



**UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA  
DE MÉXICO**

**FACULTAD DE ESTUDIOS SUPERIORES  
ACATLAN**

**“EFECTOS QUE ORIGINAN LOS SISMOS EN  
EL SUBSUELO”**



**T E S I S**

**QUE PARA OBTENER EL TÍTULO DE:**

**INGENIERO CIVIL**

**P R E S E N T A :**

**PATRICIA VÁZQUEZ QUIROZ**

**ASESOR: ING. JUAN VÍCTOR PADILLA CORREA**



**SANTA CRUZ ACATLÁN, ESTADO DE MÉXICO.**

**SEPTIEMBRE DE 2005**

m. 349060



Universidad Nacional  
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

**Biblioteca Central**



**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.

---

*AGRADECIMIENTOS*

A la Universidad Nacional Autónoma de México, por permitirme ser parte de la máxima casa de estudios y por la formación académica otorgada.

Autorizo a la Dirección General de Bibliotecas de la UNAM a difundir en formato electrónico e impreso el contenido de mi trabajo recepcional.

NOMBRE: Patricia Vázquez

Quiróz

FECHA: 07/10/2005

FIRMA: 

A la Facultad de Estudios Superiores Acatlán, por brindarme el apoyo, tanto en instalaciones como en el mejor personal académico.

---

---

## DEDICATORIAS

A mi padre Román, que siempre me apoyó y me dio su mano para seguir adelante en mi desarrollo profesional, y quien fue uno de mis ejemplos a seguir en la vida y a quien amo y amaré toda la vida.

A mi madre Tere, quien me apoyó y alentó para lograr mis metas profesionales, con su cariño y amor, ayudó a que el camino fuera más fácil. Muchas gracias.

A mi hermana Jose, de quien aprendí a no rendirme en los momentos más difíciles de mi carrera, y quien es un ejemplo de superación en mi vida.

A Enrique, quien estuvo conmigo en las buenas y en las malas, me apoyó en gran parte de mi vida profesional, me ofreció su hombro en los malos ratos, y a quien le debo todos los buenos momentos que pasé en la universidad, y forma parte de algo muy especial en mi vida.

---

---

**"ENTENDER LOS FENÓMENOS DE LA NATURALEZA  
ES UNA TAREA DIFÍCIL Y DE TIEMPO  
QUE EL INGENIERO CIENTÍFICO TIENE QUE  
DESCUBRIR SIN DESESPERARSE..."**

**LEONARDO ZEEVAERT, (1984)**

---



# Í N D I C E

	Página
INTRODUCCIÓN .....	1
<b>I. ANTECEDENTES</b>	
I.1. Causas que generan a los sismos .....	3
I.1.1. El rebote elástico .....	4
I.1.2. Fallas .....	6
I.1.2.a. Localización de fallas .....	8
I.1.2.b. Actividad de las fallas .....	9
I.1.2.c. Tipo de fallas .....	9
I.1.3. Estructuras tectónicas .....	11
I.1.4. Ruptura sísmica .....	11
I.1.5. Otras fuentes sísmicas .....	12
I.1.5.a. Fuentes de colapso .....	12
I.1.5.b. Fuentes explosivas .....	12
I.1.5.c. Fuentes volcánicas .....	13
I.1.5.d. Fuentes de impacto .....	14
I.1.6. Maremotos o tsunamis .....	14
I.2. Actividad sísmica .....	16
I.2.1. Foco .....	21
I.2.2. Intensidad .....	21
I.2.3. Magnitud de un sismo .....	22
I.3. Tipos de ondas sísmicas y su acción .....	26
I.3.1. Ondas de cuerpo .....	28
I.3.1.a. Ondas primarias (P) .....	28
I.3.1.b. Ondas secundarias (S) .....	29
I.3.1.c. Ondas convertidas .....	31
I.3.1.d. Coda .....	32
I.3.2. Ondas superficiales .....	33
I.3.2.a. Ondas Rayleigh .....	33
I.3.2.b. Ondas de Love .....	35
I.3.3. Ondas guiadas .....	36



I.3.4. Sismos trepidatorios y oscilatorios .....	36
I.4. Zonas sísmicas en el mundo .....	37
I.4.1. Características de los registros sísmicos .....	38
I.5. Regionalización sísmica en la República Mexicana y en el Valle de México .....	43
I.5.1. Regiones sísmicas en la República Mexicana .....	43
I.5.2. Regiones sísmicas en el Valle de México .....	47

## II . PROPIEDADES BÁSICAS DE LOS SUELOS

II.1. Consideraciones geológicas .....	54
II.1.1. Geología local y condiciones del suelo .....	55
II.1.2. Influencia del terreno en los efectos sísmicos .....	59
II.2. Investigación del suelo en el sitio y pruebas de laboratorio .....	61
II.2.1. Pruebas de características del suelo .....	63
II.2.2. Pruebas de laboratorio relacionadas con el comportamiento dinámico de suelos .	71
II.2.3. Estudio del perfil estratigráfico .....	75
II.3. Propiedades físicas y mecánicas del suelo .....	76
II.4. Propiedades dinámicas del suelo .....	85
II.4.1. Rigidez dinámica del suelo, G .....	86
II.4.2. Amortiguamiento .....	91
II.4.3. Presión de poro .....	92
II.4.4. Esfuerzo y deformación unitaria .....	93
II.4.5. Resistencia a la compresión no confinada .....	96
II.4.6. Pruebas de laboratorio .....	97
II.4.6.a. Parámetros de laboratorio para obtener el módulo de rigidez del suelo .	97
II.5. Compresibilidad y asentamiento de los suelos .....	98
II.6. Comportamiento sismo-dinámico de la superficie del suelo y cimentaciones .....	104

**III . EFECTOS PROVOCADOS POR LOS SISMOS**

III.1. Comportamiento de los suelos durante un sismo .....	109
III.1.1. Suelos secos no cohesivos .....	111
III.1.2. Suelos no cohesivos parcialmente saturados .....	112
III.1.3. Suelos no cohesivos saturados .....	113
III.1.4. Suelos cohesivos saturados .....	115
III.1.5. Suelos cohesivos parcialmente saturados .....	116
III.1.6. Rocas .....	116
III.2. Licuación y variaciones de las presiones de poro .....	117
III.2.1. Fallas asociadas con la licuación .....	121
III.2.2. Factores que determinan la licuación .....	124
III.3. Densificación .....	126
III.4. Deslizamientos .....	129
III.5. Reducción de la resistencia al corte .....	135
III.6. Resonancia .....	136
III.7. Efectos de la respuesta del suelo y de la interacción suelo-estructura .....	138
III.7.1. Efectos de la respuesta del suelo .....	138
III.7.2. Efectos de la interacción suelo-estructura .....	139
III.7.2.a. Prorrato debido a la losa de cimentación .....	139
III.7.2.b. Interacción cinemática .....	140
III.7.2.c. Interacción inercial .....	140
III.8. Efecto de sitio .....	143

**IV . RESPUESTA SISMO-GEOTÉCNICA DE EDIFICIOS**

IV.1. Ejemplo del análisis y diseño de una cimentación por medio de la geo-estática y la sismo-geodinámica .....	145
IV.1.1. Ecuaciones para estimar el hundimiento estático y la onda sísmica, así como aplicación estática y sismo-geodinámica .....	146



---

**Página**

IV.1.2. Análisis geo-estático .....	149
IV.1.3. Análisis sismo-geodinámico .....	149
IV.2. Ejemplo de cimentaciones falladas por sismos en septiembre de 1985 en la ciudad de México .....	151
IV.2.1. Fallas en cimentaciones .....	151
IV.2.2. Cimentaciones superficiales .....	153
IV.2.3. Pilotes de punta .....	154
IV.2.4. Pilotes de punta penetrante .....	155
IV.2.5. Pilotes de fricción .....	155
IV.2.6. Pilotes de control .....	156
<b>V . CONCLUSIONES .....</b>	<b>157</b>

**BIBLIOGRAFÍA**

---

# INTRODUCCIÓN

---



A través de los años, la ciencia de la ingeniería ha tratado de entender mejor los efectos que originan los sismos en el subsuelo, en las cimentaciones y en obras de ingeniería civil en general.

Debido al gran interés que existe por conocer con mayor precisión el efecto que causan las ondas sísmicas en el subsuelo, a las cimentaciones y edificaciones, se han llevado a cabo diversos estudios sobre los efectos que se presentan durante de un sismo, tanto en el subsuelo como en las estructuras que soporta.

Gracias a la realización de dichos estudios y análisis, se pueden establecer cuáles pueden ser los sistemas estructurales y los tipos de cimentación más adecuados, para que el comportamiento de las estructuras sea satisfactorio durante un sismo intenso, así como clasificar las construcciones que por sus características estructurales son las más vulnerables durante las acciones dinámicas.

Con el fin de conocer más acerca de las causas y efectos que produce un sismo en el subsuelo, se presenta en este trabajo el origen, tipos y acción de los sismos, además lo relacionado a las características sísmicas de las zonas de la República Mexicana y el Valle de México.

La naturaleza provee los depósitos de suelo con diferentes propiedades físicas y mecánicas de acuerdo con su origen y ambiente. El suelo, es altamente sensible a la acción dinámica, sus propiedades van a depender de varios factores físicos y de las condiciones ambientales con que se encuentra en la naturaleza. Por lo tanto, las propiedades mecánicas del suelo, serán un tema importante a tratar. Desde la investigación hasta la determinación de sus propiedades físicas, mecánicas y dinámicas que presenta. Además es importante conocer cómo se ven afectadas las propiedades de los suelos a causa de los sismos.

Entre las propiedades dinámicas de los suelos se encuentra el módulo dinámico de rigidez, el cual es estudiado a fondo en el presente trabajo. Con él se puede llevar a cabo un análisis técnico de la acción de las ondas sísmicas en los problemas de cálculo de aceleraciones de ondas sísmicas, periodos de vibración del suelo, presión sísmica en el agua de poro, capacidad de carga sísmica, entre otros casos; además, proporciona información para el análisis de las fallas en la superficie del suelo por tracción de las ondas sísmicas o por la compresión de las mismas, reducción de la capacidad de carga en pilotes apoyados en punta, y se emplea para determinar la estabilidad de las obras de tierra y cimentaciones.



Posteriormente, en este trabajo se realiza una descripción general del comportamiento de los diferentes tipos de suelo existentes en la naturaleza, debido a que los efectos causados por un sismo serán variados dependiendo de las características y propiedades que presente el suelo.

Por último, se mencionan algunos aspectos a considerar cuando se realiza el análisis del comportamiento del subsuelo ante las acciones sísmicas durante el diseño de cimentaciones, esto, en base a estudios realizados por el Dr. Leonardo Zeevaert W. profesor emérito de la Facultad de Ingeniería de la UNAM. Además, se presentan algunos casos de los diferentes tipos de cimentaciones afectadas durante el sismo del 19 de septiembre de 1985 ocurrido en la Ciudad de México.

Dado que el tema es muy amplio, se pueden hacer muchas más investigaciones, este trabajo se limitó a lo más importante.

---

# CAPÍTULO I

## “ANTECEDENTES”

---



Las causas que generan a los sismos son muy diversas y variadas. Para poder llevar a cabo un análisis completo de cómo es que son generados los sismos, se debe conocer las principales fuentes que los causan, sus características y los diferentes tipos que existen, entre otros factores importantes.

En este capítulo se describe tanto las causas y las características de las ondas sísmicas, la forma en la que se originan éstas y los diferentes tipos que existen, así como lo relacionado a las características sísmicas de las zonas de la República Mexicana y el Distrito Federal.

### I.1. Causas que generan a los sismos

Pueden ser diversos los fenómenos que dan origen a los sismos, como son la actividad volcánica, explosiones, colapsos de techos de cavernas, etc. Pero los sismos de mayor importancia en la ingeniería son los de origen tectónico, esto es, los que se originan a partir de la deformación de la corteza terrestre, debido a que son los que pueden generar mayores daños y mayor recurrencia.

La teoría más completa sobre el origen de los sismos, explica que éstos son causados por deslizamientos de placas, que normalmente ocurren a lo largo de fallas geológicas. Se dice que los sismos de mayor magnitud presentan una reacción en cadena a lo largo de toda la longitud del deslizamiento de las placas, pero en cualquier instante dado, el origen del sismo queda en un pequeño volumen de la corteza y se desplaza a lo largo de la falla. Sin embargo, existen otras teorías que sostienen que los sismos se originan en los cambios de fase de las rocas, acompañados de cambios de volumen, en volúmenes relativamente pequeños de la corteza. Pero aún es insuficiente la información que existe como para sostener cualquiera teoría, y es comprensible que diferentes sismos tectónicos sean causados por más de un mecanismo.

Los sismos se clasifican de acuerdo a la forma en que son generados, y de acuerdo a su origen pueden ser **sismos naturales** y **sismos artificiales**.

Los **sismos naturales**, son los que por lo general liberan mas energía, y sus efectos en la superficie tienden a ser mayores. Los sismos más comunes de este tipo son:

- 1) **Sismos tectónicos**. Son producto de la interacción entre dos placas tectónicas. Se definen en dos clases; los de *interplaca*, ocasionados por una fricción en las zonas de contacto entre placas (un tipo particular de estos sismos son los llamados locales, que son producto de deformaciones de los materiales terrestres debido a la concentración de fuerzas en una región limitada); y los de *intraplaca*, que se presentan lejos de los límites de placas conocidas, son mucho menos frecuentes que los interplaca y generalmente de menor magnitud.



Los sismos naturales de tipo tectónico se producen cuando en los límites entre placas de la corteza terrestre se generan grandes fuerzas de fricción que mantienen atoradas dos placas adyacentes, produciendo grandes esfuerzos en los materiales. Cuando dichos esfuerzos sobrepasan la resistencia de las rocas, se produce una ruptura violenta y la liberación repentina de la energía acumulada. Ésta es irradiada en forma de ondas que se propagan en todas direcciones a través del medio sólido de la tierra. Éstas ondas son conocidas como ondas sísmicas y son las causantes de los terremotos. Es entonces cuando se presenta el sismo y se manifiesta a través de vibraciones o movimientos bruscos de corta duración e intensidad variable.

- 2) **Sismos volcánicos.** Son los que acompañan a las erupciones volcánicas, se generan principalmente por la ruptura de rocas debido al movimiento de magma, generalmente no llegan a tener la magnitud que alcanzan los sismos anteriores.
- 3) **Sismos de colapso.** Son los producidos por derrumbamiento del techo de las cavernas y minas; por lo general ocurren cerca de la superficie y se perciben en áreas reducidas, son más locales y generan menos daños.

Los sismos artificiales son los producidos por el hombre, los genera por medio de explosiones convencionales o nucleares, con fines de exploración, investigación o explotación de bancos materiales para la industria de la construcción.

Pero los sismos además de ser generados por los factores arriba mencionados, pueden ser causados por la presencia de fallas en el terreno. Durante mucho tiempo se pensó que las fallas en la corteza terrestre eran producidas por los sismos, y no el origen de éstos. Para poder explicar lo anterior, se hace uso de la teoría del rebote elástico que se describe a continuación.

#### 1.1.1. El rebote elástico

A través del modelo de rebote elástico (figura 1), se puede ejemplificar como es que una falla en el terreno puede ser la causas de un terremoto.

Para lo cual, se muestra un pedazo de terreno antes de ser deformado por las fuerzas indicadas con flechas gruesas, la línea gruesa representa una carretera construida cuando el terreno aún no estaba deformado (figura 1.a) La línea de la carretera se deforma cuando lo hace el terreno. La línea inferior representa una nueva carretera construida sobre el terreno deformado (figura 1.b)

---



Finalmente, cuando el terreno ya no soporta los esfuerzos, se rompe a lo largo de un plano, que está representado por la línea A-A' y es llamado *plano de falla* (figura 1.c)

La carretera antigua recobra su forma recta pero con una discontinuidad sobre el plano de falla, mientras que la carretera nueva ha quedado deformada en la cercanía de dicho plano. La distancia entre las puntas de la carretera deformada indican qué tanto se desplazó un lado de la falla respecto al otro; la mitad de este desplazamiento (el desplazamiento para un solo lado de la falla) es llamado *corrimiento* o *corrimiento de falla*, y puede ir desde unos cuantos centímetros hasta varios metros.

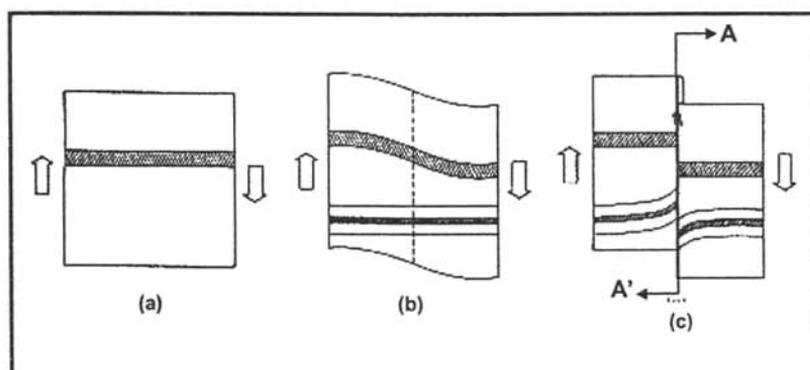


Figura 1. Rebote elástico

La deformación producida no puede seguir indefinidamente, sino que más pronto o más tarde, las rocas más débiles, o aquellas que se encuentran situadas en el punto de mayor deformación, se fracturarán, esta fractura será seguida por un salto hacia atrás o un rebote a cada lado de la fractura.

