben estar basadas en un amplio y preciso conocimiento de la sismicidad de la región.

Existen zonas de mayor actividad sísmica, tanto en frecuencia como en magnitud, donde se encuentra energía acumulada y por tanto con abundantes focos sísmicos, los cuales son llamados "cinturones sísmicos". Las principales zonas sísmicas del mundo coinciden con los contornos de las placas tectónicas y con la posición de los volcanes activos de la Tierra. Esto se debe al hecho de que la causa de los sismos y de las erupciones volcánicas está fuertemente relacionada con el proceso tectónico del Planeta. Los sismos no están distribuidos en forma uniforme sobre la Tierra, sino en bandas que en su mayoría coinciden con las orillas o con las partes medias de los océanos. En algunas zonas continentales alejadas de los océanos la sismicidad coincide con regiones montañosas, como en los Alpes y los Himalayas (ref. 1).

INTRODUCCIÓN

Las principales zonas sísmicas coinciden con los contornos de las placas tectónicas y reciben el nombre de cinturones sísmicos, los principales en el mundo son: el Cinturón Transasiático (Himalaya, Irán, Turquía, Mar Mediterráneo, Sur de España), el Cinturón situado en el centro del Océano Atlántico y el Cinturón Circumpacífico, siendo una extensa zona de subducción con el 80 por ciento de la energía total liberada en el mundo y por tanto donde ocurre la mayor parte de los sismos de gran magnitud, de este porcentaje, el 3 por ciento se sitúa en la República Mexicana.

La figura 2 muestra las principales placas tectónicas terrestres y sus movimientos relativos, las flechas indican hacia donde se mueven. Las placas que demarcan las zonas sísmicas son rígidas encajando perfectamente entre sí y se encuentran en constante movimiento relativo.

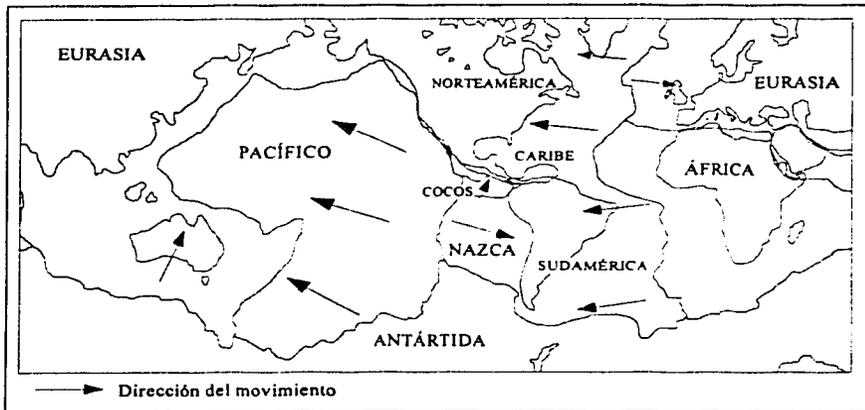


Fig 2. Placas Tectónicas terrestres

Las zonas en donde se presenta un contacto entre dos placas se llaman "fallas sísmicas" y acumulan gran cantidad de energía, la cual, en algunos casos se libera gradualmente, pero en otros casos lo hace a través de un violento deslizamiento.

Las fallas sísmicas se clasifican en tres tipos como se ilustra en la figura 3. a) divergentes o de deslizamiento, presentadas por las cordilleras oceánicas, b) transformantes, en la que las placas se deslizan una paralela a la otra conservando el área de sus superficies, c) convergentes o fosas submarinas, en donde la litosfera por el fenómeno de subducción se sumerge para regresar al manto.

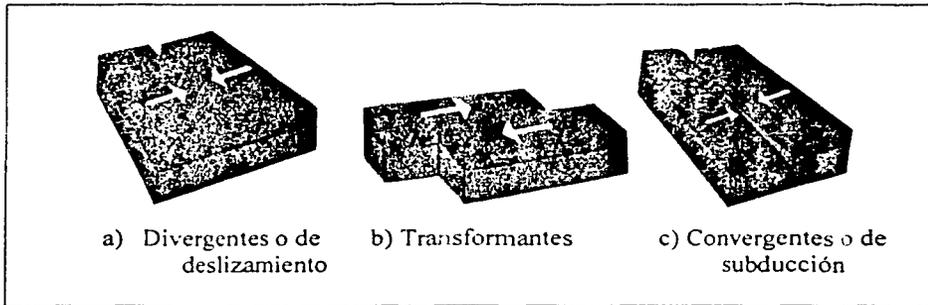


Fig 3. Tipos de fallas sísmicas

El lugar en donde inicia el fallamiento que produce un sismo se denomina foco o hipocentro y su proyección a la superficie de la tierra recibe el nombre de epicentro. Una vez que se produce el movimiento y es liberada la energía, parte de esta se propaga en todas direcciones por medio de ondas sísmicas. En la figura 4 se ilustra la superficie de rotura, que se genera por el plano de falla, además se indica cada uno de los términos antes mencionados.

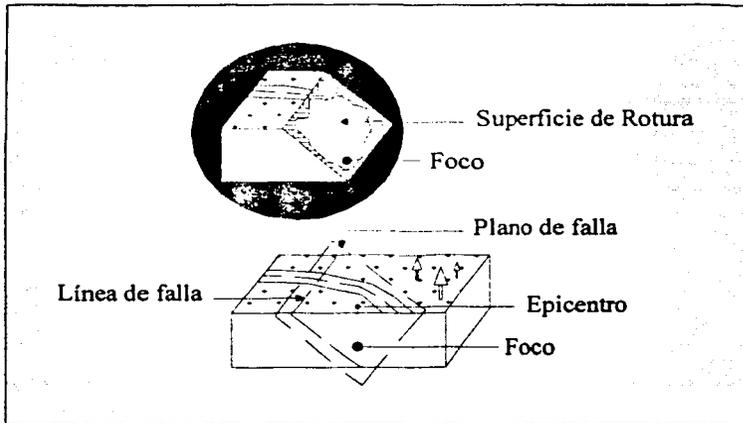


Fig 4. Superficie de rotura

INTRODUCCIÓN

Es de suma importancia conocer la ubicación de donde ocurre el sismo y la distancia al sitio de estudio, lo cual resulta complicado si se quiere lograr una estimación muy precisa de la ubicación del epicentro. En teoría se puede determinar si se conoce la distancia de incidencia de la onda P de 3 estaciones diferentes. Cabe mencionar que la intersección de los círculos difícilmente coincide en un solo punto, por ser datos experimentales, por tanto tiene cierto grado de error. Dicha aproximación depende de la calidad y cantidad de los datos utilizados, que definen con mayor precisión el tamaño de una región sísmica.

De los sismos que se registran anualmente en el mundo, muy pocos se presentan originando efectos espectaculares o daños estructurales, la mayoría son débiles, pero no dejan de ser significantes para recabar información de la respuesta local del suelo ante excitaciones sísmicas.

Cada año 150 000 temblores de toda magnitud se producen en el mundo (ref. 2), de ellos solo unos 10 000 son reportados por los centros internacionales de sismología (menos del 7 %). Por lo cual se aprecia que hace falta avanzar en el número de registros obtenidos, ya que estos pueden servir para continuar con la estadística de los sismos que nos hará conocer mejor nuestro planeta.

Clasificación de los sismos. En la actualidad se considera que existen diversas clasificaciones sísmicas dependiendo de varios factores, a continuación se mencionan algunas de ellas.

De acuerdo a su profundidad focal, los temblores se clasifican en tres categorías: *someros*, *intermedios* y *profundos*. Los primeros, ocurren entre 0 y 70 Km de profundidad en las cordilleras y zonas de falla (80% de la actividad total). Los intermedios se originan entre 70 y 300 Km y los profundos aparecen en las zonas de subducción a una profundidad mayor a 300 Km.

De acuerdo a la fuente de generación, los sismos se pueden clasificar como: a) *Téctónicos*, producidos por desplazamientos internos de la corteza terrestre y son consecuencia de las tensiones internas que tienden a nuevas posiciones de equilibrio, b) *Volcánicos*, son originados por la expulsión violenta de lava y los derrumbamientos que la acompañan pueden provocar hundimientos de zonas colindantes, c) *Artificiales*, estos ligados a la actividad humana y se producen por accidente o provocados, d) *Por derrumbamientos*, se presentan por el hundimiento de huecos existentes en las rocas solubles, e) *Varios* provocados por causas naturales distintas de las anteriores, tales como: grandes movimientos superficiales del terreno, deslizamientos, corrimientos, etc.

Los temblores que causan impacto o daños severos, tanto en estructuras como en el terreno se denominan *macrosismos*; por su parte, los que no son notados por el hombre pero pueden ser registrados con instrumentos especiales se conocen como *microsismos*. Los que se encuentran entre estos dos mencionados se denominan, simplemente, *sismos*. De hecho no existe una separación clara entre ellos, sino un límite arbitrario.

INTRODUCCIÓN

De acuerdo a como un observador percibe el movimiento sísmico es común utilizar las clasificaciones de trepidatorio u oscilatorio. La primera, cuando el movimiento en la dirección vertical es más intenso que en la horizontal y la segunda, cuando ocurre lo contrario. Sin embargo, es importante precisar que el movimiento ocurre simultáneamente en tres direcciones ortogonales y que un sismo podría ser clasificado como trepidatorio por un observador ubicado en el epicentro; mientras que otro, que perciba el movimiento a varios kilómetros de distancia, podría definirlo como oscilatorio.

Durante una perturbación brusca en el interior de un cuerpo sólido pueden generarse *ondas longitudinales y transversales*. Las primeras producen compresiones y dilataciones en el medio y se propagan en la misma dirección, como se muestra en la figura 5. Las segundas presentan un movimiento perpendicular a la dirección de propagación como se ilustra en la figura 6, afectando a las formas de los elementos considerados. Estos dos tipos de ondas son conocidas como ondas internas por que se propagan en el interior de un sólido, las primeras también han sido llamadas ondas P (primarias) y las segundas ondas S (secundarias). Su nombre es debido a momento de llegada a las estaciones de registro, por ejemplo, las ondas P llegan primero ya que recorren el medio en el que se transmite en dirección recta, en cambio las ondas S tardan más en llegar por presentar una trayectoria no recta y su propagación produce un esfuerzo cortante en el medio, de ahí se origina también el nombre de ondas de corte o cizalla. También se distingue las *ondas SH*, cuyas partículas oscilan en el plano horizontal y perpendicular a la dirección de propagación, y las *ondas SV*, cuyas partículas oscilan en el plano vertical y perpendicular a la dirección de propagación

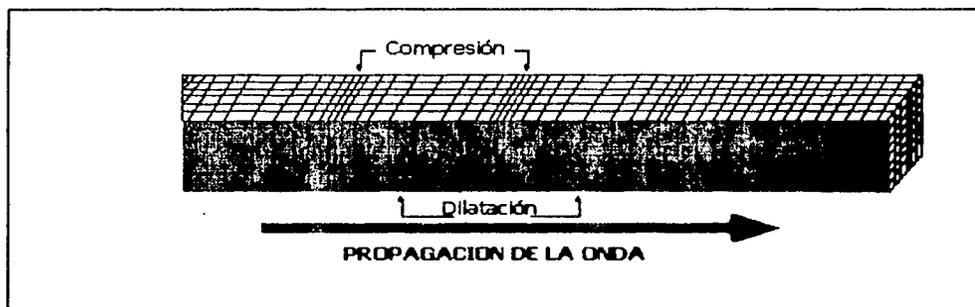


Fig 5. Ondas Longitudinales

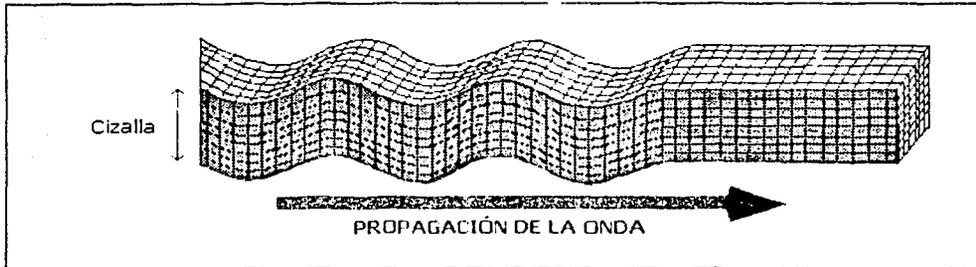


Fig 6. Ondas Transversales

Las ondas que se propagan en la superficie de la Tierra se conocen con el nombre de *ondas superficiales* entre las cuales se puede mencionar 2 tipos importantes: *ondas Love* que originan oscilaciones elípticas contenidas en un plano tangente a la superficie y sus ejes coinciden con la dirección de propagación. Su efecto es de compresión, extensión y cizalla. Se generan por cambios de velocidad de las ondas transversales, ligados a la superficie de discontinuidad. El segundo tipo son las *ondas Rayleigh* que causan movimientos rodantes parecidos a las ondas de mar y sus partículas se mueven en forma elipsoidal en el plano vertical, que pasa por la dirección de propagación. Cabe mencionar que analizando la dispersión de las ondas Rayleigh los científicos obtuvieron informaciones muy útiles acerca de la estructura de la corteza terrestre y del manto superior de la Tierra.

En el siglo XIX, antes de que se inventaran los sismógrafos modernos, hubo varios intentos para medir la fuerza de un temblor.

La *intensidad* es una medida subjetiva de los efectos de un sismo y se refiere al grado de sacudimiento en un sitio determinado. Se han propuesto varias escalas para medirla destacando la de Giuseppe Mercalli y también la de Rossi Forel. Entre ellas, la adoptada más ampliamente es la escala de Mercalli Modificada (denotada comúnmente MM), que tiene doce grados identificados por los números romanos de I al XII. No se necesita ningún instrumento, basta solo con observar los efectos de la vibración sísmica. En cambio la *magnitud* de un sismo es una medida que va relacionada con la cantidad de energía liberada. Esto permitió a Gutenberg proponer una definición ligeramente más científica llamada "magnitud unificada" y denotada por la letra M. Dicho valor no depende, como la intensidad, de la presencia de pobladores que observen y describan los múltiples efectos del sismo en una localidad dada. Para determinar la magnitud se utilizan, necesariamente, uno o varios registros de sismógrafos y una escala estrictamente cuantitativa, sin límites superior ni inferior. Una de las más conocidas es la de Charles Richter, quien desarrolló una estrictamente cuantitativa, aplicable a sismos ocurridos en regiones tanto habitadas como no pobladas, utilizando las amplitudes de las ondas registradas por un sismógrafo.

INTRODUCCIÓN

La conveniencia de designar los efectos de un sismo mediante números (magnitud), ha requerido que el método se amplíe a otros tipos de sismógrafos por todo el mundo. Puede calcularse a partir de la amplitud causada por varios tipos de ondas elásticas (de superficie o de cuerpo), además se puede considerar como un tamaño relativo de un temblor y se determina tomando el logaritmo en base diez de la amplitud máxima del movimiento dependiendo de la profundidad del foco del sismo y de su distancia al punto de registro.

Un sismo posee solamente una medida de magnitud y varias observaciones de intensidad; aunque existen varias escalas de magnitud, entre ellas, la que se utilizan en forma más común es la de Richter o local (M_L), definida arbitrariamente y se expresa como:

$$M = \log A - \log A_0 \quad (1)$$

donde A es la amplitud máxima de la traza registrada por un instrumento estándar para un sismo dado a una distancia dada y A_0 es la amplitud máxima para un sismo particular seleccionado como estándar (ref 3). Los sismólogos establecen la magnitud en términos de la amplitud de las ondas de cuerpo (m_b) y superficial (M_s). La de momento sísmico (M_w) es obtenida de la estimación de la energía cinética radiada por un temblor; la de coda (M_c) es una escala de magnitud empírica obtenida a partir del tiempo de duración de la señal sísmica. Esta se define como el tiempo desde el primer arribo de la onda P hasta donde la señal se iguala al nivel de ruido previo al evento (ref. 4). Todas ellas no tienen límite superior ni inferior; aunque en el extremo superior, el sismo está limitado por la resistencia de las rocas de la litosfera.

La diferencia entre dos sismos cualesquiera de un valor de magnitud a otro implica, en términos de energía liberada, una diferencia de 32 veces como se muestra en la tabla 1. Así un sismo de magnitud 8 equivale, de manera aproximada, en términos de energía liberada a:

32 sismos	de magnitud 7
1 000 sismos	de magnitud 6
32 000 sismos	de magnitud 5
1 000 000 sismos	de magnitud 4

Tabla 1. Equivalencia de escalas de magnitud

Por tanto es fácil notar que un sismo de magnitud 4, como los que llegan a ocurrir varias veces por semana a lo largo de la costa occidental de México, no es la mitad de uno de magnitud 8, cuyo periodo de repetición en una determinada región puede ser de varias décadas (ref. 5).

La transmisión de ondas sísmicas puede llegar a afectar lugares que se encuentren a varios kilómetros de distancia, dependiendo del tipo de sismo que se presente. Por lo anterior se entiende que cualquier movimiento, originado por la actividad sísmica en una región,

INTRODUCCIÓN

puede detectarse a cierta distancia generando un registro por los instrumentos que se ubicaron para tal fin.

Sismicidad en México. A lo largo de la historia, en la República Mexicana se han presentado sismos de gran intensidad que han originado graves daños, no solo en la infraestructura urbana de las ciudades, sino también en su estructura social, económica, patrimonial e histórica.

México es un país en donde una parte importante de su superficie está amenazada por riesgos de carácter geológico, particularmente de origen sísmico y volcánico. Ocupa un territorio con gran actividad tectónica, una muestra de esto lo tenemos a diario al observar la accidentada geografía que presenta y que refleja una actividad geológica joven y vigorosa.

Lo anterior se debe a que se encuentra localizado en una de las regiones sísmicas más activas del mundo. Influida por 5 placas (figura 7): en la parte norte se encuentra subduciéndose hacia la placa Norteamericana; por un lado de la Rivera (frente a Nayarit y Jalisco) y la de Cocos (frente a las costas de Jalisco, Colima, Michoacán, Guerrero y Oaxaca); y por el otro lado la del Caribe, unida también a la de Cocos por la falla de Tehuantepec, localizada frente a la costa de Chiapas, hacia el norte del país, la falla de San Andrés originada por la transducción entre las placas Norteamericana y del Pacífico, da lugar a los sismos localizados en Baja California y Sonora (ref. 6).

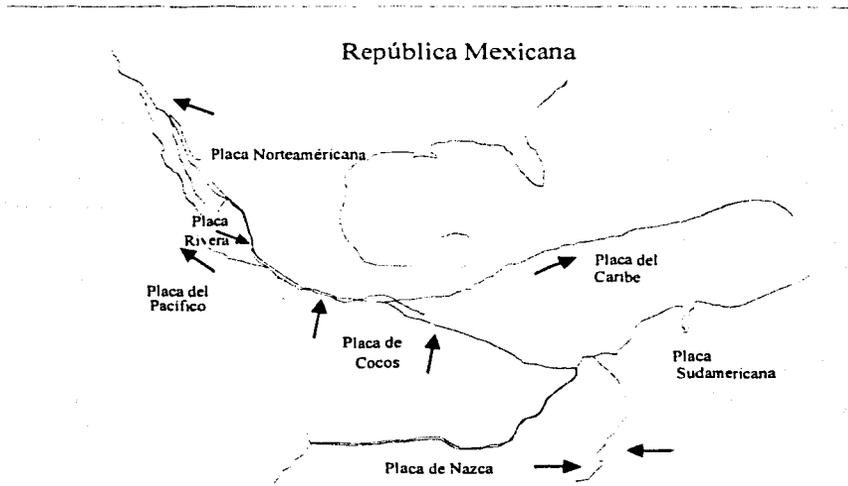


Fig 7. Influencia de las Placas Tectónicas en la República Mexicana

INTRODUCCIÓN

Por la ubicación geográfica de México y la colindancia entre las placas tectónicas la probabilidad de ocurrencia de temblores destructivos es bastante alta. La región donde ocurren la mayor parte de los sismos de magnitud importante es la zona sur y centro de nuestro país (ref. 7). Esta actividad sísmica está asociada a la interacción de las placas Rivera y Cocos con respecto a la Norteamericana. A lo largo de la costa del Pacífico grandes sismos han sido una parte integral de nuestra historia. En la actualidad se han identificado en esa región dos sitios como los de mayor potencial sísmico: las costas de Guerrero y del Istmo de Tehuantepec. Las características que presentan estas regiones hace suponer que sismos importantes de magnitudes cercanas a 8 podrían ocurrir (ref. 8). Hacia el interior, los estados de Guerrero, Michoacán, Oaxaca y Chiapas han sufrido también los efectos de sismos profundos que ocurren por debajo del continente. Desgraciadamente, no es posible aún determinar con confiabilidad la fecha exacta cuando estos ocurrirán y su localización es aún más difícil de determinar.

Los sismos importantes que han ocurrido durante este siglo en nuestro país, dentro del continente y a profundidades someras presentan una magnitud que rara vez llega a sobrepasar la magnitud 7.0, y su ocurrencia es mucho más esporádica que los sismos de la costa. Sin embargo, debido a lo superficial de la fuente y la cercanía de las grandes poblaciones, estos sismos representan uno de los mayores peligros para el país (ref. 9). El desastre más grande conocido en la historia reciente en la República Mexicana, es el que se presentó en la ciudad de México debido a los terremotos del 19 y 20 de septiembre de 1985. Como consecuencia de este suceso, se realizaron diversas investigaciones y se consideró imprescindible contar con una red de monitoreo de sismos fuertes en varias zonas del país.

En el año 2001, la red de acelerógrafos de México contaba con 547 instrumentos localizados principalmente en la ciudad de México y estados vecinos, a lo largo de la zona de subducción en la costa del Pacífico y el noroeste del país (ref. 10). Esto representa el gran interés por obtener registros de mayor calidad y así ampliar la instrumentación en nuestro país. Los proyectos de instrumentación sísmica han atendido con prioridad las zonas de alta, mediana y baja sismicidad. Lo cual ha dado origen a numerosas redes acelerográficas las cuales son operadas por diversos organismos de investigación nacional entre ellos los institutos de Ingeniería (II) y de Geofísica (IG) de la UNAM, el Centro Nacional de Prevención de Desastres (CENAPRED), la Comisión Federal de Electricidad (CFE), el Centro de Investigación Científica y Educación Superior de Ensenada, Baja California (CICESE), el Centro de Instrumentación y Registro Sísmico (CIRES), la Benemérita Universidad Autónoma de Puebla (BUAP), el Instituto de Investigaciones para la Ingeniería AC de Guadalajara, la Universidad Michoacana de San Nicolás de Hidalgo (UMSNH) y la Universidad Autónoma Metropolitana (UAM) (ref. 11). Estos organismos han aportado información útil que ha dado pie a que se realicen investigaciones y desarrollo de proyectos estructurales así como de infraestructura nacional.

INTRODUCCIÓN

Sismicidad en el estado de Puebla. El estado de Puebla se encuentra ubicado entre la Meseta Central y la Costa del Golfo de México como se muestra en la figura 8, cercano al cinturón circumpacífico.



Fig 8. Localización del estado de Puebla en la República Mexicana

El estado de Puebla ha presentado a través de los años una intensa actividad sísmica debida a su ubicación geográfica y a la compleja orografía que presenta, con sus grandes elevaciones, plegamientos, depresiones, fracturas, etc., que manifiestan su continuo desarrollo por medio de una sísmica importante de origen tectónico y volcánico relacionada con la presencia del eje neovolcánico como fuente de sismos someros. Lo anterior se debe a que se presentan fallas geológicas importantes a nivel regional y municipal (figura 9): *Primarias*, en un sistema en direcciones E-W y NE-SW, denominadas Zacamboxo, Clarión, Popocatépetl y Malinche y, *Secundarias*, una en dirección E-W, que une entre sí los cerros de Loreto y Guadalupe, San Juan (La Paz) y Amalucan y, otra, en dirección prácticamente normal, que corre aproximadamente de los balnearios "Agua Azul" a "Rancho Colorado". El 69% de la actividad sísmica del estado se localiza al sur de la latitud 18.5°N , principalmente en la sierra Mixteca Poblana, en los límites estatales con Guerrero y Oaxaca. En la parte central de los 18.5° a 20°N , que corresponde al Eje Neovolcánico Transversal en dicho estado, se localizan el 26% de los eventos registrados (ref. 12). Se observó también enjambres de sísmica en los límites con Tlaxcala, Estado de México e Hidalgo, y en la cercanía del volcán Citlaltepetl. Por lo tanto es importante estudiar todo tipo de sismos en esta zona del país, ya que no solo ocasionan daños en esa región, sino que también tienen influencia en otras cercanas, principalmente en el centro del país.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

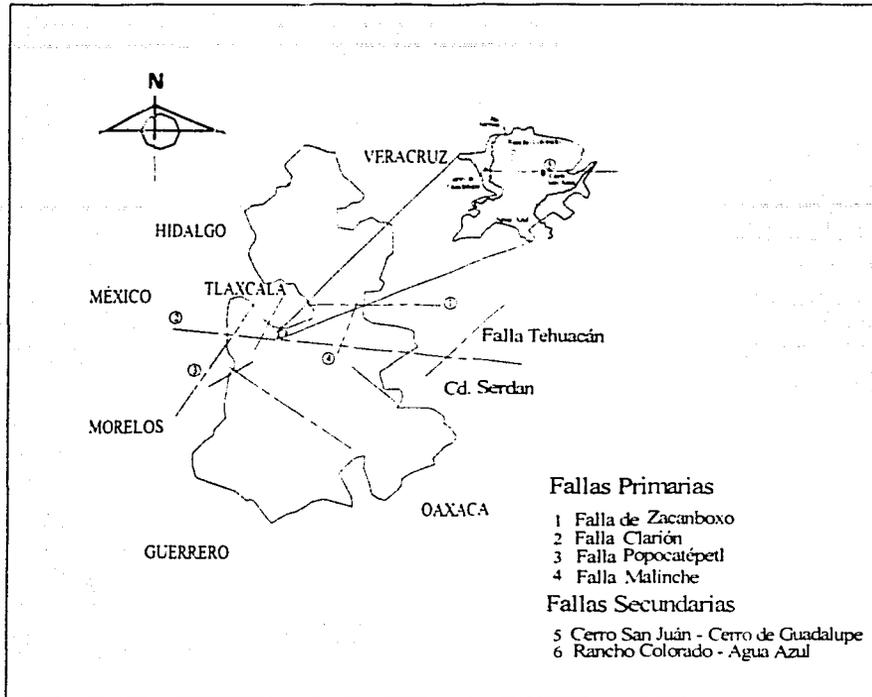


Fig 9. Fallas geológicas del estado de Puebla

La gran cantidad de sismos fuertes en el estado de Puebla originan importantes daños, causados a las comunidades cercanas, alertando sobre la cuidadosa atención que se debe prestar a la instrumentación sísmica y al diseño sísmo-resistente de sus estructuras. Entre los eventos que han sacudido a la ciudad de Puebla se puede citar los ocurridos el 28 de agosto de 1973 en Ciudad Serdán ($M=7.0$), el del 24 de octubre de 1980 en Huajuápan de León ($M=6.5$) y el del 15 de junio de 1999 cerca de Tehuacán ($M=6.7$) (ref. 13). Es por ello que se debe poner gran interés en el comportamiento del suelo, no solo en las zonas urbanas, sino también en aquellas que se encuentran en desarrollo, para las cuales el riesgo sísmico es cada vez mayor.

El mecanismo de generación y propagación de las ondas sísmicas hace que los movimientos con epicentro en la zona de subducción mexicana viajen cientos de kilómetros por diversos tipos de estratos, atenuándose o amplificándose. Cuando la energía liberada en el foco es grande, las ondas alcanzan a generar sacudidas en sitios lejanos. Tal es el caso del estado de Puebla, cuya distancia media a la costa de Guerrero es

INTRODUCCIÓN

de 600 Km. y que se ha visto afectado por eventos sísmicos como el del 19 de Septiembre de 1985 ($M_s=8.1$) que causó daños desde leves hasta graves, reportándose intensidades de grado VII en la ciudad de Puebla.

Aunque la citada zona de subducción mexicana se ha situado sobre la línea costera occidental del país, el contacto entre las placas de Cocos y Norteamérica llega hasta unos 60 Km debajo de la región sur del estado de Puebla; por lo que los sismos profundos localizados en la zona, son atribuibles aún a este fenómeno de subducción; de tal forma que cuando falla la resistencia de la roca en este sitio, se originan sismos con epicentro incluso dentro del estado.

Durante los últimos 50 años han ocurrido importantes eventos generados en zonas cercanas a ella que han provocado cuantiosos daños humanos y materiales. Actualmente se han registrado eventos de magnitudes 4.0 a 7.5 y distancias epicentrales de 15 a 660 Km (ref. 14).

La Red Acelerográfica de la Ciudad de Puebla (RACP) fue instalada ante la necesidad que contar con registros de sismos de gran magnitud en una zona tan importante como es el estado de Puebla.

b) Objetivos de la tesis

El objetivo fundamental de la tesis es el estudio de la respuesta sísmica del terreno en la ciudad de Puebla considerando diferentes condiciones del subsuelo. Para lograr lo anterior se:

- Determinaron las velocidades de propagación de las ondas de cortante en 4 sitios mediante el uso del cono sísmico.
- Generó un modelo geodinámico en el sitio Paseo Bravo de la ciudad de Puebla

c) Contenido

Este estudio contiene, en el primer capítulo, información sísmica, evolución y descripción de la Red Acelerográfica de la ciudad de Puebla (RACP), en el cual se recopilan acelerogramas relevantes obtenidos. Se calculan los espectros de respuesta de los registros con los que se cuenta. Se introduce al análisis del estudio de la fase intensa de movimiento sísmico.

En el segundo capítulo se describe la forma de medición de las velocidades de propagación de ondas de cortante y se explican los conceptos generales necesarios para entender mejor este tema. Además se describe el uso del Cono Sísmico para la medición de la velocidad de onda de cortante.

En el tercer capítulo se determina un modelo geodinámico en el sitio Paseo Bravo de la ciudad de Puebla. Se describe el marco teórico de la respuesta del terreno y se analizan los resultados obtenidos.

Por último se presentan las conclusiones de este estudio y se dan algunas recomendaciones.

CAPÍTULO 1

INFORMACIÓN SÍSMICA OBTENIDA EN LA RED DE ACELERÓGRAFOS DE LA CIUDAD DE PUEBLA, RACP

Antes de iniciar la descripción de la Red Acelerográfica de la ciudad de Puebla, RACP es conveniente mencionar algunos aspectos importantes para entender la manera en que se lleva a cabo la obtención de registros. Para ello se señalan algunos aspectos de la instrumentación acelerográfica.

Se le conoce como vibración al movimiento de los sistemas que se repiten después de un determinado intervalo de tiempo. La vibración es, en general, una forma de energía disipada (ref. 15). En esencia, los instrumentos de registro sísmico son sistemas vibratorios que constan de una base y una masa, la cual es soportada por un resorte como se ilustra en la figura 10. El soporte o base es asegurada al cuerpo cuyo movimiento se va a medir. El movimiento relativo entre la masa y la base, indicado por un cilindro que gira o algún otro artefacto colocado dentro del instrumento, indicará el movimiento del cuerpo.

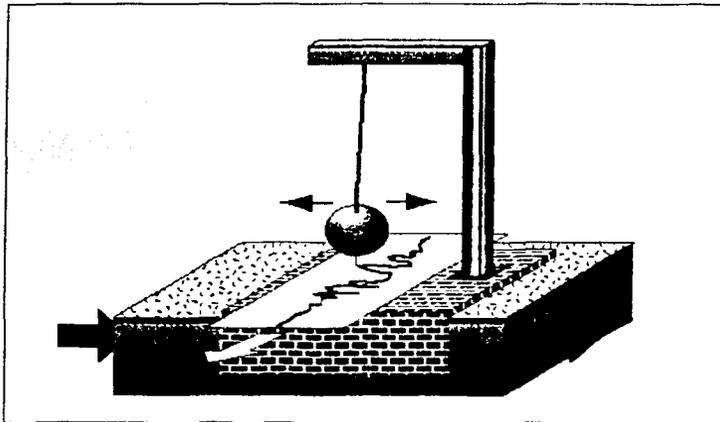


Fig 10. Sismógrafo

Los *sismógrafos* se utilizan para registrar las vibraciones que producen los terremotos. Los tipos más modernos de instrumentos sísmicos tales como el *torsiómetro*, se utilizan para registrar vibraciones torsionales. Los *acelerógrafos* (sismógrafo de precisión) son aparatos que miden y registran la aceleración del terreno durante temblores intensos, son capaces de registrar aceleraciones menores a 0.1% de la aceleración de la gravedad (G) y superiores al 100% de G. La unidad más frecuentemente empleada para designar la intensidad de la sacudida sísmica o aceleración del terreno se denomina gal, el cual es igual a 1 cm/s^2 .

El mecanismo de un acelerógrafo consiste de péndulos simples amortiguados, dispuestos en tres ejes ortogonales que funcionan simultáneamente y con una relación masa/rigidez muy pequeña. Los acelerógrafos cuentan con un dispositivo llamado umbral de disparo que permite activar el equipo cuando el movimiento excede los límites preestablecidos. En aparatos digitales modernos la señal de salida es continuamente evaluada, si los datos están debajo de un cierto nivel son desechados después de unos cuantos segundos; sin embargo si se excede el nivel establecido el aparato retiene la información al momento que ocurre la activación y la de tantos segundos como capacidad de "memoria" tenga el acelerógrafo, grabando un preevento, evento y posevento que dura unos segundos después de acabado el movimiento. Su evolución ha llevado a guardar la información en medios magnéticos o en sistemas de memoria de estado sólido.

Cada aparato posee un sistema de control de tiempo que, correctamente ajustado, permite conocer la fecha y hora de ocurrencia del evento, lo que facilita la identificación de los registros obtenidos. El conocimiento de estos datos es útil para determinar el tiempo de arribo de la onda sísmica desde el foco hasta el lugar de la estación.

Los acelerógrafos son fabricados en número reducido por unas cuantas compañías, por lo que cada diseño presenta ventajas y desventajas técnicas sin poder determinar cual es el aparato ideal para todos los casos; lo importante es que garantice un funcionamiento continuo y registre los eventos cuando estos ocurran, lo que puede suceder en un lapso de días, meses o hasta años. En la elección se buscan instrumentos versátiles, de fácil manejo, que ofrezcan un amplio margen de grabación de preevento, evento y posevento así como la compatibilidad de las señales registradas con las herramientas de computación disponibles para su proceso.

La RACP cuenta con instrumentos en cuya selección se consideraron tanto factores técnicos como económicos y las marcas comerciales son: Terra Technology, modelos digitales DCA-333, IDS-3602 e IDS-3602A y Kinematics, modelo ETNA.

- Acelerógrafo DCA-333. Es un aparato completo al poder instalarse en campo sin requerir equipo especial. Está integrado por tres servoacelerómetros internos montados de manera triaxial y ortogonal, un multiplexor, un convertidor de señales analógico-digital, un microprocesador electrónico, una unidad grabadora de cinta magnética intercambiable y 2 baterías internas de 6 volts recargables, un botón digital de selección-exhibición que permite verificar en el campo la sincronización de sus parámetros de operación.