A medida que las rocas se deforman elásticamente, almacenan más energía. Cuando una falla sufre ruptura, se libera la energía elástica almacenada en las rocas, en parte como calor y en parte como ondas elásticas. Estas ondas constituyen el sismo. También es común que las rocas sean deformadas verticalmente. El rebote elástico tiene lugar a lo largo de superficies de falla inclinadas, causando rotura vertical en las líneas de nivel de la superficie y algunas veces declives o escarpes de fallas. Se considera que el rebote elástico, es la causa inmediata de los terremotos y su explicación ha sido confirmada a lo largo de los años.



### 1.1.2. Fallas

Se denomina falla al cambio de estructura de las rocas o estratos de rocas. Las fallas pueden variar en longitud que puede ser desde unos metros hasta kilómetros. La presencia de fallas en un lugar, indica que en algún tiempo pasado, hubo movimiento a lo largo de ellas. Dichos movimientos pueden ser deslizamientos lentos, que no producen una ruptura repentina que provoca vibraciones perceptibles, es decir un sismo.

Durante algunos sismos, la ruptura de la falla no alcanza la superficie y por lo tanto, no es visible directamente. Las fallas visibles en la superficie se extienden, a veces, a profundidades considerables en la capa más externa de la Tierra llamada corteza terrestre, la cual presenta un espesor de 5 a 40 kilómetros y forma la parte externa de la litosfera.

Las fallas se clasifican en activas o inactivas. Las fallas que se encuentran inactivas, no son ya escenario de sismos y quizá no lo sean nunca. El principal interés se centra en las fallas activas, a lo largo de las cuales se esperan desplazamientos corticales. Muchas de esas fallas están en zonas de la Tierra tectónicamente activas, tales como cordilleras centrooceánicas y cadenas de montañas jóvenes. Sin embargo, desplazamientos súbitos de fallas pueden también ocurrir fuera de esas regiones que presentan una clara actividad tectónica.

Dependiendo de los esfuerzos que actúen sobre el terreno, éste puede fallar en alguna de las tres formas siguientes.

La primera forma, se muestra en la figura 2.a, y es de falla normal o de deslizamiento, que resulta de esfuerzos de tensión (en ésta y las demás figuras los esfuerzos se indican con flechas gruesas); la flecha delgada sobre el plano de falla indica el corrimiento relativo de un lado de la falla respecto al otro. El ángulo que forman el plano de falla con la horizontal es el echado; mientras que el ángulo que forma la dirección de la proyección horizontal del plano de falla, con el Norte, se llama rumbo (se expresa como, N 10° E) o azimut (se expresa en grados, medidos en sentido de las manecillas del reloj a partir del norte)

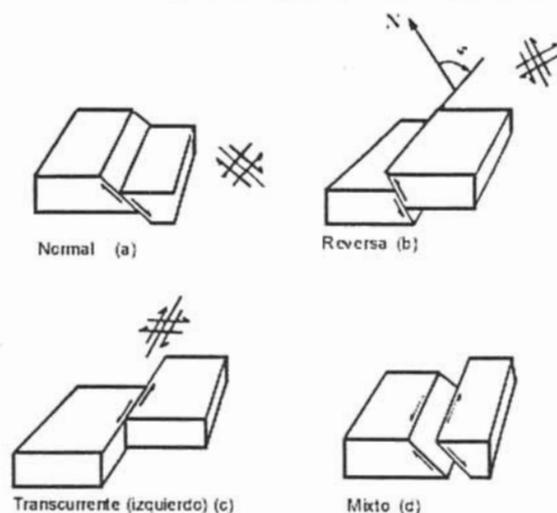


Figura 2.  
Tipos de falla

En la figura 2.b, se muestra el segundo tipo, que es de falla *reversa* o *de cabalgadura*. Este tipo de falla ocurre cuando los esfuerzos son compresionales.

El tercer tipo de falla, mostrado en la figura 2.c, es el de falla *transcurrente* o *de rumbo*, que se produce cuando los esfuerzos son cortantes sin componente vertical. En este caso el corrimiento es horizontal.

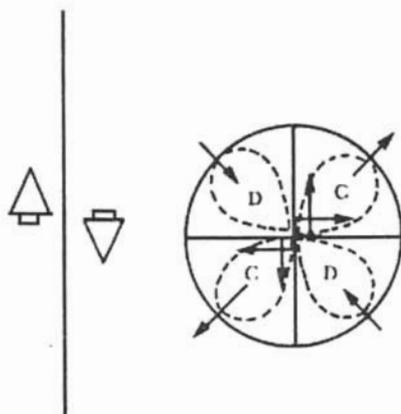
Cuando los esfuerzos que actúan sobre el terreno son una combinación de esfuerzos de tensión o compresión con esfuerzos de corte, el terreno puede fallar en una forma mixta, como se muestra en la figura 2.d.

Cuando la falla es considerada como un punto, ya sea porque es muy pequeña o se observen longitudes de onda muy largas, cada uno de los tipos de fallamiento puede ser representado por un conjunto de fuerzas llamado *doble par*, que se representa en la figura 2, junto a cada tipo de falla. La magnitud de cada uno de los pares de fuerzas es llamada *momento sísmico* y se representa generalmente por *Mo*. El momento sísmico es un parámetro importante para caracterizar el "tamaño" de un sismo; depende de la rigidez del medio, del área de ruptura y del corrimiento promedio.

Si se considera cómo es el desplazamiento de los puntos de un material que rodean al punto de aplicación de un doble par, se puede ver que es distinto para distintas direcciones. En la figura 3 se representa una falla *transcurrente* observada desde arriba. Muestra al doble par e indica el



desplazamiento de los puntos como una figura de cuatro lóbulos, parecida a un trébol de cuatro hojas. Los lóbulos señalados por la letra C son direcciones en donde el material del terreno es comprimido, mientras que los indicados por la letra D señalan dilatación. En cada caso la distancia desde el centro hasta la orilla del lóbulo es proporcional a la magnitud del desplazamiento en esa dirección, donde el fallamiento produce grandes desplazamientos en unas direcciones y desplazamientos nulos en otras.



**Figura 3. Vista superior de una falla transcurrente, donde C indica compresión y D indica dilatación**

Una falla radia cantidades distintas de energía en diferentes direcciones, la forma en que lo hace es llamada *patrón de radiación*, y lo hace de tal manera según los distintos tipos de ondas.

En la figura 3 se representa el patrón de radiación cerca de la fuente, es llamado *solución de plano de falla* y es de gran utilidad para la determinación del tipo y mecanismo de una falla sísmica.

Debido a que las fallas son uno de los aspectos geológicos de mayor importancia a tratar, es de gran interés analizar tres aspectos principales de las fallas, que son la localización, actividad y el tipo. Dichos aspectos, se enuncian a continuación.

#### **I.1.2.a. Localización de fallas**

En las áreas sísmicamente activas las fallas son la principal fuente de información en lo que concierne al riesgo sísmico. Esto se debe a que las fallas son relativamente fáciles de describir y muy sensibles a la medición del movimiento, además de que proporcionan el foco de la liberación de energía de la mayoría de los sismos. A pesar de esto, los mapas de líneas de fallas se deben



considerar incompletos, ya que puede ser difícil o imposible detectar fallas muy antiguas o recientes, debido a que los suelos suaves en la superficie, no pueden absorber de manera adecuada un desplazamiento en el plano de falla. Por lo tanto, se puede deducir la existencia de fallas ocultas, a través de la interpolación o extrapolación de fallas que afloran.

#### I.1.2.b. Actividad de las fallas

En algunas fallas existen evidencias de que están ocurriendo movimientos de flujo plástico, lo cual puede significar que no ocurrirá un sismo grande en esa falla en particular, mientras esté liberándose de forma lenta energía de deformación. Para poder saber si una falla se ha movido en tiempos históricos, es necesario fechar el depósito de suelo más joven que muestra desplazamiento de falla, al examinar una sección a través de la zona de falla.

Para propósitos de ingeniería, las fallas se clasifican en ocasiones como *activas* o *inactivas*. Se dice que una falla es *activa*, cuando han sido registrados varios movimientos en tiempos recientes, tal es el caso de la falla de San Andrés en California. En dichos casos, el periodo promedio de retorno de sismos en una longitud dada de la línea de falla puede usarse como un criterio de diseño sísmico. Para fallas menos activas, la división entre la clasificación de activa o inactiva, depende de la posibilidad de fechar movimientos anteriores de la falla. Por esto resulta conveniente considerar como *activas* a las fallas que se han movido dentro de los últimos 35,000 años, ya que esto cae dentro del periodo reciente describable y fechado geológicamente.

#### I.1.2.c. Tipo de fallas

Las características del movimiento fuerte del suelo en los alrededores de una falla pueden ser influenciadas por el tipo de falla. (Ver figura 4)

Se pueden considerar cuatro tipos de falla en el estudio de sismos destructivos (REF. 1), que son:

1. Fallas de empuje inferior de ángulo pequeño, compresivas.

Estas son resultado de placas tectónicas de origen submarino que se separan y empujan por debajo de las placas continentales adyacentes (figura 4.a)

2. Fallas de empuje ascendente de compresión.

Las fuerzas de compresión causan falla por cortante, que empuja a la porción superior hacia arriba (figura 4.b)

REF (1): Dowrick, D. J. Diseño de Estructuras Resistentes a Sismos. Pág. 24

---



3. Fallas de extensión.

Este es el caso inverso del tipo de falla anterior, deformaciones de extensión empujan al bloque superior bajo el plano de la falla en pendiente (figura 4.c)

4. Fallas de deslizamiento horizontal.

El desplazamiento horizontal relativo de los dos lados de la falla ocurre a lo largo de un plano de falla esencialmente vertical (figura 4.d)

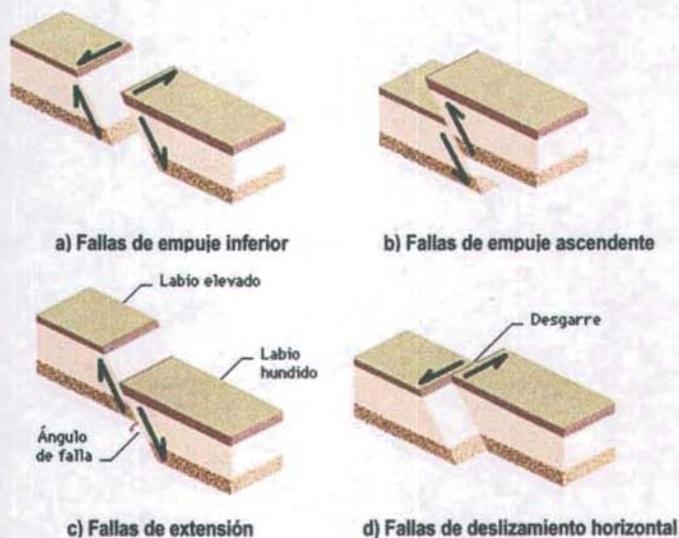


Figura 4. Principales tipos de fallas



### I.1.3. Estructuras tectónicas

Puede deducirse información general adicional acerca de la sismicidad, a partir de la relación de la estructura tectónica y el sitio. Se dice que la mayoría de los sismos superficiales grandes, ocurren en los taludes laterales de las trincheras marinas, en depresiones locales o en los extremos de depresiones. En términos generales, la magnitud y la frecuencia de los sismos en un área dada, puede deducirse a partir del tamaño y la resistencia de los bloques de falla. Mientras más grande y resistente sea el bloque, mayor es el tamaño máximo del sismo que puede ser generado a lo largo de las fronteras de ese bloque. De igual manera, mientras mayor sea el gradiente de movimiento tectónico y menor la eficiencia de las estructuras tectónicas, más rápidamente se alcanza el esfuerzo que se necesita para originar un movimiento en una falla, y más frecuente será la ocurrencia de la magnitud máxima de sismos para esa estructura.

### I.1.4. Ruptura sísmica

Parte de la energía elástica que es almacenada en forma de esfuerzo en la roca deformada, se gasta en crear la falla, en romper la roca y vencer la fricción entre ambas caras de la fractura, que trata de frenar el movimiento; otra parte puede permanecer en las rocas (esfuerzo residual) y el resto se libera en forma de ondas sísmicas. Esta energía liberada, es llamada *energía sísmica*. Es la que viaja, a veces atravesando la Tierra entera y causando daños aun en lugares alejados de la zona de la ruptura, y se conoce como *terremoto*.

La energía liberada por los sismos más grandes es enorme (del orden de  $10^{25}$  ergs); es 100 000 veces mayor que la bomba atómica de 20 kilotonnes\* que destruyó Hiroshima, y mayor que la de las grandes bombas nucleares de varios megatonnes.

La energía total gastada durante el sismo dependerá del corrimiento promedio en la falla, del área y del nivel promedio de esfuerzos en ella. Únicamente una fracción de esta energía (no se sabe qué tanto, pero posiblemente sea del orden de 1% y dependa de la velocidad de ruptura) es radiada en forma de ondas sísmicas, por lo que el nivel promedio de esfuerzos determinado a partir de la energía sísmica y del momento sísmico ( $M_0$ ), es sólo un límite inferior para la energía total.

Las concentraciones de esfuerzo pueden ocurrir donde una *asperidad* (es decir, una zona con resistencia a la ruptura mucho mayor que la del material que la rodea) haya resistido mientras se rompía el material a su alrededor. Los sitios donde también pueden ocurrir concentraciones de

---

\* 1 kilotón =  $4.2 \times 10^{19}$  ergs



esfuerzos, son en los lugares adyacentes a zonas de baja resistencia a la ruptura o a *microfallas* (pequeñas áreas donde la fricción puede considerarse nula), donde el corrimiento de las caras produce concentraciones de deformación y, posiblemente, debilitamiento de la roca. Al romperse el sitio donde hay una gran concentración de esfuerzo, el fallamiento, con su consiguiente corrimiento, produce concentraciones de esfuerzo en los bordes de la ruptura que, si son mayores de lo que puede soportar la roca, hacen que la falla se propague, es decir, que crezca y continúe creciendo hasta que las concentraciones de esfuerzo que produce ya no sean lo suficientemente grandes para romper la roca, creando con esto una nueva superficie de falla.

#### **I.1.5. Otras fuentes sísmicas**

Como ya se mencionó anteriormente, existen otras fuentes sísmicas además de las que se conocen como *fuentes tectónicas*, son fuentes que producen procesos capaces de causar ondas sísmicas.

A continuación se describen brevemente algunas de dichas fuentes.

##### **I.1.5.a. Fuentes de colapso**

Son generalmente, poco energéticas y las ondas que producen no son peligrosas; aunque el colapso en sí pueda serlo. Las fuentes más grandes de este tipo son las asociadas con el colapso de las depresiones que se forman en la parte superior de algunos volcanes, como consecuencia de erupciones explosivas.

##### **I.1.5.b. Fuentes explosivas**

Pueden ser desde muy pequeñas, como las asociadas con explosiones químicas utilizadas en la construcción, hasta muy grandes, como explosiones nucleares de varios megatones que son comparables a sismos de magnitud intermedia. Las explosiones sobre la superficie de la Tierra o en la atmósfera no generan casi ondas sísmicas, por lo que son solamente las explosiones subterráneas las de interés sismológico.

Tras explosiones subterráneas grandes se observan a menudo colapsos de capas de las cavidades causadas por la misma explosión. Se ha observado también que explosiones nucleares subterráneas de varios megatones disparan sismos tectónicos; esto es, aparentemente provocan la



liberación de la energía elástica acumulada alrededor del sitio de la explosión. Este efecto es conocido como liberación tectónica.

#### I.1.5.c. Fuentes volcánicas

Las fuentes sísmicas asociadas con la actividad volcánica son:

- Sismo volcánico tipo **A**: sismos generalmente pequeños (de magnitud menor a 6) que ocurren a profundidades de 1 a 20 kilómetros bajo los volcanes, y usualmente en forma de enjambres. Presentan altas frecuencias y el comienzo de los registros de estos eventos en los sismogramas es súbito y abrupto.
- Sismos volcánicos tipo **B**: ocurren por lo general en o cerca de los cráteres activos; son muy someros y de magnitudes muy pequeñas, presentando arribos graduales a emergentes; son aparentemente ondas superficiales. Es común que el número de sismos tipo **B** aumente antes de las erupciones, por lo que son útiles para la predicción de éstas. Son causados, probablemente, por procesos de degasificación (pequeñas explosiones) del magma.

A veces, generalmente antes de una erupción, se observa en los sismógrafos que operan sobre el volcán una vibración más o menos continua, llamada *tremor volcánico*. Esta vibración es probablemente causada por movimientos de la columna magmática y/o por multitud de enjambres de sismos tipo **B**. Sirve también como ayuda para la predicción de erupciones.

- Sismos volcánicos *explosivos*: generados por las erupciones explosivas. Su magnitud, que es proporcional a la energía cinética de la erupción, es generalmente pequeña y son sentidos solamente en las inmediaciones del volcán. Esto se debe a que la mayor parte de la energía de la erupción se disipa en el aire; las grandes erupciones explosivas generan una onda de aire, una onda de choque que, como el nombre lo indica, se propaga como onda sónica a través del aire y que es comúnmente registrada por los sismógrafos instalados cerca del volcán.

Puede decirse por lo tanto, que las explosiones volcánicas no presentan un riesgo sísmico; su gran poder de destrucción es debido más bien a las ondas de aire y a los productos que arrojan. La ocurrencia de sismos tectónicos fuertes cerca de volcanes puede ocasionar cambios en la estructura geológica que causen, o propicien, actividad en éstos; por otro lado, los cambios de presión resultantes de una erupción pueden propiciar la liberación de energía elástica, que pueda estar almacenada en la región, por sismos someros.

---



#### **I.1.5.d. Fuentes de impacto**

Puede suponerse que el impacto de un meteorito pueda generar ondas sísmicas apreciables, ya que su efecto es parecido al de una fuente explosiva en la superficie terrestre; el meteorito de Siberia (30 de junio de 1908) produjo ondas de aire enormes. Sin embargo, ni ese meteorito ni el caído también en Siberia el 12 de febrero de 1947 produjeron ondas sísmicas que fueran sentidas ni siquiera en lugares próximos; incluso, las de este último no fueron registradas por un sismógrafo colocado a una distancia de 400 kilómetros. Es probable que la energía del impacto se libere principalmente a la atmósfera, y tanto el tamaño como la velocidad de los meteoritos son disminuidos por el roce con la atmósfera terrestre.

De hecho, es muy rara la ocurrencia de impactos de meteoritos contra la superficie de la Tierra, ya que la mayor parte son consumidos por la fricción con la atmósfera. Los meteoritos pueden ser más importantes como fuentes sísmicas en sitios carentes de atmósfera, como lo es la Luna.

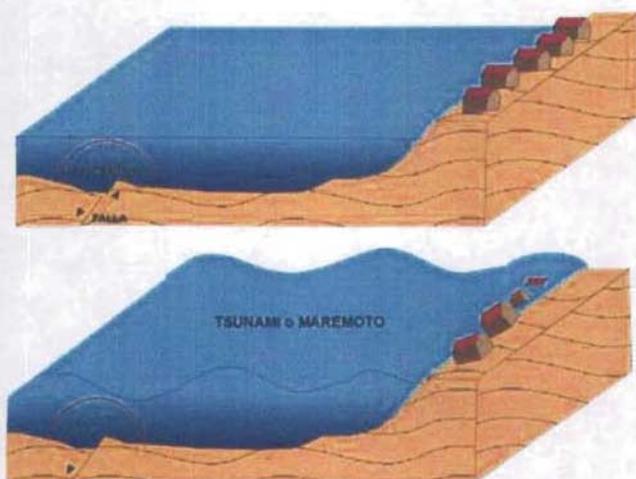
#### **I.1.6. Maremotos o tsunamis**

Un maremoto o tsunami es una ola o serie de olas gigantes producidas por una gran perturbación en el fondo del océano. Se producen cuando un movimiento brusco en el fondo del océano o el lecho del mar desplaza una gran masa de agua, generalmente como resultado de un terremoto submarino (figura 5), aunque ocasionalmente, es resultado del colapso de un cráter de un volcán cerca o bajo el nivel del mar, o un deslizamiento de las laderas de un volcán.

El movimiento del agua se propaga en todas direcciones en forma de una onda que se desplaza con una velocidad proporcional a la raíz cuadrada de la profundidad del agua. En mar abierto el movimiento es imperceptible, la altura de la ola raramente supera 1 m, pero una vez que la onda alcanza aguas poco profundas cercanas a la costa, su velocidad disminuye y forma un frente que puede tener hasta 30 m de altura. Los maremotos consisten, algunas veces, en solo una ola, pero, más a menudo, en varias olas (hasta 10) que llegan a intervalos de 20 a 30 minutos.

Para que se produzca un tsunami deben cumplirse básicamente tres condiciones:

- Que se produzca un sismo de grado 7.0 o superior en la escala de Richter.
- La distancia entre el foco del sismo y su proyección en la superficie terrestre debe ser inferior a 60 km.
- El epicentro debe ubicarse en el mar.



**Figura 5. Representación de un maremoto o tsunami producido por un terremoto submarino**

El registro más reciente que se tiene de un tsunami completamente devastador, es del ocurrido en la ciudad costera de Kalutara, al sur de Colombo la capital de Sri Lanka, y en la Costa de Aceh en Indonesia, el día 26 de diciembre de 2004, con una magnitud de 9.0 en la escala de Richter, a las 00:58:53 UTC, localizado en  $3.30\ N$   $95.87\ E$  y a una profundidad de 30 km en la región fura de la costa occidental de Sumatra.



## 1.2. Actividad sísmica

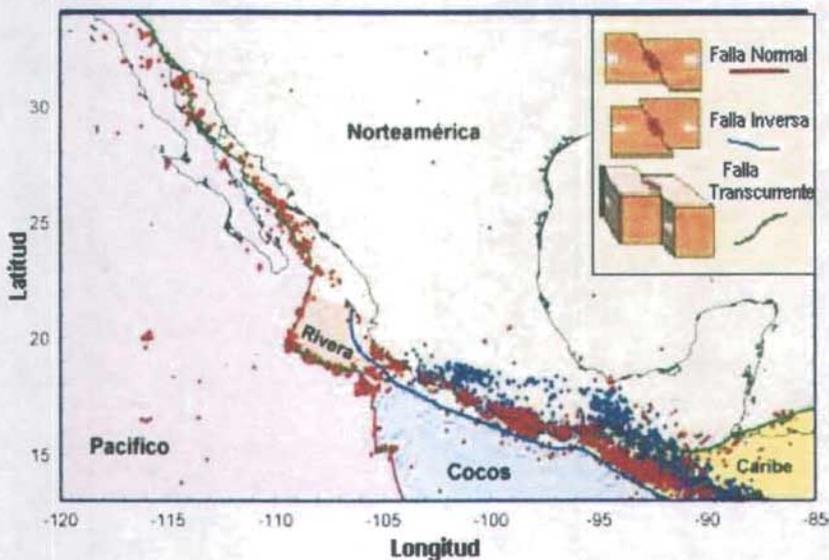
Se denomina sismicidad a la actividad sísmica de una región dada. Esta se refiere a la cantidad de energía liberada en un área particular.

El riesgo sísmico de un proyecto dependerá de la actividad sísmica de la región en donde será proyectado éste, por lo tanto se deberá realizar una evaluación previa de dicha actividad. Cualquier intento racional en diseño sísmico debe apoyarse en una descripción probabilística de las variables que intervienen, entre las cuales se pueden mencionar los futuros sismos.

La corteza terrestre está constituida por grandes placas poco deformables, las cuales son arrastradas por corrientes magmáticas del manto y empujadas por la nueva corteza que se forma en ciertas aberturas, principalmente submarinas. Las placas se mueven unas con respecto a otras y los movimientos relativos entre éstas, llegan a alcanzar varios centímetros por año. Dichos movimientos pueden ser de tres tipos:

- a) De separación horizontal en las aberturas.  
Causan temblores débiles que generalmente no ocurren cerca de áreas pobladas.
- b) De deslizamiento horizontal relativo.  
Tienen lugar en las llamadas fallas de transformación.
- c) De subducción.  
Se presentan cuando una placa se dobla y penetra bajo otra.

La sismicidad de la Península de Baja California y de los estados de Sonora y Sinaloa está dominada por fallas de transformación que forman parte del sistema de San Andrés, se originan en el estado de California y continúan en el Golfo de California. Desde Colima hasta Oaxaca domina la subducción de las placas Rivera y de Cocos bajo la de Norteamérica, como se puede observar en la figura 6. La placa Rivera es un triángulo que se halla al NW de la de Cocos. Al SE de Oaxaca, la placa de Cocos se subduce bajo la del Caribe, afectando con esto el estado de Chiapas. El movimiento horizontal de la placa del Caribe con respecto a la placa norteamericana produce temblores que afectan a Chiapas. Como consecuencia de los deslizamientos entre placas y de movimientos del magma, aquéllas se ven sujetas a esfuerzos que pueden llegar a fracturarlas, incluso lejos de sus fronteras. Dichas fracturas son fallas geológicas donde también se producen sismos.



**Figura 6. Distribución de placas tectónicas dentro de la República Mexicana**

La mayor parte del territorio nacional está afectada por estos fenómenos. Las placas Rivera y de Cocos ya subducidas bajo las placas continentales también se ven sujetas a esfuerzos, y la rotura de ellas también origina temblores, los cuales presentan una profundidad bajo el territorio mexicano que suele denominarse intermedia.

En la figura 7, se muestra un patrón global de la actividad sísmica mundial (puntos finos) y su correlación con los bordes de placas tectónicas (líneas continuas) La dirección del movimiento relativo de las placas tectónicas se muestra con flechas. Los puntos gruesos representan volcanes y las líneas dentadas (como las que ocurren a lo largo de la Costa del Pacífico), zonas de subducción.

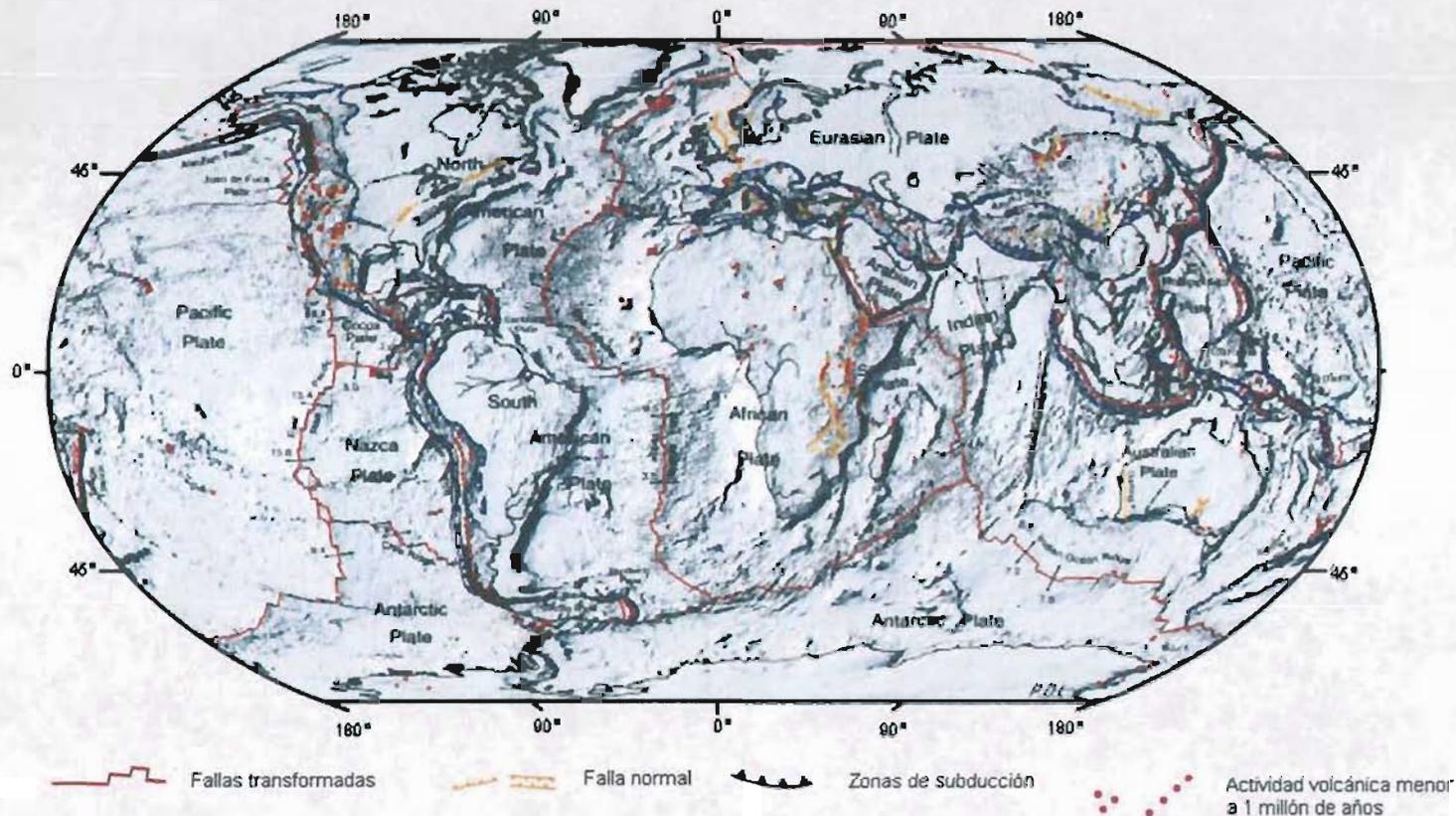


Figura 7. Patrón global de la actividad sísmica



Estas placas se mueven una con respecto a la otra sobre la superficie de la tierra, desplazando los continentes que yacen sobre ellas. El desplazamiento de una placa con respecto a otra se lleva a cabo a lo largo de grandes fallas geológicas sobre las cuales se acumulan gradualmente energía elástica; cuando la energía acumulada rebasa la resistencia de las rocas se presenta un deslizamiento que da como resultado un sismo. La actividad sísmica más frecuente y de mayor magnitud se presenta en las fronteras de placa donde éstas se mueven en direcciones contrarias a las otras, como ocurre a lo largo de la costa del Pacífico. Como resultado de este movimiento relativo en direcciones contrarias y al comportarse las placas casi como cuerpos rígidos, una de las dos placas se desliza por debajo de la otra como puede verse en la figura 8.

Los puntos negros representan réplicas del sismo de Oaxaca de 1978 y definen la falla que se forma en la zona de contacto entre las dos placas. Puede observarse la existencia de sismos más profundos en el interior de la placa de Cocos que penetra por debajo de México.

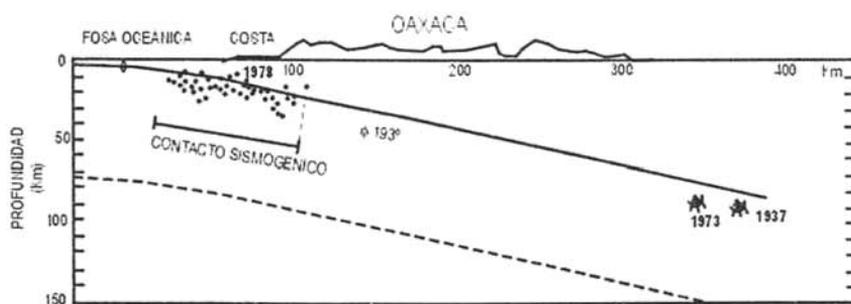


Figura 8. Perfil representativo de la zona de subducción a la altura de Oaxaca.

El proceso donde una placa se introduce por debajo de otra es llamado *subducción* y da como resultado una gran actividad sísmica y volcánica. La actividad sísmica ocurre particularmente sobre el plano de contacto entre las dos placas, donde se forma una enorme falla geológica.

Este tipo de fallamiento existe a lo largo de la costa del Pacífico, donde las diferentes placas que forman el lecho del Océano Pacífico se subducen por debajo de los continentes americano y asiático. Ocurren también sismos en el interior de la placa en subducción y reflejan el estado de esfuerzos al que está sometida la placa al introducirse en el interior de la tierra. Al penetrar la placa cada vez más profundamente en el interior de la tierra, ciertos minerales se funden a una determinada presión y temperatura, formando un magma que asciende a la superficie y genera las cadenas volcánicas que acompañan a las zonas de subducción.



La actividad sísmica no está distribuida uniformemente en la superficie. Puede verse en la figura 9 la sismicidad a nivel mundial; los sismos se encuentran concentrados a lo largo de líneas o bandas, donde ocurren a profundidades que van desde la superficie en algunos lados, hasta 700 kilómetros en otros.