En operación normal el DCA-333 censa los movimientos a razón de 100 muestras por segundo por canal; amplifica, filtra y convierte las señales generadas en los tres servoacelerómetros, almacenándolas en forma de palabras de 12 bits que incluyen el tiempo del reloj interno, el número serial del instrumento y el número progresivo de registro. La información es almacenada en un cassette de cinta magnética.

El ajuste de nivel de disparo es único, esto es, sirve para las tres direcciones ortogonales de registro. Las señales de cada canal son filtradas digitalmente y el nivel de salida es comparado con el de un umbral predeterminado; si alguno de los canales lo excede, se inicia el registro del evento en los tres. Al ocurrir esto, los datos almacenados se graban en la memoria asegurando que los anteriores inmediatos sean registrados. El microprocesador se encarga de detener el transporte de la cinta 15 s después de que las aceleraciones, producidas por el sismo, hayan sido menores que el nivel preestablecido al inicio.

El equipo es complementado por una unidad reproductora y graficadora SMR-104 con la cual pueden obtenerse de manera inmediata las gráficas correspondientes a las señales grabadas.

- Acelerógrafo IDS-3602. Es un instrumento digital que monitorea y registra datos sísmicos en tres canales ortogonales a razón de 100, 200 y hasta 250 muestras por segundo. Contiene sevoacelerómetros triaxiales internos con capacidad de memoria RAM de 1 Mb que representa aproximadamente 30 minutos de grabación dependiendo de la velocidad de muestreo seleccionada.

La comunicación con este equipo se establece por medio de cualquier computadora IBM (o compatible) conectada a la interfase del equipo, con lo que se tiene acceso al registro de datos, consulta y modificación de los parámetros de operación, configuración, extracción y eliminación de archivos a alta velocidad.

- Acelerógrafo IDS 3602A. Este instrumento es muy similar al IDS-3602, encontrándose un cambio trascendente en el tipo de memoria implementada, debido que almacena los archivos en memoria "Flash", que, además de no depender de una batería de soporte para la retención de datos; incrementa la capacidad de registro a 4 Mb, permitiendo grabar hasta 90 minutos de registro acelerográfico dependiendo de la velocidad de muestreo predeterminada.
- Acelerógrafo ETNA. Este es un acelerógrafo para registro de movimientos fuertes compuesto de tres canales que incluye un paquete episenor o un juego de acelerómetros de balance de fuerzas montados ortogonalmente dentro de un gabinete. Además cuenta con un convertidor de señales análogo digital, un microprocesador electrónico, una tarjeta "Flash Card" intercambiable en donde se almacenan los datos, para su funcionamiento requiere de una batería de 12 volts interna o externa. En operación, el ETNA puede registrar 100 o 200 muestras por segundo por canal; amplifica, filtra y convierte las señales generadas en palabras de 18 bits. En la grabación se incluye el tiempo de reloj interno, el número serial del instrumento y el número progresivo del registro, grabando la información en la tarjeta de almacenamiento. El nivel de disparo puede ajustarse, a diferencia del DCA-333, con valores diferentes en los tres canales. La tarjeta de almacenamiento tiene capacidad máxima de 20 minutos.

1.1 Descripción de la RACP

La Red de Acelerógrafos de la ciudad de Puebla, es un proyecto conjunto entre el Instituto de Ingeniería, UNAM (II) y la Facultad de Ingeniería de la Benemérita Universidad Autónoma de Puebla (BUAP) cuyo objetivo fundamental es la mitigación de los efectos sísmicos tanto en seres humanos como en estructuras.

En 1972 se instaló en las oficinas de la Comisión Federal de Electricidad en la ciudad de Puebla, la estación SXPU como parte del sistema sísmotelemétrico SISMEEX, operándose un acelerómetro hasta marzo de 1984. Fecha en que este equipo fue sustituido por un acelerógrafo digital autónomo y la estación pasó a formar parte de la red acelerográfica del II. Después de los daños causados por los terremotos de septiembre de 1985, en esta comunidad se inició el ambicioso proyecto de instalar una red acelerográfica, siendo la Facultad de Ingeniería Civil de la BUAP quien instalara 3 acelerógrafos digitales sobre suelos con características diferentes, cuya ubicación se determinó atendiendo a la zonificación preliminar realizada en 1976. Uno en el sitio Ciudad Universitaria de la BUAP (UAPP), en suelo de baja compresibilidad; otro en la zona histórica de la ciudad en el jardín Paseo Nicolás Bravo (PBPP), sobre suelo de mediana compresibilidad; y el tercero en la Central de Abastos (CAPP), en donde se encontró suelo compresible.

La RACP inició así su operación formal en noviembre de 1987 y para 1993 el II y la BUAP establecieron la operación conjunta de esta red, integrándose la estación Sismex Puebla (SXPU), de tal forma que la recolección de datos y el mantenimiento de los equipos se realizara de forma compartida. Fueron instaladas tres estaciones más en 1996, una en el municipio de San Ramón Castillotla (SRPU), al sur de la ciudad, en donde se ha observado un acelerado crecimiento de edificios multifamiliares; la siguiente en el cerro volcánico de San Juan en la colonia La Paz (PZPU) y hacia el este de la ciudad se ubicó otra estación en la colonia Parque Habana (PHPU). Posteriormente se instaló en la zona basáltica la estación de Barranca Honda (BHPP). Para 1999, después del sismo del 15 de junio del mismo año, se instaló una estación en la zona centro sobre la avenida Río San Francisco (RFPP). En el año 2000 se integró la estación Hospital del IMSS "San Alejandro" (SAPP) y en el 2001 se puso en operación la estación de Lomas del Mármol (LMPP).

De esta manera, a partir del 2001 la RACP quedó constituida por 11 estaciones de registro acelerográfico (ref. 16) como se muestra en la figura 11; la distribución de las estaciones de la RACP se determinó bajo la consideración de los siguientes criterios.

- a) Alcanzar una cobertura general de la zona urbana de la ciudad, observando la respuesta en los sitios que pueden llegar a presentar las mayores amplitudes del movimiento sísmico.
- b) Determinar la respuesta sísmica en cada uno de los sitios con condiciones diferentes del subsuelo.
- c) Contar con una referencia en roca, para lograr establecer los efectos de amplificación de la señal sísmica a lo largo de la ciudad.

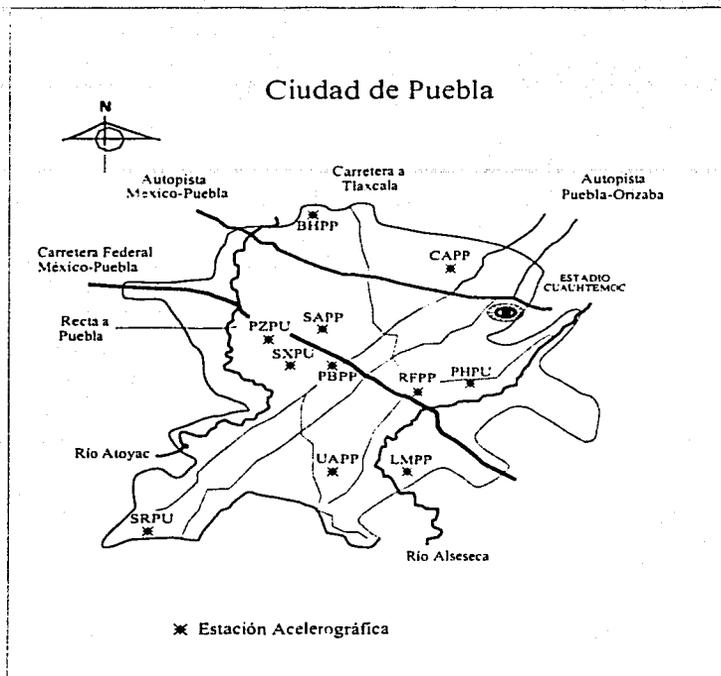


Fig 11. Localización de las estaciones de la RACP

Se cuenta con informes anuales (ref. 17 a 23), que presentan los resultados a partir de 1996, donde se tiene un archivo de los registros, en ellos se puede encontrar información útil de la operación, mantenimiento de las estaciones y de los instrumentos de medición, así como las características de los sismos importantes y las gráficas de las aceleraciones obtenidas.

Los objetivos específicos con los que fue creada la Red Acelerográfica de la ciudad de Puebla son los siguientes:

- a) Obtener registros de la respuesta local de suelo, ante eventos sísmicos de mediana y gran intensidad, con el fin de relacionarla con las características del movimiento sísmico.
- b) Determinar los efectos de sitio inherentes a las características locales del terreno.
- c) Recabar información que sea considerada en trabajos de zonificación sísmica de la ciudad.

Dado que se tiene considerado que las estaciones sísmicas operen durante tiempo indefinido, en la selección de los sitios se han buscado, después del tipo de suelo, localidades apropiadas que brinden seguridad a la instalación. Lugares relativamente aislados y que ofrezcan libre acceso para la recolección de datos a toda hora y a cualquier día del año. Cabe señalar que las estaciones BHPP, PHPU y LMPP están configuradas para ser interrogadas por medio de teléfono celular, lo cual es una ventaja para poder tener acceso a la información en cualquier momento. Además debe procurarse la mejor protección contra la intemperie, el fácil acceso a la acometida de corriente eléctrica y la certeza de que la estación podrá permanecer por un plazo indeterminado en ese lugar. Por lo anterior se han preferido sitios dentro de algún parque, escuela u oficina que brinde las ventajas señaladas.

Una vez determinado el sitio, se realizan pruebas de ruido sísmico para detectar probables fuentes de perturbación que originen disparos en falso de los acelerógrafos, los cuales pueden saturar su capacidad de almacenamiento e introducir alteraciones relevantes en los registros de aceleración. Para ello se coloca libremente un equipo acelerográfico en el sitio previamente seleccionado y se opera a diferentes umbrales de disparo durante algunos minutos. Los registros obtenidos se analizan y si las perturbaciones locales son excesivas el lugar es descartado.

En la tabla 2 se especifica el nombre y la clave de cada una de las estaciones de la RACP así como la ubicación geográfica (latitud y longitud), el tipo de suelo local, el equipo instalado y una breve descripción del sitio. La mayoría de las estaciones se encuentran en suelo blando y solamente La Paz, Barranca Honda y Lomas del Mármol se ubican en roca. En cuanto la instrumentación acelerográfica podemos ver que hay una diversidad de equipo aunque la mayoría es del tipo DCA-333 y, en particular, en las estaciones Lomas del Mármol y Barranca Honda se encuentran equipos tipo ETNA.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

ESTACIÓN	NOMBRE	COORDENADAS GEOGRÁFICAS		TIPO DE SUELO	EQUIPO	LOCALIZACIÓN
		Lat N, Lon O	msnm			
SXPU	Sismex	19 040, 98 215	2130	Suelo	DCA 333/206	Estacionamiento posterior del edificio de oficinas de C.F.E. Calle 27 pte., entre 15 y 17 sur. Zona centro
UAPP	Facultad de Ingeniería Civil	19 002, 98 202	2134	Arcilla expansiva	DCA 333/375	Ciudad Universitaria, BUAP. Facultad de Ingeniería Civil. Zona sur
PBPP	Paseo Nicolás Bravo	19 046, 98 208	2134	Depósito de travertino	DCA 333/247	Paseo Nicolás Bravo, entre 11 sur y 3 pte. Zona centro
CAPP	Central de Abasto	19 089, 98 188	2135	Ceniza volcánica	DCA 333/253	Jardín cenital de la central de abastos. Entronque autopista Puebla-Orizaba y carretera Tlaxcala-Santa Ana Chiautemac. Zona norte
PZPU	La Paz	19 055, 98 227	2200	Roca	DCA 333/109	Cerro de San Juan Col. La Paz, junto a la casa de la junta de colonos, entre el monumento a la bandera e iglesia. Zona oeste
SRPU	San Ramón Castillotla	18 965, 98 260	2181	Arcilla expansiva	DCA 333/258	Municipio de San Ramón Castillotla, 3a sección. Entre Anturios y Camelias, área deportiva. Zona suroeste
PHPU	Parque Habana	19 040, 98 167		Ceniza volcánica	IDS 3602 N/S 415	Parque Habana, entre 38 norte y Panamá, y 14 y 16 oriente. Zona oriente
HHPP	Barranca Honda	19 109, 98 227	2249	Roca basáltica	GSR-12/326 ETNA/1329	Barranca Honda Antigua zona de minas, entre El Paraiso y San José la Cañada. Zona noroeste
SAPP	San Alejandro	19 060, 98 210		Depósitos lacustres	GSR-16/350	San Alejandro Hospital del IMSS "San Alejandro". Zona centro
RFPP	Río San Francisco	19 050, 98 190		Estructura	GSR-12/328	Río San Francisco Av. Río San Francisco. Zona centro
LMPP	Lomas del Mármol	19 001, 98 182		Roca	ETNA/1329	Lomas del Mármol Fracc. Lomas del Mármol. Zona sur

Tabla 2. Estaciones de la RACP

TESIS CON
 FALLA DE ORIGEN

1.2 Acelerogramas obtenidos

Los acelerogramas dan una descripción del movimiento sísmico que permite estimar la respuesta del terreno. El profesional interesado en el aspecto ingenieril de los sismos debe estar, por lo tanto, familiarizado con ellos y con la forma de extraer, de los mismos, información útil para sus propósitos. La interpretación adecuada de los registros de aceleración permite obtener información adicional sobre el sismo, como contenido de frecuencias, duración de la fase intensa, relación entre aceleraciones verticales y horizontales. También la presencia de pulsos importantes, con gran amplitud y periodo largo, indican gran contenido de energía que en ocasiones puede causar daño severo en ciertos tipos de construcciones. Además, los registros de aceleración permiten determinar, por procedimientos analíticos (siguiendo un proceso de integración numérica), la velocidad y el desplazamiento del terreno, lo cual proporciona información adicional sobre las características de los sismos. Debe destacarse que entre las mayores aplicaciones de los registros de aceleración en la ingeniería sismorresistente, es que a partir de ellos pueden derivarse espectros de sitio o también espectros de diseño, en los cuales se basan los códigos para determinar las acciones sísmicas. Es por ello que contar con una recopilación de registros obtenidos de los temblores ocurridos es de suma importancia para el estudio sísmico.

En este trabajo se presentan la recopilación de registros acelerográficos obtenidos en la RACP a partir del temblor del 29 de noviembre de 1978 hasta el 30 de septiembre de 1999. En la tabla 3 se mencionan los sismos por su clave (año mes día. evento) y se especifican las características de los mismos como son la magnitud, las coordenadas epicentrales (latitud, longitud), la profundidad, la estación que registró el temblor, la distancia epicentral así como la aceleración máxima. Se puede señalar que los sismos de magnitud mayor a 7 son los del 29 de noviembre de 1978 ($M_s=7.8$), el del 25 de octubre de 1981 ($M_s=7.3$), el del 19 de septiembre 1985 ($M_s=8.1$), el 21 de septiembre de 1985 ($M_c=7.5$), el del 14 de septiembre de 1995 ($M_s=7.2$, $M_c=7.3$), el del 11 de enero de 1997 ($M_e=7.3$) y el del 30 de septiembre de 1999 ($M=7.4$). También es importante destacar las aceleraciones máximas (en gals) que se presentan en esta tabla, como son las del sismo del 29 de noviembre de 1978 (20), del 24 de octubre de 1980 (82) del 19 de septiembre de 1985 (33), del 21 de septiembre de 1985 (25), del 23 de febrero de 1994 (24), del 14 de septiembre de 1995 en algunas estaciones (CAPP, 22; PBPP, 22; SXPU, 25), en el temblor del 15 de junio de 1999 alcanzando las mayores aceleraciones registradas en todos los sitios de la RACP (por ejemplo en PHPU, 279) y en el del 30 de septiembre de 1999 (en SXPU, 23). Se puede destacar que no necesariamente la aceleración máxima se presenta en los temblores de mayor magnitud, debido a que también dependen de la distancia de la fuente al punto de registro.

No.	Sismo aammdd.e	Magnitud	Coordenadas epicentrales		Prof (Km)	Estación de registro	Distancia epicentral (Km)	Acel máx (gal)
			Lat N	Lon O				
1	781129.1	7.80 ^a	16.000	96.690	19	SXPU	373	20.1
2	781129.2	5.30 ^b	15.740	96.830	33	SXPU	394	2.3
3	781129.3	4.50 ^b	15.740	96.180	33	SXPU	424	3.8
4	790314.1	7.00 ^b	17.490	101.260	28	SXPU	365	14.7
5	801024.1	6.4 ^b , 7.0 ^c	18.030	98.290	70	SXPU	112	81.5
6	811025.1	6.1 ^b , 7.3 ^a	17.880	102.150	14	SXPU	435	9.5
7	840702.1	5.9 ^b , 6.0 ^s	15.840	99.030	33	SXPU	364	7.6
8	850211.1	5.20 ^b	16.240	95.100	74	SXPU	453	10.1
9	850919.1	6.8 ^b , 8.1 ^s	18.081	102.942	15	SXPU	510	32.6
10	850921.1	6.3 ^b , 7.5 ^c	18.021	101.479	15	SXPU	363	24.6
11	890425.1	6.3 ^b , 6.9 ^a	16.603	99.400	19	CAPP, PBPP, UAPP	319, 313, 309	15.09, 8.94, 12.04
12	950914.1	5.4 ^b , 7.2 ^a , 7.3 ^c	16.310	98.880	22	CAPP, PBPP, SRPU, SXPU, UAPP	318, 311, 301, 310, 306	21.98, 22.24, 13.76, 24.49, 15.30
13	960225.1	6.7 ^a , 5.1 ^c	16.130	98.270	8	PBPP, SXPU, UAPP	323, 322, 318	2.8, 6.5, 2.7
14	960225.2	4.8 ^c	15.420	98.160	13	PBPP	401	1.0
15	960225.3	5.4 ^c	15.440	98.070	8	PBPP	399	1.1
16	960225.4	5.2 ^c , 5.2 ^a	15.790	98.280	5	PBPP, SRPU, SXPU, UAPP	361, 351, 360, 356	2.5, 3.36, 4.16, 2.23
17	960225.5	5.0 ^c	15.600	97.890	0	PBPP	383	0.99
18	960226.1	5.7 ^a , 5.1 ^c	15.770	98.130	19	PBPP	363	0.6
19	960313.1	5.3 ^o	16.490	99.190	35	PBPP	302	0.90

Tabla 3. Parámetros Epicentrales de los sismos registrados en las estaciones de la Red Acelerográfica de Puebla

No.	Sismo aamdd.e	Magnitud	Coordenadas epicentrales		Prof (Km)	Estación de registro	Distancia epicentral (Km)	Acel máx (gal)
			Lat N	Lon O				
20	960319.1	5.8 ^b , 6.0 ^a	15.480	97.550	31	PBPP	401	1.0
21	960327.1	4.9 ^a , 5 ^b , 4.6 ^c	16.240	98.250	7	PZPU, SRPU, UAPP	312, 302, 306	2.8, 3.3, 1.7
22	960715.1	6.5 ^a	17.480	101.140	16	CAPP, PBPP, PHPU, SRPU, SXPU, UAPP	359, 355, 359, 346, 354, 353	3.8, 3.5, 4.4, 3.8, 7.8, 3.1
23	960718.1	4.8 ^c	17.520	101.300	6	PBPP	368	0.92
24	960906.1	4.0 ^c	19.100	98.360	10	BHPP, PBPP	14, 17	3.3, 0.72
25	970111.1	7.3 ^a	18.090	102.860	17	CAPP, PBPP, PZPU, SRPU, SXPU, UAPP	505, 502, 501, 495, 501, 502	5.7, 2.2, 7.2, 2.3, 2.3, 1.9
26	970121.1	5.6 ^a	16.240	98.290	5	PBPP, SRPU, SXPU, UAPP	311, 302, 310, 306	2.2, 2.3, 2.3, 1.9
27	970403.1	5.1 ^b , 4.8 ^c	17.980	98.330	30	BHPP, CAPP, PBPP, UAPP	126, 125, 119, 115	1.7, 2.5, 2.4, 3.3
28	970508.1	5.1 ^a	17.260	100.380	14	PBPP	303	0.74
29	970522.1	5.9 ^a	18.430	101.790	61	PBPP, UAPP	384, 384	1.3, 1.5
30	970719.1	6.3 ^a	16.000	98.230	9	PBPP, UAPP	337, 332	1.5, 1.4
31	970722.1	5.1 ^a	15.020	98.420	5	PBPP	446	0.64
32	970915.1	5.2 ^c	15.550	98.750	23	PBPP	391	0.64
33	971216.1	5.9 ^c	15.860	99.160	10	PBPP, UAPP	367, 362	1.8, 1.6
34	971222.1	5.6 ^c	17.250	100.900	10	PBPP	347	1.10
35	980110.1	6.3	15.050	91.870	20	PBPP	807	1.5
36	980203.1	6.3 ^w	15.740	96.440	23	BHPP, CAPP, PBPP, PHPU, PZPU, SRPU, SXPU, UAPP	418, 415, 411, 409, 413, 406, 411, 407	2.1, 3.4, 3.5, 5.6, 4.7, 4.1, 4.8, 3.7
37	980303.1	5.6	15.800	96.620	36	PBPP	397	0.64

Tabla 3. Continuación

No.	Sismo aammdde	Magnitud	Coordenadas epicentrales		Prof (Km)	Estación de registró	Distancia epicentral (Km)	Acel máx (gal)
			Lat N	Lon O				
38	980305.1	5.4	15.850	98.470	10	PBPP	355	1.2
39	980420.1	5.4	18.340	101.20	32	PBPP, SRPU, SXPU	325, 318, 324	1.8, 2.6, 1.7
40	980516.1	5.2	17.210	101.400	20	PBPP	394	0.66
41	980607.1	5.7	15.830	93.930	33	PBPP, SXPU, UAPP	577, 577, 574	1.5, 1.7, 1.2
42	980620.1	4.9	17.120	95.260	113	PBPP	378	0.72
43	980711.1	5.2	17.070	101.890	5	PBPP	447	1.1
44	980712.1	5.4	16.970	100.460	10	PBPP	331	0.91
45	980719.1	5.2	16.980	100.160	26	PBPP	308	0.88
46	990615.1	7.0 ^w	18.200	97.470	92	BHPP, CAPP, PBPP, PHPU, SRPU, UAPP	131, 124, 121, 119, 119, 120	58.77, 103.15, 123.22, 279.0, 216.77, 108.84
47	990620.1	3.7	19.310	98.480	3	PBPP	41	0.93
48	990621.1	5.8	18.090	101.780	42	PBPP, SRPU	392, 384	2.59, 3.20
49	990712.1	4.7	15.910	98.600	15	PBPP	350	0.66
50	990930.1	7.4	15.880	97.070	42	CAPP, PBPP, SXPU, UAPP	375, 371, 370, 365	12.94, 16.55, 22.64, 15.87

Magnitud:
^a Ma
^b Mb
^c Mc
^e Me
^s Ms
^w Mw

Tabla 3. Continuación

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

En general se considera que las velocidades y desplazamientos horizontales son grandes si las aceleraciones durante el temblor también lo son. Por lo tanto las aceleraciones horizontales son considerablemente más fuertes que las verticales, por tanto los desplazamientos verticales son muy pequeños en comparación con los horizontales. A continuación se presentan los acelerogramas de los sismos más relevantes para la estación SXPU registrados en la RACP (figura 12). Es importante resaltar que la dirección de movimiento registrado no es la misma, cada una está indicada en el acelerograma correspondiente. Los movimientos verticales no fueron los más representativos por lo tanto no se muestran en dicha figura. Se observa que los registros muestran diferentes características, que dependen no solo del aparato utilizado sino también de las características del sismo. En cada uno de ellos se menciona su fecha de ocurrencia y su magnitud. El tiempo de duración varía y en algunos registros como el del 29 de noviembre de 1978 no se puede precisar cual es el tiempo de duración, en cambio hay otros como el del 14 de septiembre de 1995 que nos muestra claramente la duración de la fase intensa del movimiento.

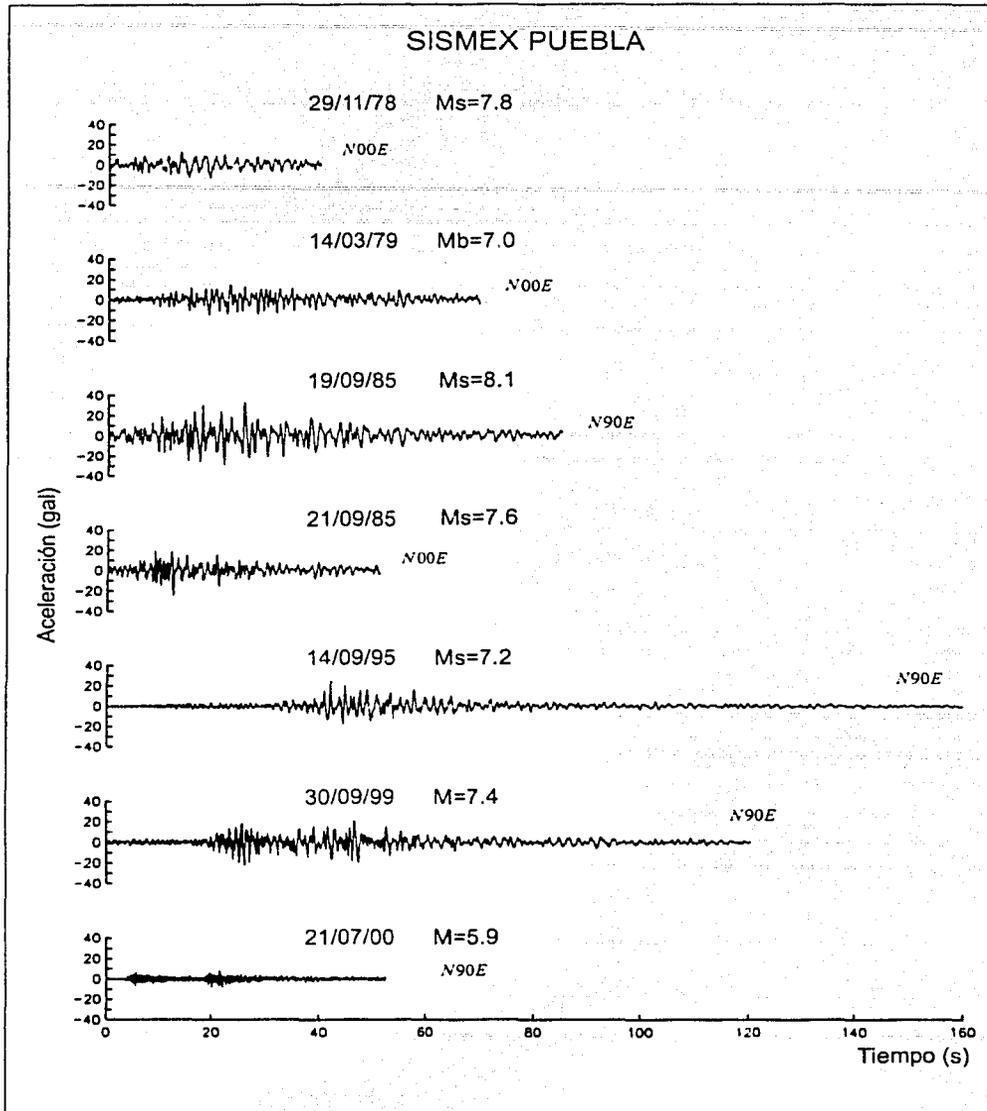


Fig 12. Acelerogramas de la estación SXPU

Temblor de Tehuacán Puebla.

El 15 de junio de 1999 ocurrió un temblor de fallamiento normal ($M_s=6.5$, $M_w=7.0$) con una profundidad hipocentral de 72 Km, el cual afectó seriamente a los estados de Veracruz, Oaxaca y Puebla; causando severos daños en muchas estructuras ubicadas en la ciudad capital de este último estado, principalmente en y alrededor de su centro histórico. El evento, cuyo epicentro se muestra en la figura 13 cuyas coordenadas epicentrales son de 18.2° y 97.47° O (Lat N y Lon O), se localizó 125 Km al suroeste de la ciudad de Puebla generándose en la misma región sísmogénica del temblor ocurrido el 24 de octubre de 1980 ($M=6.5$). La estimación oficial de víctimas fue de alrededor de 300. A juzgar por las similitudes del sismo de Huajuapán de León con el de Tehuacán parece evidente asociarlo a un evento de profundidad intermedia en la placa de Cocos subducida bajo la de Norteamérica.

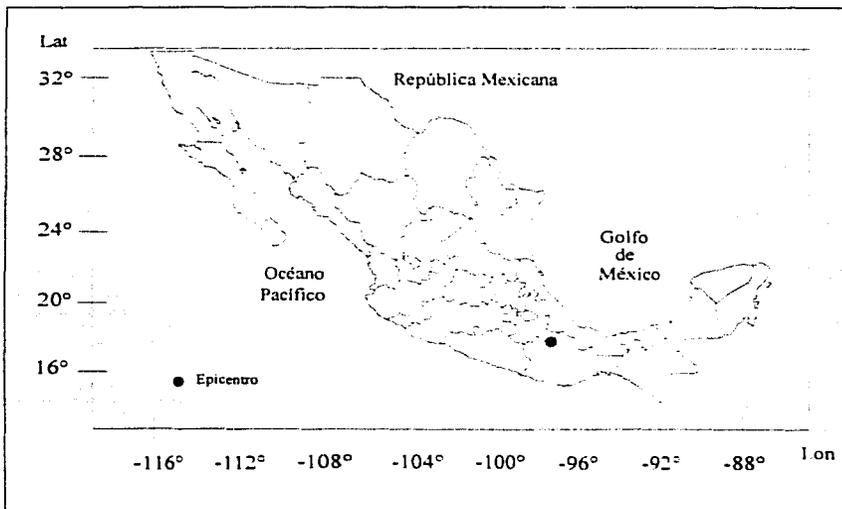


Fig 13. Ubicación del epicentro del Temblor de Tehuacán del 15 de Junio de 1999

El temblor provocó aceleraciones importantes que fueron registradas por los equipos de las estaciones que integran la RACP, y por primera vez se obtuvieron registros de aceleración en diferentes tipos de suelo del estado de un movimiento que generó intensidades importantes en la ciudad. El sismo fue registrado en los sitios BHPP, CAPP, PBPP, PHPU, SRPU y UAPP, cuyas características técnicas se presentan en la tabla 4. De las 8 estaciones que operaban en la red, al ocurrir el sismo, seis lo registraron y permitieron obtener datos

de suma importancia para estudios de ingeniería sísmica. Resulta destacable la condición de aceleración que se presentó en la estación PHPU, en la que se registro una aceleración máxima de 279 gals, en la componente E-O a nivel de terreno natural. Los datos obtenidos resaltan la importancia de evaluar el comportamiento del terreno debido a que las condiciones locales del subsuelo rigen su respuesta ante una excitación sísmica.

Estación	Aceleración máxima (gal)		
	V	N-S	E-O
BHPP	33.43	58.77	58.27
CAPP	44.85	72.67	103.15
PBPP	63.41	101.39	123.22
PHPU	55.72	279.00	102.07
SRPU	71.34	131.25	216.77
UAPP	64.42	94.85	108.84

Tabla 4. Aceleraciones registradas por la RACP el 15 de junio de 1999 (ref. 24)

Entre las características a mencionar en este evento se mencionan las siguientes:

- a) Las aceleraciones máximas de los componentes verticales alcanzan valores importantes. En los registros presentados la relación entre las aceleraciones máximas verticales y horizontales varía entre 20 y 50 %. Esto resulta de la trayectoria seguida desde el foco del temblor (a una profundidad de unos 60 Km) a los sitios del registro.
- b) La aceleración máxima, de 279 cm/s^2 , se registró en la estación PHPU en el componente norte-sur; sin embargo, en la dirección este-oeste, esta se presentó en la estación SRPU y alcanzó un valor de 217 cm/s^2 .
- c) En la estación PHPU, ubicada al oriente de la ciudad se manifiesta claramente un efecto de directividad con respecto a la fuente. Las amplitudes de aceleración son mayores en la dirección norte-sur, que corresponde aproximadamente con la dirección epicentral.

1.3 Cálculo de espectros de respuesta

Para entender el significado del Espectro de respuesta es necesario definir primero un sistema de un grado de libertad. Desde el punto de vista de la dinámica, los grados de libertad corresponden al número mínimo de coordenadas necesarias para definir su posición en el espacio y el tiempo de todas las partículas que integran la masa del sistema. Si un sistema que se encuentra en reposo, es movido de alguna manera a su posición original de equilibrio, las fuerzas y momentos internos ya no estarán en balance con las cargas externas y empezarán a ocurrir vibraciones. En general, un sistema elástico puede presentar diferentes modos de vibrar, por ejemplo, un cordón elástico puede hacerlo en diversas formas, dependiendo del número de nodos en los que se divida su longitud. En el más simple de los casos la configuración de un sistema en vibración, en cualquier instante, puede especificarse con una sola coordenada; a tales casos se le llama *sistema de un grado de libertad* (ref. 25).

Para un sistema de este tipo se tiene que $u(t)$ es el movimiento relativo de la masa m respecto a la base "móvil" (el suelo de apoyo, la base de cimentación, etc.), $u'(t)$ es el movimiento absoluto de m respecto a una referencia fija, y $u_g(t)$ es el movimiento de la base móvil respecto a la referencia fija. Lo anterior se representa en la figura 14.

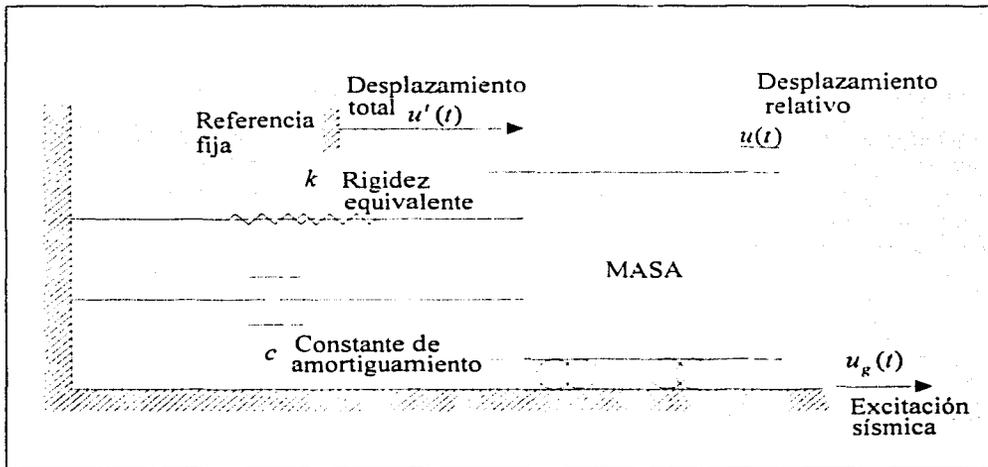


Fig 14. Sistema de un grado de libertad

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

Para el análisis sísmico se construyen curvas que representan valores numéricos máximos de la respuesta dinámica como funciones del periodo o de la frecuencia natural. Estas curvas son los Espectros de Respuesta, frecuentemente utilizadas por los ingenieros para cuantificar los efectos de los sismos, ya que muestran la forma en la que responden los medios de propagación a las perturbaciones sísmicas. Lo anterior se calcula por medio de la ecuación de movimiento¹ que expresa el desplazamiento como una función del tiempo y también, la distancia entre cualquier posición instantánea de la masa durante su movimiento y la posición de equilibrio.

$$m\ddot{u}(t) + c\dot{u}(t) + ku(t) = -m\ddot{u}_g(t) \quad (2)$$

donde:

m = masa

c = constante de amortiguamiento

k = constante de rigidez

$u(t)$ = desplazamiento en función del tiempo

$\dot{u}(t)$ = velocidad en función del tiempo

$\ddot{u}(t)$ = aceleración en función del tiempo

$\ddot{u}_g(t)$ = aceleración en función del tiempo, inducida al terreno

¹ En el apéndice se presenta un desarrollo completo de la solución de la ecuación de movimiento para obtener la respuesta de un sistema de un grado de libertad.