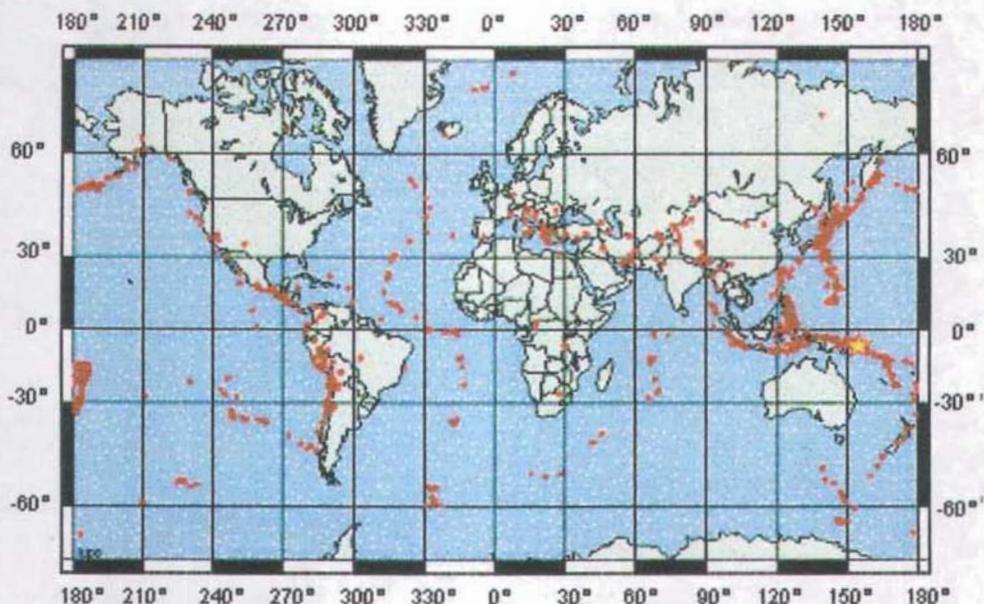


Figura 9. Distribución mundial de epicentros.



### 1.2.1. Foco

El foco de un sismo es el punto de la corteza terrestre en el que se originan las ondas sísmicas, es decir, el punto donde ocurrió la liberación de energía del sismo (Figura 10) El hipofoco o epicentro es la proyección vertical del foco en la superficie de la Tierra. A falta de datos instrumentales el epicentro ha de fijarse algunas veces, basándose en los daños observados, como el punto de sacudidas más intensas. En general este punto no coincide exactamente con el epicentro instrumental.

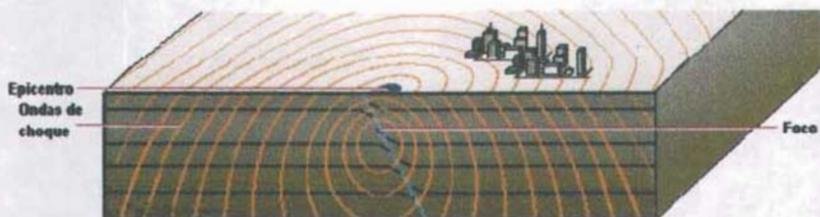


Figura 10. Sitio donde se inicia la ruptura

Términos tales como *distancia focal* y *distancia epicentral* se refieren a distancias a un punto de interés dado, llamado estación.

Los sismos se consideran *someros*, si ocurren a una profundidad menor de 60 kilómetros; *profundos*, si ocurren a más de 300 kilómetros de profundidad, y de *profundidad intermedia* en el resto de los casos. A veces se emplea el término *profundidad normal* para indicar entre 30 y 60 kilómetros.

### 1.2.2. Intensidad

Intensidad es una medida subjetiva de la capacidad de destrucción sísmica local. Se refiere al grado de sacudimiento en un sitio determinado y puede variar notablemente de un sitio a otro, dependiendo de la distancia al epicentro y de las condiciones geológicas locales.

Son variadas las escalas que fueron propuestas en el pasado, destacando la de Mercalli así también como la de Rossi y Forel (1883) que actualmente está en desuso y ha sido substituida por otras. La escala más empleada es la de Mercalli Modificada, denotada comúnmente como MM. Tiene doce grados identificados por los números romanos de I al XII, y se nombran a continuación:



- I. Imperceptible. Casi nadie lo ha sentido
- II. Muy leve. Muy pocas personas lo han sentido
- III. Leve. Temblor notado por mucha gente que, sin embargo, no suele darse cuenta de que es un terremoto
- IV. Moderado. Se siente en el interior de edificios por mucha gente.
- V. Algo fuerte. Sentido por casi todos, mucha gente se despierta.
- VI. Fuerte. Sentido por todos, mucha gente corre fuera de los edificios.
- VII. Muy fuerte. Todo el mundo corre fuera de los edificios . las estructuras mal construidas quedan muy dañadas, pequeños daños en el resto.
- VIII. Destructivo. Las construcciones especialmente diseñadas dañadas ligeramente, las otras se derrumban.
- IX. Fuertemente destructivo. Todos los edificios muy dañados, desplazamiento de muchos cimientos. Grietas apreciables en el suelo.
- X. Ruinoso. Muchas construcciones destruidas, suelo muy agrietado.
- XI. Catastrófico. Derrumbe de casi todas las construcciones. Puentes destruidos. Grietas muy amplias en el suelo.
- XII. Totalmente catastrófico. Destrucción total, se producen tremendas transformaciones topográficas ya que se desplazan capas enteras de terreno.

Las escalas de intensidad representan únicamente una medida del poder destructivo de un temblor o de los efectos que éste tuvo sobre seres humanos y edificaciones en un lugar determinado.

Por lo tanto, la intensidad es una medida que proporciona una idea de la severidad con que se manifestaron los sismos en diversos sitios, pero no cuantifica la energía liberada de la fuente; por lo cual se desarrolló la escala de magnitud.

### 1.2.3. Magnitud de un sismo

La magnitud de un sismo es la medida de la energía liberada, es decir es un índice de la energía que libera un temblor. Se usan diversas escalas de magnitud según la porción de los registros que se empleen para calcular esta cantidad. Tiene mayor aceptación la llamada *magnitud de momento* (M) o de Richter, que es relacionada directamente con la energía liberada. Está dada por:

$$M = \log A - \log A_0$$



Donde:

A = amplitud máxima de la traza registrada por un sismógrafo estándar Wood-Anderson para un sismo dado a una distancia dada, con amplificación de 2800, periodo natural de 0.8 seg y coeficiente de amortiguamiento de 80 % (el instrumento debe estar colocado en terreno firme a 100 kilómetros del epicentro)

A<sub>o</sub> = amplitud máxima para un sismo particular seleccionado como estándar.

En la siguiente tabla se describen los efectos que de acuerdo a la escala de Richter, se pueden producir durante un sismo:

GRADO	EFFECTOS
Menos de 3.5	Generalmente no se siente, pero es registrado.
3.5 – 5.4	A menudo se siente, pero solo causa daños menores.
5.5 – 6.0	Ocasiona daños ligeros a edificios.
6.1 – 6.9	Puede ocasionar daños severos en áreas muy pobladas.
7.0 – 7.9	Terremoto mayor. Causa graves daños.
8.0 o mayor	Gran terremoto. Destrucción total a comunidades cercanas.

Los sismólogos miden la magnitud en términos de diferentes tipos de movimiento del suelo, tales como ondas de cuerpo ( $M_b$ ), u ondas de cortante ( $M_s$ ). La magnitud puede calcularse a partir de la amplitud causada por varios tipos de ondas elásticas (de superficie o de cuerpo), dependiendo de la profundidad del foco del sismo y de su distancia al punto de registro.

La magnitud sísmica es de gran importancia debido a que es empleada por diversas razones. Primero, está reconocida por el público en general, así como por científicos, ingenieros y técnicos como una medida del tamaño relativo de un terremoto, la gente relaciona la magnitud al menos a grandes rasgos, con la severidad de un terremoto; además las magnitudes de los terremotos anteriores son usadas en un método aproximado para predecir la aceleración más alta del movimiento del suelo que puede producir un terremoto en el emplazamiento de una estructura importante. Por lo tanto, la información es utilizada por el ingeniero para diseñar una estructura que resista tales movimientos fuertes del suelo.

A continuación se presenta un resumen de los sismos más importantes y de mayor magnitud ocurridos en la República Mexicana, así como su magnitud y algunos de los efectos que presentaron en el Distrito Federal (REF. 2)



FECHA	EFEITOS EN EL D. F.	EPICENTRO
1907; 14 de abril	Derribó el colegio Salesiano, rompió cañerías y produjo grietas en las calles.	Sismo en la costa de Guerrero, cerca de Acapulco. Magnitud 7.9
1909; 30 de julio	Derrumbes de casas y bardas en la ciudad. Causó daños en el Palacio Nacional.	Sismo en la Costa Grande de Guerrero. Magnitud 7.5
1911; 7 de junio	Derrumbó el cuartel de San Cosme, el altar de la iglesia de San Pablo y tiró muros en varias partes de la ciudad. Flexionó rieles de tranvía y produjo grietas en las calles. Destruyó 119 casas en el Distrito Federal.	Sismo en la costa de Michoacán. Magnitud 7.8
1912; 19 de noviembre	Derrumbes en muchas bardas y varias casas destruidas. Grietas en las calles y roturas de tuberías de agua y cables. Daños en los templos de San Sebastián, La Palma y La Profesa, Palacio de Minería, Las Vizcainas y Teatro Principal, entre otros.	Sismo en la falla de Acambay, Estado de México. Magnitud 7.0
1928; 22 de marzo	Cuartheaduras en muchas casas y derrumbe de algunas bardas.	Sismo en la Costa de Oaxaca. Magnitud 7.7
1928; 17 de junio	Grietas en el pavimento y daños numerosos.	Sismo en las costas de Oaxaca. Magnitud 8.0
1928; 4 de agosto	Derrumbó el Palacio Municipal de Chalco.	Sismo en las costas de Oaxaca. Magnitud 7.4
1928; 9 de octubre	Varios derrumbes de bardas y casas.	Sismo en la costa de Oaxaca de magnitud 7.8
1932; 3 de junio	Numerosas grietas y casas derrumbadas. Gran cantidad de cañerías reventadas. Derrumbó varias casas y tiró muchas bardas	Sismo en las costas de Jalisco. El sismo más grande que se haya registrado este siglo en México. Magnitud 8.4
1941; 15 de abril	Dañó la cúpula del cine Insurgentes. Cuarteó edificios y produjo grietas en las calles.	Sismo en las costas de Colima. Magnitud 7.9
1957; 28 de julio	Destruyó varias casas y edificios en la ciudad de México. Derribó el Ángel de la Independencia. Se levantó el pavimento en varios sitios.	Sismo cerca de Acapulco. Magnitud 7.7
1979; 14 de marzo	Daños en la colonia Roma. Destruyó la Universidad Iberoamericana en la colonia Campestre Churubusco.	Sismo en Petatlán. Magnitud 7.6



1985; 19 y 20 de septiembre	Gran destrucción en el centro de la ciudad y en las colonias Doctores, Guerrero, Tepito, Morelos, Roma, Juárez, Merced, Tlatelolco, etc. Destruyó casi 2 000 edificios, levantó el pavimento y rompió las redes de tuberías en varias partes de la ciudad. Derrumbó muchas casas en Ciudad Guzmán y causó daños a edificios en Ixtapa, Zihuatanejo y Lázaro Cárdenas.	Sismo en las costas de Michoacán. Magnitud 8.1
2003; 21 de enero	Un edificio ubicado en la Av. Reforma presentó fisuras, 82 alimentadores de energía quedaron fuera de servicio, 400 semáforos tuvieron fallas, 3 postes de luz se caerán, uno en Iztacalco y dos en Azcapotzalco, 100 reportes de fuga de gas.	Sismo frente a las costas de Colima. Magnitud 7.8

NOTA: La magnitud está indicada en grados en la escala de Richter

Cabe destacar que a partir del sismo de 1985 a la fecha, se han producido sismos de magnitud importante en la República Mexicana, pero estos no han provocado efectos considerables en la Ciudad de México. Entre éstos se encuentran los siguientes:

FECHA	UBICACIÓN	MAGNITUD
1999; 9 de agosto	Costas de Guerrero y Michoacán	7.0 en la escala de Richter
1999; 30 de septiembre	Oaxaca	7.4 en la escala de Richter
2001; 7 de octubre	Coyuca de Benítez, Guerrero	6.1 en la escala de Richter
2002; 16 de enero	Chiapas	6.3 en la escala de Richter
2004; 1 de enero	Guerrero	6.3 en la escala de Richter



### I.3. Tipos de ondas sísmicas y su acción

Un sismo afecta áreas muy grandes comparadas con la extensión de la fuente sísmica. Esto indica que existe energía, liberada en la fuente, que es transmitida a través del terreno; esta energía se propaga en forma de ondas sísmicas. Las ondas sísmicas registradas proporcionan información de movimientos de fallas que pueden estar completamente bajo la superficie de la Tierra. A toda estación llegan las ondas en tiempos que dependen de su tipo, longitud y trayectoria, y se manifiestan como vibraciones del terreno. La amplitud de las ondas generalmente se atenúa con la distancia y más rápidamente cuanto mayor es la frecuencia de vibración, pero puede amplificarse localmente como consecuencia principalmente de la topografía o de las propiedades dinámicas del suelo. Este último fenómeno se conoce como *efecto de sitio*.

Las ondas pueden ser de dos tipos, *ondas elásticas* y *ondas senoidales*.

#### a) Ondas elásticas.

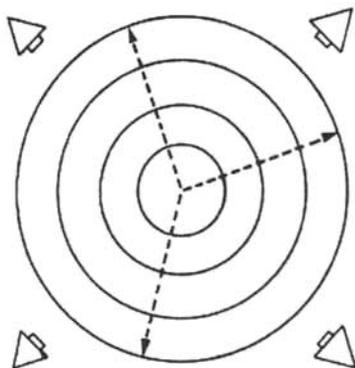
Si tomamos una barra de algún material elástico (metal, madera, piedra, etc.) por un extremo y la golpeamos en el otro extremo, la energía del golpe se transmitirá a través de la barra y llegará a nuestra mano. Esto sucede debido a que cada parte de la barra se deforma y luego vuelve a su forma original; al deformarse jala o empuja a las partes vecinas, las cuales a su vez, mueven a sus propias partes vecinas, lo que hace que la deformación viaje a lo largo de la barra. Cabe hacer notar que es la deformación la que viaja y no las partículas o pedazos de la barra, los cuales sólo se *desplazan* un poco de su posición original y luego regresan a ella.

Una deformación que viaja a través de un medio elástico se llama *onda elástica*; y cuando el medio a través del cual se desplaza es la Tierra, se llama *onda sísmica*. Al conjunto de todos los puntos en el espacio que son alcanzados simultáneamente por una onda se le llama *frente de onda*. Esto puede verse en la figura 11, los frentes de onda son los círculos concéntricos que viajan alejándose del lugar donde se originó el disturbio. Las líneas punteadas perpendiculares a los frentes de onda, indican la dirección en la que viajan éstas y son conocidas como *rayos*. Son de gran utilidad para describir las trayectorias de la energía sísmica.



Figura 11.

Frentes de onda circulares propagándose hacia afuera. Las flechas, perpendiculares a los frentes de onda, indican la trayectoria de propagación



La onda sísmica deforma el terreno a través del cual pasa, lo cual indica que realiza trabajo y, por lo tanto, corresponde a energía elástica que se desplaza. En el caso de ondas generadas por sismos, la energía es la que se encuentra almacenada como energía de deformación en las rocas.

b) Ondas senoidales.

Las ondas más sencillas son las senoidales y son aquellas cuyos valores varían en el tiempo y/o en el espacio como senos o cosenos trigonométricos. Estas se muestran en las tres primeras trazas de la figura 12.

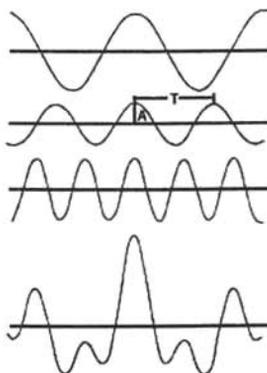


Figura 12. Ondas senoidales sumadas para obtener un pulso

Cada una se caracteriza por su *frecuencia*  $f$ , es decir, el número de veces que el movimiento se repite en cierto tiempo, es expresada en Hertz (ciclos/segundo, abreviado Hz); o por su *periodo*  $T = 1/f$ , el cual es el tiempo que tarda en repetirse, expresado en segundos; su *amplitud*  $A$ , que es el



máximo valor que puede tomar, expresada en unidades de longitud (usualmente micras o centímetros); y su *fase*, la cual es el valor que tiene la onda, es decir, en qué punto de su ciclo se encuentra, para un tiempo o lugar de referencia.

Si una onda senoidal viaja con una velocidad  $V$ , al cabo de un periodo habrá recorrido una distancia  $\lambda = V T$ , llamada su *longitud de onda*.

Si sumamos las tres ondas senoidales de la figura 12, se obtiene la traza situada debajo ellas, la cual es menos regular que éstas y presenta un máximo donde los valores de las trazas componentes se suman (*interferencia constructiva*) y valores menores donde se anulan (*interferencia destructiva*)

De esta forma se puede construir una onda de cualquier forma, mediante la suma (a veces infinita) de ondas senoidales con diferentes amplitudes y frecuencias, lo cual recibe el nombre de *Teorema de Fourier*. La amplitud de cada onda senoidal componente indica qué tanto de ella contiene la onda sísmica en cuestión. Se llama *espectro* de la señal sísmica al conjunto de sus componentes senoidales. Se dice que una onda sísmica es de alta o baja frecuencia (o de periodo corto o largo) según predominen en su espectro unas u otras componentes.

### 1.3.1. Ondas de cuerpo

La teoría de la elasticidad nos dice que son posibles dos tipos de ondas elásticas que viajan a través de la Tierra, y que son conocidas como ondas de cuerpo u ondas internas, las cuales pueden ser compresionales o de cizalla.

#### 1.3.1.a. Ondas primarias (P)

Las ondas primarias o compresionales, son las que se transmiten cuando las partículas del medio se desplazan en la dirección de propagación, produciendo compresiones y dilataciones en el medio a través del cual se propagan. Esto puede ejemplificarse si pensamos en un resorte como el mostrado en la figura 13. Si se comprime un extremo del resorte y luego se suelta, el material comprimido se extiende en la dirección indicada por la flecha pequeña ( $d$ ), comprimiendo al material que está junto a él. Esa compresión y la dilatación o extensión correspondiente, viajan en la dirección indicada por las flechas grandes, que es la misma del desplazamiento de las partículas.

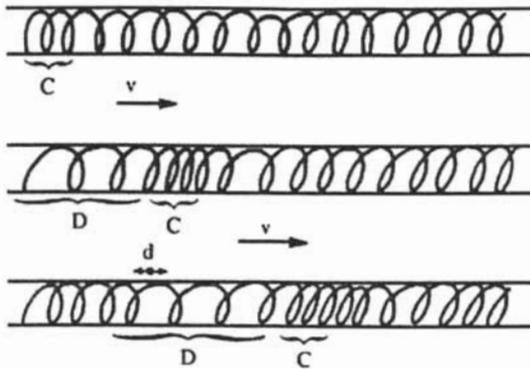


Figura 13.

Onda compresional propagándose a lo largo de un resorte con velocidad  $v$ . C indica compresión y D indica dilatación

Las ondas primarias son las más veloces de todas las ondas sísmicas (más de 5 km/s en las rocas graníticas cercanas a la superficie, y alcanza más de 11 km/s en el interior de la Tierra) y, por lo tanto, son las primeras en llegar a cualquier punto, en ser sentidas y en ser registradas en los sismogramas, de ahí el nombre de onda Primera o Primaria.

Las ondas compresionales, comprimen y dilatan el medio donde se propagan en una dirección de propagación del frente de ondas, como puede verse en la figura 14.

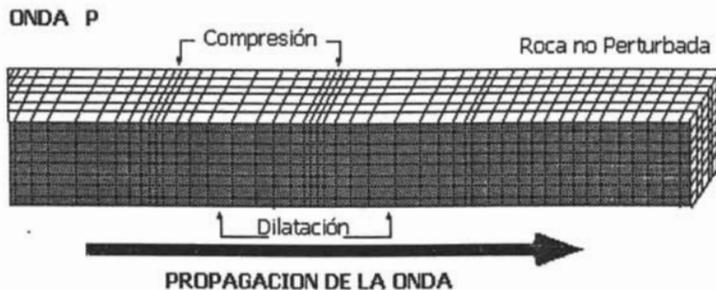


Figura 14. Ondas primarias

#### I.3.1.b. Ondas secundarias (S)

Las ondas *secundarias*, de corte o de *cizalla*, llamadas *ondas S*, son aquellas en las cuales las partículas del medio se desplazan perpendicularmente a la dirección de propagación, por lo que están



asociadas con deformaciones del terreno de tipo de cizalla (figura 15) La propagación de estas ondas produce un esfuerzo cortante en el medio y de ahí el nombre de ondas de corte o cizallamiento.



Figura 15. Ondas secundarias

Esto se puede visualizar si se piensa en las ondas que viajan por una cuerda tensa y moviendo uno de sus extremos perpendicularmente a ella (figura 16.a) Cada partícula de la cuerda se mueve, hacia arriba o hacia abajo en la dirección indicada por las flechas pequeñas, jalando a sus vecinas (figura 16.b); de manera que la onda viaja en la dirección de la cuerda perpendicularmente a la dirección del desplazamiento de cada pedazo de cuerda (figura 16.c)

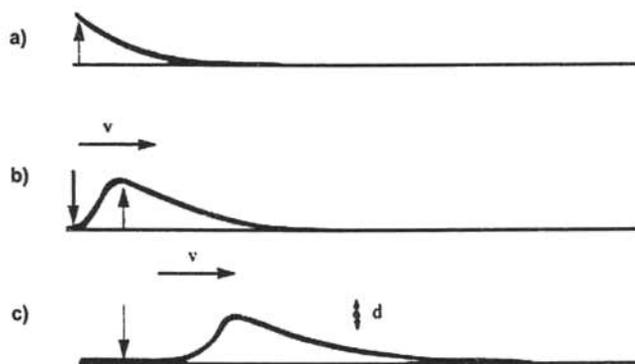


Figura 16. Onda de cizalla propagándose con velocidad  $v$  a lo largo de una cuerda. El desplazamiento de las partículas de la cuerda se da en las direcciones indicadas por  $d$



La onda S es más lenta que la onda P. En una amplia gama de rocas su velocidad  $V_s$ , es aproximadamente igual a la velocidad de la onda P. Como la onda S es la segunda en llegar se le llamó *Secundaria*. Como los líquidos no pueden soportar esfuerzos cortantes, las ondas S no se propagan a través de ellos. El desplazamiento de las partículas en el terreno durante el paso de la onda puede ser en cualquier dirección perpendicular a la de propagación; pero, a veces, pueden desplazarse en una sola dirección, en cuyo caso se dice que las ondas están *polarizadas*. La componente vertical de la onda S se indica a menudo por SV, mientras que la componente horizontal se expresa por SH (Figura 17)

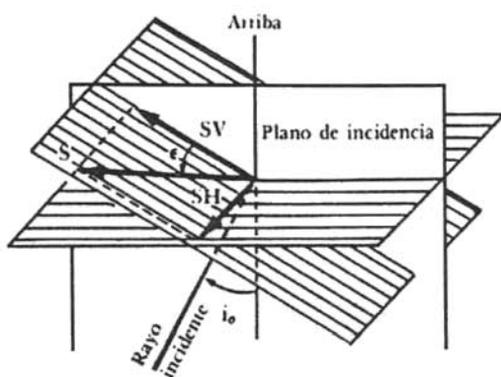


Figura 17.  
La onda S y sus componentes SV y SH

Usualmente la onda S tiene mayor amplitud que la onda P, y se siente más fuerte que ésta.

#### 1.3.1.c. Ondas convertidas

Se dice que una onda de cuerpo es convertida, cuando viaja a través de un medio e incide sobre una superficie que lo separa de otro medio con distintas propiedades elásticas, como se indica en la figura 18. En general parte de la energía es transmitida al segundo medio y parte es reflejada.

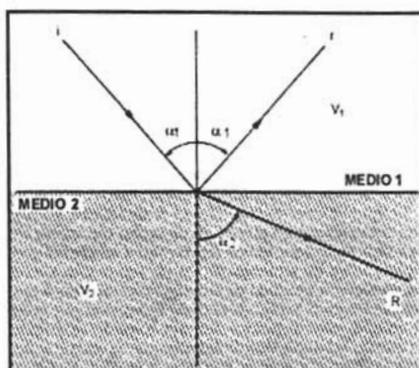


Figura 18.

*i*, rayo incidente,  
*r*, rayo reflejado,  
*R*, rayo refractado

#### I.3.1.d. Coda

Después de la llegada de las ondas P y S, la señal en un sismograma decae poco a poco (líneas punteadas en figura 19) Esta parte de la "cola" de la señal se llama *coda*, y se debe a energía sísmica "dispersa" que llega hasta el sensor después de haber sido reflejada por las heterogeneidades propias del terreno. La forma como decae la coda sirve para estimar qué tan grande es la atenuación del terreno. También es útil para determinar la magnitud de los sismos, sobre todo los locales.

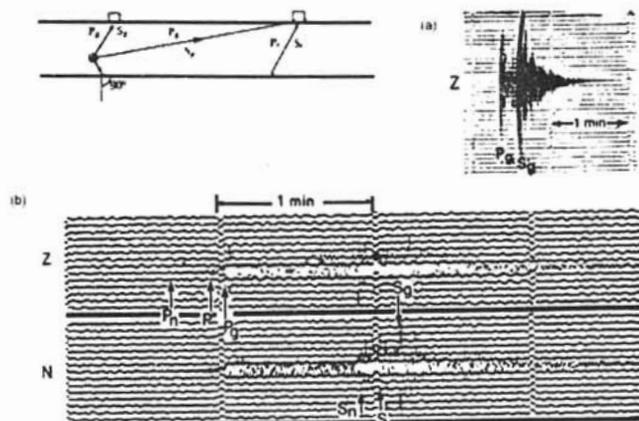


Figura 19.  
 Registro de la coda



### 1.3.2. Ondas superficiales

Además de las ondas que viajan a través del terreno, existen otras que lo hacen por la superficie, ya que su amplitud es máxima en la superficie y nula en las grandes profundidades. Estas ondas son causadas por la interferencia de las ondas de cuerpo y son más lentas que éstas. En el caso de los telesismos (los que ocurren a más de 1000 kilómetros de distancia del observador), como el mostrado en la figura 20, las ondas superficiales llegan mucho después que las de cuerpo, y presentan dispersión, esto es que las ondas de diferentes frecuencias viajan con diferentes velocidades.

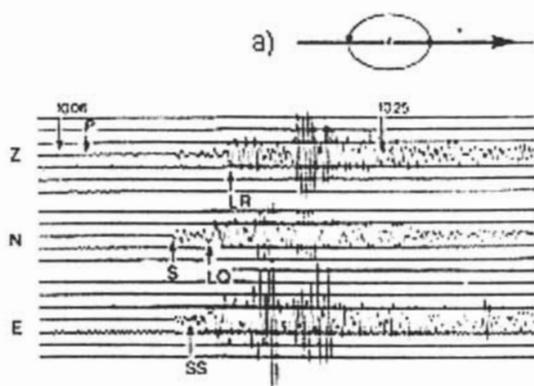


Figura 20.

Telesismo registrado en sismómetros vertical (Z) y horizontal en dirección Norte-Sur (N) y Este-Oeste (E).

En (a) "d" indica cómo es el desplazamiento de una partícula de la superficie de la Tierra al paso de una onda Rayleigh con velocidad  $v$

A continuación se presentan los dos tipos principales de ondas superficiales y se explican algunas de sus propiedades.

#### 1.3.2.a. Ondas Rayleigh

Se deben a la interacción entre las ondas P y las SV. Usualmente se representan por *R*, o *LR* cuando son de periodo muy largo. El movimiento de cada partícula de la superficie del terreno al paso de la onda, se da en forma de elipse retrógrada, como se muestra en la figura 20.a.

Las ondas Rayleigh son las más lentas con *velocidades de grupo* (la velocidad con que viaja la energía) que van de 1 a 4 km/s, según se muestra en la figura 21, donde se muestran varias curvas que corresponden a diversos *modos* de propagación de la onda de Rayleigh. Cada *modo propio*, *modo fundamental* o *eigenmodo* es una forma en la cual puede vibrar el terreno de manera que se logre la interferencia constructiva que da lugar a las ondas superficiales.



El modo cuya amplitud no cambia de signo con la profundidad, es llamado *modo fundamental* (figura 22.a); el que cambia una vez de signo, se le nombra *primer modo superior* (figura 22.b); el que cambia de signo dos veces, es llamado *segundo modo superior* (figura 22.c), y así sucesivamente.

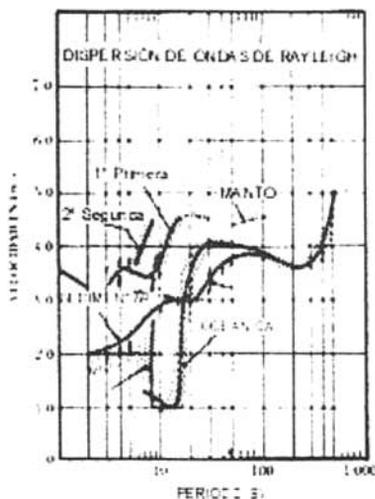
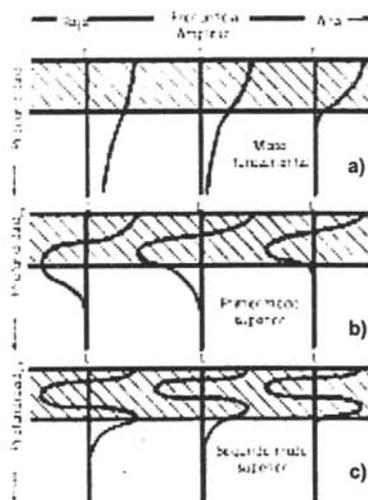


Figura 21.  
 Velocidades de grupo  
 para ondas Rayleigh

Figura 22.  
 Amplitudes de los modos  
 propios de vibración para  
 el modo fundamental y los  
 dos primeros superiores  
 de una onda de Rayleigh



Se puede ver que los modos de alta frecuencia tienen grandes amplitudes únicamente cerca de la superficie del terreno, por lo que las propiedades del material profundo casi no influyen en ellos.



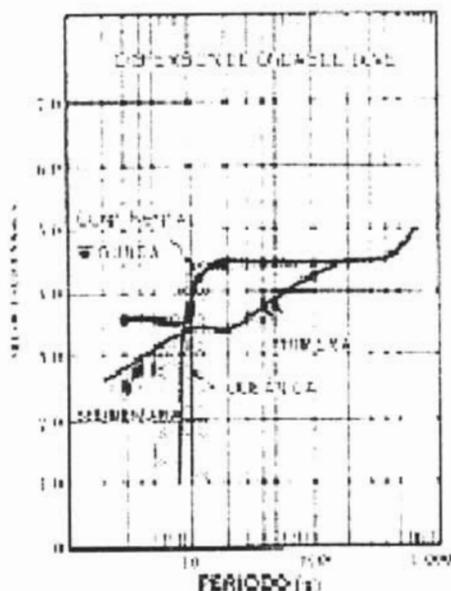
En cambio, los modos de baja frecuencia tienen amplitudes considerables en profundidades mayores, por lo que su velocidad dependerá de las profundidades del medio cerca de la superficie y lejos de ella. La velocidad de la amplitud a través del terreno, aumenta con la profundidad, lo cual explica por qué las componentes de más baja frecuencia son usualmente las más rápidas.

### I.3.2.b. Ondas de Love

En inglés Love waves, son las ondas expresadas comúnmente por L, G o LQ si son de periodo muy largo. Se comportan de manera muy parecida a la descrita para las ondas de Rayleigh, pero se deben a interferencia constructiva de ondas SH solamente, por lo que no pueden existir en un semiespacio, debido a que requieren al menos una capa sobre un semiespacio, donde pueda quedar atrapada parte de la energía sísmica. Son polarizadas horizontalmente (como las SH) y, por lo tanto, no se registran en los sensores verticales.

Las ondas de Love tienen velocidades de 1 a 4.5 km/s y son más veloces que las de Rayleigh pero más lentas que las ondas de cuerpo, como se muestra en la figura 20. La figura 23 muestra las curvas de dispersión de grupo para varios modos propios de las ondas de Love.

Figura 23.  
Velocidades de grupo  
para ondas Love





### 1.3.3. Ondas guiadas

Cuando una capa o nivel de roca se encuentra rodeada de otras rocas con velocidades sísmicas superiores, algunas de las ondas que se encuentren dentro de ella no pueden escapar a los medios circundantes y son transmitidas a lo largo de la capa con muy poca pérdida de energía. Este tipo de estructura es conocido como guía de ondas.

Existen varios tipos de guías de ondas; se puede considerar que la superficie de la Tierra es una guía de ondas para las ondas de Rayleigh y de Love. En el océano existe una capa de agua de baja velocidad, conocida como canal SOFAR, que transmite ondas hasta grandes distancias. Si un sismo genera ondas que se transmitan por este canal (a la velocidad del sonido en el agua), al alcanzar la tierra firme serán registradas después de la llegada de las ondas P y S, por lo que son conocidas como ondas T (de "Terceras")

Otros tipos de ondas guiadas son:

- Ondas Le: son ondas de periodo corto (1 a 6 s), predominantemente transversales, guiadas en la corteza terrestre y han sido observadas únicamente en trayectorias continentales; y
- Ondas de placa: son ondas que viajan a lo largo de las placas subducidas.

### 1.3.4. Sismos trepidatorios y oscilatorios

Cuando se genera un sismo, las ondas sísmicas se propagan en todas direcciones, provocando con esto el movimiento del suelo tanto en forma horizontal como vertical. En los sitios cercanos al epicentro, la componente vertical del movimiento es mayor que la horizontal, por lo que se dice que el movimiento es trepidatorio. Por el otro lado al ir viajando las ondas sísmicas, las componentes se atenúan y al llegar a un suelo blando, como el de la ciudad de México, las componentes horizontales se amplifican y se dice que el movimiento es oscilatorio (REF. 3)



#### 1.4. Zonas sísmicas en el mundo

Los sismos presentan una tendencia muy clara a ocurrir en bandas angostas de gran longitud. De entre estas bandas de sismicidad son evidentes las que ocurren en el centro del Océano Atlántico y a lo largo de toda la costa del Pacífico. Asimismo, es notable que en muchos sitios esta actividad sísmica está asociada a volcanes activos. El ejemplo más claro de ello es tal vez el llamado "Anillo de Fuego del Pacífico" que conforma las costas americana y asiática del Océano Pacífico.