A continuación se presenta una tabla de los Espectros de Respuesta que se calcularon y sus respectivas gráficas.

Figura	Sismos aammdd.e	Estaciones
15	990615.1	BHPP CAPP PBPP PHPU SRPU UAPP
16	890425.1 950914.1 990615.1 990930.1	PBPP
17	950914.1 990615.1	SRPU
18	950914.1 990615.1	SXPU
19	890425.1 950914.1 990615.1 990930.1	UAPP
20	890425.1 950914.1 990615.1 990930.1	CAPP
21	990615.1 990930.1	BHPP
22	990615.1 990930.1	PBPP
23	990615.1 990930.1	UAPP
24	990615.1 990930.1	CAPP
25	990615.1 990930.1	BHPP

Tabla 5. Espectros de respuesta calculados para la RACP

Los espectros de respuesta obtenidos para la RACP se detallan a continuación:

En la figura 15 se muestra el comportamiento de las estaciones BHPP, CAPP, PBPP, PHPU, SRPU y UAPP del sismo del 15 de Junio de 1999, el cual presenta una falla de tipo normal. Se observa que para el canal N00E la estación PHPU, con suelo de tipo ceniza volcánica, muestra las ordenadas espectrales mayores entre los periodos de 0.4 y 0.5 s, así como en el periodo de 1.1 s y el mayor se localiza entre el periodo de 0.8 y 0.9 s con una ordenada espectral aproximada de 650 cm/s^2 . En seguida se muestra la estación PBPP a un periodo de 0.5 s con una ordenada espectral de 470 cm/s^2 y otra máxima en el periodo de 1.0 s, esta respuesta puede ser influenciada por el tipo de suelo que presenta, que en su gran mayoría son depósitos de travertino en la parte superior desplantados en una capa grande de arcilla. En la estación SRPU, con suelo arcilloso, muestra dos picos máximos en periodos comprendidos entre 0.3 y 0.4 s y otro entre 0.7 y 0.8 s correspondiente a una ordenada espectral de 420 cm/s^2 . Para la estación UAPP, de arcilla expansiva, se puede ver que los picos máximos se presentan entre 0.3 y 0.4 s también hay otro entre 0.8 y 0.9 s. En la estación BHPP, roca basáltica, es la que presenta menores ordenadas espectrales correspondiente al periodo entre 0.2 y 0.3 s, presentando otros pulsos relevantes entre 0.4 y 0.6 s y otro mayor para periodos entre 1.1 y 1.2 s. Con lo anterior se puede detectar que para suelos duros las respuestas máximas presentan periodos cortos y para suelos blandos los periodos son mayores.

Para el canal N90E la estación que muestra los mayores picos del espectro de respuesta es SRPU con ordenada espectral cercana a 630 cm/s^2 perteneciente periodos cortos (0.2 y otro entre 0.4 y 0.5 s) seguida por PBPP con periodo de 0.5 y otro a 1.1 s. Cabe mencionar que la respuesta se presenta tanto en periodos cortos como en largos por el tipo de suelo que presenta, ya que se refleja que la primera parte es representativa del suelo rígido de la parte inferior y la segunda parte es representativa de los depósitos de suelo en la parte superior. En seguida se observa que la estación UAPP muestra picos máximos para periodos cercanos de 1.0 s. La estación PHPU presenta tres picos para periodos cortos (entre 0.2 y 0.6 s). La estación CAPP muestra ordenadas espectrales para periodos aproximados de 0.6 y 0.7 s. También se puede notar como la estación BHPP presenta ordenadas espectrales grandes para periodos cortos y después se presentan otros valores mayores correspondientes a periodos largos.

Para la componente vertical los picos máximos se presentan en la estación SRPU, PHPU PBPP y CAPP para periodos cortos, en cambio para periodos largos se generan en las estaciones de UAPP y BHPP.

El efecto de directividad se ve reflejada en el análisis para las diferentes coordenadas, donde se observa que para el canal N00E las respuestas mayores se dieron en la estación PHPU, sin embargo para el canal N90E se genera para la estación SRPU.

En la figura 16 se compara la respuesta del terreno en la estación PBPP para los sismos del 25 de abril de 1989, 14 de septiembre de 1995, 15 de junio y 30 de septiembre de 1999. Para el canal N00E las ordenadas espectrales máximas se localizan en periodos cortos para los sismos del 15 de junio y 30 de septiembre, en cambio para el del 25 de abril de 1989 y 14 de septiembre de 1995 se presenta en periodos largos. En el canal N90E el comportamiento es parecido, destacando que para el sismo del 14 de septiembre se encuentra en periodos cercanos a 1.4 s. En el canal vertical se presentan 3 picos para el sismo del 15 de junio y valores mayores en los sismos del 30 de septiembre y 25 de abril en periodos cortos, en cambio para el temblor del 14 de septiembre se localiza en periodos mayores.

En la figura 17 se comparan los sismos del 15 de junio de 1999 con el sismo del 14 de septiembre de 1995 en la estación SRPU, en suelo arcilloso, en donde se pueden observar las ordenadas máximas entre 300 y 650 cm/s^2 para los tres canales, en periodos cortos así como el del 14 de septiembre de 1995, aunque para el canal vertical no se refleja de manera relevante.

En la figura 18 se comparan los sismos del 14 de septiembre de 1995 así como el del 30 de junio de 1999 para la estación SXPU destacando que las ordenadas espectrales máximas se localizan en periodos largos, aunque para el sismo del 30 de junio se presentan picos importantes para periodos muy cortos (menores a 0.3 s) en el canal N00E y V.

En la figura 19 se muestra la respuesta del terreno en la estación UAPP en los sismos del 25 de abril de 1989, 14 de septiembre de 1995, del 15 de junio y del 30 de septiembre de 1999 donde se observa que para periodos cortos se presentan las ordenadas espectrales máximas, principalmente para el del 15 de junio de 1999.

En la figura 20 se muestra la respuesta del terreno en la estación CAPP para los sismos del 25 de abril de 1989, 14 de septiembre de 1995, del 15 de junio y del 30 de septiembre de 1999 donde se muestra que para el sismo del 15 de junio de 1999 se presentan las ordenadas espectrales máximas para periodos cortos. Para el canal N00E y V se presentan en los sismos del 14 de septiembre de 1995 y 30 de septiembre de 1999, en cambio para el canal N90E se presentan otros picos importantes de considerar para todos los sismos a comparar.

En la figura 21 se comparan los sismos del 15 de junio y 30 de septiembre de 1999 en la estación BHPP donde se observa que para el canal N00E se presentan ordenadas espectrales mayores para los 3 canales del sismo del 15 de junio para periodos cortos. También hay otros importantes de considerar para periodos mayores a 1.0 s en los canales N00E y N90E.

En la figura 22 se comparan los sismos del 15 de junio y el del 30 de septiembre de 1999 en la estación de PBPP, donde se puede ver la gran diferencia que se presenta en las ordenadas espectrales máximas en los dos sismos. El primero presenta los mayores picos. Es importante resaltar que para el sismo del 15 de junio se presenta 2 picos importantes, uno en un periodo corto y otro en un periodo largo; en cambio para el del 30 de septiembre se muestra las ordenadas espectrales máximas para periodos largos, aunque hay otros importantes en periodos cortos, a pesar de no ser los mayores en las 3 componentes.

En la figura 23 se comparan los sismos del 15 de junio y el del 30 de septiembre de 1999 en la estación de UAPP donde se puede observar que las ordenadas espectrales máximas se localizan en periodos cortos, en las componentes N00E y V. En cambio para la componente N90E predomina para periodos largos en el sismo del 15 de junio.

En la figura 24 se comparan los sismos del 15 de junio y el del 30 de septiembre de 1999 en la estación de CAPP donde se puede observar un gran número de picos en periodos cortos para el temblor del 15 de junio y para el sismo del 30 de septiembre, en los canales N00E y N90E, también se presentan para periodos largos.

En la figura 25 se comparan los sismos del 15 de junio y el del 30 de septiembre de 1999 en la estación de BHPP en donde se nota la gran diferencia entre estos dos eventos donde predomina el sismo del 15 de junio para mayores ordenadas espectrales presentando picos máximos en periodos cortos y otros importantes de tomar en cuenta entre periodos entre 0.9 y 1.2 s en todas las componentes.

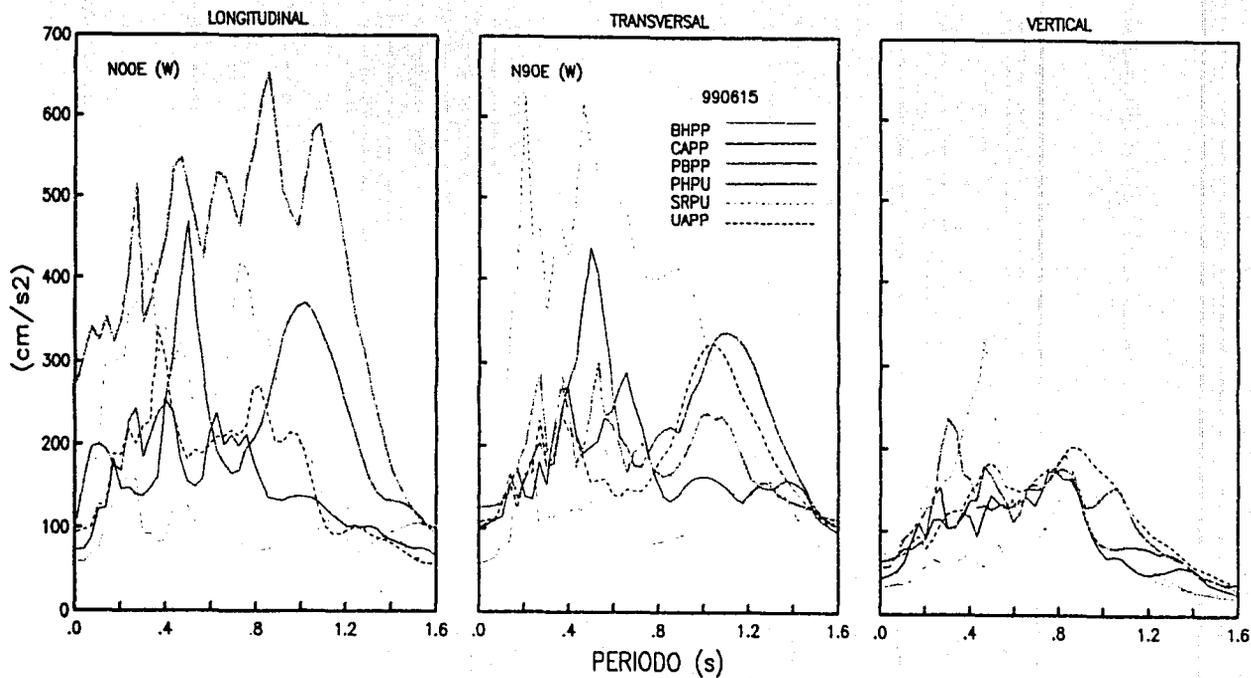


Fig 15.

TESIS CON
FALTA DE ORIGEN

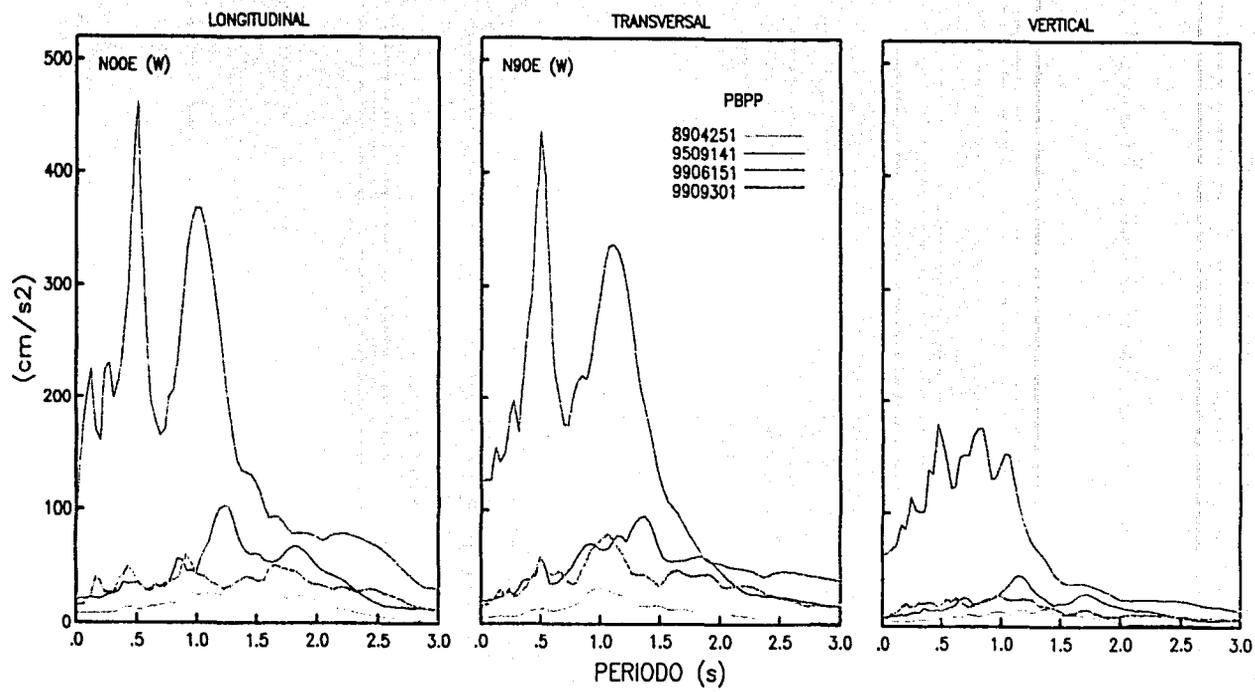


Fig 16.

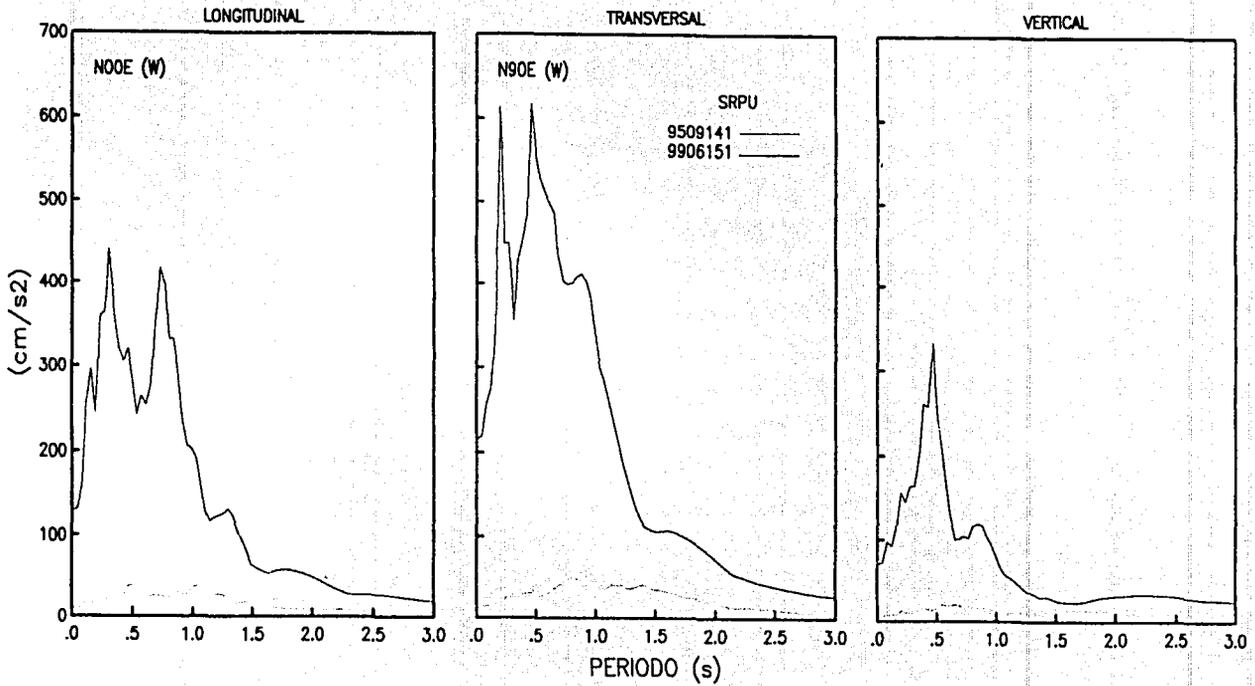


Fig 17.

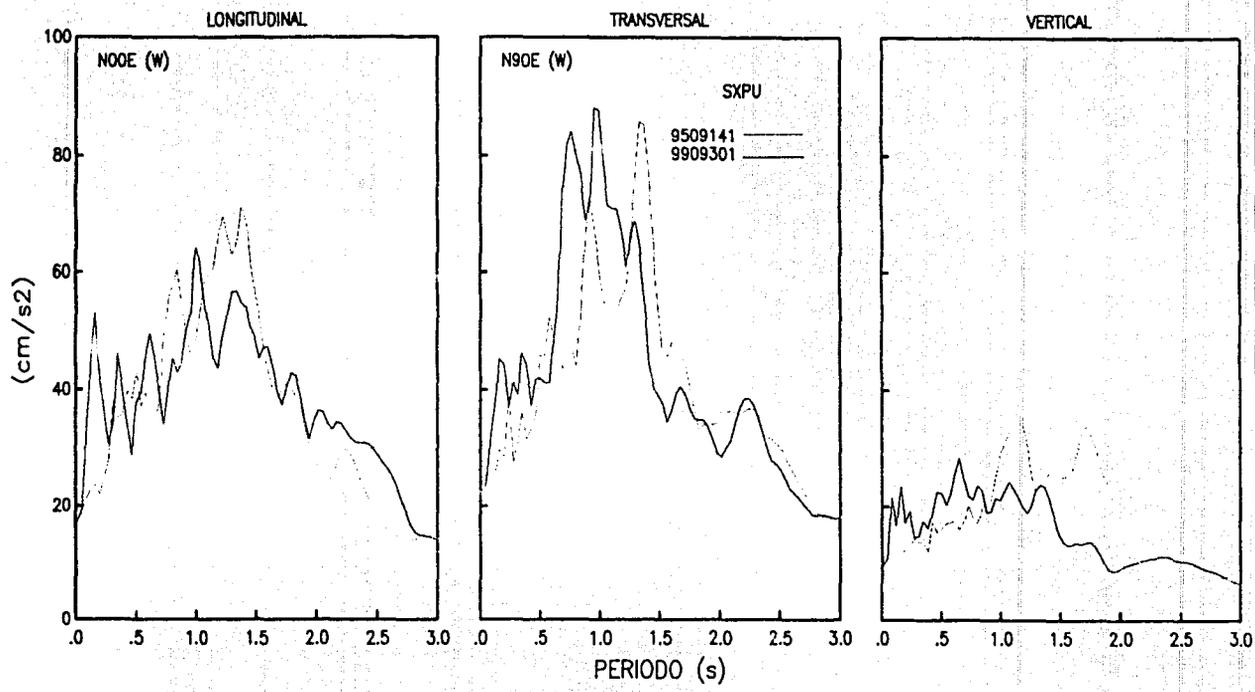


Fig 18.

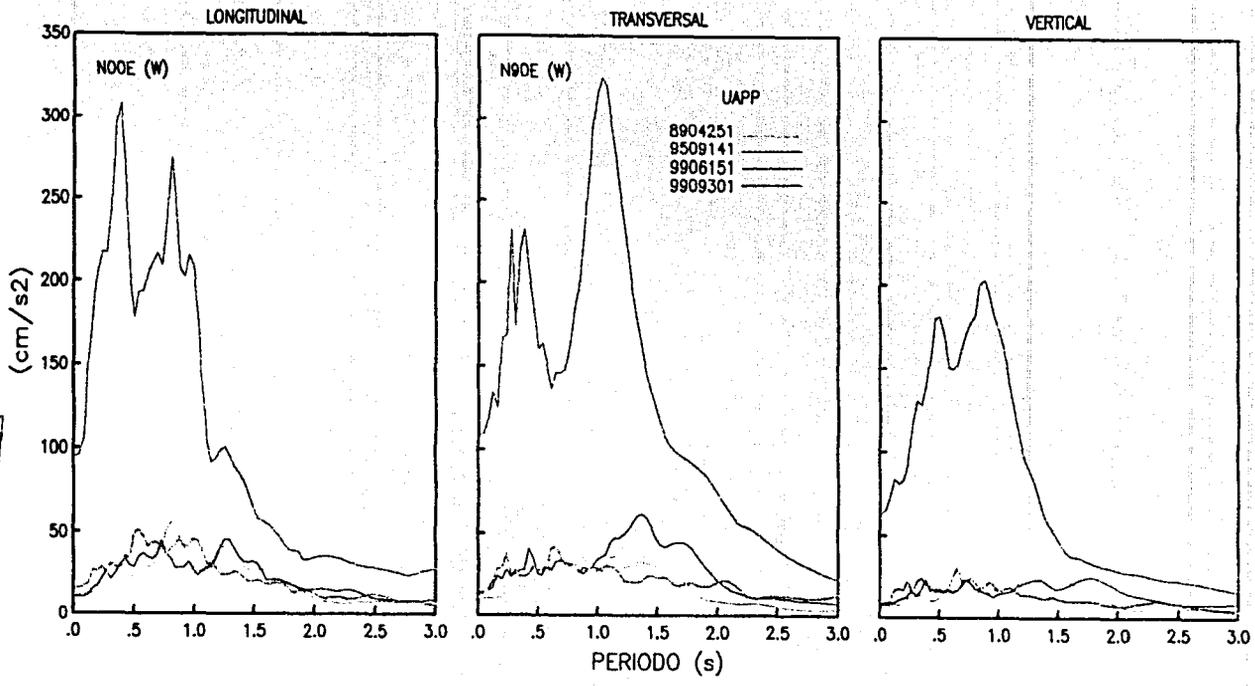


Fig 19.

TESIS CON
 FALLA DE ORIGEN

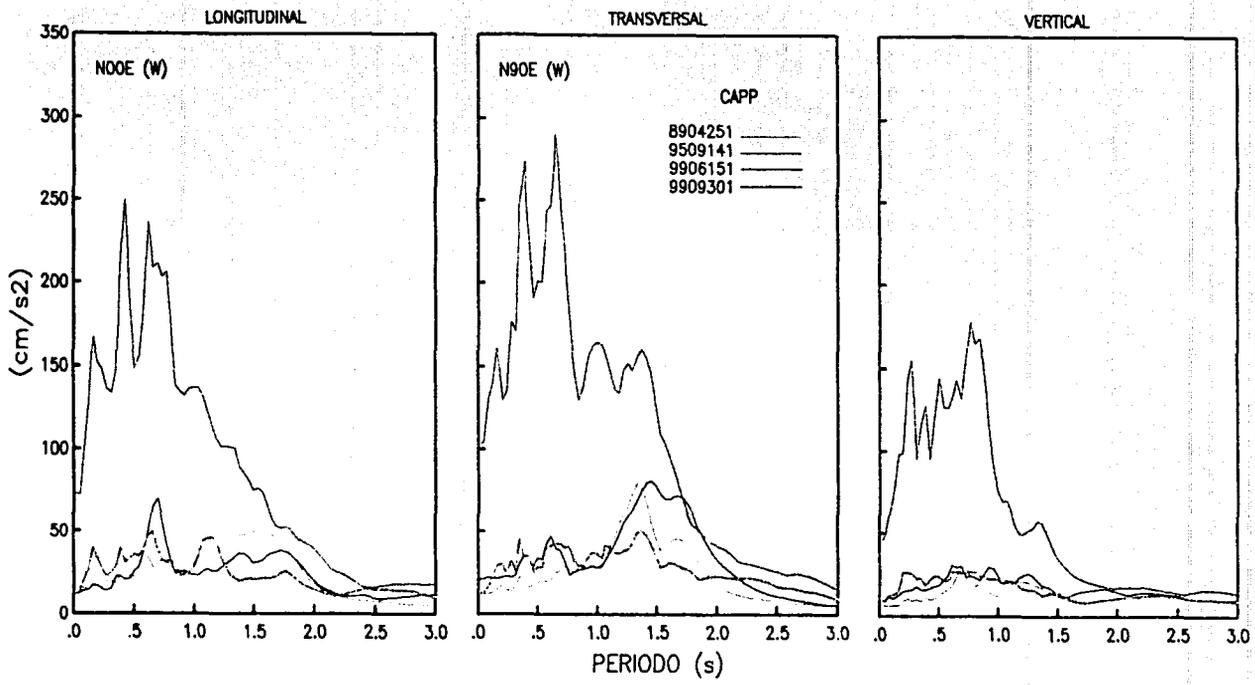


Fig 20.

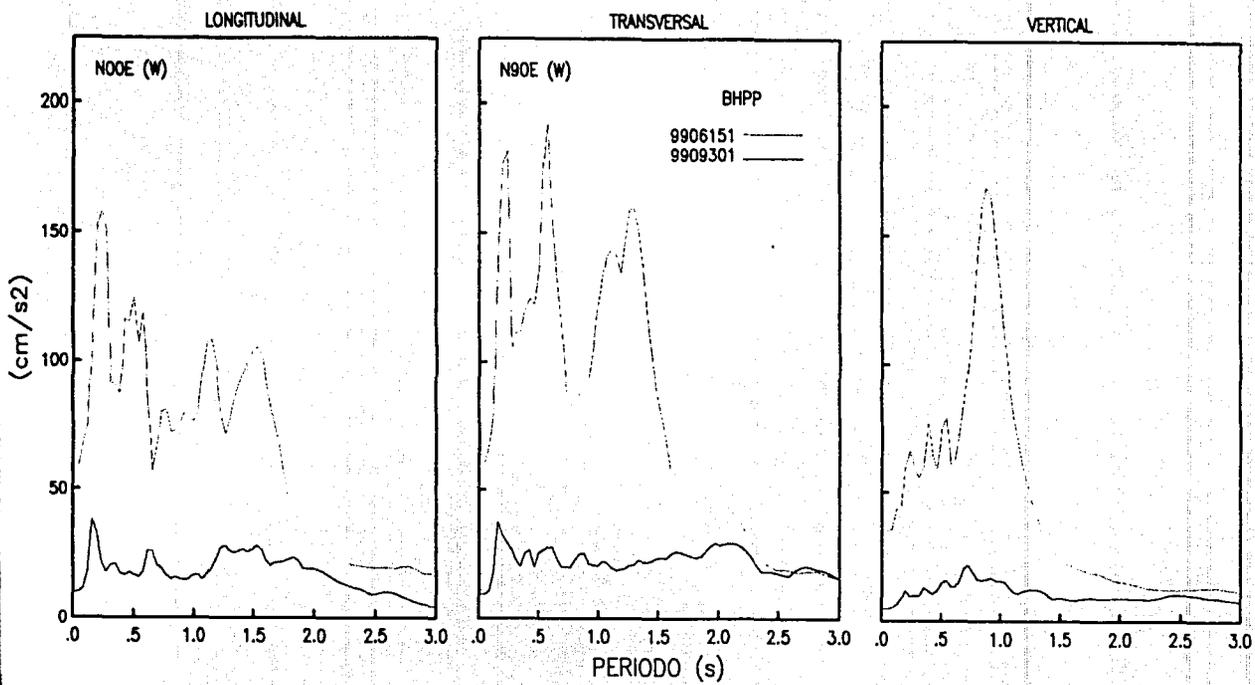


Fig 21.

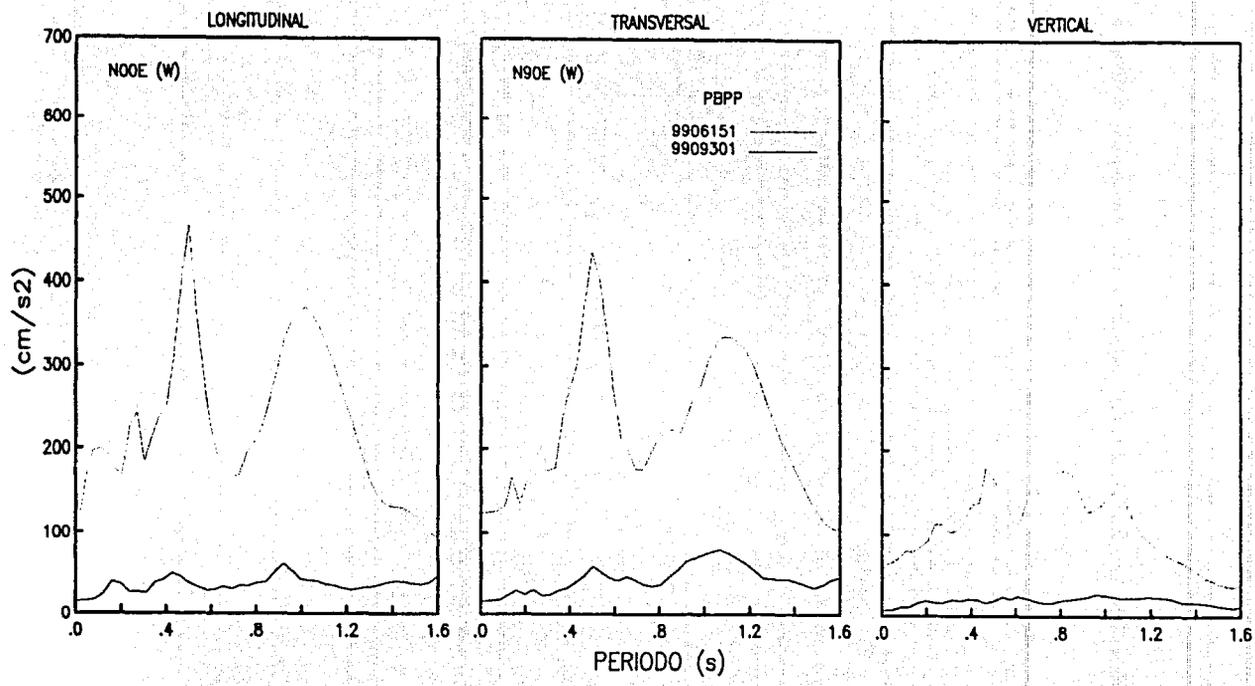


Fig 22.

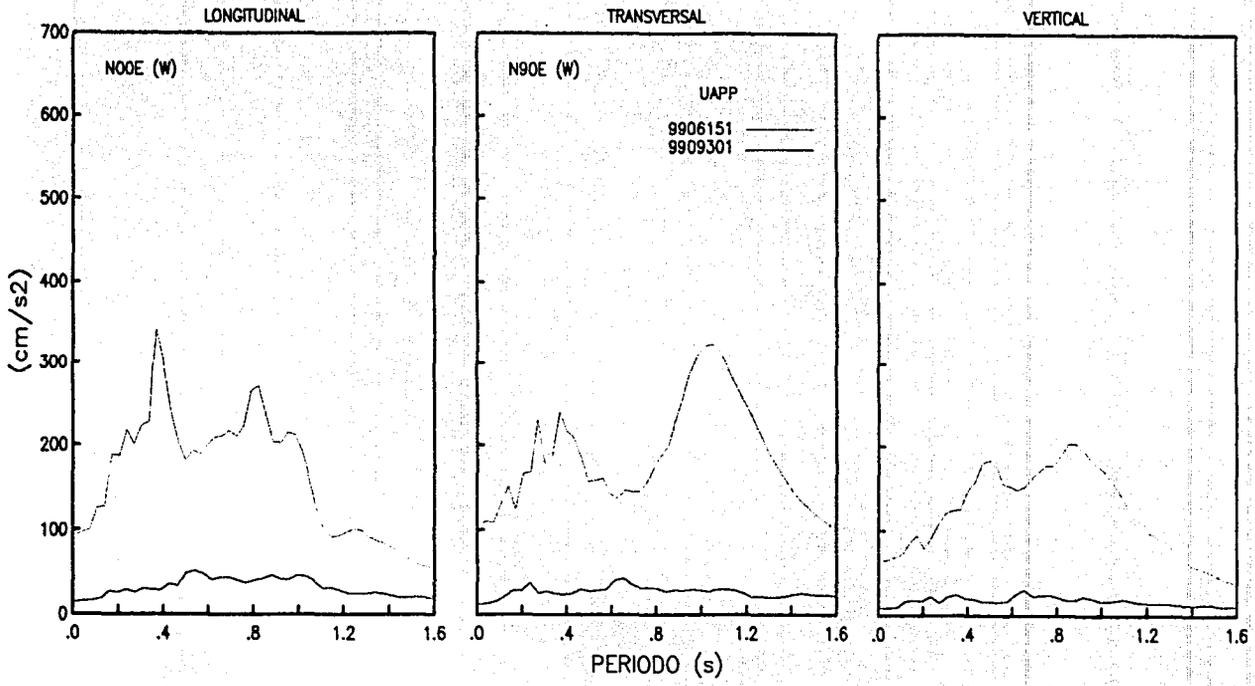


Fig 23.

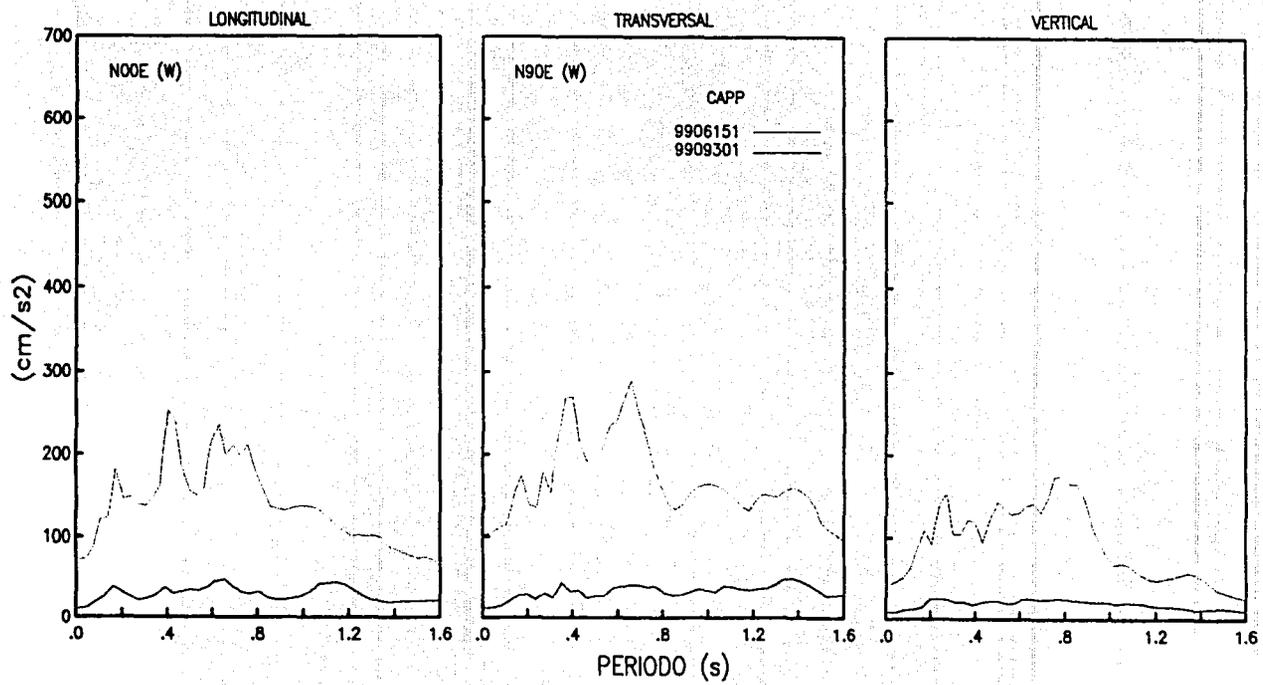


Fig 24.

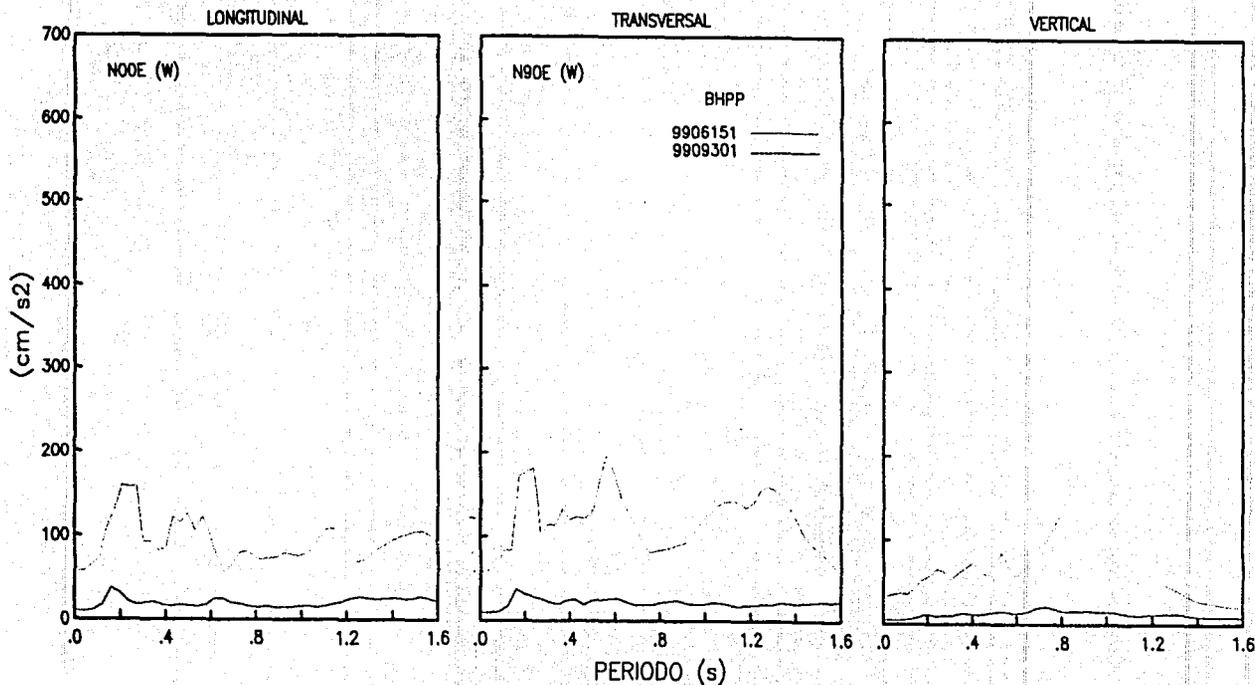


Fig 25.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

1.4 Determinación de la fase intensa del movimiento

Los métodos para determinar la intensidad de un temblor poseen un innegable valor científico, pues depende de los registros obtenidos y su exactitud estará ligada a ellos. Su aplicación es fundamental en el diseño de estructuras por el deterioro que sufren ante un cierto número de ciclos. Por ello, resalta la necesidad de desarrollar una técnica que involucre en el diseño estructural a la duración en forma explícita, donde esta puede llegar a ser un parámetro inclusive tan importante como la aceleración máxima. Su estudio es útil para entender el efecto de las dimensiones de la fuente y estimar la energía total liberada. La suma de muchos sismos con baja energía en una región puede ser comparable a la de pocos sismos grandes en otra región (ref. 26).

Un acelerógrafo nos marca la duración total del registro sísmico en segundos. En él se puede observar, de manera subjetiva, cual es la duración de la parte intensa de movimiento sísmico; es por ello que no se puede determinar con exactitud cuanto dura esa fase, por lo que esta forma de medición no es tan representativa, ya que algunas personas lo perciben de diferente manera que otras, en la mayoría de los casos.

También se han realizado diversos estudios para determinar la fase intensa del movimiento sísmico considerando parámetros que actúan en forma conjunta y variarán finalmente de acuerdo a la calidad del suelo de cimentación, a la distancia epicentral y al tipo de construcciones existentes (ref. 27).

Arturo Arias (ref. 28) consideró que existe un parámetro significativo para obtener una medida de intensidad sísmica (unidades de velocidad, m/s), basada en la capacidad del daño de un sismo independientemente de la existencia o no de edificaciones, calidad y el tipo de las construcciones en la zona donde se presenta el sismo, obtenido a través de un acelerograma. También encontró que la energía que se genera en un sismo se representa por medio de la aceleración al cuadrado acumulada de las aceleraciones registradas en los acelerogramas, lo cual nos indica la intensidad en una dirección dada, evaluada en un punto y que varía en función del cuadrado de la aceleración, definida a partir de la integral de tiempo de registro de aceleraciones del suelo:

$$I_a = \frac{\pi}{2g} \int_0^{t_0} u^2(t) dt \quad (3)$$

donde:

I_a = Intensidad de Arias

g = constante de aceleración de la gravedad terrestre

u = aceleración

t_0 = duración total del registro

Además propone que la energía liberada se representa en una gráfica de tiempo contra el porcentaje de energía acumulada y la parte más representativa se presenta entre el 5 y el 95% de la energía acumulada, mientras que otros autores (ref. 29) consideran que es de mayor representatividad si se genera entre el 3 y el 97%.

Para el estudio de la predicción de la fase intensa de movimiento en sismos de México se han realizado diversas investigaciones, por ejemplo la ecuación que se presenta para determinar la fase intensa de movimiento sísmico es la siguiente (ref. 30):

$$D = 0.01e^M + (0.036M - 0.07)R + (4.8M - 16)(T_s - 0.5) \quad (4)$$

donde D = duración de la fase intensa de movimiento sísmico

M = magnitud del sismo

R = distancia al área de ruptura

T_s = periodo dominante del sitio

Se puede observar que la ecuación 4 está en función de varias variables. El primer término es la contribución de la fuente a la duración de movimiento sísmico (que se incrementa en forma exponencial), el segundo corresponde al efecto de propagación de las ondas sísmicas y el tercero al efecto del sitio. Para sitios duros o en roca, en donde $T_s \leq 0.5$ s, se considera despreciable la contribución del efecto de sitio en la duración de la fase intensa del movimiento.

Existen investigaciones que han descubierto que la dirección influye en el resultado del registro sísmico, ya que no es lo mismo que el sismo se propague por la costa, que hacia continente adentro, dependiendo de como se origine el movimiento entre placas. También influyen las fuerzas que generen dicho movimiento. Por lo que la fórmula anterior también tiene sus restricciones ya que no toma en cuenta el efecto de directividad, esto es que no considera de qué dirección proviene la onda sísmica.

Es muy importante aclarar que ninguna medida (aceleración y velocidad máxima, intensidad, magnitud, etc.) son, por sí solas, suficientes para caracterizar completamente un sismo. En general es necesario analizar varios de estos parámetros y estudiar su interrelación.

En la tabla 6 se presentan las Intensidades de Arias y las duraciones máximas que se obtuvieron para algunos sismos de estaciones de la RACP, donde se muestra que los valores de intensidad de Arias máxima se registraron en los temblores del 24 de octubre de 1980 (11100 cm/s) y el del 15 de junio de 1999 (en PHPU, 53400 cm/s); también se observa que para el sismo del 3 de febrero de 1998 se tuvo una duración de la fase intensa del movimiento de 92 s; sin embargo con una *Ia* relativamente baja (43.6 cm/s).

CAPÍTULO 2

MEDICIÓN DE VELOCIDADES DE PROPAGACIÓN DE ONDAS DE CORTANTE

2.1 Conceptos generales

Las ondas sísmicas son ondas mecánicas y elásticas, por lo que causan deformaciones en el medio, en que se propagan. La deformación se constituye de una alternancia de compresión y de extensión de tal manera que las partículas del medio se acercan y se alejan respondiendo a las fuerzas asociadas con las ondas. Su propagación se describe por la ecuación de onda y su velocidad depende de los parámetros elásticos del medio en que se propaga. Si este medio presenta superficies de separación de zonas con diferentes densidades, las ondas sufrirán en ellas reflexiones y refracciones, según los principios de Schnell y Huyghens de la propagación de la luz (ref. 31).

Al examinar los registros de las ondas sísmicas se encuentra una gran complicación, porque la Tierra no es homogénea ni isotrópica. La densidad y el módulo elástico varían con la profundidad, por ello es necesario conocer las diferencias en las propiedades mecánicas de las rocas, los principios de elasticidad y la propagación de las ondas elásticas.

Cuando se aplica uniformemente una fuerza F a una pequeña superficie de área, la fuerza por unidad de área se define como esfuerzo. Si la fuerza está dirigida perpendicularmente al área se denomina esfuerzo normal. Si la fuerza actúa paralelamente al área, se llama esfuerzo cortante, τ .

Una extensión da origen a un alargamiento en el interior del cuerpo; una presión, a un acortamiento y un esfuerzo cortante a una deformación por fractura. La relación Δl entre el alargamiento o el acortamiento por una tensión y la longitud l , antes de la aplicación de la fuerza, se denomina *deformación longitudinal* (ϵ_l) y está definida por la siguiente ecuación:

$$\epsilon_l = \frac{\Delta l}{l} \quad (5)$$

Cuando un cuerpo se alarga por efecto de una tensión, se acorta al mismo tiempo en la dirección perpendicular a la tensión, disminuyendo su ancho. Análogamente, cuando se acorta por efecto de una presión se alarga en ángulo recto, con la dirección perpendicular a la compresión. En ambos casos, la relación existente entre la deformación transversal y la deformación longitudinal se denomina *coeficiente de Poisson* y se designa con ν .

$$\frac{\Delta w}{\Delta l} \frac{w}{l} = \nu \quad (6)$$

Cuando una tensión actúa en un cuerpo en una dirección y el volumen del cuerpo es constante, el coeficiente de Poisson tiene su valor máximo igual a 0.5 (ref. 32).

Se denomina *módulo de elasticidad o elástico* a la razón entre el incremento de esfuerzo y el cambio correspondiente a la deformación unitaria ε . Si el esfuerzo es una tensión o una compresión, el módulo se denomina de Young (E).

Cuando un cuerpo es sometido a un esfuerzo cortante se produce en este una deformación lateral, como se muestra en la figura 26.

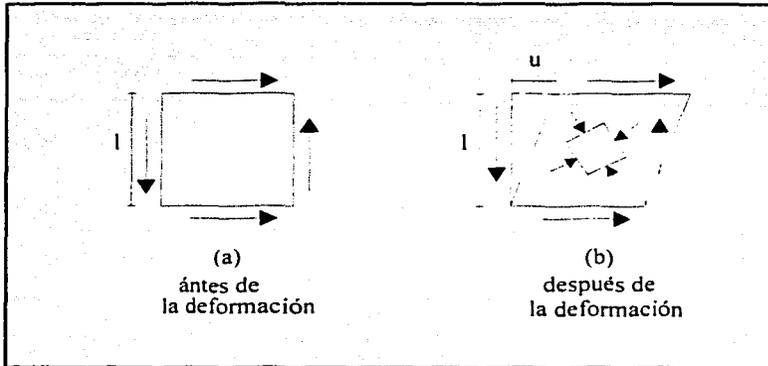


Fig 26. Deformación angular

La deformación angular se describe en la siguiente ecuación:

$$\gamma = \frac{u}{l} \quad (7)$$

donde:

γ = deformación angular producida por la aplicación de un esfuerzo cortante τ

u = desplazamiento lateral

l = longitud

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

Se puede demostrar que:

$$\tau = \gamma \frac{E}{2(1+\nu)} \quad (8)$$

entonces:

$$\frac{\tau}{\gamma} = \frac{E}{2(1+\nu)} \quad (9)$$

si $\frac{\tau}{\gamma} = G$

Por tanto:

$$G = \frac{E}{2(1+\nu)} \quad (10)$$

También se obtiene a partir de consideraciones basadas en la teoría de propagación en barras cilíndricas de donde se deduce que:

$$G = \rho v_s^2 = \rho \left(\frac{2\pi f_n H}{F} \right)^2 \quad (11)$$

donde:

ρ = densidad

v_s = velocidad de las ondas de corte

f_n = frecuencia de resonancia del sistema

H = espesor del medio

ω_n = frecuencia natural del medio

$F = \omega_n H / v_s$

El análisis del comportamiento dinámico del suelo debe alimentarse con las propiedades dinámicas de estos, las cuales pueden determinarse en el laboratorio o en el campo, pues los métodos de exploración sísmica se basan en la generación de ondas sísmicas.

La respuesta dinámica del suelo está gobernada principalmente por el módulo de cortante dinámico G , el porcentaje de amortiguamiento crítico del suelo D y la relación de Poisson ν .

Módulo de cortante, G . Su determinación debe tener presente la dependencia de los estados de esfuerzo y deformación del suelo, debido al conocido comportamiento no lineal. La mayoría de los suelos exhiben relaciones esfuerzo-deformación curvilíneas como se muestra en la figura 27, donde se aprecia que el módulo G es función de la magnitud de deformación. Por esta razón se determina en el laboratorio como el módulo secante.

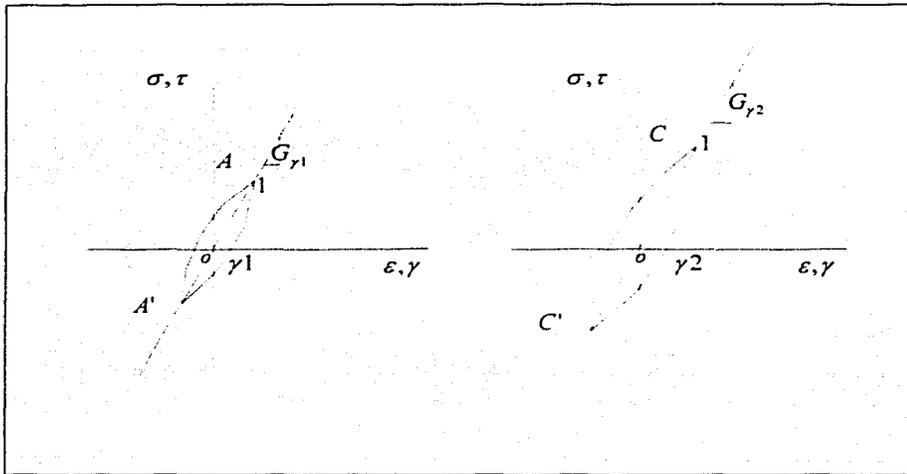


Fig 27. Curvas experimentales esfuerzo-deformación

Relación de amortiguamiento, D . Esta propiedad también depende de la magnitud de la deformación. La relación es proporcional al área limitada por la curva histerética y por tanto es una medida de la capacidad de disipación de energía del material.

Relación de Poisson, ν . Esta relación se puede determinar con técnicas de laboratorio y de campo. Generalmente, las primeras son más elaboradas y las segundas son difíciles de aplicar cuando el suelo está saturado. En el caso de las arcillas saturadas $\nu \approx 0.5$.

La determinación del módulo de rigidez al corte (G) en campo está basado en la medición de la velocidad con la que se propagan las ondas a diferentes profundidades; para ello se sumerge una sonda dentro de una perforación en el subsuelo, y en la que tanto la fuente de excitación como los registradores de señal (en este caso geófonos) que están integrados en la misma. Estos miden los tiempos de arribo entre la emisión del disparo y la recepción de la señal; dado que la separación entre emisor y receptor se mantiene constante, la cuantificación de la velocidad de las ondas de cortante es directa. Esta técnica permite también distinguir la llegada de las ondas de compresión, con lo que se puede cuantificar la velocidad de propagación de las ondas P.

En la figura 28 se muestra como se transmiten los impactos laterales con longitudes de onda superiores al diámetro del pozo, excitando las formaciones circundantes y haciendo que las ondas se transmitan hacia los geófonos, que son detectores que transforman las oscilaciones sísmicas del suelo en señales eléctricas, captando las componentes horizontal y vertical de las perturbaciones. Además se puede observar que entre la fuente y los sensores se tiene un elemento tubular de hule, para impedir el paso de las ondas a través del tubo de la sonda y evitar el enmascaramiento de las señales.

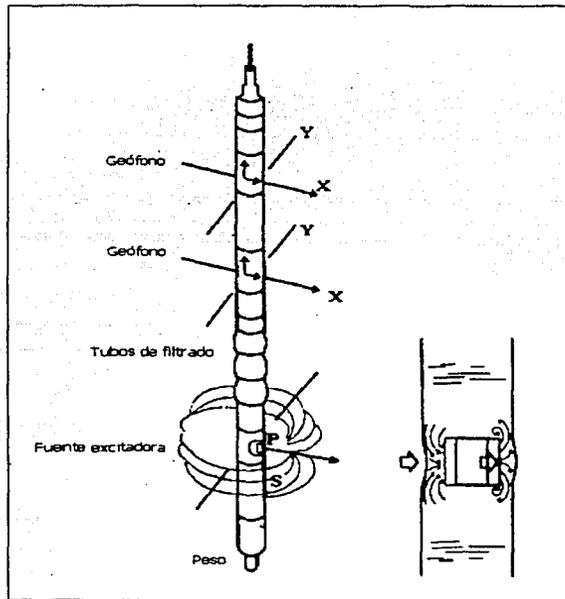


Fig 28. Transmisión de ondas desde la fuente excitadora

Para detectar la llegada de las ondas en los pozos receptores se utilizan geófonos direccionales. El problema básico consiste en fijarlos y orientarlos correctamente en el fondo del pozo o a la profundidad a la que se genera la excitación; antes de analizar las señales, primero se registran en la computadora donde son procesados y dependiendo del tipo de las ondas de corte al inicio se determinan los tiempos de arribo.

Para determinar las propiedades dinámicas de los suelos en el laboratorio se han desarrollado varias técnicas que inducen un cierto nivel de deformación (figura 29) tanto en campo como en laboratorio.

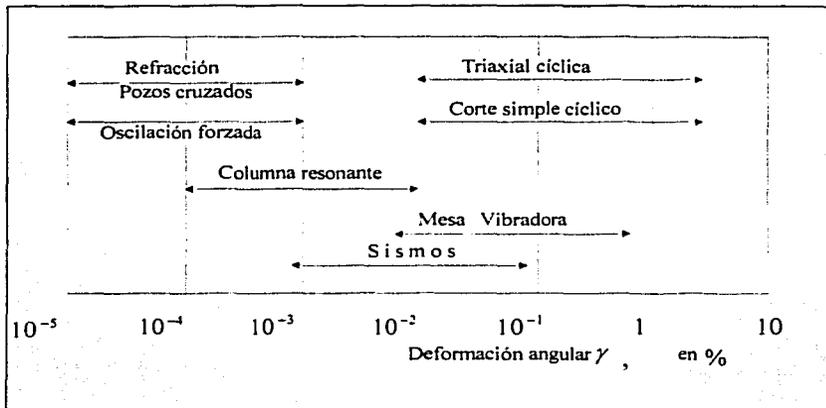


Fig 29. Deformaciones inducidas al suelo con diferentes técnicas de laboratorio y campo

La aplicabilidad de estas técnicas como se observa, depende del nivel de deformación inducida como referencia se señala el intervalo de deformaciones que generan los sísmos.

Ensaye triaxial cíclico. Consiste en colocar una muestra de suelo en una cámara triaxial y consolidarla a la relación de esfuerzos principales deseada. Posteriormente se aplica un esfuerzo desviador cíclico (esfuerzo controlado) o una deformación axial cíclica (deformación controlada) con una forma de onda conocida (normalmente cuadrada o senoidal) a la frecuencia deseada.

En la figura 30 se muestra el sistema, el cual está formado por un cilindro de lucita que soporta la presión confinante de hasta 10 Kg/cm^2 ; su pedestal está firmemente sujeto a la plataforma base del conjunto. El mecanismo excitador se encuentra en la parte superior de la celda triaxial, manteniendo libre comunicación entre ellos, por lo que su interacción es libre de fricción.

Además permite ensayar especímenes cilíndricos macizos o huecos, de 7 o 10 cm de diámetro exterior, espesor de pared de 2 cm y altura de 10 cm.

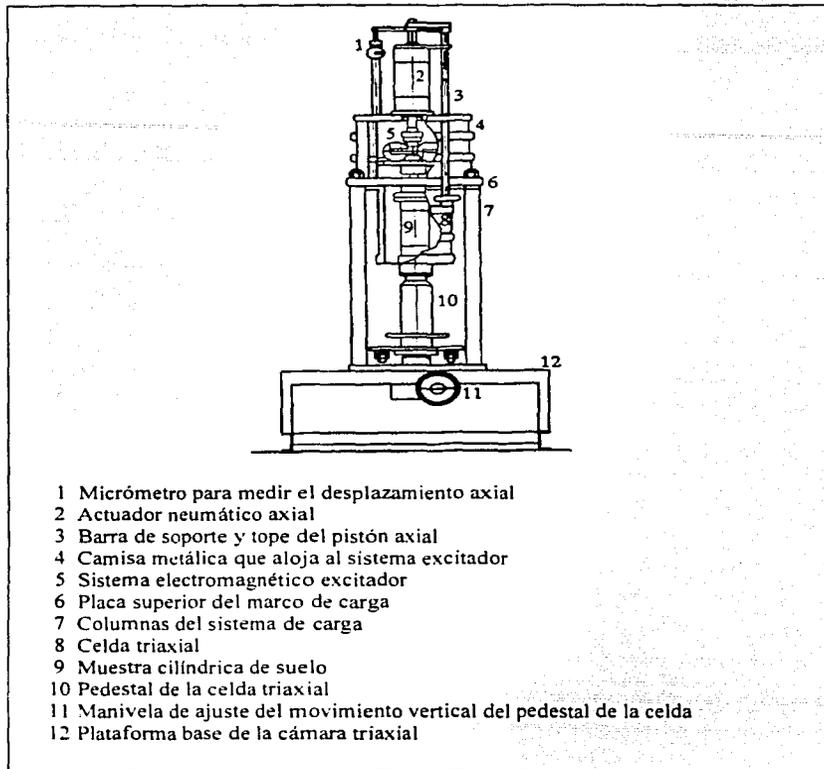


Fig 30. Cámara triaxial de columna resonante

Corte simple cíclico. Consiste en aplicar una fuerza cortante cíclica a una muestra de suelo envuelta con una membrana que a su vez es confinada por un resorte plano o un recipiente de paredes móviles. En algunos casos la membrana se refuerza con un helicoide de alambre de acero, con el paso de una hélice prácticamente cerrado. A la muestra de suelo se le aplica un esfuerzo vertical para consolidarla, posteriormente, a través de la tapa del espécimen, la probeta se somete a una fuerza cortante cíclica usando un gato neumático. Durante la prueba se miden la fuerza cortante y el desplazamiento horizontal. Con estos datos se pueden dibujar curvas τ vs γ para cada ciclo. De esta manera se puede determinar el módulo G y la relación de amortiguamiento crítico.

Ensayo de columna resonante. Consiste en aplicar a una muestra de suelo vibraciones forzadas longitudinales o torsionales (ref. 33). El aparato y el equipo periférico para manejarlo son más complejos y costosos que los anteriores. Para el caso de vibración longitudinal el equipo es similar sólo que el mecanismo excitador es vertical. Para determinar G y D se basa en la teoría de la propagación de ondas en barras prismáticas. De acuerdo con esta teoría la frecuencia de resonancia de una barra depende de sus condiciones de frontera.

Los métodos de campo para determinar las propiedades dinámicas de un depósito de suelo constan de dos partes:

- a) generación de una onda o tren de ondas en el suelo, y
- b) registro e interpretación de los efectos de dicha excitación en el terreno.

La primera parte puede realizarse con fuentes diversas para generar la onda (una explosión, un golpe con un martillo pesado, un excitador mecánico, etc.) y con distintos tipos de onda. Un ejemplo de lo anterior se muestra en la figura 31.

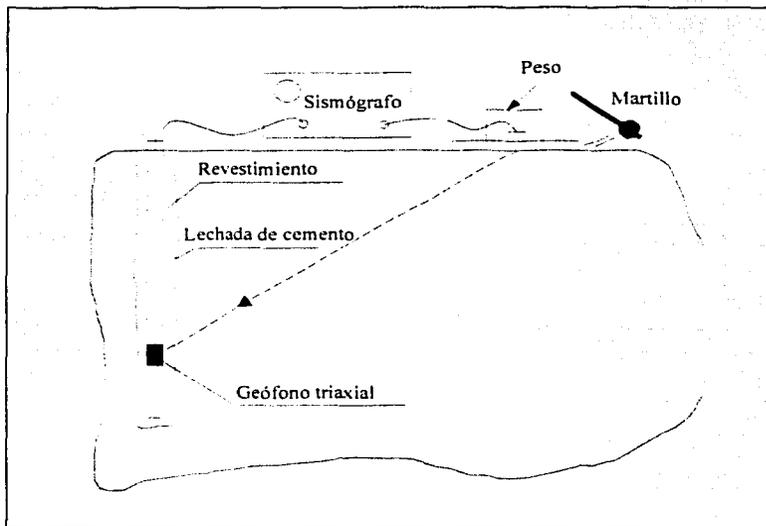


Fig 31. Ejemplo de ensayos de campo

Los métodos de campo proporcionan información relativa a la forma en que se propaga la excitación en el suelo del sitio, lo cual aunado al tipo de onda generado y al tiempo t en que esta llega de un punto a otro, permite estimar las velocidades de propagación de onda en el

material. Finalmente, usando la teoría de la elasticidad se infieren las propiedades dinámicas del suelo.

Entre las técnicas geofísicas más utilizadas en la práctica están las de refracción y las de pruebas en sondeos.

Ensayes de refracción. Consiste en el rebote de la onda en la frontera y su regreso al primer medio en una dirección con ángulo igual al definido por las leyes de reflexión de la óptica o leyes de Schnell (ángulo de incidencia, con respecto a la perpendicular a la frontera, igual al ángulo de reflexión). La refracción se produce cuando una onda al pasar de un medio a otro cambia su trayectoria.

En la práctica, las ondas se generan en la superficie por medio de un martillo pesado o una masa que golpea contra una placa colocada en la superficie del terreno, o bien por medio de una explosión con una caja pequeña de dinamita colocada en un barreno poco profundo (1 a 2 m). En ambos casos se generan trenes de ondas que viajan en trayectorias definidas por semiesferas concéntricas en todas direcciones.

Pruebas en pozos. Se lleva a cabo haciendo pozos perforados con el propósito de medir la velocidad de propagación de ondas de cuerpo en el suelo. Existen diferentes tipos de técnicas entre las que podemos mencionar:

- a) Pozos cruzados
- b) Excitación en el pozo y medición en la superficie
- c) Excitación en la superficie y medición en el pozo

Las fuentes generadoras de tipo mecánico son las más simples. De muchos ensayos se ha visto que golpear una barra hueca o tubo dentro de un pozo produce una excitación que consiste en ondas P y ondas de corte polarizadas en la dirección vertical SV; estas últimas excitan las partículas de suelo en dirección vertical mientras viajan en dirección horizontal. También se puede utilizar dinamita para generar la excitación. Es posible insertar una barra con un extremo que puede asegurarse contra las paredes del pozo con un mecanismo de expansión; este arreglo permite golpear la barra hacia abajo o hacia arriba, lo cual ayuda a identificar la llegada de las ondas SV con precisión.

El método de pozos cruzados permite obtener las propiedades dinámicas de los depósitos estratificados de suelo de manera confiable. La interpretación de la prueba es sencilla y el método no ofrece dificultades.

La técnica de excitación en el pozo y medición en la superficie (pozo-arriba), consiste en producir una excitación dinámica en el pozo a distintas profundidades. En la superficie se coloca un arreglo de geófono con los cuales se detecta el tiempo de llegada de las ondas. Conocida la profundidad a la que se provocó la excitación y el tiempo de llegada a los geófonos se calcula la velocidad de propagación de onda. La interpretación de los resultados es más difícil que con el método anterior; además solo proporciona valores medios de propagación de las ondas en el depósito.

La técnica de excitación en la superficie y medición en el pozo (pozo-abajo), consiste en generar ondas de cortante polarizadas en la superficie del suelo junto al brocal del pozo. En este, previamente se coloca una sarta de geófonos multidireccionales, los cuales se fijan firmemente a las paredes del sondeo a profundidades determinadas. También se puede realizar con un solo geófono, el cual se fija firme al pozo a una profundidad determinada, por ejemplo en el fondo. Se produce entonces una excitación en la superficie y se registra su llegada con el geófono; se sube un metro (o la distancia deseada). Se produce otra excitación y se registra, y así sucesivamente hasta llegar a la superficie. Los tiempos de llegada se grafican contra la profundidad de cada geófono, se unen los puntos y el inverso de la pendiente (o pendientes) es la curva v_s .

En la figura 32 se ejemplifican las tres pruebas anteriores para ensayos de campo en sondeos.

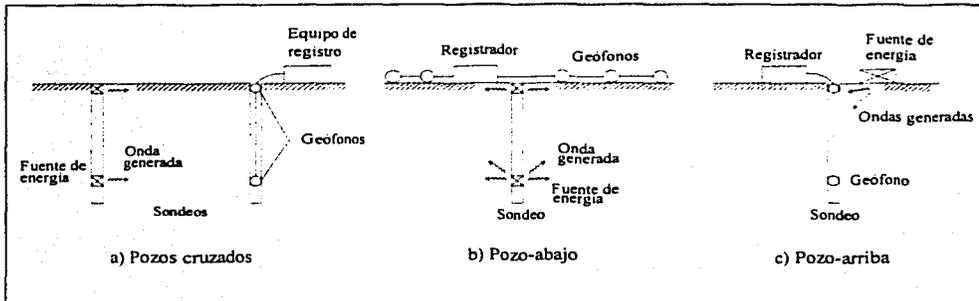


Fig 32. Ensayes de campo

Con las dos técnicas anteriores sólo se requiere un pozo y se puede invertir la onda generada. Por estas razones es más económico que el de pozos cruzados e igualmente confiable, aun cuando en suelos estratificados proporciona solo valores promedio.

Otra técnica, desarrollada recientemente, es la de la sonda suspendida (ref. 34). Consiste en el uso de una sonda que se introduce en un pozo lleno de agua o fluido de perforación, suspendida de un cable a través de una polea.

La fuente de excitación es un martillo solenoide electromagnético, que al ser activado produce en el agua una fuerza perpendicular al eje largo del sondeo, la que a su vez es transmitida a la pared del pozo. Así el pozo es excitado indirectamente a través del agua.

Cuando la pared del pozo se desplaza horizontalmente por efecto del impulso dinámico generado por la fuente, tanto el fluido de perforación como las estaciones de medición de la sonda se mueven simultáneamente. Esto es debido a que la sonda está suspendida libremente en el interior del pozo.

Para efectuar las mediciones se produce, una excitación dinámica normal al pozo: los geófonos horizontales, alineados con la fuente de cada estación, registran el tiempo de llegada. Se produce otra onda en dirección opuesta a la primera con el objeto de verificar que la onda generada sea S, además del alineamiento de los geófonos horizontales con la fuente. Como tercer paso se produce otra onda que se detecta con los geófonos verticales. La velocidad de la onda entre las dos estaciones de medición se calcula por medio de la diferencia entre los tiempos de llegada a cada una y su separación (ordinariamente un metro). Este método permite hacer mediciones en pozos muy profundos (hasta 500 m), requiere solo un pozo, es más rápido que los anteriores y puede ser empleado en suelos estratificados.

Tanto las técnicas de campo como de laboratorio presentan ventajas y desventajas al querer obtener resultados ampliamente confiables. Se debe tener conciencia de que siempre existirá una dependencia de distorsión en las propiedades dinámicas.

En las pruebas de campo se pueden tener resultados de manera rápida, sencilla y económica en una cierta área y por lo tanto contar con una visión general de las propiedades del sitio de interés. Sin embargo no permiten conocer de manera directa el nivel de distorsión inducido, el coeficiente de amortiguamiento, ni permite conocer las propiedades con otros niveles de esfuerzo (ref. 35). Otra limitación, es que los suelos pueden sufrir perturbaciones significativas y alivio de esfuerzos durante la instalación de los sensores, ejecución de perforaciones, o inducción de sondas, atribuidas no sólo al sitio y a materiales específicos sino también a la técnica e incluso a la influencia del operador.

En cambio las pruebas de laboratorio, más tardadas, cuentan también con limitaciones antes mencionadas de las mediciones *in-situ*, cayendo en eventuales problemas para representar la calidad y cantidad de muestreo (ref. 36). En los resultados de los ensayos de laboratorio, la tecnología para la estimación cuantitativa de estas influencias aún no se ha desarrollado por completo (ref. 37). Sin embargo los procedimientos usados son confiables en las mediciones del comportamiento del suelo ya que se realizan bajo estricto control de esfuerzos, deformaciones y condiciones de drenaje y frontera.

Por lo anterior, se concluye que no existe una técnica única que permita conocer con exactitud la caracterización dinámica del suelo. Por tanto es recomendable utilizar una combinación, tanto de las técnicas empleadas en el laboratorio como de las técnicas empleadas en el campo.