Se dice que en el planeta existen cuatro tipos de zonas sísmicas, las cuales pueden distinguirse por su geología y morfología característica.

El primer tipo está representado por las angostas zonas a lo largo de las emanaciones de magma que fluye de las cordilleras mesoceánicas. En estas zonas, los temblores son de poca profundidad, con menos de 70 kilómetros. Las cimas de las cordilleras o dorsales son los ejes de la expansión del piso del océano.

El segundo tipo de zonas sísmicas es el de los temblores pocos profundos. En ellos se han podido verificar movimientos en la superficie, paralelos a las fallas.

El tercer tipo de zonas sísmicas es el relacionado directamente con las profundas fosas que están asociadas a los sistemas de archipiélagos de origen volcánico. Este sistema es típico del Océano Pacífico. En esta zona, los temblores pueden ser de profundidad intermedia (70 a 300 kilómetros), o profundos (300 a 700 kilómetros) si se encuentran en las placas que subducen en las fronteras de las fosas, los epicentros de los temblores en esta zona definen una estructura geológica que penetra al interior de la Tierra, alejándose de la fosa. Estas zonas llamadas de Benioff, subyacen a cadenas de volcanes activos y presentan formas diversas muy complejas.

La cuarta es típica del cinturón que se extiende desde Birmania hasta el Mar Mediterráneo. Consiste en una ancha e indefinida región, en la que ocurren temblores de poca profundidad que se asocian a las altas cordilleras que deben su existencia a grandes fuerzas de empuje o compresivas.

Existe otra división importante de la geografía sísmica del planeta que Richter propone, y es la siguiente:

1. El Circum-Pacífico con muchas ramas y subdivisiones.
2. El cinturón Alpino de Europa y Asia, que puede considerarse una extensión de una de las principales ramas del Circum-Pacífico
3. La zona del Pamir-Baikal de Asia Central



4. El cinturón Atlántico-Ártico
5. El Cinturón del Océano Índico Central, con muchas ramas
6. Los valles de Rifts, principalmente en el África Oriental
7. Una amplia área triangular activa en el este de Asia, entre el cinturón Alpino y la zona de Pamir-Baikal
8. Áreas sísmicas menores
9. El embalse central del Océano Pacífico del Norte que casi está ausente de sismos, excepto en las islas de Hawai
10. Los embalses escudos centrales de los continentes, también casi sin sismicidad

#### 1.4.1. Características de los registros sísmicos

Para poder obtener el registro del movimiento del suelo se necesitaría tener como referencia un punto fijo, pero debido a que el punto fijo se movería junto con el suelo sería imposible obtener dicho registro. Es por esto que para poder obtener resultados efectivos, se recurrió al principio de inercia de un cuerpo y por el cual todos los cuerpos tienden a resistirse al movimiento o a variar su velocidad. El movimiento del suelo puede ser medido en función de una masa suspendida por algún elemento que le permita mantenerse en reposo con respecto al suelo, como puede verse en la figura 24.

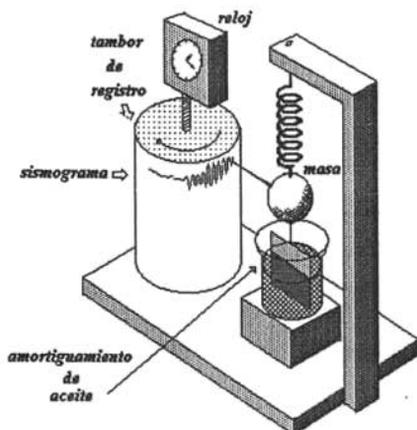


Figura 24. Principio básico de operación y registro de un sismógrafo que mide el desplazamiento vertical del terreno.



El mecanismo más simple considera una masa suspendida de un resorte que esta atado a un soporte anclado al suelo. Cuando el resorte se agita al paso de las ondas sísmicas, la inercia de la masa hace que ésta permanezca un instante en el mismo punto de reposo y cuando sale del mismo, tiende a oscilar. Pero la oscilación posterior del péndulo no reflejaría el real movimiento del suelo, por lo que hay que amortiguarlo. En los sismógrafos antiguos el amortiguamiento era realizado utilizando aceite y hoy en día se logra con el uso de bobinas o imanes que amortiguan la oscilación libre de la masa.

Los *sismógrafos* son empleados para observar la vibración de la tierra debida a la ocurrencia de un sismo, son instrumentos sumamente sensibles a los movimientos de la superficie de la tierra. Actualmente, estos utilizan el mismo principio de operación (inercia de los cuerpos), solo que para su ejecución utilizan componentes mecánicos y electrónicos para poder obtener una señal eléctrica proporcional al movimiento del suelo, la cual se almacena en forma local o se transmite por algún medio de comunicación (teléfono, radio, satélite) hasta un centro de adquisición.

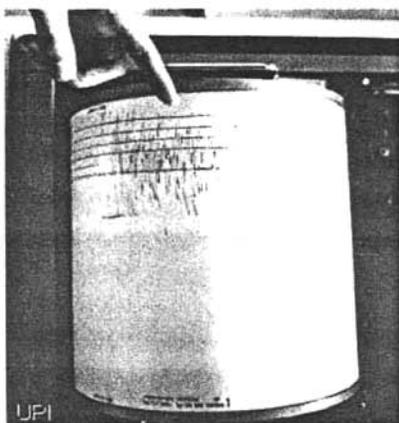
La sismometría considera tres tipos de sismógrafos:

- a. Sismógrafos mecánicos.
- b. Sismógrafos electromagnéticos.
- c. Sismógrafos de banda ancha.

El desplazamiento relativo de la masa con respecto al suelo es tan pequeño que es necesario amplificarlo para poder medirlo. En la actualidad, la amplificación se lleva a cabo electrónicamente y los instrumentos modernos amplifican el movimiento del terreno a centenas de miles de veces. Una vez amplificado el movimiento del suelo, éste se registra en papel o en una cinta magnética. El registro obtenido en esta forma se llama sismograma (figura 25)



**Figura 25.**  
**Sismograma típico**



Los sismógrafos cuentan con un preciso control de tiempo que se inscribe directamente sobre los sismogramas para identificar exactamente el tiempo en el que llegan las diferentes ondas sísmicas que arriban a una estación sísmológica.

Otro tipo de instrumentos emparentados con los sismógrafos y que son muy utilizados en sismología e ingeniería son los *acelerómetros*, instrumentos con el mismo principio del sismómetro pero diseñados para responder a la aceleración del terreno mas que a su velocidad o a su desplazamiento.

En la actualidad existen redes sísmicas de detección, transmisión y registro de temblores que envían las señales detectadas por medio de radio, microondas o satélite a grandes distancias. Este tipo de redes permite estudiar la sismicidad de una amplia zona o de una región de difícil acceso.

El ingeniero de cimentaciones debe reconocer el tipo de ondas registradas en los registros sísmicos, los cuales se obtienen de los sismógrafos y acelerógrafos. Un tipo de onda simple específica tiene las siguientes características:

- la onda vertical irrotacional de cuerpo muestra una componente vertical importante y componentes horizontales pequeñas
- la onda plana de compresión de superficie muestra componentes verticales menores que las componentes horizontales
- la onda plana de cuerpo de cortante muestra componentes horizontales importantes pero componente vertical pequeña o nula



d) los registros sísmicos típicos no muestran en general un comportamiento periódico, en su lugar muestran impulsos típicos variables con diferentes periodos producidos por la superposición de las ondas del tren de ondas de acuerdo a sus frecuencias y longitudes.

En la figura 26 se observa un sismograma típico. Como el movimiento del suelo tiene lugar en tres dimensiones del espacio, los movimientos del suelo tienen dos componentes horizontales.

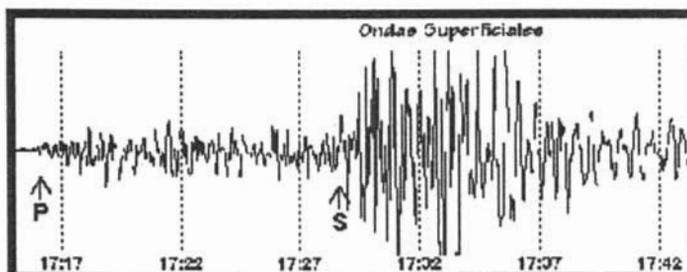
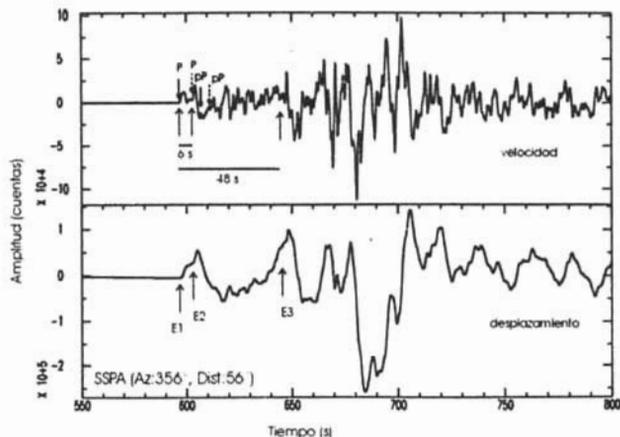


Figura 26. Sismograma típico

Otro ejemplo de registro sísmico es el siguiente, el cual se obtuvo durante el terremoto de Arequipa el 23 de junio de 2001 en la estación SSPA (figura 27) Las flechas ascendentes indican el número de rupturas y las barras el intervalo de ocurrencia a partir del primer arribo de la onda. Las flechas descendentes indican el tiempo de llegada de las fases utilizadas en el cálculo de la profundidad del terremoto.

Figura 27.  
Registro sísmico del  
terremoto de Arequipa





Las descripciones de sismos son de gran utilidad para la sismología moderna, ya que permite identificar a través de los daños reportados los epicentros de sismos importantes en el pasado histórico y comparar esa información con sismos más recientes, lo cual permite identificar la ubicación de las fallas activas.



## **I.5. Regionalización sísmicas en la República Mexicana y en el Valle de México**

### **I.5.1. Regiones sísmicas en la República Mexicana**

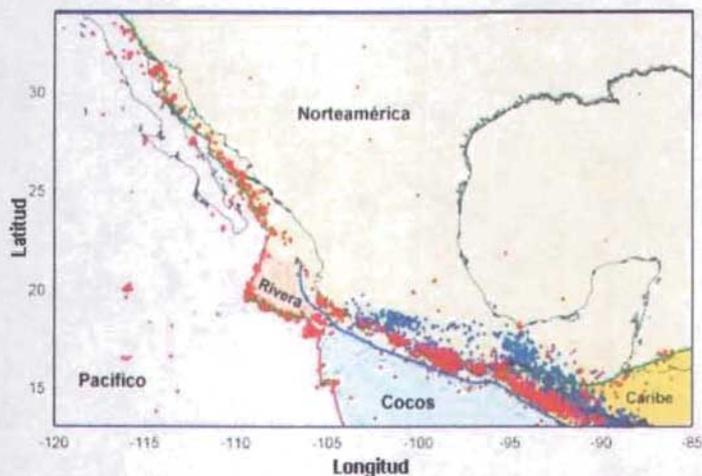
La sismicidad en México, se encuentra dominada por la interacción de cinco placas tectónicas principales: la placa de Norteamérica, la placa de Cocos, la placa de Rivera, la placa del Pacífico y la placa de Centroamérica. El movimiento relativo entre estas placas ocasiona que nuestro país se encuentre en una de las zonas sísmicas más peligrosas del mundo. La mayoría de los sismos en la República Mexicana se originan a lo largo de las fronteras entre las placas tectónicas. Sin embargo, un número menor se inicia en el interior del territorio, principalmente a lo largo de la faja volcánica, donde se concentra la mayor población del país.

En la República Mexicana, existe una zona de subducción a lo largo del Pacífico que abarca desde las costas de Jalisco hasta la frontera con Guatemala. La placa de Cocos, que es relativamente pequeña, forma el piso oceánico del Pacífico mexicano y se mueve hacia el continente con una velocidad promedio de siete centímetros al año. El movimiento relativo entre la placa de Cocos y la placa de Norteamérica, sobre la cual yace México, se lleva a cabo en deslizamientos súbitos y episódicos de la zona de contacto. Cada vez que se acumula energía suficiente en un cierto segmento de la falla ocurre un desplazamiento que puede llegar a ser del orden de uno a tres metros, originando así un terremoto. En algunas partes de la costa mexicana, como ciertas zonas de Oaxaca y Guerrero, por ejemplo, los grandes sismos parecen repetirse aproximadamente cada 35 ó 40 años; éste parece ser el lapso necesario para acumular suficiente energía capaz de generar un gran sismo. El mayor peligro lo presentan los sismos que ocurren a lo largo de las costas del Pacífico, entre las ciudades de Puerto Vallarta y Tapachula. No sólo se producen sismos con mayor frecuencia, sino también los mayores sismos registrados en México tuvieron su epicentro en estas poblaciones.

Las fuentes de los sismos que afectan a la Ciudad de México, tienen dos tipos de origen: a) sismos cuyo epicentro se encuentra fuera del Valle de México, y b) sismos cuyo epicentro se encuentra dentro del Valle; tanto unos como otros, pueden llegar a provocar grandes daños. Los sismos que ocurren en las zonas de subducción se encuentran a varios cientos de kilómetros de distancia de la ciudad, sus magnitudes, así como la consecuente transmisión de energía sísmica a través de la corteza continental, pueden llegar a ser suficientemente grandes como para provocar daños considerables. Aún cuando las magnitudes de los sismos con epicentro dentro del valle no son grandes, éstos pueden provocar fuertes daños a nivel local dado que ocurren a profundidades muy someras, y por lo tanto, muy próximos a las estructuras desplantadas en la superficie.



En la figura 28 se representan con puntos rojos los sismos superficiales (profundidades menores a 40 kilómetros) y puntos azules representan sismos más profundos, producidos por el movimiento de las placas.



**Figura 28. Distribución de placas tectónicas en la República Mexicana**

Dentro de la República Mexicana se reconocen 10 zonas activas, las cuales son: región de Jacala-Landa de Matamoros, senigraben de Aljubes, graben del mezquital, graben de Acambay, región de San Miguel de la Cal, región de Tula-Tlaxcoapan-Ajacuba, subcuenca de Toluca, región de Zempoala, región de Tlaxcala y volcán Popocatepetl.

Para fines de diseño sísmico, la República Mexicana fue dividida en cuatro zonas sísmicas. Para esto, fueron empleados los catálogos de sismos de la República Mexicana desde inicios de siglo, grandes sismos que aparecen en los registros históricos y los registros de aceleración del suelo de algunos de los grandes temblores ocurridos en este siglo.

Estas cuatro zonas sísmicas de la República Mexicana son un reflejo de qué tan frecuentes son los sismos en las diversas regiones y la máxima aceleración del suelo a esperar durante un siglo. Estas zonas pueden verse representadas en el mapa de la figura 29, y se describen a continuación:

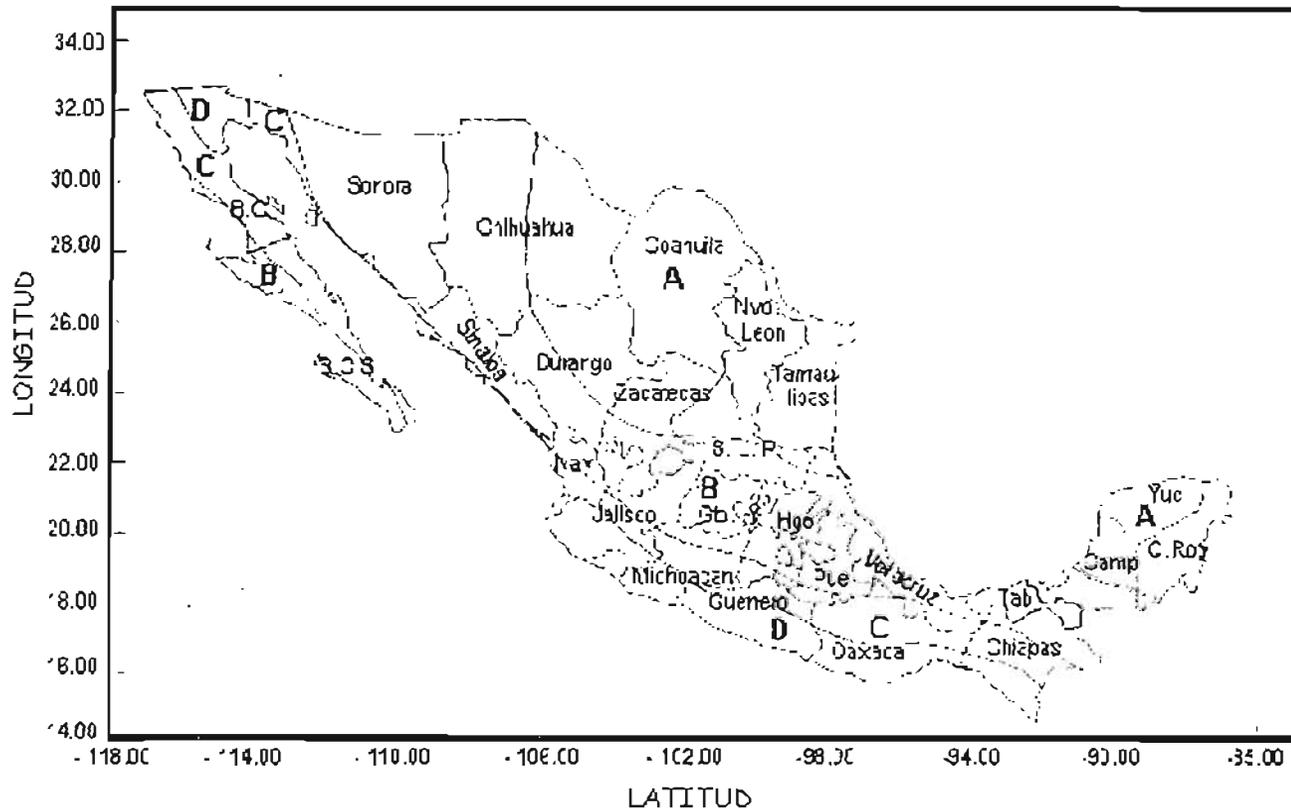


Figura 29. Regionalización sísmica de la República Mexicana



- ✦ Zona A: representa las regiones donde no se tienen registros históricos de sismos, no se han reportado sismos en los últimos 80 años y no se esperan aceleraciones del suelo mayores a un 10% de la aceleración de la gravedad a causa de temblores.
- ✦ Zonas B y C: son zonas intermedias, donde se registran sismos no tan frecuentemente o son zonas afectadas por altas aceleraciones pero que no sobrepasan el 70% de la aceleración del suelo.
- ✦ Zona D: es una región donde se han reportado grandes sismos históricos, donde la ocurrencia de sismos es muy frecuente y las aceleraciones del suelo pueden sobrepasar el 70% de la aceleración de la gravedad.