2.2 El Cono Sísmico para la medición de la velocidad de ondas de cortante

El cono sísmico es una prueba de campo utilizada para medir la velocidad de propagación de las ondas de corte dentro de las masas arcillosas que forman parte del subsuelo. Este dispositivo ha sido sometido a varias pruebas de laboratorio y de campo. Permite realizar ensayos tipo pozo-abajo y tiene el mismo principio de operación. En una prueba de cono sísmico se generan ondas en la superficie mediante impactos, las cuales se propagan en la masa de suelo y son registradas con sensores colocados dentro de las barras de perforación. Conocido el tiempo que tardan en viajar, las ondas, en la superficie hasta el punto medición, se determina la velocidad promedio de las mismas. En la superficie del terreno se instala un geófono, cuya señal se utiliza para medir el tiempo del impacto.

Las componentes del Cono Sísmico son:

Sensores de sal de Roche. Estos captan las oscilaciones del suelo generadas por los impactos superficiales y están constituidos por pastillas formadas con cristales piezométricos granulados que se sueldan a la tubería de perforación, cerca de su punta cónica. Al actuar una onda de presión en la superficie de la tubería, los cristales se deforman y producen cambios de corriente o de voltaje.

Sistema de acondicionamiento de señales. Durante las etapas iniciales del proyecto se observó que la amplitud de las señales producidas por los sensores no permitía obtener registros confiables a profundidades mayores a 20 m (ref. 38). Parte fundamental de los trabajos de la presente etapa consistió en modificar el sistema de acondicionamiento de señales para registrar señales a distancias considerablemente mayores. Para cumplir con este objetivo se diseñaron dos sistemas de amplificación. El primero se coloca dentro de la tubería, cerca de los sensores, y recibe directamente la señal de las pastillas piezométricas (etapa de preamplificación). El segundo consta de un amplificador (ganancia máxima = 1000) y de un filtro pasa-bajas cuya frecuencia de corte se fijó en 200 Hz con el objeto de facilitar la identificación de las ondas de corte. El preamplificador y el amplificador funcionan con baterías de corriente directa para eliminar las señales espurias que se introducen a través de la línea de suministro de corriente eléctrica doméstica.

Sistema de conversión analógica-digital. Las señales analógicas del sensor se convierten en series de números digitales por medio de una tarjeta de 12 bits de resolución. Las secuencias digitales se almacenan en una computadora portátil.

Visualización de las señales. Las vibraciones registradas por el sensor y por el geófono testigo se observan con un osciloscopio de dos canales y con la pantalla de la computadora. Las señales registradas se procesan para facilitar su análisis.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

En la figura 33 se muestra un esquema simplificado de las componentes del cono sísmico.

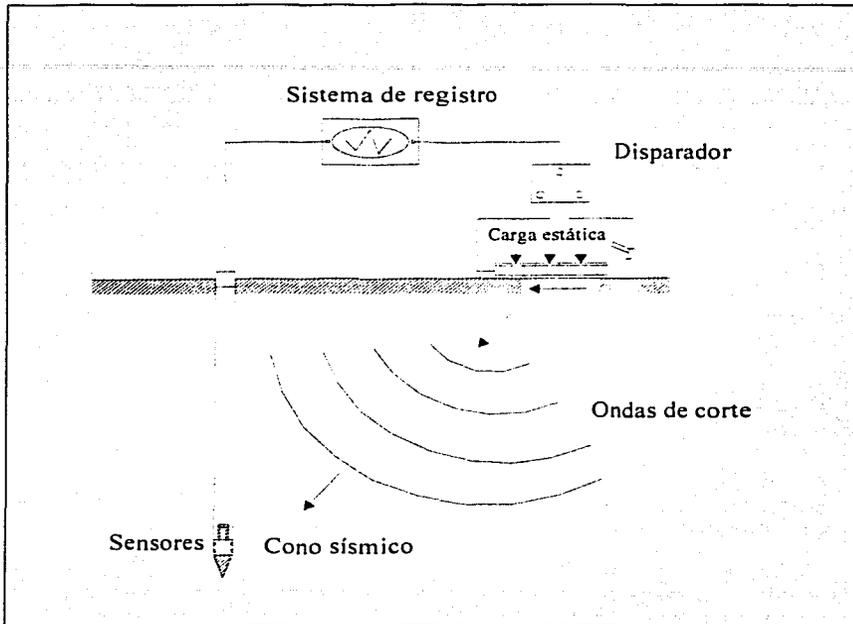


Fig 33. Componentes del Cono Sísmico

Metodología. El sondeo de cono sísmico se lleva a cabo hincando las barras de perforación. La punta cónica que contiene los geófonos se acopla a las barras de perforación. Se genera la señal de excitación con unos impulsos que se producen al golpear unos tabloncillos de madera sobre los cuales se apoyan los patines de la perforadora. Durante la ejecución de los ensayos las barras de perforación quedan sostenidas por una mordaza y por ello las vibraciones inducidas al generar los impactos pasan a las barras de perforación. Estas señales deben identificarse para no confundirlas con las que llegan a los sensores a través del suelo.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

Los ensayos se hacen con una cierta secuencia. En primera instancia se hace penetrar la punta cónica hasta la profundidad deseada. Posteriormente se detiene la máquina de perforar para evitar que su ruido interfiera con las señales que registra el sensor. En seguida, se generan los impactos en la superficie y se registran las vibraciones con los sensores instalados en la punta cónica. En la superficie se cuenta con un geófono que registra los impactos y que sirve como testigo. Los impactos superficiales se repiten hasta garantizar que las señales recibidas sean de buena calidad. La secuencia se repite en las profundidades subsecuentes. Las señales del geófono y del sensor se despliegan en la pantalla de la computadora y en un osciloscopio de dos canales.

La prueba de cono sísmico es, en realidad, una prueba tipo pozo-abajo modificada para realizarse empleando el equipo de perforación que se utiliza en una prueba de cono eléctrico convencional. El problema que debe resolverse en estos ensayos es el de la medición del tiempo que tardan en viajar las ondas desde el punto de impacto hasta el sitio donde se encuentra los geófonos (ref. 39). Los registros recogen, como función de la profundidad, los tiempos de recorrido de las ondas sísmicas a través de la formación entre una fuente de sonido en un extremo del aparato y un receptor en el otro extremo (ref. 40). La integración de los registros con respecto a la profundidad suma los intervalos de tiempos registrados proporcionando así el tiempo total de recorrido entre dos puntos cualquiera de una onda sísmica que pase verticalmente por el perfil.

2.3 Velocidad de propagación de ondas de cortante en las estaciones sísmicas

Después del temblor del 15 de junio de 1999, que afectó severamente muchas estructuras, se llevó a cabo una campaña de exploraciones geotécnicas para determinar algunas propiedades dinámicas del subsuelo de la ciudad de Puebla mediante pruebas de campo, en algunos de los sitios que cuentan con estaciones acelerográficas. Se empleó el dispositivo de cono sísmico, desarrollado en el Instituto de Ingeniería de la UNAM (II) (ref. 41), que permite conocer la distribución de velocidades de ondas de corte en un determinado paquete estratigráfico.

Se llevaron a cabo ensayos de campo para conocer algunas propiedades del suelo de Puebla en las estaciones PBPP, SRPU y PHPU empleando la técnica del cono sísmico. Adicionalmente, se obtuvo un perfil de velocidades de propagación de ondas de corte en el sitio SXPU. Cabe mencionar que también se llevaron a cabo sondeos de muestreo, de cono eléctrico y de penetración estándar, aunque en este trabajo solo se presentan los resultados del cono sísmico (ref. 42).

Sondeo de cono sísmico en la estación PHPU. En este ensaye de cono sísmico, cuyos resultados se presentan en la figura 34, el dispositivo no pudo penetrar en el suelo por lo que el experimento se realizó siguiendo la técnica tradicional de una prueba pozo-abajo. Así, el ensaye se efectuó haciendo una perforación previa de 10 cm de diámetro; posteriormente, la punta cónica se hizo descender dentro del barreno y se fijó a sus paredes con una cámara neumática. Las ondas de cortante se generaron en la superficie en la forma convencional.

El sitio se localiza al oriente de la ciudad y su subsuelo está constituido, desde la superficie hasta la profundidad máxima explorada (27 m), por una sucesión de limos y limos arenosos intercalados con capas de materiales más gruesos, arenas y arenas limosas de origen volcánico. En los estratos superficiales se localizaron algunas capas de estos mismos materiales en donde se detectó la presencia de materiales arcillosos. Como se aprecia, en la figura indicada, la secuencia de suelos gruesos rígidos intercalados con los limos y los limos arenosos, que son menos rígidos, se refleja en los resultados del ensaye, pues en el perfil obtenido se suceden picos con valores altos de velocidad de propagación, seguidos de zonas en donde las velocidades decrecen notoriamente. También destaca que, en general, las velocidades de propagación tienden a crecer conforme aumenta la profundidad.

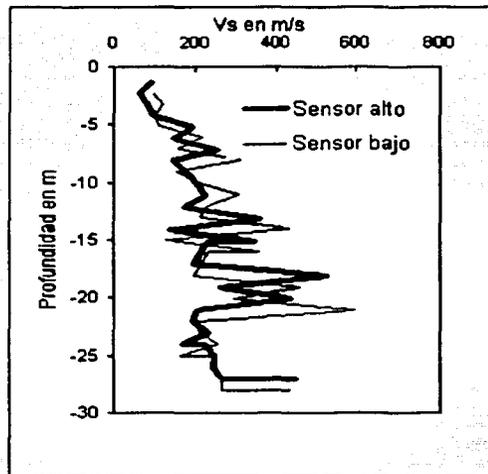


Fig 34. Sondeo de cono sísmico en la estación PHPU

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

Sondeo de cono sísmico en la estación SRPU. En la figura 35 se presentan los resultados del sondeo, el cual también se llevó a cabo empleando el procedimiento de una prueba pozo-abajo convencional. En esta prueba las ondas generadas se registraron con dos sensores instalados cerca de la punta cónica, separados por una distancia de 96 cm. En este sitio también se tienen estratos con limo arenosos y arenas limosas volcánicas, con estratos de materiales predominantemente arcillosos entre 2 y 5 m de profundidad con menores cantidades de materia fina entre los 14 y 19 m. Al comparar los resultados de este sondeo con los del sitio PHPU, se observa que en este último los suelos son, en general, más rígidos lo cual también se refleja en las diferencias observadas en las frecuencias dominantes identificadas en ambos sitios.

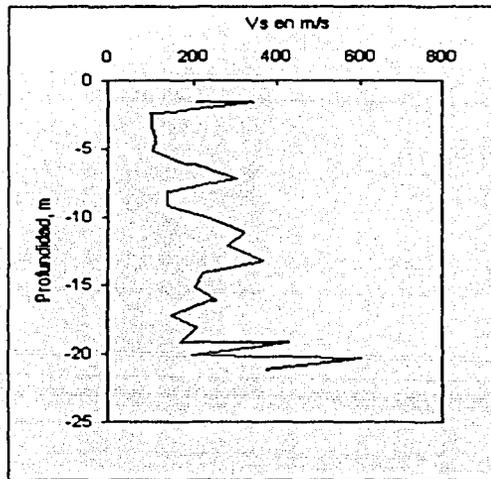


Fig 35. Sondeo de cono sísmico en la estación SRPU

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

Sondeo de cono sísmico en la estación PBPP. En este sitio, localizado en el jardín del Paseo Bravo, cerca del centro histórico, el sondeo solamente alcanzó una profundidad de 14 m, como se muestra en la figura 36. Desde la superficie hasta 6 m de profundidad el ensaye se efectuó, como en los casos anteriores, con el procedimiento convencional de la prueba pozo-abajo. Posteriormente, y hasta la máxima profundidad explorada, el cono sísmico se hincó igual que en una prueba de cono eléctrico. En el perfil de velocidades de propagación se identifican claramente tres estratos. El primero de ellos, de la superficie hasta 3.5 m de profundidad, está constituido por rellenos limo arenosos. El segundo, en donde las velocidades de propagación en ocasiones rebasaron 700 m/s, se encontró un depósito de travertino de muy buena calidad, con oquedades ocasionales, sin embargo esta decrece hacia su parte inferior. A partir de los 6.5 m de profundidad y hasta el fin del sondeo, se encontró un estrato de arcilla de alta plasticidad, de origen lacustre. Debido al efecto de este tipo de configuraciones estratigráficas, en la respuesta sísmica del suelo, es de gran importancia definir el espesor de este depósito de arcilla.

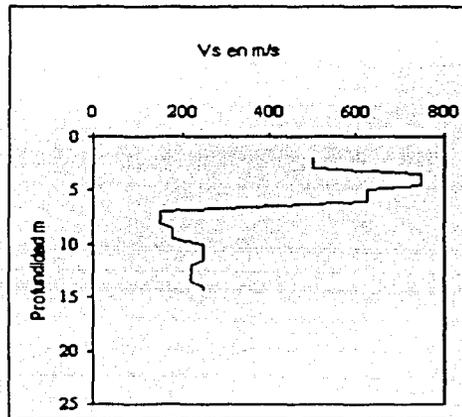


Fig 36. Sondeo de cono sísmico en la estación PBPP

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

Sondeo de cono sísmico en la estación SXPU. En este sitio, ubicado en las oficinas de la Comisión Federal de Electricidad en el centro histórico, nuevamente fue necesario emplear el procedimiento pozo-abajo convencional. Las capas superficiales, hasta poco más de 2 m de profundidad están constituidas por rellenos. Los materiales rígidos, de alta velocidad de propagación, corresponden a los depósitos de travertino intercalados con arenas y gravas o fragmentos del mismo, hasta la base del sondeo, los resultados se presentan en la figura 37. En este lugar, el travertino es de menor calidad que el encontrado en el sitio correspondiente a PBPP.

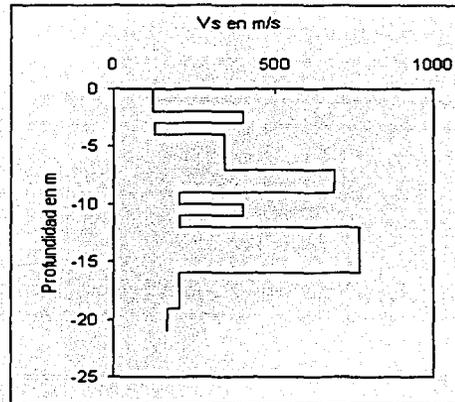


Fig 37. Sondeo de cono sísmico en la estación SXPU

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

CAPÍTULO 3

DETERMINACIÓN DE UN MODELO GEODINÁMICO PARA DIFERENTES SUELOS

3.1 Marco teórico de la respuesta del terreno

La amenaza sísmica en un lugar determinado puede ser evaluada a partir de la información sobre las fuentes sísmicas que lo afectan y las características de atenuación de movimientos sísmicos en la región. Sin embargo, el movimiento durante un sismo puede variar mucho de un lugar a otro, aún separados por distancias cortas, si las características geológicas son diferentes. En algunos casos, la influencia de la geología superficial puede dominar la amenaza sísmica en el lugar.

Con el objeto de determinar el efecto de un sismo en un depósito de suelo dado será necesario escoger un criterio de diseño dinámico apropiado, el cual puede ser utilizado como inducción de un movimiento del suelo o su espectro de respuesta equivalente. La información básica requerida al hacer esta elección consiste en definir el sismo apropiado (a partir del cual se hará la inducción), así como conocer la geometría y propiedades dinámicas de los suelos en un sitio. El grado de detalle con el que se selecciona la entrada dinámica dependerá del tamaño y vulnerabilidad del proyecto.

Si se considera la existencia de un depósito de suelo sobre un estrato rocoso en un sitio, el comportamiento sísmico que experimenta una estructura desplantada en este lugar depende de las características de la señal sísmica y del depósito de suelo, haciendo la suposición que cerca de la superficie de las ondas sísmicas se propagan en dirección vertical como se muestra en la figura 38. El paso brusco de la energía de las ondas sísmicas de los sedimentos muy compactos con velocidades altas a los sedimentos con velocidades bajas, produce perturbaciones que ocasionan aceleraciones crecientes y variables en los sedimentos con velocidades de ondas bajas. Cuando pasan de la roca al suelo la velocidad de propagación es menor y el tren de ondas desacelera, pero para mantener el flujo de energía, se incrementa la amplitud de las ondas sísmicas (ref. 43). Este fenómeno se conoce como *impedancia*. Por otro lado, el suelo absorbe más energía que la roca y por tanto tiende a amortiguar el movimiento y a este mecanismo se le da el nombre de *atenuación inelástica*. La amplificación del movimiento que resulta depende del balance entre estos dos factores y también del espesor de la capa de suelo y el contraste entre la velocidad de propagación de las ondas en roca y en suelo.

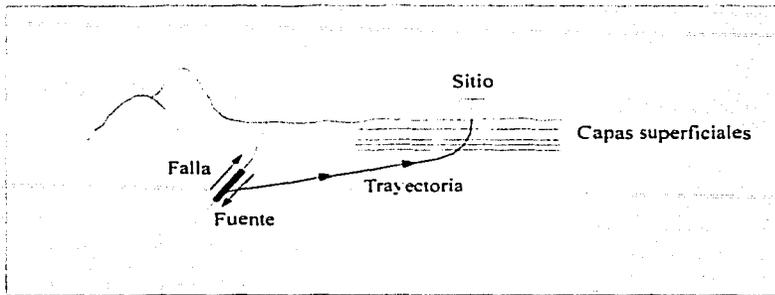


Fig 38. Trayectoria de las ondas sísmicas desde la fuente hasta un determinado sitio

En el análisis es conveniente considerar primero los sitios en los cuales la roca está en la superficie y después considerar aquellos donde está por debajo de depósitos más suaves, mediante la solución continua en el campo de frecuencia que proporciona una alternativa "exacta" al tratamiento de masas concentradas del modelo de viga de cortante vertical. En este método, la transferencia del movimiento de roca en la superficie, se obtiene considerando la ecuación de movimiento de propagación de onda unidimensional en un medio continuo, que es la siguiente:

$$\rho \frac{\partial^2 u}{\partial t^2} = G \frac{\partial^2 u}{\partial x^2} + \eta \frac{\partial^3 u}{\partial t \partial x^2} \quad (12)$$

donde ρ es la densidad de un estrato semi-infinito de suelo, G es el módulo de cortante, η es la constante de viscosidad y $u(x,t)$ es el desplazamiento de un punto en el estrato de suelo.

Aproximación lineal: Al propagarse una onda a través de los suelos elásticos presenta un rebote al chocar con los límites del estrato y su comportamiento va siendo cada vez de disipación de energía. Las técnicas utilizadas en el análisis de respuesta se basan en el uso de función de transferencia (FFT) (ref. 44), expresando varios parámetros de salida como son: desplazamiento, velocidad, aceleración de los depósitos de suelo y la obtención de parámetros de aceleración en la capa de roca, utilizando el *principio de superposición de efectos*. Esta aproximación se limita al análisis de sistemas lineales. Un comportamiento no lineal puede ser aproximado, sin embargo, se usa un procedimiento de iteraciones con equivalencia lineal de propiedades del suelo.

El análisis de respuesta de entrada del movimiento del suelo es representado por una serie de Fourier, donde cada término del registro es multiplicado por una FFT, para producir una amplificación en la superficie del terreno. También puede ser expresado en el dominio del tiempo usando la inversa de la FFT. Por lo tanto se puede determinar, para cada frecuencia, como se amplifica o desamplifica el movimiento de entrada a través de los depósitos de suelo.

Evaluación de la función de transferencia: Existen diferentes evaluaciones de aproximación de FFT. La más compleja es capaz de introducir los aspectos más complicados de las condiciones geotécnicas del sitio. Esta última, es la que comúnmente, se utiliza en ingeniería sísmica por su aproximación con el comportamiento real.

La mejor aproximación lineal se hace a partir la evaluación de la FFT. En seguida, se hace un análisis de la FFT de una serie de condiciones geométricas cada vez más complicadas. Aunque rara vez se aplica a problemas reales, muestra algunos efectos importantes de los depósitos de suelo en características de movimientos sísmicos por medio de aspectos matemáticos.

A) Suelo uniforme sin amortiguamiento sobre roca rígida.

Se considera un depósito lineal elástico con espesor H uniforme e isótropo sobre una capa de roca rígida y un movimiento armónico horizontal en la roca definido por la siguiente ecuación:

$$u(z, t) = Ae^{i(\omega t + kz)} + Be^{i(\omega t - kz)} \quad (13)$$

donde

ω = es la frecuencia circular de la sacudida

k = es el número de ondas = ω/v_s

A, B = son las amplitudes de onda viajando a través del estrato, en direcciones $-z$ y $+z$ respectivamente.

En la superficie del depósito de suelo ($z=0$).

Se produce una propagación vertical de ondas de cortante dentro del depósito de suelo, de espesor H , de tal manera que las ondas sísmicas viajan con cierta amplitud, sobre el eje z , considerando el sistema coordenado que se muestra en la figura 39.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

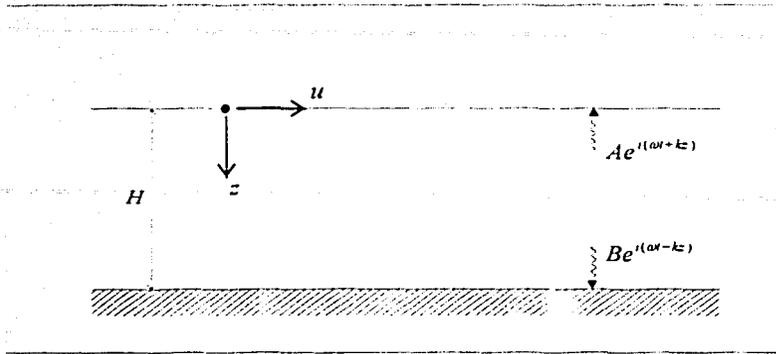


Fig 39. Depósito de suelo elástico, de espesor H , encima de roca rígida

Tanto el esfuerzo cortante y, consecuentemente, el desplazamiento cortante se va desvaneciendo a mayor distancia. Tomando en cuenta lo anterior, se tiene que:

$$\tau(0,t) = G\gamma(0,t) = G \frac{\partial u(0,t)}{\partial z} = 0 \quad (14)$$

Sustituyendo la ec. (13) en la ec. (14) y simplificando se obtiene que:

$$Gik(Ae^{ik(0)} - Be^{-ik(0)})e^{i\omega t} = Gik(A - B)e^{i\omega t} = 0 \quad (15)$$

así mismo se satisface cuando $A = B$. Por lo tanto, el desplazamiento se expresa como:

$$u(z,t) = 2A \frac{e^{ikz} + e^{-ikz}}{2} e^{i\omega t} = 2A \cos kz e^{i\omega t} \quad (16)$$

el cual describe una onda estacionaria con amplitud $2A \cos kz$, producida por la interferencia en la trayectoria ascendente y descendente de la onda. La ec. (17) se utiliza para definir la FFT respecto a la amplitud desplazamiento, tanto ascendente como descendente, en dos puntos dentro de la capa del suelo, expresada como:

$$F_1(\omega) = \frac{u_{\max}(0,t)}{u_{\max}(H,t)} = \frac{2Ae^{i\omega t}}{2A \cos kHe^{i\omega t}} = \frac{1}{\cos kH} = \frac{1}{\cos(\omega H v_s)} \quad (17)$$

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

El módulo de la FFT es la función de amplificación:

$$F_1(\omega) = \frac{1}{\sqrt{\{\text{Re}[F_1(\omega)]\}^2 + \{\text{Im}[F_1(\omega)]\}^2}} = \frac{1}{\cos(\omega H v_s)} \quad (18)$$

lo anterior indica que el desplazamiento de la superficie es por lo menos el desplazamiento producido en la capa rígida y para ciertas frecuencias es más grande. Así, $F_1(\omega)$ es el factor de amplitud del movimiento de la superficie libre del depósito respecto al de la capa rígida, generando una propagación infinita. A este fenómeno se le conoce como "resonancia". En este caso la onda se refleja en la superficie y se propaga hacia abajo hasta que nuevamente rebota en la roca y así queda atrapada dentro de la capa de suelo. Puede aumentar la amplitud de las ondas y también prolongar la duración de la sacudida. El efecto de resonancia es máximo cuando el periodo de las ondas sísmicas coincide con el periodo de vibración de la capa de suelo (figura 40). En este caso la amplificación puede ser muy grande y el periodo natural del suelo llega a ser dominante en el movimiento.

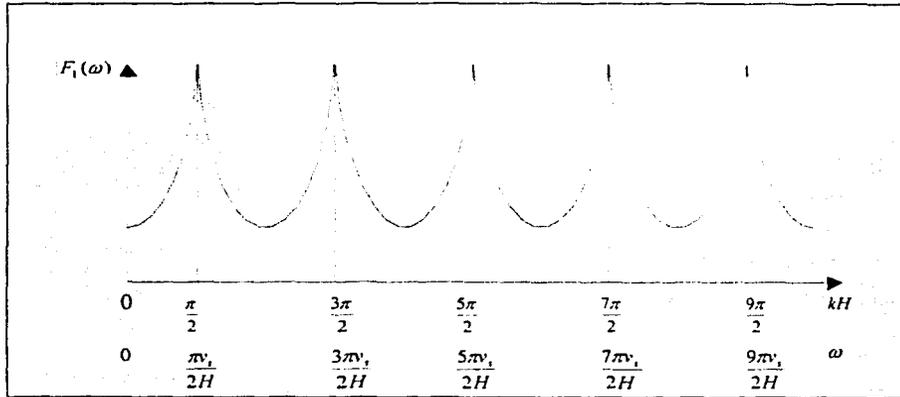


Fig 40. Influencia de la frecuencia de respuesta fija para una capa de suelo elástica lineal no amortiguada

Aunque este modelo es simple, muestra que la respuesta de un depósito de suelo es altamente dependiente de la frecuencia en la base del mismo y que la frecuencia donde ocurre mayor amplificación depende del espesor y las propiedades del material de la capa de suelo. Este caso no asume disipación de energía, ni amortiguamiento.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

B) Suelo uniformemente amortiguado sobre roca rígida

El estudio de suelos se comporta en forma más real cuando se incluye el amortiguamiento (ξ), así el factor de amplificación varía dependiendo del porcentaje de amortiguamiento que se presente. A mayor amortiguamiento, el factor de amplificación disminuye y viceversa. La solución de la ecuación del desplazamiento queda definida como:

$$u(z,t) = Ae^{i(\omega t + k^*z)} + Be^{i(\omega t - k^*z)} \quad (19)$$

donde k^* es el número de ondas sobre el conjunto de números complejos, definido en su parte real por k_1 y en la imaginaria por k_2 .

Siguiendo el modelo anterior y considerando que el módulo de rigidez es $G^* = G(1 + i2\xi)$, se tiene que la velocidad de onda de cortante y el número de ondas, en el conjunto de números complejos son:

$$v_s^* = \sqrt{\frac{G^*}{\rho}} = \sqrt{\frac{G(1 + i2\xi)}{\rho}} \approx \sqrt{\frac{G}{\rho}}(1 + i\xi) = v_s(1 + i\xi) \quad (20)$$

y

$$k^* = \frac{\omega}{v_s^*} = \frac{\omega}{v_s(1 + i\xi)} \approx \frac{\omega}{v_s}(1 - i\xi) = k(1 - i\xi) \quad (21)$$

Para suelos uniformemente amortiguados se obtiene que la FFT es:

$$F_2(\omega) = \frac{1}{\cos k(1 - i\xi)H} = \frac{1}{\cos[\omega H/v_s(1 + i\xi)]} \quad (22)$$

y la función de amplificación:

$$F_2(\omega) = \frac{1}{\sqrt{\cos^2 kH + (\xi kH)^2}} = \frac{1}{\sqrt{\cos^2(\omega H/v_s) + [\xi(\omega H/v_s)]^2}} \quad (23)$$

La ec. (23) indica que la amplificación para una capa de suelo amortiguado varía con la frecuencia, pudiendo alcanzar la máxima local pero nunca un valor infinito ya que siempre $\xi > 0$. La frecuencia que corresponden a las máximas locales se considera la *frecuencia natural* del depósito de suelo. La variación del factor de amplificación respecto a la frecuencia se observa en la figura 41. Este factor es el cociente de la amplitud de movimiento en la superficie del terreno entre la capa rígida del suelo. Comparando la figura 40 con la 41 se observa que el amortiguamiento afecta más, a la respuesta, a frecuencias altas que a frecuencias bajas.

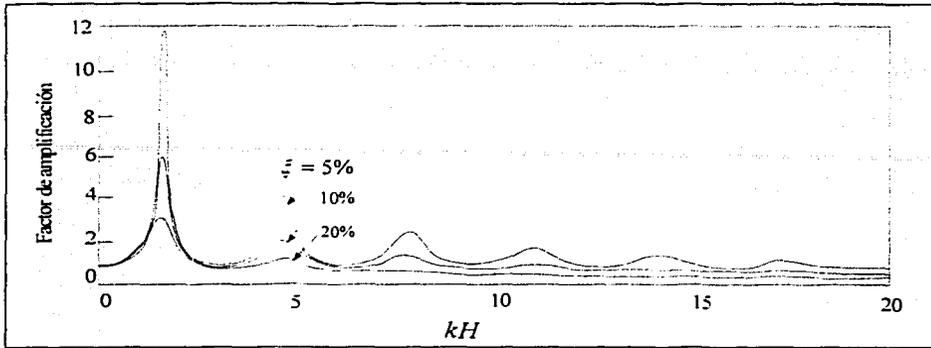


Fig 41. Influencia de la frecuencia de respuesta fija para una capa de suelo elástica lineal amortiguada

La frecuencia natural de una onda cualquiera esta dada por:

$$\omega_n \approx \frac{v_s}{H} \left(\frac{\pi}{2} + n\pi \right) \quad n = 0, 1, 2, \dots, \infty \quad (24)$$

Como se observa en la figura 41, el factor de amplificación mayor ocurre, aproximadamente, para la menor frecuencia natural y se conoce como la *frecuencia fundamental*, expresada por:

$$\omega_0 = \frac{\pi v_s}{2H} \quad (25)$$

para un periodo de vibración correspondiente:

$$T_s = \frac{2\pi}{\omega_0} = \frac{4H}{v_s} \quad (26)$$

llamado *periodo característico del sitio*, el cual depende del espesor del estrato y de la v_s , en el suelo, además proporciona el periodo de vibración para la mayor amplificación esperada.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

C) Suelo uniformemente amortiguado sobre roca elástica

Si la roca es rígida, sus movimientos no afectarán a movimientos dentro de ella hasta la presencia de suelos depositados encima, actuando como el final de una frontera fija. Una onda que viaja en forma descendente a través del suelo puede ser completamente reflejada de regreso a la superficie del depósito, por la influencia de la capa rígida, de tal modo que se atrapa toda la energía elástica de la onda dentro de la capa de suelo. Sin embargo, si la roca es elástica, las ondas descienden hasta alcanzar el límite de roca y se reflejará solo parcialmente ya que parte de esta energía será transmitida a través de la frontera y continua viajando de manera descendente a través de la roca. Si la roca se extiende a grandes profundidades (espacio semi-infinito que no permite que la onda se refleje de regreso al límite de la frontera y que su amplitud pueda influenciar la respuesta del depósito de suelo) la energía elástica de estas ondas será efectivamente apartada de la capa de suelo. Lo anterior se encuentra representado en la figura 42. Esta es una forma de radiación de amortiguamiento que causa que las amplitudes en la superficie sean menores que las que se generan en la capa de roca rígida.

Considerando un depósito de suelo sobre un semi-espacio infinito de roca elástica, que s y r se refieren a suelo y roca respectivamente, el desplazamiento vertical de las ondas S en cada material es:

$$u_s(z_s, t) = A_s e^{i(\omega t + k_s z_s)} + B_s e^{i(\omega t - k_s z_s)} \quad (27a)$$

$$u_r(z_r, t) = A_r e^{i(\omega t + k_r z_r)} + B_r e^{i(\omega t - k_r z_r)} \quad (27b)$$

Los efectos en la superficie mantienen la relación $A_s = B_s$, y compatibilidad de desplazamientos, así como continuidad en los esfuerzos del límite entre suelo y roca. Por lo tanto se tiene que:

$$u_s(z_s = H) = u_r(z_r = 0) \quad (28)$$

$$\tau_s(z_s = H) = \tau_r(z_r = 0) \quad (29)$$

De la ec. (29) y con la definición ($\tau = G \partial u / \partial z$), se obtiene la siguiente expresión:

$$A_s i G_s k_s (e^{i k_s H} - e^{-i k_s H}) = i G_r k_r (A_r - B_r) \quad (30)$$

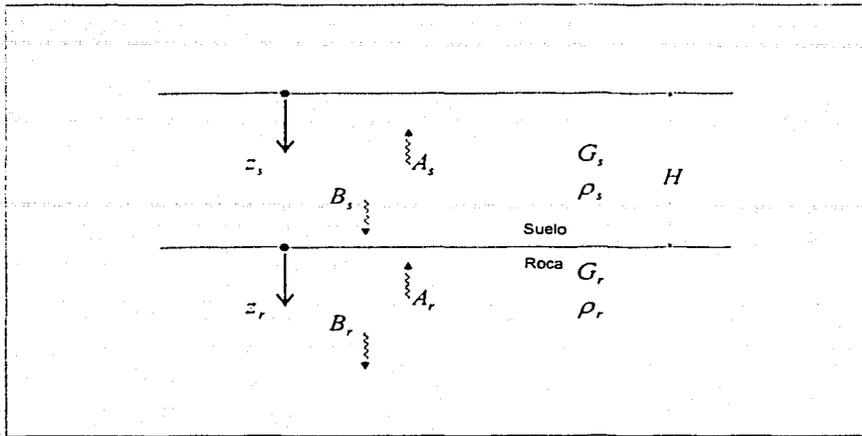


Fig 42. Depósito de suelo sobre un semi-espacio infinito de roca elástica.

La relación

$$\frac{G_s k_s^*}{G_r k_r^*} = \frac{\rho_s v_{ss}^*}{\rho_r v_{sr}^*} = \alpha_z^* \quad (31)$$

define a α_z^* como el factor de impedancia en el espacio de números complejos, donde v_{ss}^* y v_{sr}^* son las velocidades de propagación de onda en el espacio de números complejos del suelo y roca respectivamente. Por lo tanto se dice que:

$$A_r = \frac{1}{2} A_s \left[(1 + \alpha_z^*) e^{ik_s^* H} + (1 - \alpha_z^*) e^{-ik_s^* H} \right] \quad (32a)$$

$$B_s = \frac{1}{2} A_s \left[(1 - \alpha_z^*) e^{ik_s^* H} + (1 + \alpha_z^*) e^{-ik_s^* H} \right] \quad (32b)$$

Suponiendo que la propagación de la onda de cortante es vertical, la amplitud A viaja en forma ascendente a través de la roca. Si no existiera depósito de suelo, el efecto de la superficie libre, en la roca expuesta, produciría un movimiento de afloramiento en la capa de roca con una amplitud $2A$; en cambio, si existe depósito de suelo, la amplitud del movimiento superficial sería:

$$2A_s = \frac{4A}{(1 + \alpha_z^*) e^{ik_s^* H} + (1 - \alpha_z^*) e^{-ik_s^* H}} \quad (33)$$

Definiendo la función de transferencia F_3 como el factor de amplitud en la superficie del suelo a la capa de roca resulta ser:

$$F_3(\omega) = \frac{1}{\cos k_s H + i\alpha_z \operatorname{sen} k_s H} = \frac{1}{\cos(\omega H / v_{ss}) + i\alpha_z \operatorname{sen}(\omega H / v_{ss})} \quad (34)$$

El módulo $F_3(\omega)$ no puede ser expresado en forma compacta cuando existe amortiguamiento. El factor de amplificación para suelo no amortiguado es:

$$|F_3(\omega, \xi = 0)| = \frac{1}{\sqrt{\cos^2 k_s H + \alpha_z^2 \operatorname{sen}^2 k_s H}} \quad (35)$$

Se observa que la resonancia no puede ocurrir ya que el denominador es siempre mayor a cero, aunque el suelo sea no amortiguado. El efecto de la roca rígida se ilustra en la figura 43.

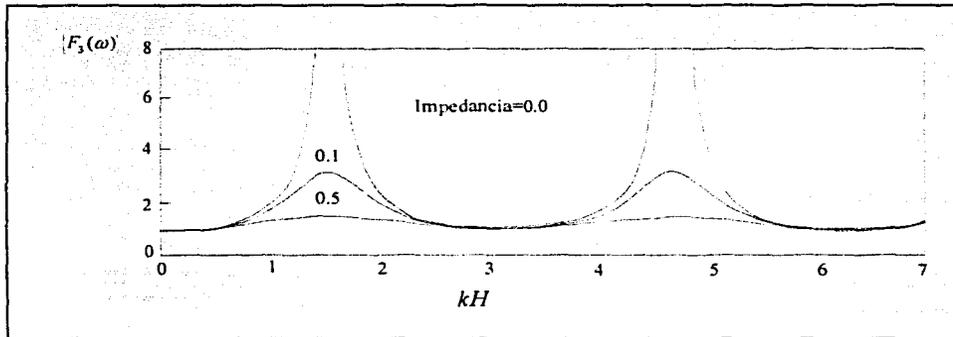


Fig 43. Efecto de impedancia del factor de amplificación para suelo no amortiguado

La similitud entre los efectos de suelo amortiguado y roca elástica se comparan con las formas del factor de amplificación de la figura 41 y 43 de donde se observa que la elasticidad de la roca afecta la amplificación de manera similar al amortiguamiento del suelo. Ambos impiden que el denominador alcance el valor a cero.

D) Capas de suelo amortiguado sobre roca elástica

Los modelos de capas elásticas uniformes son útiles para demostrar la influencia de las características de movimiento con condiciones particulares del suelo. También se usan en el análisis de problemas de movimiento de respuesta sísmica.

Los problemas reales involucran capas de depósitos de suelo con diferentes propiedades de amortiguamiento y espesor, delimitadas por fronteras que transmiten o reflejan ondas. Por ello es importante aplicar funciones de transferencia para las diferentes capas de suelo.

Considerando n capas de suelo desplazadas sobre suelo rígido (roca) y considerando la Ley de Kelvin-Voigt que establece que, para un esfuerzo dado, la deformación no puede superar cierto valor, se obtiene la solución de la ecuación de la onda expresada como:

$$u(z,t) = Ae^{i(\alpha z + k^2 z)} + Be^{i(\alpha z - k^2 z)} \quad (36)$$

donde A y B representan las amplitudes de la onda viajando en forma vertical dentro de la capa de suelo. Considerando un sistema coordenado z para cada capa como se muestra en la figura 44.

El esfuerzo cortante, está expresado considerando el módulo de cortante en el conjunto de números complejos, G^* , como:

$$\tau(z,t) = G^* \frac{\partial u}{\partial z} = (G + i\omega\eta) \frac{\partial u}{\partial z} = G(1 + 2i\xi) \frac{\partial u}{\partial z} \quad (37)$$

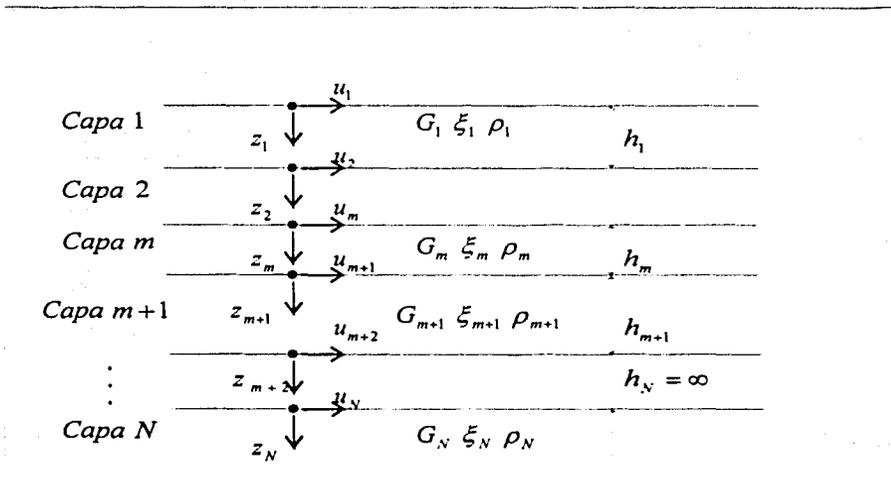


Fig 44. Capas de depósitos de suelo sobre roca elástica

Considerando el sistema coordenado se tiene que el desplazamiento superior e inferior de la capa m se representa por:

$$u_m(z_m = 0, t) = (A_m + B_m)e^{i\omega t} \quad (38a)$$

$$u_m(z_m = h_m, t) = (A_m e^{ik_m \cdot h_m} + B_m e^{-ik_m \cdot h_m})e^{i\omega t} \quad (38b)$$

El desplazamiento dentro de los límites de las capas de suelo m , mostrado en la figura 44, se considera el mismo en la parte superior e inferior, por lo tanto:

$$u_m(z_m = h_m, t) = u_{m+1}(z_{m+1} = 0, t) \quad (39)$$

De lo anterior se deriva la siguiente igualdad:

$$A_{m+1} + B_{m+1} = A_m e^{ik_m \cdot h_m} + B_m e^{-ik_m \cdot h_m} \quad (40)$$

El esfuerzo cortante en la parte inferior y superior quedan como

$$\tau_m(z_m = 0, t) = ik_m \cdot G_m \cdot (A_m - B_m)e^{i\omega t} \quad (41a)$$

$$\tau_m(z_m = h_m, t) = ik_m \cdot G_m \cdot (A_m e^{ik_m \cdot h_m} + B_m e^{-ik_m \cdot h_m})e^{i\omega t} \quad (41b)$$

además debe ser continuo en las fronteras:

$$\tau_m(z_m = h_m, t) = \tau_{m+1}(z_{m+1} = 0, t) \quad (42)$$

TESIS CON
 FALLA DE ORIGEN

Por lo tanto:

$$A_{m+1} - B_{m+1} = \frac{k_m \cdot G_m}{k_{m+1} \cdot G_{m+1}} (A_m e^{ik_m \cdot h_m} - B_m e^{-ik_m \cdot h_m}) \quad (43)$$

De lo anterior se obtiene que:

$$A_{m+1} = \frac{1}{2} A_m (1 + \alpha_m) e^{ik_m h_m} + \frac{1}{2} B_m (1 - \alpha_m) e^{-ik_m h_m} \quad (44a)$$

$$B_{m+1} = \frac{1}{2} A_m (1 - \alpha_m) e^{ik_m h_m} + \frac{1}{2} B_m (1 + \alpha_m) e^{-ik_m h_m} \quad (44b)$$

donde α_m es el factor de impedancia en la frontera entre las capas m y $m+1$, definido como:

$$\alpha_m = \frac{k_m G_m}{k_{m+1} G_{m+1}} = \frac{\rho_m (v_s)_m}{\rho_{m+1} (v_s)_{m+1}} \quad (45)$$

En la superficie del esfuerzo cortante debe ser igual a cero, entonces la ec. (41a) requiere que $A_1 = B_1$. Utilizando las fórmulas (44a y b) repetidamente para todos los estratos desde la capa 1 a la m las funciones relacionadas con la amplitud se pueden expresar por:

$$A_m = a_m(\omega) A_1 \quad (46a)$$

$$B_m = b_m(\omega) B_1 \quad (46b)$$

y la función de transferencia relacionada con la amplitud de desplazamiento desde la capa i hasta la j es dada por:

$$F_{ij}(\omega) = \frac{|u_i|}{|u_j|} = \frac{a_i(\omega) + b_i(\omega)}{a_j(\omega) + b_j(\omega)} \quad (47)$$

Como $u = \omega \dot{u} = \omega^2 \ddot{u}$, para el movimiento armónico, la ec. (47) describe la amplificación de la aceleración y las velocidades desde la capa i a la j . También indica que el movimiento en cualquier capa de suelo se puede determinar a partir del movimiento en otro estrato. Por lo tanto, un movimiento conocido en un punto cualquiera de la capa de suelo contribuye al movimiento en otro punto.

3.2 Obtención de un modelo geodinámico para suelos de la ciudad de Puebla

El perfil de velocidad de onda de cortante v_s , del suelo considerado en este estudio para el modelo geodinámico el sitio Paseo Bravo (PBPP), es el obtenido por medio de los sondeos de Cono Sísmico, para los diferentes tipos de suelo, realizados mediante un estudio de campo a partir de la superficie del suelo a 13.5 m de profundidad. Las características se muestran en la siguiente tabla:

Estrato	Profundidad (m)	Espesor H (m)	Material	v_s (m/s)	Peso específico γ (KN/m ³)
1	2.0	2.0	Limo arenoso	500	13.73
2	2.5	0.5	Limo arenoso	500	13.73
3	3.0	0.5	Limo arenoso	500	13.73
4	3.5	0.5	Travertino de muy buena calidad	750	17.66
5	4.0	0.5	Travertino de muy buena calidad	750	17.66
6	4.5	0.5	Travertino de muy buena calidad	750	17.66
7	5.0	0.5	Travertino de menor calidad	625	14.72
8	5.5	0.5	Travertino de menor calidad	625	14.72
9	6.0	0.5	Travertino de menor calidad	625	14.72
10	6.5	0.5	Arcilla lacustre de alta plasticidad	150	12.75
11	7.0	0.5	Arcilla lacustre de alta plasticidad	150	12.75
12	7.5	0.5	Arcilla lacustre de alta plasticidad	150	12.75
13	8.0	0.5	Arcilla lacustre de alta plasticidad	179	12.75
14	8.5	0.5	Arcilla lacustre de alta plasticidad	179	12.75
15	9.0	0.5	Arcilla lacustre de alta plasticidad	179	12.75
16	9.5	0.5	Arcilla lacustre de alta plasticidad	250	12.75
17	10.0	0.5	Arcilla lacustre de alta plasticidad	250	12.75
18	10.5	0.5	Arcilla lacustre de alta plasticidad	250	12.75
19	11.0	0.5	Arcilla lacustre de alta plasticidad	250	12.75
20	11.5	0.5	Arcilla lacustre de alta plasticidad	221	12.75
21	12.0	0.5	Arcilla lacustre de alta plasticidad	221	12.75
22	12.5	0.5	Arcilla lacustre de alta plasticidad	221	12.75
23	13.0	0.5	Arcilla lacustre de alta plasticidad	221	12.75
24	13.5	0.5	Arcilla lacustre de alta plasticidad	250	12.75

Tabla 7. Perfil de velocidades v_s en la estación Paseo Bravo, PBPP

Con la finalidad de estudiar la respuesta sísmica del terreno en sitios instrumentados en la ciudad de Puebla, se utilizará un modelo unidimensional de propagación de ondas de cortante, para ello se hará uso del sistema denominado Proshake (ref. 45). Para realizar el análisis mediante esta herramienta es necesario definir: las propiedades de todos los estratos de suelo que contiene el perfil que será estudiado y especificar las características del movimiento de entrada al mismo. La respuesta del terreno será analizada en el sitio Paseo Bravo (PBPP), utilizando registros generados durante el sismo del 15 de junio de 1999 ($M_w=7.0$).

- Propiedades de los estratos del subsuelo en el sitio PBPP

De las pruebas de campo, mediante el uso del Cono Sísmico, realizadas en el sitio PBPP, se obtuvo un perfil de v_s , desafortunadamente la exploración estuvo limitada a 13.5 m de profundidad, tal como se indica en la tabla 7. Los primeros 3 metros corresponden a suelo limo arenoso con valores de $v_s = 500$ m/s, posteriormente se encuentra un suelo travertino de unos 3 m de espesor con valor máximo de $v_s = 750$ m/s y sobreyaciendo a este hasta una profundidad de 13.5 m se encuentra un material arcilloso con valores de v_s que varían entre 150 y 250 m/s. Esta profundidad de exploración no es suficiente para predecir con certidumbre la respuesta del terreno en la superficie, por lo que mediante un procedimiento iterativo, que posteriormente se describe, se llegó a establecer el perfil geodinámico (Fig. 45) que a continuación se detalla:

- a) Se consideró que el estrato de arcilla de alta plasticidad de prolonga hasta la profundidad de 23.5 m, con un valor de $v_s = 250$ m/s y $\gamma = 12.75$ KN/m³.
- b) A partir de 23.5 y hasta 73.5 m de profundidad se consideró un material limo arenoso con intercalaciones de capas de suelo travertino. Con valores de $v_s = 350$ m/s y $\gamma = 13.73$ KN/m³.
- c) Un estrato de arena con espesor de 2 m y con valores de $v_s = 500$ m/s y $\gamma = 17.66$ KN/m³.
- d) Finalmente, un depósito de grava con valores de $v_s = 750$ m/s y $\gamma = 18.64$ KN/m³. A partir de este último estrato se considerará que inicia el espacio semi-infinito y por el cual se propague el movimiento sísmico de entrada.

Lo anterior se detalla en la siguiente tabla:

Estrato	Profundidad (m)	Espesor H (m)	Material	v_s (m/s)	Peso específico γ (KN/m ³)
25	23.5	10.0	Arcilla lacustre de alta plasticidad	250	12.75
26	73.5	50.0	Material limo arenoso	350	13.73
27	75.5	2.0	Arenas	500	17.66
28	∞	∞	Gravas	750	18.64

Tabla 8. Perfil del suelo propuesto para la estación Paseo Bravo, Puebla

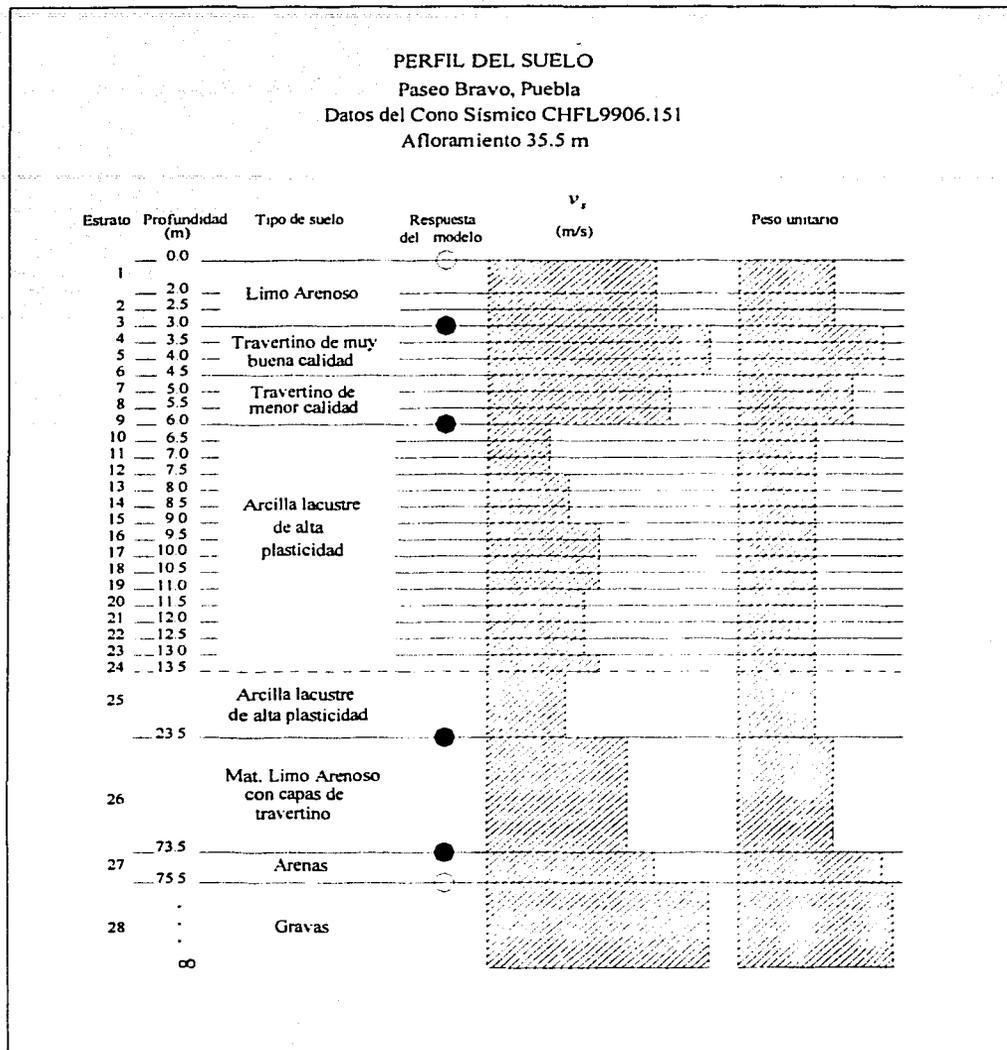


Fig 45. Perfil de suelo medido y propuesto para el modelo geodinámico

TESIS CON
 FALLA DE ORIGEN

- **Movimiento sísmico de entrada.**

Para el análisis de propagación unidimensional de las ondas de cortante es necesario contar con un registro sísmico en el semi-espacio, lo cual implicaría tener un acelerograma a la profundidad de 75.5 m, situación que no existe. Para subsanar lo anterior se utilizó el registro, del sismo del 15 de junio de 1999 ($M_w=7.0$), del afloramiento en roca en la estación Chila de Las Flores (CHFL), localizada a unos 90 Km de distancia del sitio PBPP.

Se siguió un procedimiento iterativo para establecer el modelo geodinámico en el sitio PBPP, el cual se detalla a continuación:

- 1) Para el perfil del depósito del suelo propuesto se establecen para cada estrato los valores de v_s , H y γ .
- 2) Se considera el movimiento sísmico de entrada a una determinada profundidad a partir de la cual inicia el espacio semi-infinito.
- 3) Se especifican las profundidades a las cuales se quiere conocer la respuesta sísmica.
- 4) Con los datos de aceleración calculados en la superficie del terreno se determina el espectro de respuesta para el 5% de amortiguamiento.
- 5) Debido a que se cuenta con un registro de aceleración medido en la superficie del sitio PBPP, se obtiene el espectro de respuesta correspondiente para el 5% de amortiguamiento.
- 6) Se comparan los espectros de respuesta calculado y medido.
- 7) La secuencia anterior se repite en forma iterativa modificando los valores de v_s y H hasta lograr un ajuste adecuado entre los espectros de respuesta.

3.2 Análisis de Resultados

En la figura 46 se muestra los acelerogramas del registro medido del afloramiento en Chila de las Flores (CHFL) del sismo de 15 de Junio de 1999 en sus tres componentes acelerográficas. Es importante mencionar que el comportamiento muestra las características de suelo rígido, alcanzando aceleraciones cercanas a 100 cm/s^2 . También se describe el tiempo de duración el cual es a partir de los 5 segundos hasta los 60 segundos.

Los espectros de respuesta medidos para el sismo del 15 de junio de 1999 en el sitio CHFL se presentan en la figura 47 en escala logarítmica. Para las tres componentes, los periodos donde resaltan picos importantes se encuentran entre 0.1 y 1 segundo. Con aceleraciones espectrales mayores para la componente N-S y menores a 250 cm/s^2 en las otras dos componentes. Cabe mencionar que el periodo donde se presenta la mayor aceleración espectral es de 0.2 segundos, también se presenta otros importantes para periodos de 0.3, 0.45 y 0.55 s.

El sitio Paseo Bravo presenta depósitos de suelo desplantados sobre una capa rígida. En la figura 48 se presentan los acelerogramas registrados para el mismo sitio. Donde se observa que la máxima aceleración varía para cada una de las componentes, presentando la máxima para la E-O con valor aproximado de 125 cm/s^2 .

Los espectros de respuesta medidos en la superficie del sitio PBPP se muestran en la figura 49. Se observa que los picos máximos se presentan para periodos mayores a los obtenidos para una capa rígida.

Los acelerogramas calculados se presentan en la figura 50, donde podemos observar que para la componente N-S se presentan cercanos a 130 cm/s^2 presentando tres picos importantes de analizar al rededor de 18 a 25 segundos. En la componente E-O se presentan aceleraciones menores a 100 cm/s^2 y para la componente V la máxima es de 100 cm/s^2 . Haciendo la comparación de los acelerogramas medidos en la figura 48 con los calculados en la superficie del sitio PBPP a partir de la inducción del registro de Chila de las Flores (figura 50) presentan una gran semejanza.

Se obtuvieron los acelerogramas calculados a diferentes profundidades (0, 3, 6, 23.5 y 73.5 m, localizados en los estratos 1, 4, 10, 26 y 27, respectivamente) para observar su variación en ciertos estratos. Es importante destacar que los acelerogramas, mostrados en la figuras 51, 52 y 53 para cada una de las componentes N-S, E-O y V, respectivamente. Se destaca que los acelerogramas van incrementando su aceleración a medida en que la profundidad es menor, o sea cuando se van acercando a la superficie del perfil de suelo.

Los espectros de respuesta calculados, para cada una de las componentes, con el modelo en la superficie en el sitio PBPP con 5% de amortiguamiento se muestran en la figura 54, en las mismas gráficas se hace una comparación con los medidos por medio de los registros obtenidos en el sitio. Es muy importante destacar que la respuesta es en gran medida aceptable ya que la similitud de los picos se presenta en periodos semejantes y las aceleraciones presentan mayor variación, aunque, para nuestro estudio, es de mayor relevancia el obtener cierto parecido en el periodo. Por ejemplo para la componente N-S el pico de mayor aceleración espectral se presenta para el periodo de 0.5 s para el medido y de

5.5 para el calculado, lo cual nos da una aproximación aceptable. Otro que presenta pico relevante se presenta a 1 s tanto para el medido como para el calculado, para la componente E-O se puede observar que hay dos picos de relevancia los cuales se presentan entre 0.5 y 0.6 s y el otro a un valor de 1.2 s y para la componente V el valor de las mayores aceleraciones espectrales se presentan aproximadamente a 0.5 s otros a 0.9 s y otro se presentan entre 0.2 y 0.3 s.

Se muestra también la función de transferencia (figura 55) obtenida para dicho modelo donde se puede ver que se presentan 2 modos de vibrar relevantes. El mayor se presenta a 0.8 s y el otro a 2 s.

Observamos que la amplificación es muy leve al principio pero llega un momento en que se amplifica de manera significativa cuando esta más cercana a la superficie libre.

En la figura 56 se grafica la aceleración contra la profundidad observamos que para cada canal se presentaron diferentes comportamientos descritos a continuación:

Canal E-O. Para profundidades mayores a 80 m se produce una desaceleración importante en cambio para profundidades entre 45 y 80 m se produce un incremento de aceleración bastante considerable, para la profundidad entre 25 y 45 m se observa una desaceleración gradual, de 20 a 25 m de profundidad la aceleración se incrementa bastante y menos de 20 m se presenta la desaceleración con un comportamiento casi vertical.

Canal N-S. Para profundidades mayores a 80 m la aceleración se incrementa muy poco, para profundidades entre 45 y 80 m se produce un incremento de aceleración bastante considerable, para la profundidad entre 25 y 45 m se observa una desaceleración considerable, de 20 a 25 m de profundidad la aceleración se incrementa gradualmente y menos de 20 m se presenta la desaceleración con un comportamiento prácticamente vertical.

Canal V. Para profundidades mayores a 80 m la aceleración se incrementa muy poco en cambio para profundidades entre 45 y 80 m se incrementa en forma gradual. Para las aceleraciones localizadas entre 40 y 45 m se observa una desaceleración, en cambio de 20 a 40 m de profundidad la aceleración se incrementa bastante y menos de 20 m se desacelera enormemente, presentando un comportamiento prácticamente vertical.

En la figura 57 se grafica el desplazamiento contra la profundidad observamos que para cada canal se presentaron diferentes comportamientos descritos a continuación.

Canal N-S. Se observa que el comportamiento es el mismo para cualquier profundidad, esto es que el valor del desplazamiento se mantiene constante.

Canal E-O. Para profundidades mayores a 80 m el desplazamiento se incrementa muy poco en cambio para profundidades entre 25 y 80 m se incrementa en forma gradual y para profundidades menores presenta un comportamiento vertical.

Canal V. Para profundidades entre 250 y 80 m el desplazamiento va disminuyendo y para profundidades menores se mantiene prácticamente vertical.

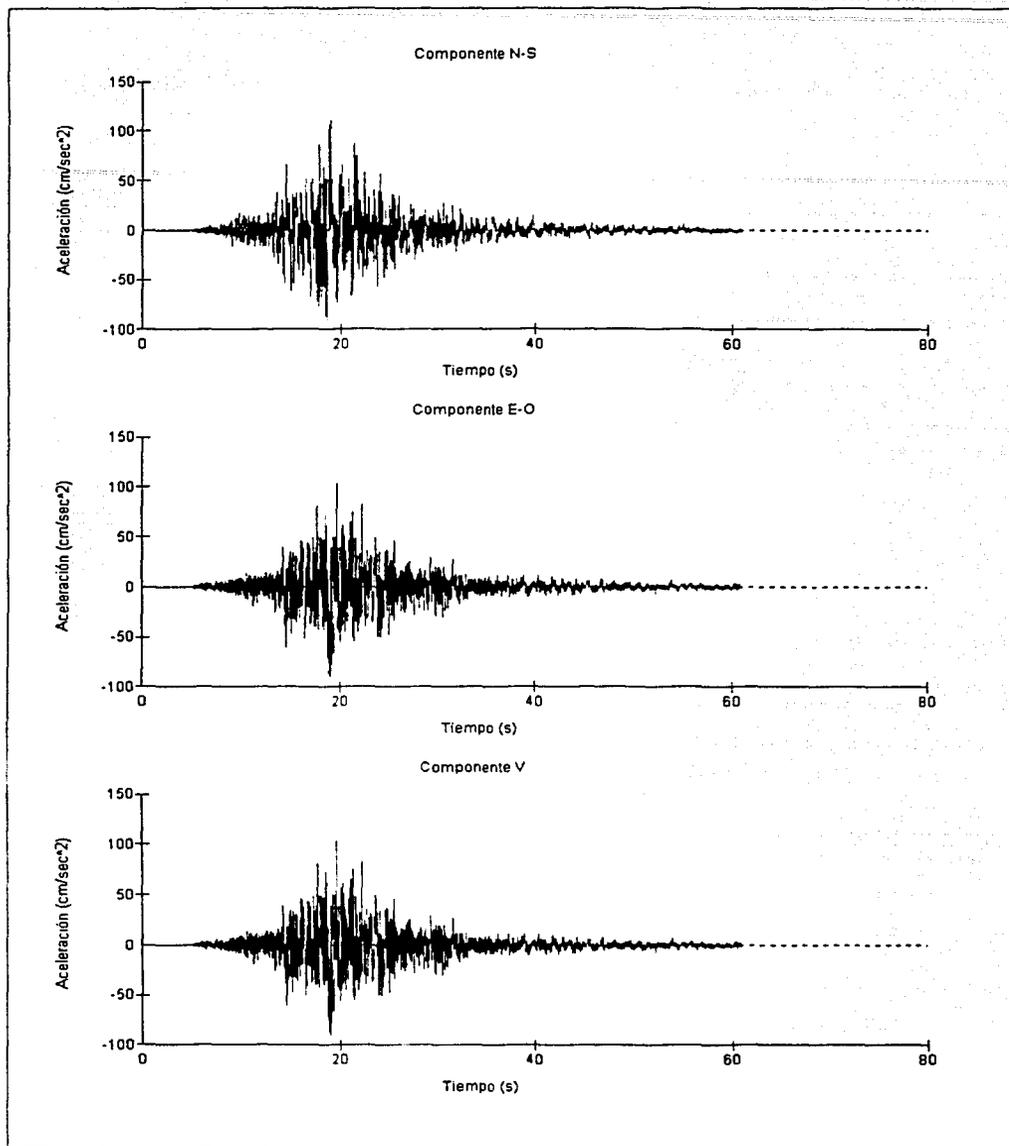


Fig 46. Acelerogramas del registro CHFL9906.151

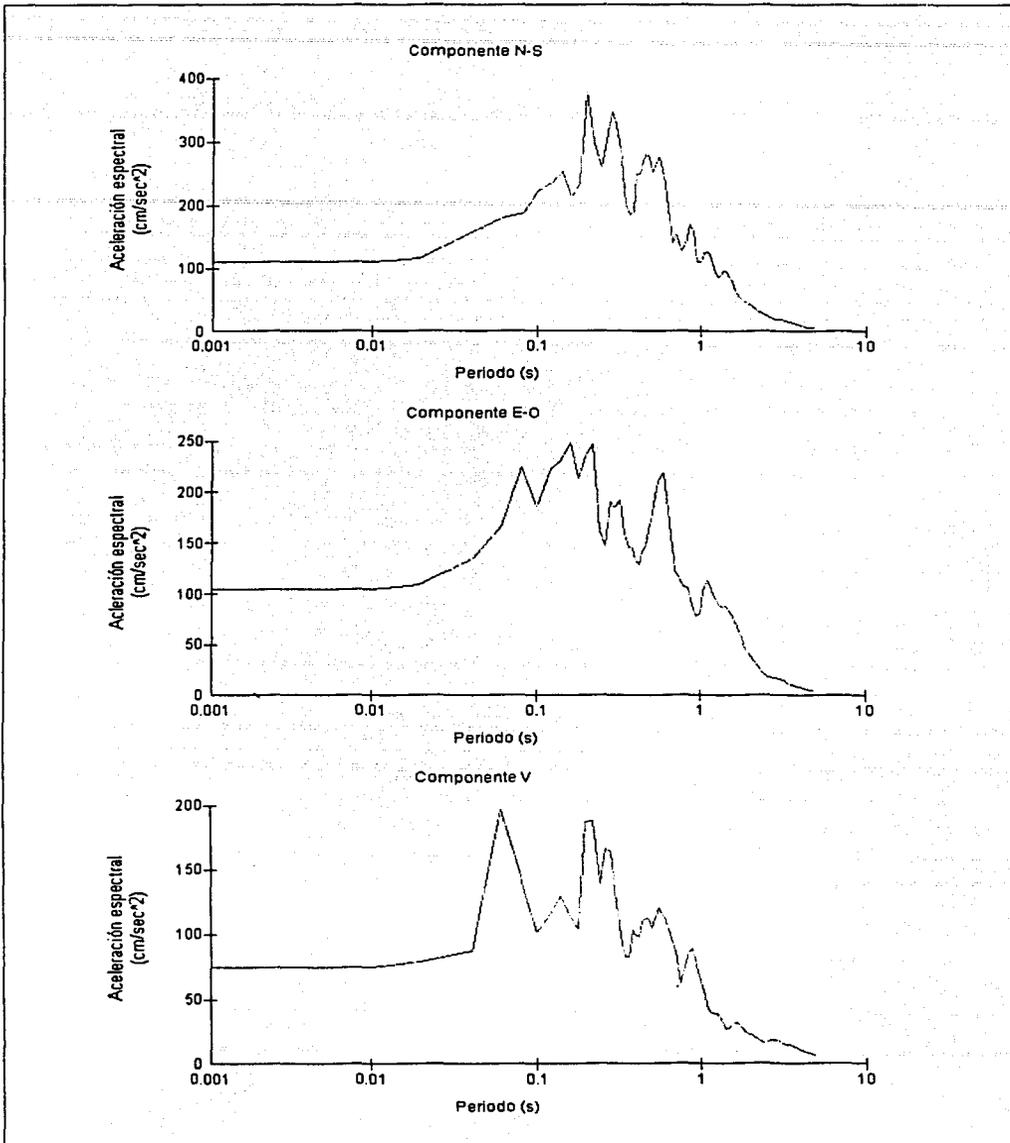


Fig 47. Espectros de respuesta del registro CHFL9906.151 (5% de amortiguamiento)