En la siguiente tabla, se presenta el coeficiente sísmico para las estructuras del grupo B, en las zonas sísmicas de la República Mexicana, arriba mencionadas. Para estructuras del grupo A, se deberán multiplicar los coeficientes por 1.5.

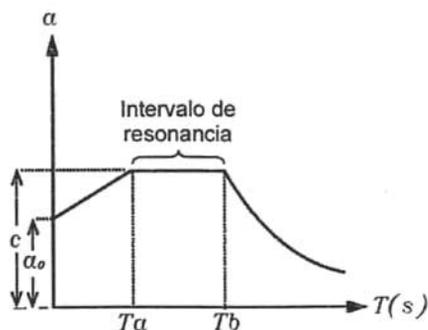
Zona sísmica de la República Mexicana	Tipo de suelo	$a_0$	$c$	$T_a$ (s)	$T_b$ (s)	$r$
Zona A	I (Terreno Firme)	0.02	0.08	0.20	0.6	1/2
	II (Terreno de Transición)	0.04	0.16	0.30	1.5	2/3
	III (Terreno Compresible)	0.05	0.20	0.60	2.5	1
Zona B	I	0.04	0.14	0.20	0.6	1/2
	II	0.08	0.30	0.30	1.5	2/3
	III	0.10	0.36	0.60	2.9	1
Zona C	I	0.36	0.36	0.00	0.6	1/2
	II	0.64	0.64	0.00	1.4	2/3
	III	0.64	0.64	0.00	1.9	1
Zona D	I	0.50	0.50	0.00	0.6	1/2
	II	0.86	0.86	0.00	1.2	2/3
	III	0.86	0.86	0.00	1.7	1

Siendo:

$a_0$  = valor de la ordenada de los espectros de diseño  
 (como fracción de la aceleración de la gravedad)  
 que corresponde a un periodo natural de vibración  
 de la estructura igual a cero ( $T = 0$ )

$c$  = coeficiente sísmico

$T_a, T_b$  = periodos característicos de los espectros  
 de diseño, en segundos





### 1.5.2. Regiones sísmicas en el Valle de México

Los sismos que ocurren en el Valle de México tienen su origen en las antiguas fallas que formaron la cuenca y en la intensa actividad volcánica que existe en el valle. La mayor parte de la actividad sísmica local se concentra en los márgenes oriental, occidental y sur del Valle de México. La actividad sísmica dentro de la cuenca de México se puede representar como sigue:

- a) En la zona de contacto entre los derrames ígneos de las sierras volcánicas y los depósitos blandos de los exlagos de Xochimilco y Texcoco (estribaciones de la Sierra de las Cruces y el Ajusco, y de la Sierra de Río Frio)
- b) Estribaciones del volcán Peñón de los baños
- c) Estribaciones de la Sierra de Guadalupe (Hacienda Ojo de Agua)
- d) Subcuenca de Apan, y
- e) La región de Juchitepec-Milpa Alta.

La sismicidad reciente del valle muestra varios sismos locales en la ciudad de México. Los temblores locales parecen ser menos frecuentes hacia el norte de la ciudad. Hacia el sur de la ciudad son frecuentes los sismos por debajo de la Sierra del Ajusco y en el Vaso de Texcoco. Además son frecuentes los reportes de sismos a lo largo de la Sierra de las Cruces (Cuajimalpa, Lomas de Plateros, Olivar del Conde, etcétera) Se ha especulado que esta actividad está relacionada con los volcanes existentes en la región.

La mayor parte de los sismos que son sentidos con gran intensidad en la ciudad de México se originan en la zona de subducción del Pacífico mexicano. Una de las observaciones de gran importancia en los reportes de sismos históricos, es que los mayores daños y las más altas intensidades en la capital son siempre observados en las inmediaciones del centro de la ciudad, en la zona que ocupaba el antiguo lago del Valle de México.

El Valle de México ha sufrido daños debidos a los grandes sismos que se originaron en la zona de subducción. Se han generado amplitudes con sismos provenientes de cualquier epicentro en la zona de subducción con la excepción del segmento de Chiapas-Guatemala, que resulta muy lejano. La zona de subducción representa la estructura sismogénica más activa del país. Por lo tanto, puede afirmarse que el Valle de México es la zona más expuesta y de mayor riesgo sísmico en la República. Por muy elevado que sea el riesgo sísmico en alguna zona de la costa mexicana del Pacífico, el de la ciudad de México siempre lo excederá, ya que ésta incluye adicionalmente, el riesgo proveniente de las demás zonas.



La situación general del Valle de México en relación con las fuentes sismogénicas del Pacífico, se puede ver en la figura 30, donde se representa en forma de un mapa de isosistas combinado para resaltar la distribución probable de intensidades. El contorno sombreado corresponde a la zona de intensidad superior a VII en la escala de Mercalli, por causa de sismos con epicentro en las costas de Michoacán y Guerrero. La zona cubierta por líneas isosistas muestra las zonas focales que pueden originar daños de consideración en la Ciudad de México



**Figura 30. Situación del Valle de México en relación a la zona de subducción del Océano Pacífico.**

En la figura 31.a, se observa el mapa de zonificación de la Ciudad de México, donde, de acuerdo al tipo de suelo se distinguen tres zonas (REF. 4):

- A. Zona I, firme o de lomas: localizada en las partes mas altas de la cuenca del valle, está formada por suelos de alta resistencia y poco compresibles.
- B. Zona II o de transición: presenta características intermedias entre la Zonas I y III.
- C. Zona III o de Lago: localizada en las regiones donde antiguamente se encontraban lagos (lago de Texcoco, Lago de Xochimilco) El tipo de suelo consiste en depósitos lacustres muy blandos y compresibles con altos contenidos de agua, lo que favorece la amplificación de las ondas sísmicas.

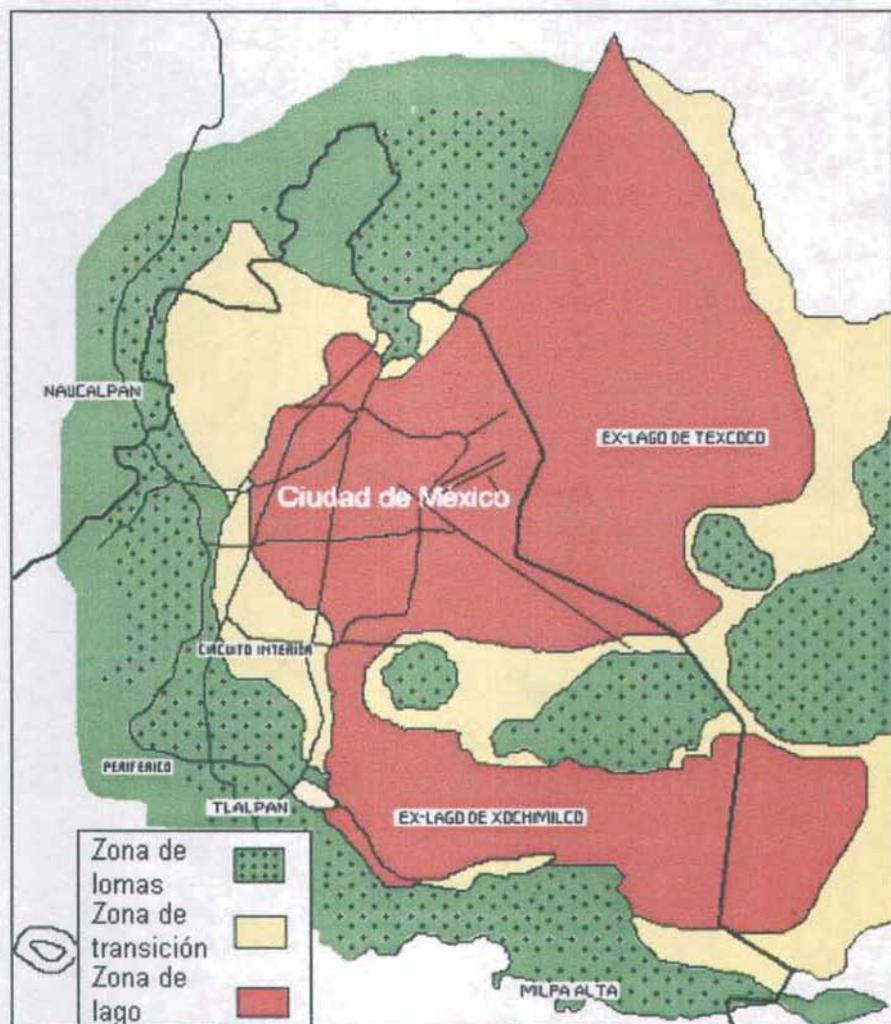


Figura 31.a. Zonificación geotécnica del Valle de México

REF (4): Según las NTC del D. F.



Y de acuerdo a su regionalización sísmica, el coeficiente sísmico para el Distrito Federal en estructuras de tipo B, se muestra en la siguiente tabla:

Zona sísmica del D. F.	$a_0$	C	$T_a$ (s)	$T_b$ (s)	r
Zona I	0.16	0.04	0.2	1.35	1.0
Zona II	0.32	0.08	0.2	1.35	1.33
Zona III <sub>a</sub>	0.40	0.10	0.53	1.8	2.0
Zona III <sub>b</sub>	0.45	0.11	0.85	3.0	2.0
Zona III <sub>c</sub>	0.40	0.10	1.25	4.2	2.0
Zona III <sub>d</sub>	0.30	0.10	0.85	4.2	2.0

De igual forma, para estructuras del grupo A, se deberá multiplicar los coeficientes por 1.5.

Estas tres zonas sísmicas del Distrito Federal, son representadas en el mapa de la figura 31.b. (REF. 4)

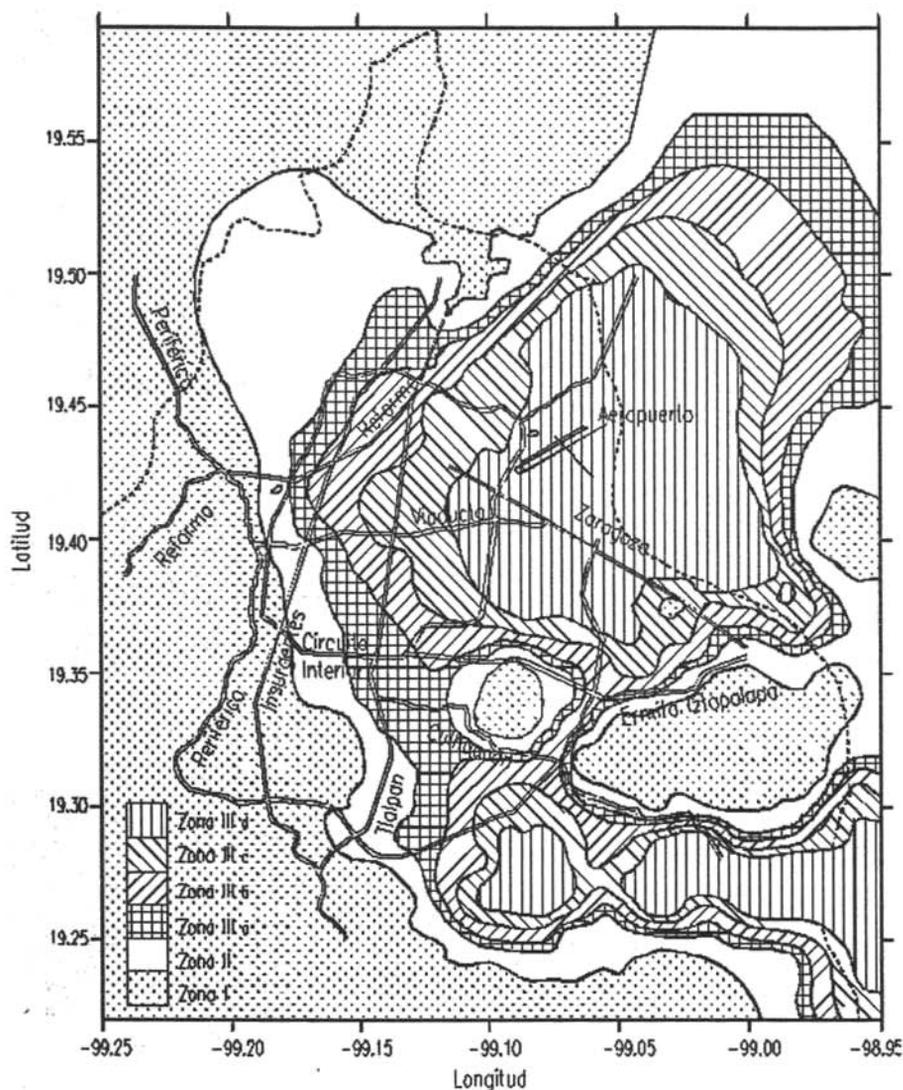


Figura 31.b. Zonificación del Distrito Federal para fines de diseño por sismo



Los sismos locales que ocurren en la cuenca de México se presentan como una fuerte sacudida vertical casi instantánea, seguida por vibraciones rápidas de muy corta duración. Frecuentemente los sismos locales son acompañados de un fuerte ruido subterráneo. Es probable que los sismos que ocurren en la cuenca de México tengan su origen en las antiguas fallas y la inmensa actividad volcánica que existe.

Debido a la debilidad y alto contenido de agua de los suelos de la ciudad (lecho fangoso del antiguo sistema de lagos de la cuenca de México), las ondas sísmicas que arriban al valle quedan atrapadas en este estrato de espesor promedio de 30 a 50 metros. El riesgo sísmico en la ciudad de México varía muchísimo de lugar a lugar. Es grande en la zona centro, construida sobre sedimentos lacustres y es pequeña en zonas como el Pedregal de San Ángel.

Pero los riesgos potenciales de la ciudad no son únicamente de origen sísmico. La ciudad de México está ubicada dentro de un segmento del llamado "Cinturón de fuego del Pacífico", región en la cual ocurre la mayor parte de los fenómenos sísmicos y volcánicos de nuestro planeta. Ejemplo de esto son las sierras que enmarcan a la ciudad de México, todas ellas cadenas montañosas de origen volcánico. Algunos de los volcanes que rodean a la ciudad están aún activos o han hecho erupción en el pasado reciente, como lo son el Popocatepetl y el volcán de Colima. Otros volcanes más pequeños como el Xitle, en el camino al Ajusco, y el Teuhtli, cerca de Milpa Alta, nacieron hace no más de 2 500 años. Las lavas del Xitle forman los terrenos conocidos como El Pedregal en el sur de la ciudad y cubren parcialmente edificaciones de la zona arqueológica de Cuiculco.