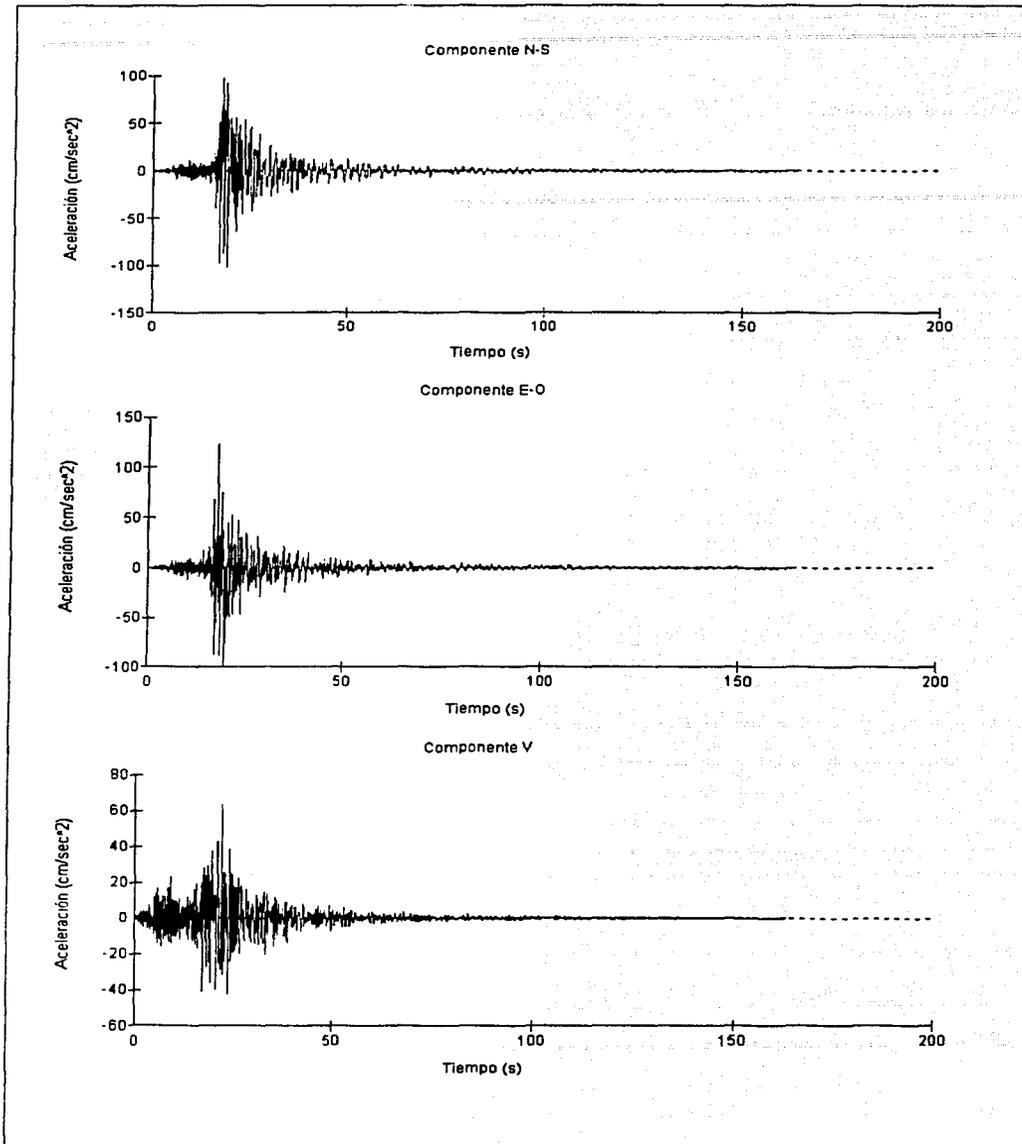


Fig 48. Acelerogramas del registro PBPP9906.151

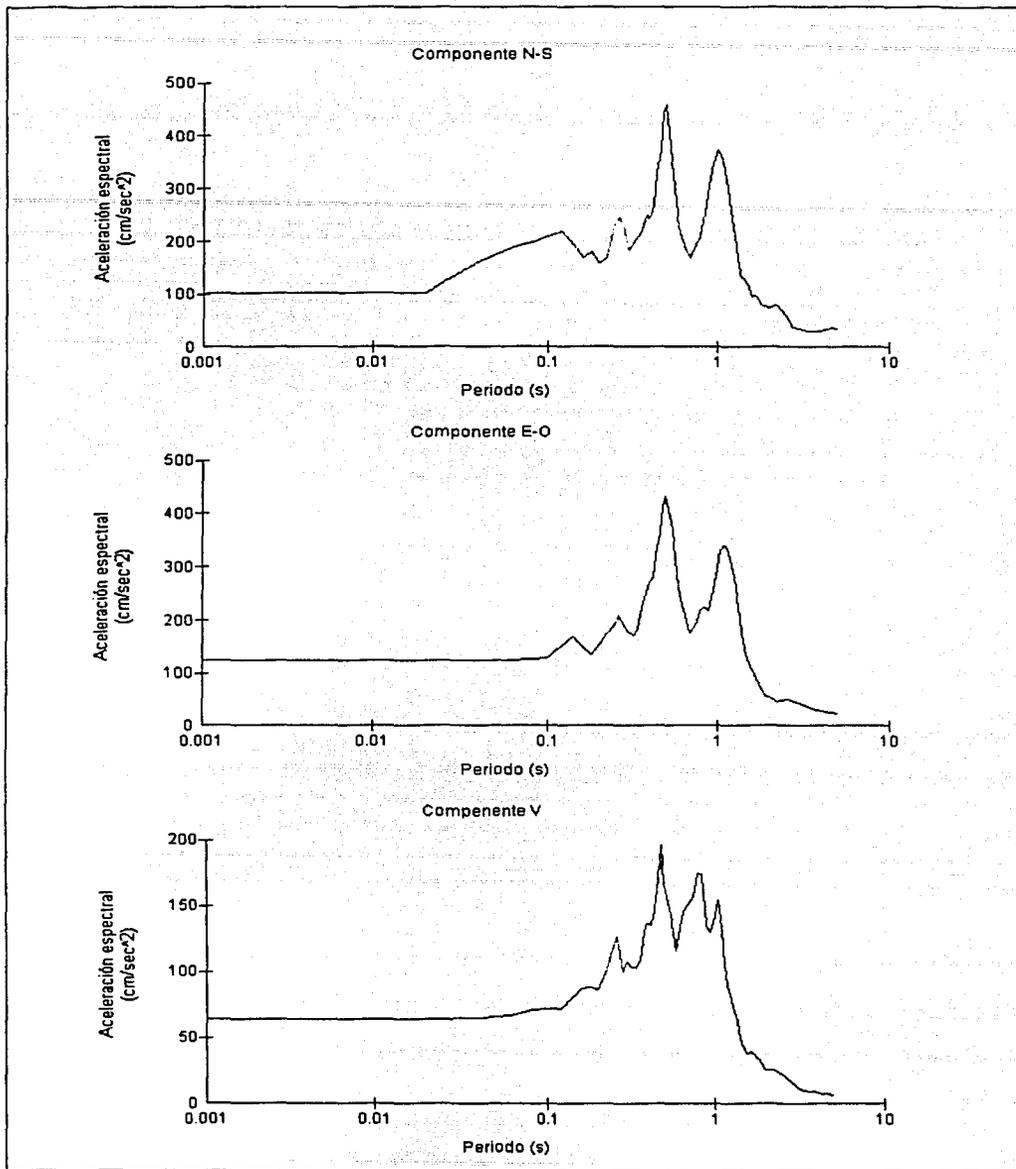


Fig 49. Espectros de respuesta medidos en el sitio PBPP del sismo 9906.151 (5% de amortiguamiento)

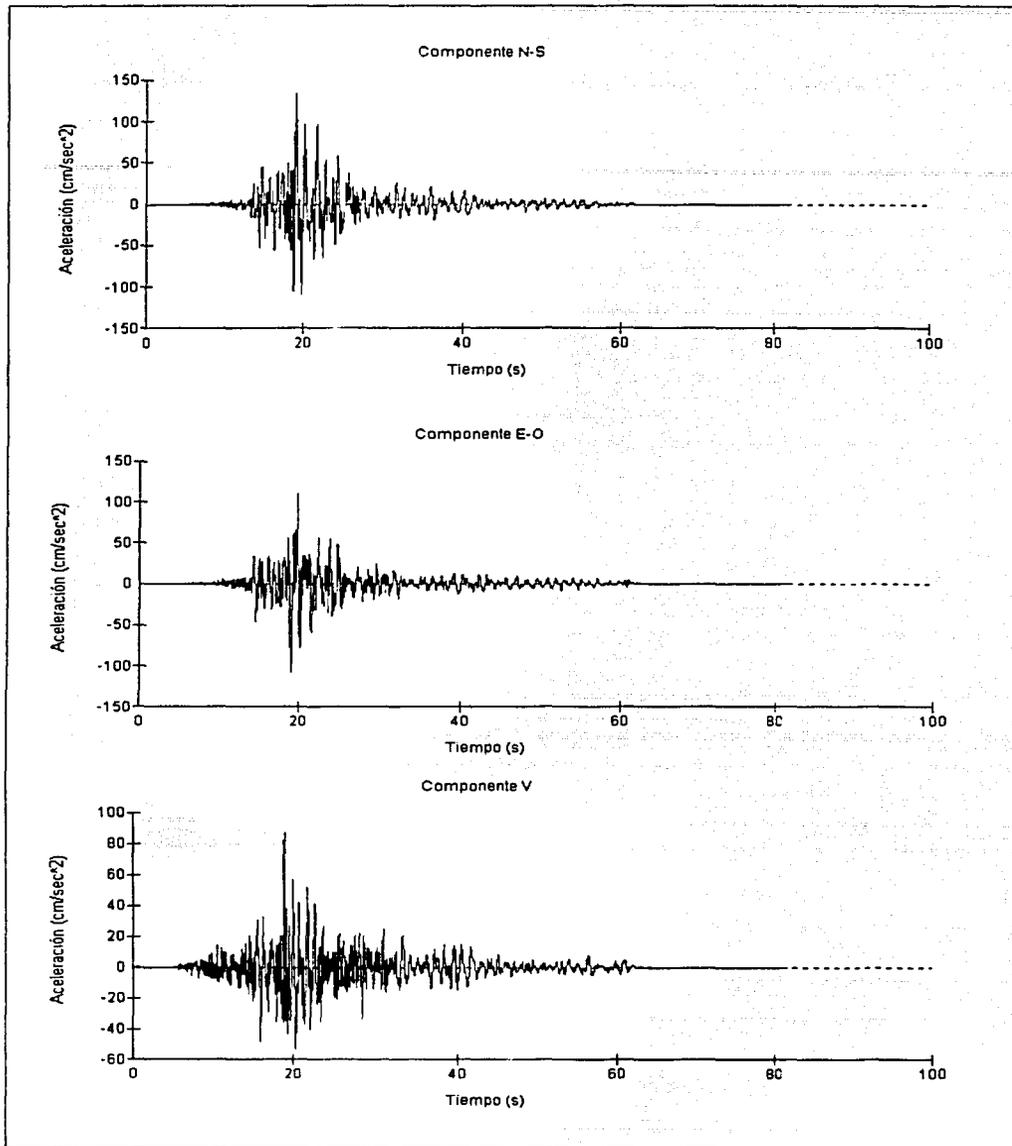


Fig 50. Acelerogramas calculados en la superficie del sitio PBPP sismo 990615

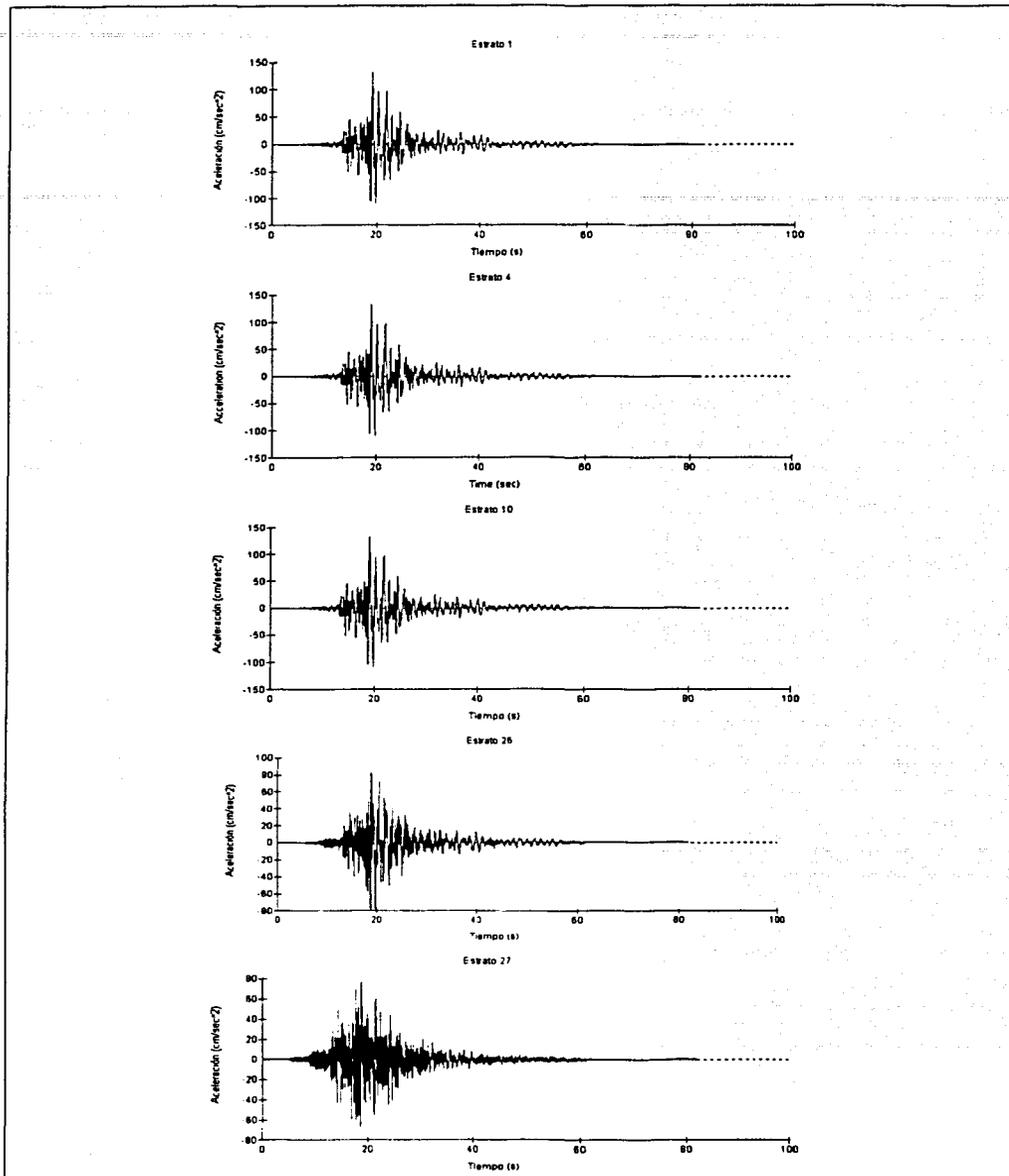


Fig 51. Acelerogramas calculados en el sitio PBPP (N-S) del sismo 990615, profundidades de 0, 3, 6, 23.5 y 73.5 m

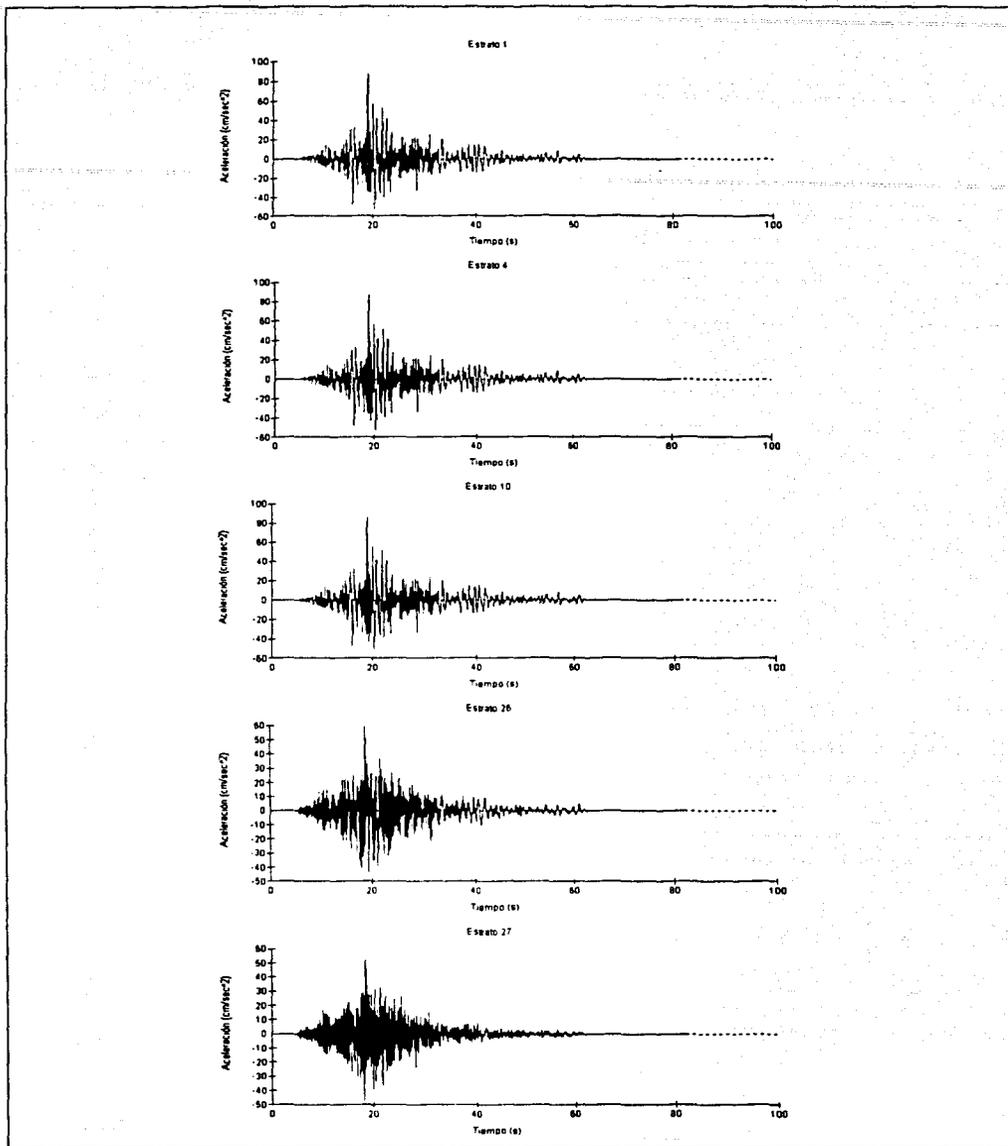


Fig 52. Acelerogramas calculados en el sitio PBPP (E-O) del sismo 990615, profundidades de 0, 3, 6, 23.5 y 73.5 m

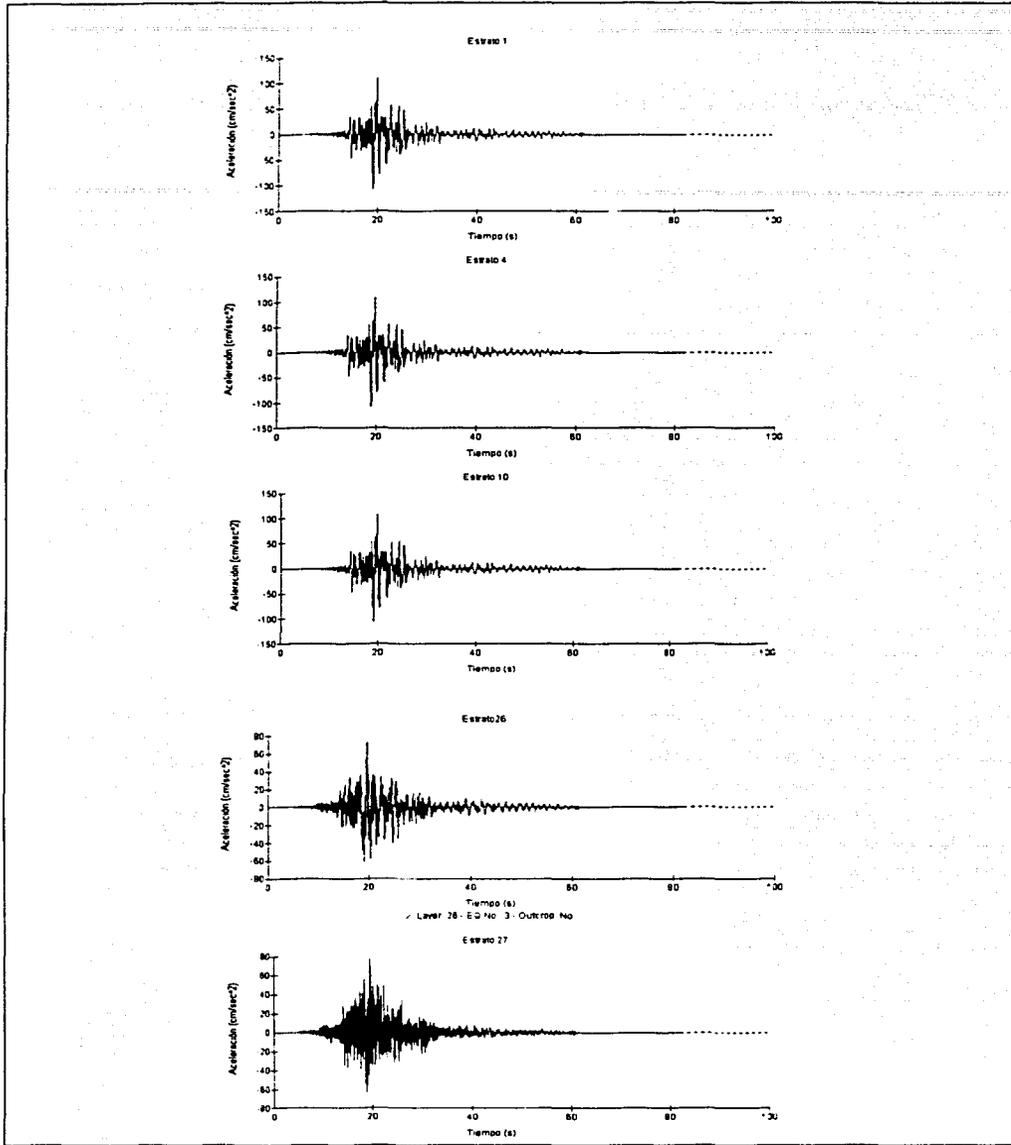


Fig 53. Acelerogramas calculados en el sitio PBPP (V) del sismo 990615, profundidades de 0, 3, 6, 23.5 y 73.5 m

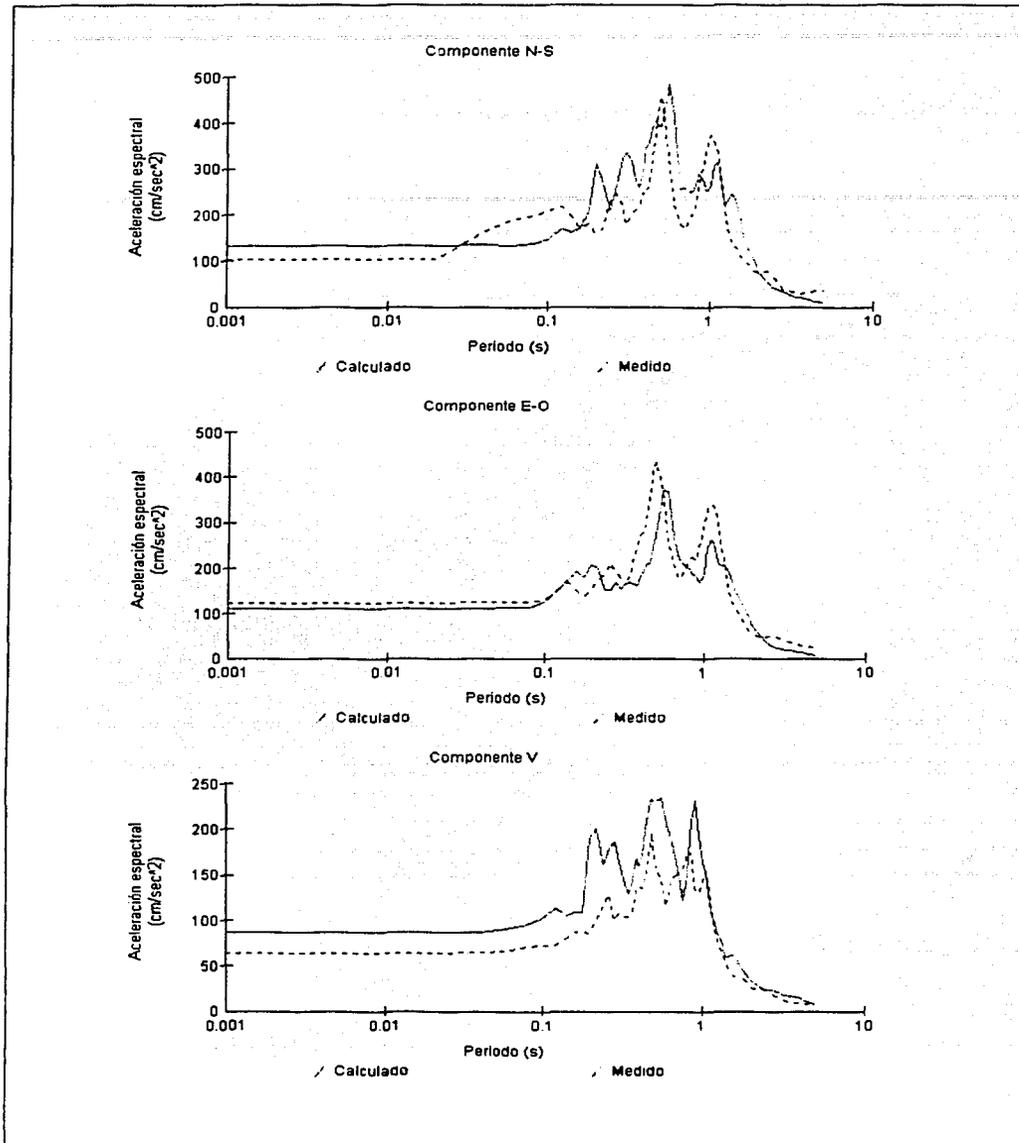


Fig 54. Espectros de respuesta del sitio PBPP del sismo 9906.151 (5% de amortiguamiento)

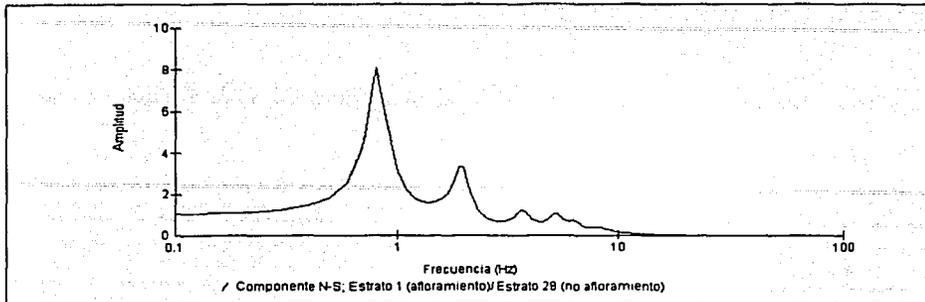


Fig 55. Función de transferencia del modelo

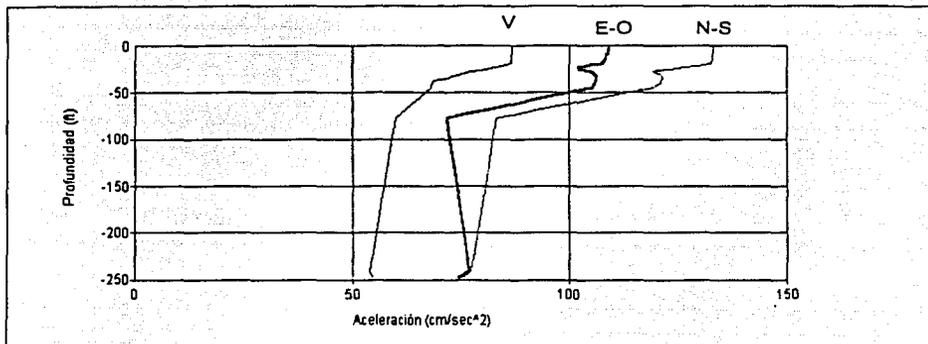


Fig 56. Aceleración vs profundidad

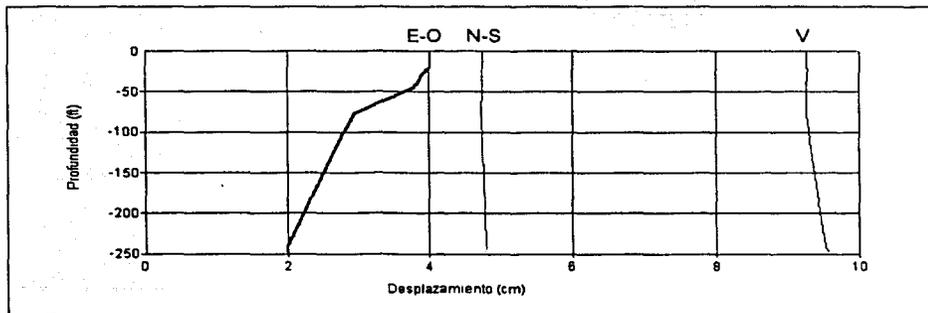


Fig 57. Desplazamiento vs profundidad

CONCLUSIONES

CONCLUSIONES

- Para obtener la respuesta sísmica más cercana a la realidad se requiere tener datos que sean confiables para que los resultados obtenidos tengan también la interpretación adecuada, por lo que la RACP deberá continuar operando para obtener más registros de sismos que puedan generar intensidades altas en Puebla, ya que, en la actualidad, el conjunto de datos útiles para el análisis es limitado, por ejemplo, de los que destacan están el sismo de tipo normal del 15 de junio de 1999 ($M_w=7.0$) con $A_{máx}=279 \text{ cm/s}^2$ y de subducción los del 30 de septiembre de 1999 ($M=7.4$) con $A_{máx}=23 \text{ cm/s}^2$ y el del 25 de abril de 1989 ($M_s=6.9$) con $A_{máx}=15 \text{ cm/s}^2$. En cambio la gran mayoría de sismos registrados en Puebla tienen amplitudes de movimiento pequeñas.
- La respuesta sísmica calculada, con el modelo geodinámico considerando para el sismo del 15 de junio de 1999 en el sitio Paseo Bravo, y como registro de entrada el acelerograma en roca de Chila de las Flores, se ajusta razonablemente con la medida, por lo que el modelo se considera como válido y las hipótesis planteadas para el análisis son aceptables.
- La profundidad de 13.5 m de exploración realizada en Paseo Bravo, para estimar la respuesta del terreno, es insuficiente debido a que se desconocen las propiedades de los depósitos a mayor profundidad y el comportamiento en la superficie del terreno depende en gran medida a la respuesta transitoria en cada uno de los estratos que influye en el tipo de suelo. Esto es de suma importancia para calcular las amplitudes del movimiento y obtener los desplazamientos, aceleraciones y esfuerzos cortantes del subsuelo que serán de mucha ayuda para realizar obras de ingeniería y verificar la seguridad de las ya existentes.
- La función de transferencia calculada en la superficie presenta dos modos de vibrar relevantes, uno para 0.8 Hz (con periodo de 1.25s) que tiene la máxima amplificación en la superficie y es del orden de 8 veces y otro entre 2.5 a 3 Hz (con periodo de 0.5 a 0.3 s) cuya amplificación es de orden de 3.5 veces.

CONCLUSIONES

- Del análisis de los resultados calculados tanto de la aceleración como del desplazamiento con relación a la profundidad, se considera la presencia de efectos no lineales en el contacto entre el travertino y la arcilla lo cual produce una disminución de los valores de aceleración y de desplazamientos, los cuales se vuelven constantes a partir del travertino hasta la superficie.
- Considerando el marco tectónico y sísmico en la región en que se localiza el estado de Puebla se espera la generación de nuevos sismos, por lo que es necesario continuar el monitoreo que dará lugar a incrementar el banco de información, lo que permitirá mejorar los análisis sobre la respuesta del terreno.
- Con esta tesis se pretende acumular experiencias (que poco a poco darán frutos) y que permitan conocer aún más la respuesta sísmica de los suelos de la ciudad de Puebla con la intención de continuar y abrir nuevas líneas de investigación cuyos resultados coadyuven a un mejor conocimiento del fenómeno sísmico y la mitigación de sus efectos tanto en el ser humano como en su infraestructura.

RECOMENDACIONES

RECOMENDACIONES

Debido al crecimiento continuo de la ciudad de Puebla y a la insuficiente cobertura de la red acelerográfica se sugiere:

- Ampliar la RACP en sitios con diferentes propiedades de suelo, así como en otras regiones donde no se ha estudiado suficientemente la respuesta sísmica; para lo cual se recomienda ampliamente la colocación de aparatos tanto en superficie como en pozo y, por supuesto, en estructuras que es donde se ponen en riesgo las vidas humanas.
- Realizar estudios de mecánica de suelos a mayores profundidades que permitan estimar las propiedades de los depósitos de suelo en sitios donde están instaladas las estaciones acelerográficas. Esto deberán realizarse a profundidades mayores de 50 m con pruebas de Cono Sísmico y de laboratorio.
- Intensificar los estudios para determinar la respuesta sísmica del terreno, los cuales deberán incluir información de la fuente sísmica y de la trayectoria de ruptura, así como de la propagación de las ondas sísmicas y del efecto de sitio local.
- En general, a causa de que los sismos representan perjuicios es importante saber su comportamiento en caso de presentarse, por lo que se muestra como una necesidad clara el hecho de aprovechar todas las experiencias del pasado, continuar y ampliar la investigación científica de los fenómenos naturales, como son los sismos, para así poder adecuar nuestras formas de vida con miras a una verdadera convivencia con la naturaleza.

REFERENCIAS

REFERENCIAS

1. Gutenberg B, Richter C, "Seismicity of the Earth", Princeton Univ. Press, 1949.
2. Nava A, "La inquieta superficie terrestre", Fondo de Cultura Económica, México, D. F., 1993.
3. Dowrick D J, "Diseño de estructuras resistentes a sismos", Ed. Limusa, México, D.F., 1984.
4. Havskov J, Macías M, "A coda-length magnitude scale for some Mexican stations", International Geophysics, 1983.
5. Gutiérrez C, Quaas R, Ordaz M, "Sismos", Serie Fascículos CENAPRED, 4ª edición, México D.F., 2001.
6. Iglesias J, Ramírez M, Carvallo J, Guerrero J, Juárez H, Gómez A, Angulo J, "Zonificación sísmica de algunas ciudades mexicanas", Departamento de materiales, División de CBI, Universidad Autónoma Metropolitana, Unidad Azcapotzalco, 1994.
7. Suárez G, "El potencial sísmico en la República Mexicana", en revista de "INGENIERÍA", Vol. LX, No.2 Abril-Junio, 1990.
8. *idem*.
9. Servicio Sismológico Nacional, "El Servicio Sismológico Nacional y Sismicidad de México" Instituto de Geofísica, UNAM, 1990.
10. Gutiérrez C, 2001, *op cit*.
11. Mendoza Del Barrio, J, "Instrumentación sísmica para registros de temblores fuertes", Tesis para obtener el título de Ingeniero Civil, UNAM, México D.F., 1993.
12. González-Pomposo G, Valdés C, "Seismicity of the State of Puebla, Mexico", Geofísica internacional, Vol. 34, 1995.
13. Posada-Sánchez A E, Alcántara L, González-Pomposo G, Macías M A, Almora D y Jiménez J, "Análisis de los desplazamientos provocados en la ciudad de Puebla por el sismo del 15 de junio de 1999", XX Reunión Nacional de Mecánica de Suelos, Vol. 1, Oaxaca, México, 2000.

14. González-Pomposo G. J, Alcántara L, Posada A E, Almora D, Torres M, López V, "Aceleraciones registradas en diferentes tipos de suelos en la ciudad de Puebla". XIX Reunión Nacional de Mecánica de Suelos, Sociedad Mexicana de Mecánica de Suelos, Puebla, 1998.
15. Seto W, "Vibraciones Mecánicas", McGraw-Hill, México D.F., 1979.
16. Alcántara L, González-Pomposo G J, Almora D, Posada M E, Macías M A, Jiménez J, Torres M, Pérez A, Vázquez R, Ayala M, Lima I A, Félix S G, "La Red Acelerográfica de la Ciudad de Puebla", Informe de actividades 2001, RACP-II/BUAP-07, Instituto de Ingeniería UNAM y Facultad de Ingeniería BUAP, México, 2002.
17. Alcántara L, González-Pomposo G J, Almora D, Posada A E, Torres M, Macías M A, Sandoval H, Aguilar A, Aburto C, Nava A, "La red de Acelerógrafos de la Ciudad de Puebla", Informe de actividades durante 1996, RACP-II/BUAP-01, Instituto de Ingeniería UNAM y Facultad de Ingeniería BUAP, México, 1999.
18. Alcántara L, González-Pomposo G J, Almora D, Posada A E, Torres M, Macías M A, Sandoval H, Jiménez J, Aguilar A, Coba C A, Nicanor L, "La red de Acelerógrafos de la Ciudad de Puebla", Informe de actividades durante 1997, RACP-II/BUAP-02, Instituto de Ingeniería, UNAM y Facultad de Ingeniería BUAP, México, 1999.
19. Alcántara L, González-Pomposo G J, Almora D, Posada A E, Torres M, Macías M A, Sandoval H, Aguilar A, Jiménez J, Coba C A, Nicanor L, "La red de Acelerógrafos de la Ciudad de Puebla", Informe de actividades durante 1998, RACP-II/BUAP-03, Instituto de Ingeniería UNAM y Facultad de Ingeniería BUAP, México, 1999.
20. Alcántara L, González-Pomposo G J, Almora D, Posada A E, Torres M, Macías M A, Vázquez R, Jiménez J, Torres M, Hernández M A, Santacruz R, "La red de Acelerógrafos de la Ciudad de Puebla", Informe de actividades durante 1999, RACP-II/BUAP-05, Instituto de Ingeniería UNAM y Facultad de Ingeniería BUAP, México, 2000.
21. Alcántara L, González-Pomposo G J, Almora D, Posada A E, Macías M A, Vázquez R, Jiménez J, Torres M, Hernández M A, Rivera O, Díaz E, Huerta J A, "La red de Acelerógrafos de la Ciudad de Puebla", Informe de actividades durante 2000, RACP-II/BUAP-06, Instituto de Ingeniería UNAM y Facultad de Ingeniería BUAP, México, 2001.
22. Alcántara L, *et al*, 2002, *op cit*.

REFERENCIAS

23. Alcántara L, González-Pomposo G J, Almora D, Posada M E, Macías M A, Jiménez J, Torres M, Pérez A, Vázquez R, Ayala M, Lima I A, Félix S G, "La red de Acelerógrafos de la Ciudad de Puebla", Informe de actividades durante 2002, Instituto de Ingeniería UNAM y Facultad de Ingeniería BUAP, México, en proceso.
24. Posada-Sánchez A E, *et al*, 2000 *op cit*.
25. Timoshenko S, "Vibration problems in engineering", John Wiley and Sons, USA, 1974.
26. Dowrick D J, 1984. *op cit*.
27. Castano J, Torrosi S, "Informe técnico de la comisión del Instituto Nacional de prevención sísmica", San Juan, Argentina, 1973.
28. Arias A, "A measure of earthquake intensity", in Hansen R J, Ed. Seismic Design for Nuclear Power Plants, MIT Press, Cambridge, Massachusetts. 1970.
29. Reinoso E, Ordaz M, "Duration of strong ground motion during Mexican earthquakes in terms of magnitude, distance to the rupture area and dominant site period", Earthquake engineering and structural dynamics, *Earthquake Engng Struct. Dyn.*, Vol. 30, Issue No. 5, 2001.
30. *idem*.
31. Dobrin M, "Introducción a la prospección geofísica", Ed. Omega, Barcelona, 1961.
32. Paredes A, "Características dinámicas de la arcilla del Valle de México", Tesis doctoral para obtener el grado de Doctor en Ingeniería (mecánica de suelos), UNAM, México D.F, 1987.
33. Woods R D, "Measurement of dynamic soil properties", Earthquake Eng. and soil Dynamics, Proc. of the ASCE Geotechnical Eng. Div., ASCE, Vol.101, 1978.
34. Kitsunezaki C, "A new method for shear-wave logging", Geophysics. Vol. 45, No. 10, 1980.
35. Ovando E, Sámano A y Contreras R. "Ensayes de cono sísmico en la ciudad de México", Informe de avance. Informe del Instituto de Ingeniería, UNAM al Departamento del Distrito Federal, 1993.
36. <http://plata.uda.cl/minas/apuntes/Geologia/EXPLORAC/TEXT/04000sismica.html>, Universidad de Atacama, Copiapó, Chile.

REFERENCIAS

37. Dobrin M, 1961, *op cit.*
38. Paredes A, 1987, *op cit.*
39. Ovando E, Sámano A, Contreras R, Carmona G, "Ensayes de cono sísmico en la ciudad de México", Informe Preliminar, México, D.F, 1993.
40. Dobrin M, 1961, *op cit.*
41. Ovando E, Contreras R, Sámano A, "Seismic cone test in México City", Memorias, X Congreso Panamericano de Mecánica de Suelos, Guadalajara, México, 1995.
42. Ovando E, Romo M P, Alcántara L, Sámano A, Carmona G, González G, Flores R, Posada A E, Sandoval H, "Propiedades y respuesta dinámica del subsuelo en algunos sitios de la ciudad de Puebla", Memorias, XX Reunión Nacional de Mecánica de Suelos, Vol. 2, Oaxaca, México, 2000.
43. Kramer S, "Geotechnical Earthquake Engineering", University of Washington, Prentice Hall, New Jersey, E.U.A, 1996.
44. Chopra A. K, "Dynamics of structures", Prentice Hall, 1995.
45. User's Manual versión 1.1, "Proshake", Ground Response Analysis Program, EduPro Civil Systems, Inc, Redmond, Washington, US, 1999.
46. *idem.*

APÉNDICE

Respuesta de Sistemas de un grado de libertad

Se dice que una estructura tiene un comportamiento elástico lineal si la relación fuerza deformación es como la de la figura 58a, por el contrario si el comportamiento es como el ilustrado en 58b se designa como inelástico.

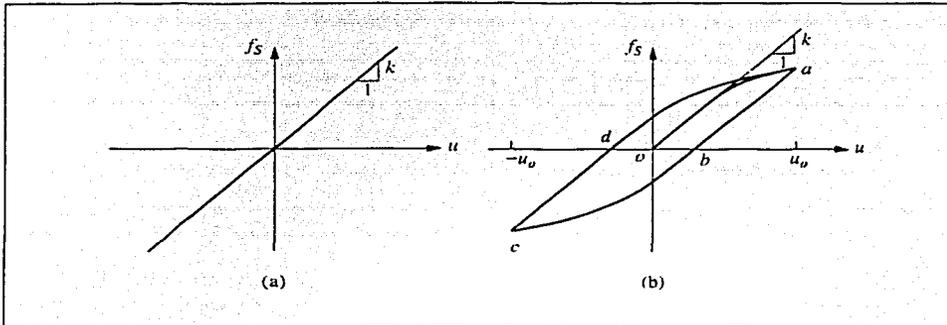
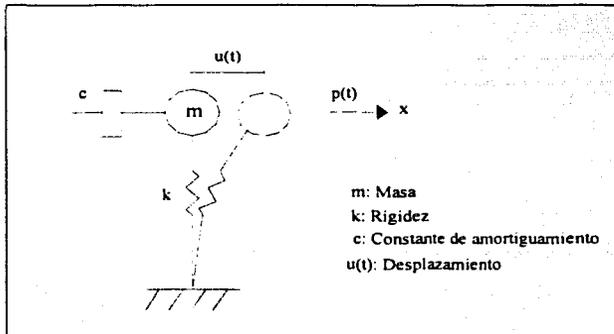


Fig 58. a) Comportamiento elástico lineal
b) Comportamiento inelástico

Un sistema de un grado de libertad (SDF) puede ser definido como el mostrado en la figura 59, el cual esta integrado de una masa concentrada m , en un sistema que tiene rigidez y un amortiguador viscoso que disipa la energía vibratoria.



TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

Fig 59. Sistema de un grado de libertad

El número de desplazamientos independientes requeridos para definir la posición desplazada de la(s) masa(s) con respecto a su posición original es denominado el número de grados de libertad para un análisis dinámico. Si se considera la figura 60, la cual solo tiene libertad de movimiento en la dirección de la excitación, un análisis estático del problema deberá ser formulado con 3 grados de libertad (desplazamiento lateral y dos giros), para determinar la rigidez lateral del marco. Por el contrario, para el análisis dinámico solo tiene un grado de libertad, por lo que es denominado así. En este caso si se consideran dos tipos de excitación: 1) fuerza externa en la dirección lateral $p(t)$ y 2) el movimiento sísmico inducido $u_g(t)$, en cada instante, los desplazamientos están relacionados por:

$$u^i(t) = u(t) + u_g(t) \quad (48)$$

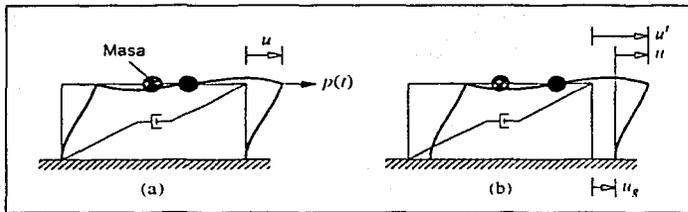
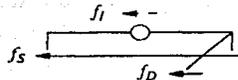


Fig 60. a) Fuerza aplicada $p(t)$
b) Movimiento sísmico

Considerando el equilibrio dinámico del sistema de la figura 58b y el siguiente diagrama de cuerpo libre:



TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

se tiene que:

$$f_i(t) + f_D(t) + f_s(t) = p(t) \quad (49)$$

considerando que:

f_I = Fuerza de inercia

f_D = Fuerza de amortiguamiento

f_S = Fuerza de rigidez o resistente

$$f_I = mu' \quad (50)$$

$$f_D = c\dot{u} \quad (51)$$

$$f_S = ku \quad (52)$$

donde:

m = masa del sistema

u' = aceleración total del sistema

k = rigidez lateral

u = desplazamiento

c = coeficiente de amortiguamiento viscoso

\dot{u} = velocidad

por lo que:

$$mu(t) + c\dot{u}(t) + ku(t) = p(t) - mu_g(t) \quad (53)$$

considerando que $p(t) = 0$, se tiene que:

$$f_I + f_D + f_S = 0 \quad (54)$$

Lo anterior se ilustra con claridad en la figura 61.

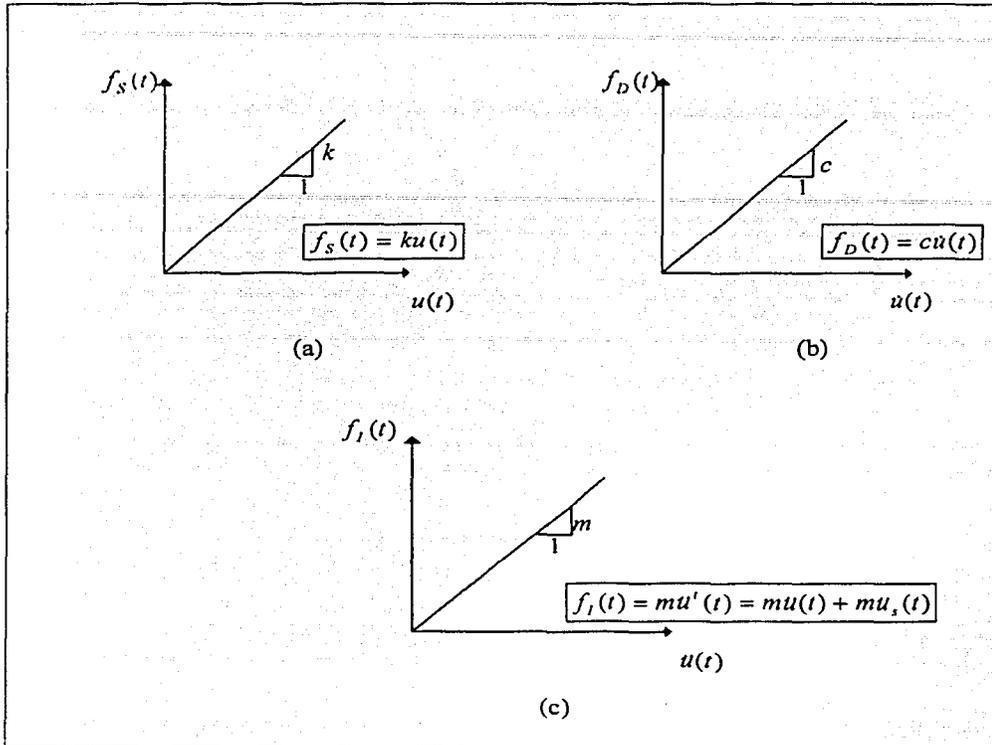


Fig 61. a) Fuerza de rigidez o resistente
 b) Fuerza de amortiguamiento o disipadora
 c) Fuerza de inercia

TESIS CON
 FALLA DE ORIGEN

Por lo anterior la ecuación 49 queda como:

$$m\ddot{u} + c\dot{u} + ku = -m\ddot{u}_g(t) \quad (55)$$

La expresión 55 es la ecuación de movimiento que gobierna el desplazamiento $u(t)$ de un sistema de un grado de libertad con comportamiento lineal cuando es sujeto a un movimiento de aceleración $\ddot{u}_g(t)$ en su base. En el caso de un sistema inelástico la expresión 55 se modifica a:

$$m\ddot{u} + c\dot{u} + f_S(u, \dot{u}) = -m\ddot{u}_g(t) \quad (56)$$

Sistemas linealmente elásticos

Ecuación de movimiento

Quedó establecido que la ecuación que gobierna el movimiento de un sistema lineal de un grado de libertad, está dada por la expresión (2). Si es dividida por m se tiene:

$$u + 2\zeta\omega_n\dot{u} + \omega_n^2 u = -u_g(t) \quad (57)$$

donde:

$$\omega_n = \sqrt{\frac{k}{m}} \quad (58)$$

$$T_n = \frac{2\pi}{\omega_n} \quad (59)$$

$$f_n = \frac{\omega_n}{2\pi} \quad (60)$$

$$\zeta = \frac{c}{c_r} = \frac{c}{2m\omega_n} \quad (61)$$

ω_n = frecuencia circular natural de vibración

k = rigidez lateral del sistema

m = masa del sistema

T_n = periodo natural de vibración

f_n = frecuencia cíclica natural de vibración

ζ = relación de amortiguamiento o fracción de amortiguamiento crítico

c = coeficiente de amortiguamiento viscoso

c_r = coeficiente crítico de amortiguamiento, es denominado de esta forma porque es el valor mínimo de c que impide que el sistema oscile al regresar a su posición original después de haber sufrido un desplazamiento.

Si,

$c = c_r$; $\zeta = 1$; se presenta amortiguamiento crítico

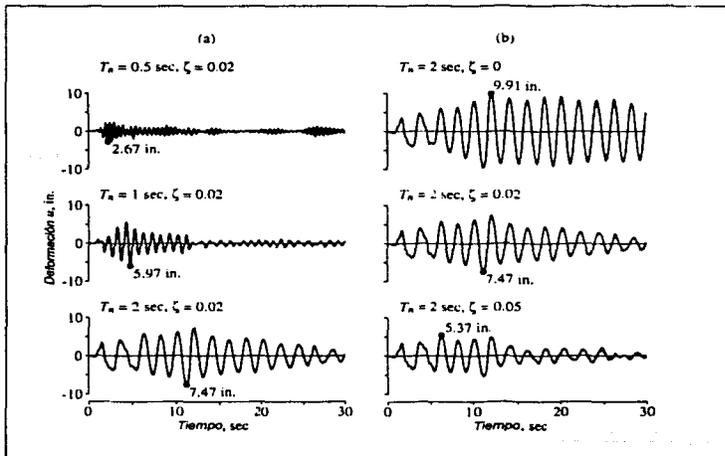
$c > c_r$; $\zeta > 1$; sobreamortiguado y

$c < c_r$; $\zeta < 1$; subamortiguado

La expresión 57 implica que el desplazamiento $u(t)$ del sistema es función de la frecuencia natural ω_n y de la relación de amortiguamiento ζ . Por lo que dos sistemas que tengan los mismos valores de T_n y ζ tendrán la misma respuesta al desplazamiento $u(t)$ aún cuando uno de ellos tenga mayor masa o posea mayor rigidez que el otro. Gran importancia tiene el determinar los desplazamientos relativos $u(t)$ del sistema, con respecto al movimiento del terreno, debido a la relación lineal que guardan con respecto a las fuerzas internas como son los momentos y las fuerzas cortantes en vigas y columnas. Por otra parte, el determinar el valor del desplazamiento total de la masa $u'(t)$ permitirá establecer la separación mínima que deben tener estructuras adyacentes para evitar su contacto durante un movimiento sísmico.

Es importante señalar que a partir de la ecuación 57 se determinarán los valores de: $u(t)$, $\dot{u}(t)$, $\ddot{u}(t)$ y $u''(t)$.

Dado un movimiento del terreno $u_g(t)$ la respuesta del desplazamiento $u(t)$ de un sistema de un grado de libertad depende únicamente del periodo natural de vibración y de la relación de amortiguamiento. La figura 62 presenta la respuesta del desplazamiento de 3 sistemas con distintos periodos naturales de vibración y un valor de $\zeta = 2\%$. Es evidente la diferencia en la respuesta, entre más grande es el periodo de vibración mayor es la aceleración pico, también en la misma figura y para el mismo movimiento se ha fijado el periodo de vibración $T_n = 2$ segundos y se ha variado la relación de amortiguamiento ζ , de tal forma que las diferencias en la respuesta de los 3 sistemas están asociadas únicamente a un parámetro. Se observa que entre mayor sea el amortiguamiento la respuesta de los sistemas es menor.



TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

Fig 62. Respuesta al desplazamiento de sistemas lineales de un grado de libertad

Después de resolver la ecuación diferencial del movimiento $mu + cu + f_s(u) = -mu_r(t)$ y conocida la respuesta $u(t)$ se puede determinar las fuerzas internas. Para ello se hará uso del concepto de *fuerza estática equivalente* f_s , la cual es una fuerza externa, que aplicada lentamente, produce en cualquier instante t la deformación u obtenida mediante un análisis equivalente (figura 63) por lo que:

$$f_s(t) = ku(t) \quad (62)$$

k = rigidez lateral de la estructura

f_s = fuerza externa que produce la misma deformación u en la componente de rigidez

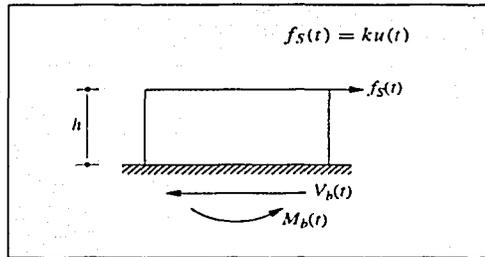


Fig 63. Fuerza estática equivalente

$$f_s(t) = m\omega_n^2 u(t) = mA(t) \quad (63)$$

donde:

$$A(t) = \omega_n^2 u(t) \quad (64)$$

El término $A(t)$ es denominado *Seudo Aceleración* y puede calcularse multiplicando $\omega_n^2 = \left(\frac{2\pi}{T_n}\right)^2$ por las correspondientes respuestas $u(t)$ de la figura 62 con $\zeta = 0.02$ los valores restantes se presentan en la figura 64.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

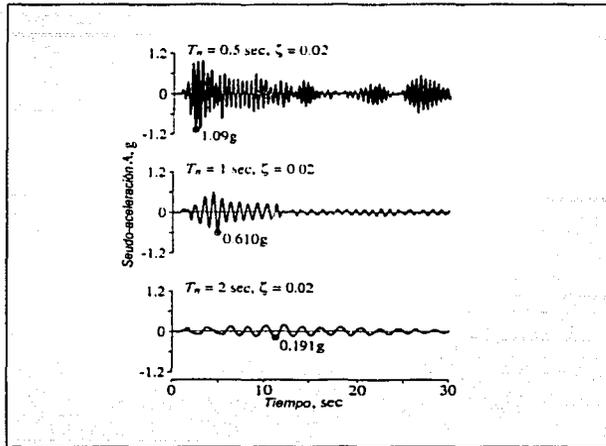


Fig 64. Seudo-aceleraciones del sistema SDF.

Los valores del cortante y momento pueden ser valuados para cualquier instante t :

$$V_b(t) = f_s(t) = mA(t) \tag{65}$$

$$M_b(t) = hf_s(t) = hmA(t) \tag{66}$$

Espectro de respuesta

El concepto de espectro de repuesta surge como una necesidad para caracterizar los movimientos del terreno, bajo la acción sísmica y su efecto en las estructuras, de hecho es un medio para representar la respuesta máxima de todos los posibles sistemas SDF para un movimiento particular del terreno. El espectro de respuesta puede ser definido como una gráfica que integra los valores pico de la respuesta a una excitación y que están en función del periodo natural de vibración del sistema para una relación de amortiguamiento determinada. Dependiendo de la respuesta deseada se pueden definir diferentes tipos

$$u_0(T_n, \zeta) = \max u, (t, T_n, \zeta) \tag{67}$$

$$\dot{u}_0(T_n, \zeta) = \max \dot{u}, (t, T_n, \zeta) \tag{68}$$

$$u'_0(T_n, \zeta) = \max u', (t, T_n, \zeta) \tag{69}$$

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

u_0 = espectro de respuesta de desplazamiento

\dot{u}_0 = espectro de respuesta de velocidad

u'_0 = espectro de respuesta de aceleración

Espectros de respuesta de desplazamiento, pseudo-velocidad y pseudo-aceleración.

No obstante ya fue establecido que el espectro de respuesta de desplazamiento $u(t)$ es el único necesario para calcular las fuerzas internas y por consiguiente los valores máximos $D = u_0$. Los llamados pseudo-espectros de velocidad y aceleración son útiles para el estudio de la respuesta misma, la construcción de espectros de diseño, etc.

El procedimiento para determinar un espectro de respuesta de deformación puede describirse de la siguiente forma (ver figura 65):

- Dado un movimiento del terreno, producido por un sismo, en la base de un sistema lineal SDF (figura 65a) determínese la respuesta de desplazamiento para diferentes periodos y un valor de amortiguamiento fijo (figura 65b).
- Para cada sistema SDF obténgase el valor máximo del desplazamiento $D = u_0$.
- El valor D obtenido para cada sistema SDF representa un punto de espectro de respuesta de desplazamiento (figura 65c).
- Repetir el procedimiento a-c para valores de diferente amortiguamiento.

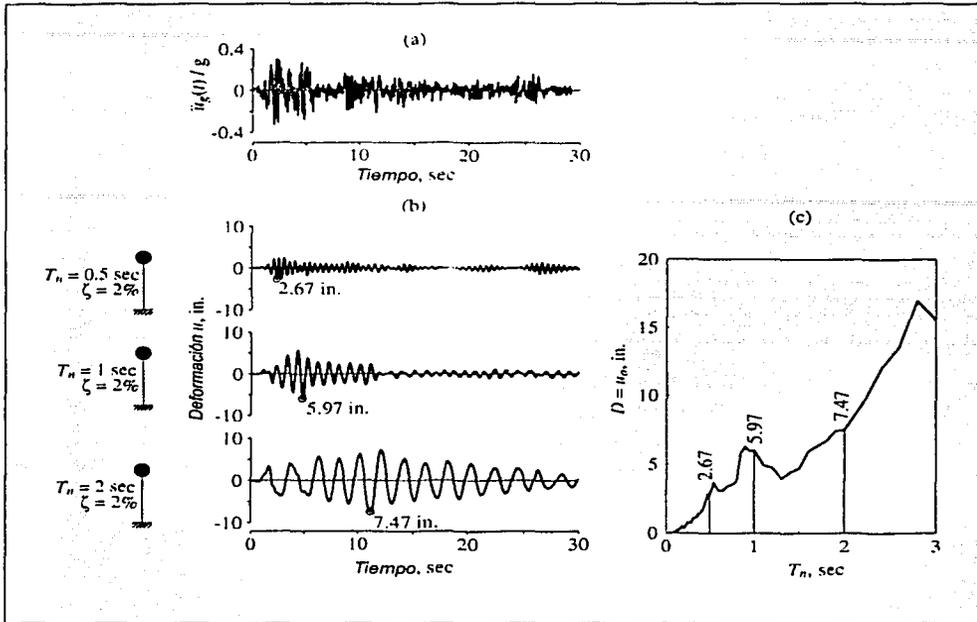


Fig 65. a) Registro de aceleración del terreno
 b) Respuesta del desplazamiento $u(t)$ para diferentes periodos T_n y un valor dado de amortiguamiento ζ
 c) Espectro de respuesta de desplazamiento para $\zeta = 2\%$

El espectro de repuesta de pseudo-velocidad V para un sistema SDF con frecuencia natural ω_n y con desplazamiento $D = u_0$ producido por un movimiento sísmico del terreno está dado por:

$$V = \omega_n D = \frac{2\pi}{T_n} D \quad (70)$$

por lo que V tiene unidades de velocidad y está relacionado al valor máximo de la energía de deformación E_{S_0} almacenada en el sistema durante un temblor mediante la siguiente expresión:

$$E_{S_0} = \frac{mV^2}{2g} \quad (71)$$

TESIS CON
 FALLA DE ORIGEN

De lo anterior se puede definir al espectro de respuesta de pseudo-velocidad como una gráfica que relaciona el producto $\omega_n D$ como una función del periodo natural del sistema T_n .

El espectro de respuesta de pseudo-aceleración se puede considerar como una cantidad A para un sistema SDF con frecuencia natural ω_n relacionada a su desplazamiento máximo $D = u_0$ debido a un movimiento sísmico del terreno.

$$A = \omega_n^2 D = \left(\frac{2\pi}{T_n} \right)^2 D \quad (72)$$

A : Tiene unidades de aceleración y está relacionada al valor del cortante máximo en la base V_{b0}

$$V_{b0} = f_{s0} = mA \quad (73)$$

o

$$V_{b0} = \frac{A}{g} W = CW \quad (74)$$

W = peso de la estructura

g = aceleración de la gravedad

$$C = \frac{A}{g} = \text{coeficiente de fuerza cortante} \quad (75)$$

De lo anterior se puede considerar al espectro de respuesta de pseudo-aceleración como una gráfica de $\omega_n^2 D$ en función del periodo natural del sistema T_n .

La figura 66 presenta los 3 tipos de espectros antes descritos.

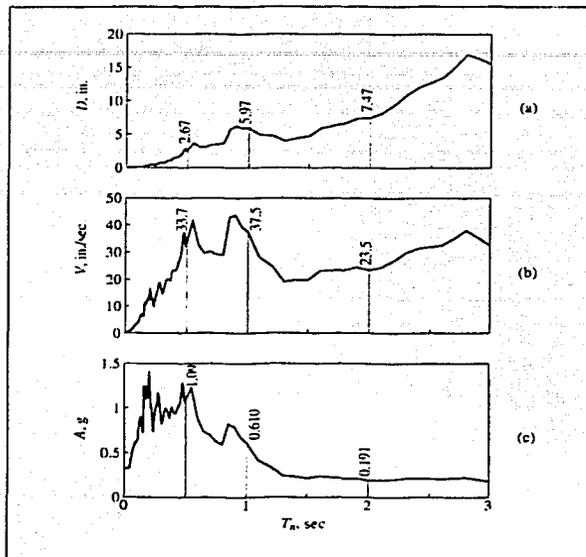


Fig 66. a) Espectro de respuesta de desplazamiento
 b) Espectro de repuesta de seudo-velocidad
 c) Espectro de respuesta de seudo-aceleración

Representación gráfica

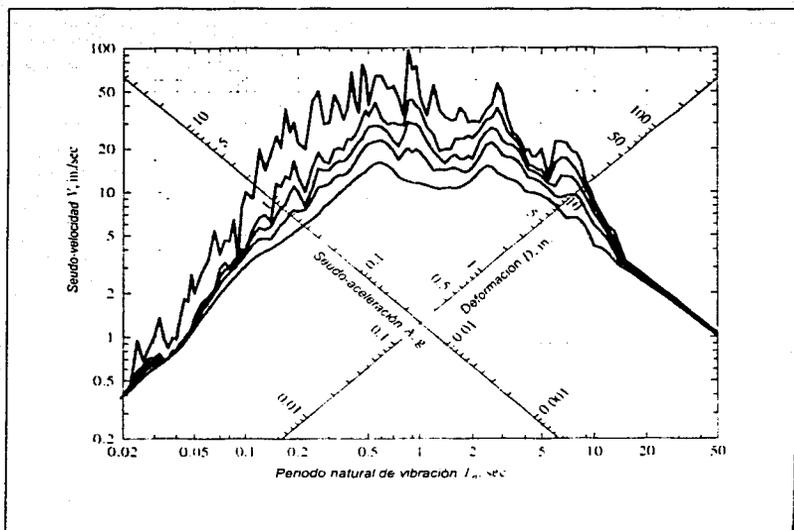
TESIS CON
 FALLA DE ORIGEN

En realidad los espectros de respuesta de desplazamiento, velocidad, aceleración contiene la misma información y conocido uno de ellos los otros dos pueden ser obtenidos. No obstante, la utilidad de contar con los tres radica en el significado físico de estos, el primero proporciona el desplazamiento máximo del sistema, el segundo está relacionado con la máxima energía de deformación almacenada en el sistema durante un sismo y el tercero está directamente asociado al valor máximo de la fuerza cortante en la base del sistema. Estas razones dan un argumento importante para representar en la gráfica las 3 cantidades mencionadas, la forma de hacerlo se basa en las expresiones:

$$\frac{A}{\omega_n} = V = \omega_n D \quad (76a)$$

$$\frac{T_n}{2\pi} A = V = \frac{2\pi}{T_n} D \quad (76b)$$

Un ejemplo de esta representación en papel tetra-logarítmico se muestra en la figura 67



TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

Fig 67. Espectro de repuesta de desplazamiento, seudo-velocidad y seudo-aceleración para valores de $\zeta = 2, 5, 10$ y 20%

Como se señaló, conocido el espectro de respuesta (desplazamiento, seudo-velocidad o seudo-aceleración) el valor pico del desplazamiento puede ser obtenido como:

$$u_o = D = \frac{T_n}{2\pi} V = \left(\frac{T_n}{2\pi}\right)^2 A \quad (77)$$

y la fuerza estática máxima equivalente f_{s0} está dada por:

$$f_{s0} = kD = mA \quad (78)$$

ningún análisis dinámico adicional es necesario para calcular los valores del cortante y momento máximo una vez obtenido $u(t)$, dado que:

$$V_{b0} = kD = mA \quad \text{y} \quad M_{b0} = hV_{b0} \quad (79)$$

Características del espectro de respuesta

Para estudiar las propiedades del espectro de respuesta se utilizarán las figuras 68 y 69. En la primera, se presentan los valores de D , V y A en la escala normalizada es decir D/u_{g0} , V/u_{g0} y A/u_{g0} en donde u_{g0} , \dot{u}_{g0} y \ddot{u}_{g0} son los valores máximos de desplazamiento, velocidad y aceleración del terreno durante el sismo El Centro. Por su parte la figura 69 muestra únicamente la curva espectral de la figura 68 correspondiente a la relación de amortiguamiento del 5%.

Con base en las figuras 68 y 69 se hace un análisis de la respuesta que considera diferentes regiones del periodo natural del sistema, las cuales están delimitadas por las literales a, b, c, d, e y f, y los correspondientes valores del periodo natural, $T_a = 0.035$, $T_b = 0.125$, $T_c = 0.5$, $T_d = 3.0$, $T_e = 10$ y $T_f = 15$, todos con unidades en segundos.

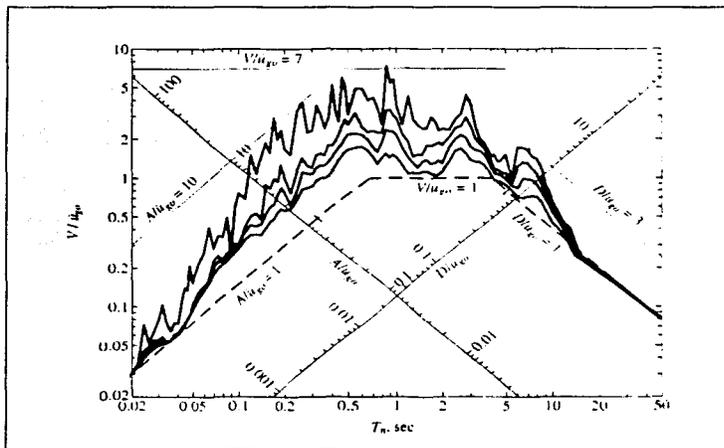


Fig 68. Espectros de respuesta normalizados para A/u_{g0} , V/u_{g0} y D/u_{g0} para $\zeta = 0, 2, 5$ y 10%

TESIS CON FALLA DE ORIGEN

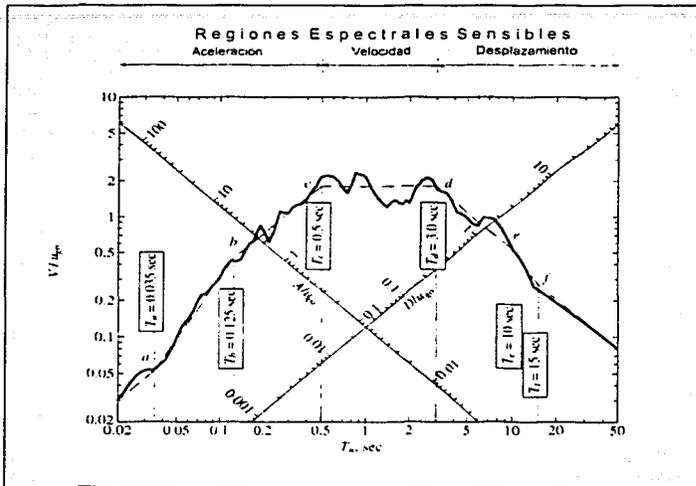


Fig 69. Espectros de Respuesta para el temblor de El Centro, $\zeta = 5\%$

Los sistemas con periodos pequeños, $T_n < T_n$ presentan valores de pseudo-aceleración que se aproximan a la aceleración del terreno u_{g0} y desplazamiento D muy pequeño. Físicamente esto implicaría que al tratarse de sistemas con periodo muy corto poseen una gran rigidez por lo que la masa correspondiente estaría sujeta a una deformación muy pequeña y por lo tanto se movería rigidamente con el terreno.

Para sistemas con periodo largo $T_n > T_f = 15$, el valor D para todos los amortiguamientos se aproxima a u_{g0} y A es muy pequeña. Sistemas con estos periodos son extremadamente flexibles y se esperaría que la masa permaneciera prácticamente fija mientras se mueve el terreno, por lo que $u'(t) \cong 0$ implicando que $A(t) \cong 0$ y $u(t) \cong -u_g(t)$ y por tanto $D \cong u_{g0}$.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

Para sistemas de periodo corto $T_a < T_n < T_c$, A es mayor que u_{g0} y la amplificación está en función de T_n y ζ . Para la zona en que $T_b \leq T_n \leq T_c$, el valor de A puede ser considerado como constante de tal manera que $A = F_1 u_{g0}$ en donde el factor de amplificación F_1 depende de ζ .

Para sistemas de periodo intermedio $T_c < T_n < T_d$, $T_c = 0.5$ y $T_d = 3$ s, V puede ser considerado constante de tal forma que: $V = F_2 u_{g0}$ en donde el factor F_2 depende de ζ (ref. 46).

Basado en el análisis expuesto el espectro puede ser dividido en tres regiones:

- Región sensible al desplazamiento. En una zona de periodo largo $T_n > T_d$ en donde la respuesta estructural está directamente relacionada al desplazamiento del terreno.
- Región sensible a la velocidad. Esta considera los sistemas de periodo intermedio $T_c < T_n < T_d$ en donde la respuesta estructural está más relacionada a la velocidad del terreno que a otros parámetros del movimiento. De hecho, en esta región la respuesta está fuertemente influenciada por el amortiguamiento.
- Región sensible a la aceleración. Es denominada así porque la respuesta estructural de este tipo de sistemas, con periodo corto $T_n < T_c$, está muy directamente asociada a la aceleración del terreno.