Entre los volcanes de mayor importancia sísmica se encuentran los siguientes (figura 32):

- |                      |                       |                   |                      |
|----------------------|-----------------------|-------------------|----------------------|
| 1.- Tres Vírgenes    | 6.- Tancítaro         | 11.- Xitle        | 16.- Cofre de Perote |
| 2.- Sangangüey       | 7.- Parícutín         | 12.- Ajusco       | 17.- Pico de Orizaba |
| 3.- Tequila          | 8.- Jorullo           | 13.- Iztacoatl    | 18.- San Martín      |
| 4.- Nevado de Colima | 9.- San Andrés        | 14.- Popocatepetl | 19.- Chichonal       |
| 5.- Volcán de Colima | 10.- Nevado de Toluca | 15.- La Malinche  | 20.- Tacaná          |

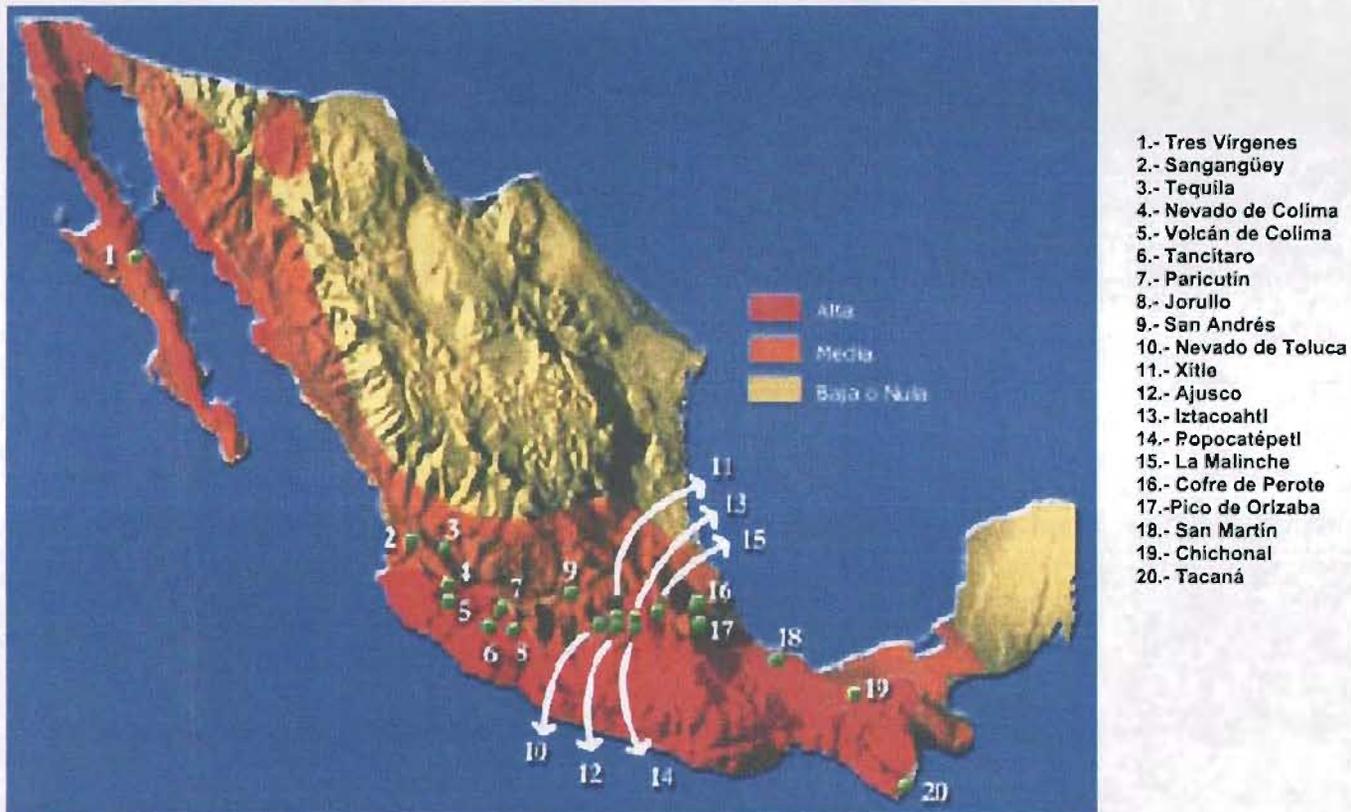


Figura 32. Principales volcanes de México

---

## **CAPÍTULO II**

### **“PROPIEDADES BÁSICAS DE LOS SUELOS”**

---



Debido a que durante un movimiento telúrico el suelo se ve afectado directamente por la acción de las ondas sísmicas, en el capítulo siguiente se habla acerca de las propiedades que presenta el suelo para poder conocer su comportamiento durante la actividad sísmica. Además, se presenta una descripción de las diferentes pruebas que se realizan en campo para poder determinar el comportamiento sísmico de un terreno, así como las diversas pruebas de laboratorio realizadas para conocer el comportamiento dinámico de los suelos. Se nombran también las diversas propiedades dinámicas que presentan los suelos, debido a que éstas son de gran importancia en el conocimiento del comportamiento sísmico del suelo y las cimentaciones desplantas sobre el mismo.

### II.1. Consideraciones geológicas

El conocimiento desde el punto de vista geológico de la actividad sísmica de una región es de gran importancia para la evaluación del riesgo sísmico que sufrirá una estructura. Se puede estimar las probables magnitudes, localización y frecuencia de eventos sísmicos, al indicar los tipos de movimiento sobresalientes a lo largo de una falla dada, además se pueden anticipar algunas de las características de los movimientos del suelo en las cercanías de la zona de la falla.

El aspecto de la geología sísmica regional incluye el estudio de las deformaciones tectónicas. El término tectónico se refiere a la estructura de la roca que resulta de fuerzas originadas en la profundidad de la corteza y subcorteza de la Tierra. El objetivo del estudio de las deformaciones tectónicas es determinar su naturaleza, posición, edad e historia de movimiento. Los principales aspectos geológicos que deben analizarse son los siguientes:

- *Alabeo*: forma en la que las rocas pueden plegarse. Consiste en una deformación suave de una gran extensión de la corteza terrestre.
- *Inclinación*: permite determinar la cantidad y la edad del movimiento de la corteza terrestre en una región, se mide por la pendiente de estratos que se sabe fueron depositados casi horizontalmente.
- *Estructura tectónica*: a través de ésta, se puede deducir información general adicional acerca de la sismicidad de un sitio.
- *Fallas*: cambio de la estructura de una roca o estrato de roca.

No existen registros en los que se determine que los tipos de deformación arriba mencionado hayan ocurrido en todos los sismos, aunque en algunas regiones como Nueva Zelanda, en la mayoría de los sismos se presentó inclinación, alabeo y fallas.



### II.1.1. Geología local y condiciones del suelo

En muchos de los sismos que ocurren, la geología local y las condiciones del suelo presentan una gran influencia determinante en la respuesta del sitio. El término *local* se relaciona con todo el terreno que atraviesan las ondas entre el foco del sismo y el sitio considerado. Las diferencias locales en geología y suelo, dan origen a diferentes movimientos en la superficie del suelo en dos sitios diferentes, analizado esto bajo la hipótesis de que la vibración de la roca base será semejante en dos sitios adyacentes. Los factores que afectan las modificaciones locales al movimiento subyacente, son la topografía y naturaleza del lecho de roca y la naturaleza y geometría de los suelos de depósito. Es por ello, que el término *local*, se refiere al área comprendida dentro de una distancia horizontal de varios kilómetros a partir del sitio. Indica una profundidad de 1 kilómetro o más.

Las condiciones del suelo y las características geológicas locales que afectan las respuestas del sitio son diversas. Entre las más importantes se encuentran las siguientes:

1. Mientras mayor es la extensión horizontal de los suelos más suaves ( $L_1$  o  $L_2$  figura 33), menores son los efectos limítrofes de la roca subyacente sobre la respuesta del sitio.
2. La profundidad del suelo ( $H_1$  o  $H_2$ ) sobreyaciendo el lecho de roca afecta la respuesta dinámica, es decir, el periodo natural de vibración del suelo se incrementa al aumentar la profundidad, por lo cual se puede determinar la frecuencia de las ondas que son filtradas por los suelos, y también es relacionado con la interacción suelo-estructura propia de un sismo.
3. La pendiente de los planos estratificados de los suelos sobreyaciendo el lecho de roca afecta la respuesta dinámica del suelo (figura 33: valles 1 y 2)
4. Los cambios horizontales de tipos de suelo a lo largo de un sitio, afectan en forma local la respuesta dentro del sitio, pueden afectar de forma importante la seguridad de un edificio desplazado en los dos tipos de suelo (figura 33: sitios C y D)
5. La topografía del lecho de roca y los suelos depositados presentan varios efectos sobre las ondas sísmicas que llegan, como lo son la refracción, reflexión, enfoque y difracción.
6. Otra característica topográfica que afecta la respuesta es la de cordilleras, donde se presenta una amplificación del movimiento básico del lecho de roca (figura 33: sitio A)
7. Las pendientes de depósitos sedimentarios pueden fallar completamente durante un sismo, en terrenos escarpados (figura 33: sitio B) la falla puede ser en forma de avalanchas.

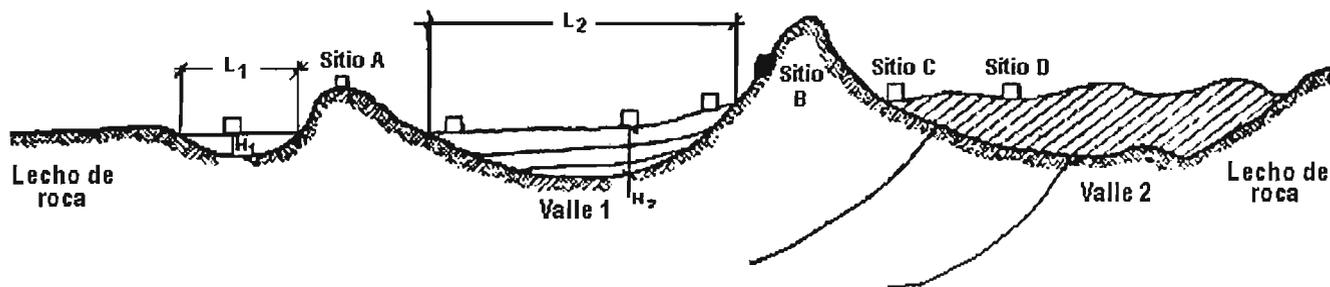


Figura 33. Diagrama esquemático de la geología local y las características del suelo (REF. 1)



8. Se pueden presentar también fallas de suelo importantes en pendientes suaves. Pueden ocurrir deslizamientos del suelo aún en depósitos básicamente de arcilla (figura 34) donde la licuación ocurre en lentes delgadas de arena contenidos en la arcilla.
9. El contenido de agua del suelo influirá de manera importante en la respuesta del sitio.
10. La respuesta sísmica de un sitio y de las estructuras construidas sobre él, es una función de los tipos de suelo locales y de sus condiciones.

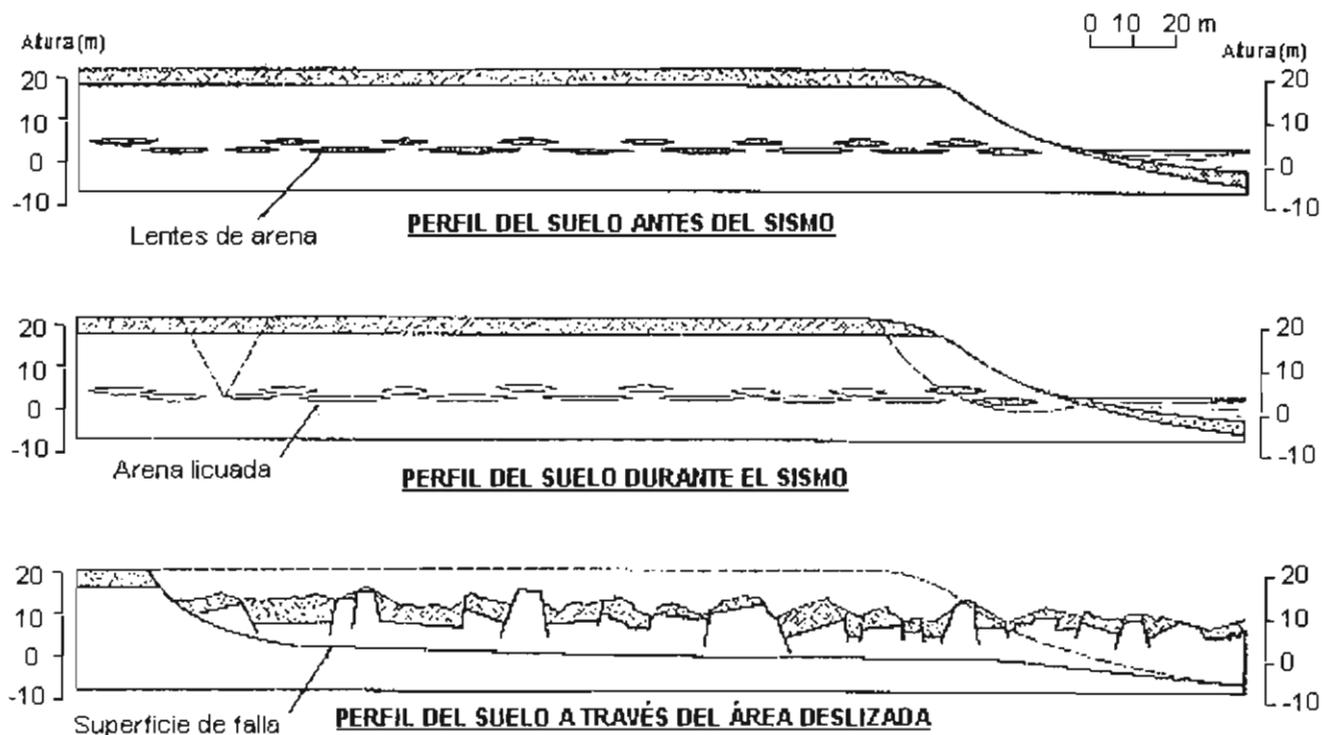


Figura 34. Desarrollo conceptual de un deslizamiento debido a licuación de lentes de arena (REF. 1)



### II.1.2. Influencia del terreno en los efectos sísmicos

Un aspecto de gran relevancia de los efectos locales de la geología y del suelo, es la influencia de éstos sobre la variación del movimiento del terreno con la profundidad en los suelos cercanos a la superficie. Las experiencias de los efectos de los sismos indican que el suelo presenta una influencia importante en los daños causados a las estructuras, tanto como medio de propagación de las ondas sísmicas como por las propias alteraciones o fallas que afectan su capacidad soportante.

Los depósitos de suelos de cimentación deben considerarse como la infraestructura de una construcción de toda obra, debido a que partes de estos depósitos son afectados por las cargas aplicadas que interactúan con las cimentaciones y comprometen con su comportamiento el éxito o el fracaso de la totalidad del proyecto estructural.

Las ondas sísmicas se transmiten a la cimentación de un edificio después de pasar a través de los suelos de cimentación desde la roca basal. En el proceso de propagación las ondas sufren modificaciones, como atenuaciones de las componentes del movimiento de ciertas frecuencias y amplificaciones de otras, debido a efectos de filtro que ejercen los suelos. Es por eso que los movimientos sísmicos que afectan la cimentación de un edificio y que, a través de ella se transmiten a toda la estructura, dependen de las condiciones de los suelos del sitio en que tal estructura se encuentre ubicada.

De esta forma, se observa que los movimientos sísmicos que afectan a diversos sitios de una misma ciudad son diferentes en función de las siguientes características principales:

- a ) Espesor: influye en el movimiento sísmico en los tiempos de viaje de las ondas entre la roca basal y la superficie del terreno.
  
- b) Morfología de los terrenos: puede causar amplificaciones de los movimientos cuando un sitio se encuentra ubicado cerca del borde de una quebrada o de una meseta, o en la cumbre de un cerro. La forma y las dimensiones de la cuenca basal son también importantes ya que determinan las condiciones de borde para los fenómenos de reflexión de las ondas.
  
- c) Estratigrafía y nivel de aguas subterráneas: provocan fenómenos de refracción y reflexión de ondas que modifican los componentes del movimiento que llega a las cimentaciones.



d) *Propiedades dinámicas de los suelos*: controlan los fenómenos de propagación de las ondas, se refieren a la compresibilidad y a la rigidez del medio que se manifiestan en velocidades diferentes de las ondas de compresión y de corte y en la capacidad de dispersar energía, que provoca la atenuación de los efectos de propagación.

La importancia de las condiciones locales del suelo, reside en el hecho de que los suelos no forman un medio infinitamente continuo dentro del cual las ondas producidas por el sismo pueden propagarse, sino un medio que termina necesariamente en la superficie del terreno natural. Ningún depósito del suelo, sin importar lo profundo o extenso que pueda ser, puede evitar este aspecto fundamental de la superficie terrestre. Debido a esta discontinuidad en todas las formaciones de suelo y roca, las ondas que se propagan a través del subsuelo se reflejan en la superficie del terreno y estas reflexiones producen modificaciones de gran importancia en las características del movimiento del terreno en suelos cercanos a la superficie, sobre los cuales se asientan muchos edificios. La mayor parte de la energía que alcanza la superficie de un depósito de suelo es el resultado de ondas de propagación vertical, mientras que para formaciones rocosas, la energía puede ser el resultado de una combinación de ondas de propagación vertical y de ondas superficiales.

Los depósitos de suelos filtran el movimiento y lo transforman, amplificando las componentes de ciertas frecuencias y atenuando otras, haciéndolo así, potencialmente más destructivo para aquellas estructuras cuyas frecuencias son cercanas a las frecuencias predominantes del movimiento del suelo.

El depósito de suelo bajo cualquier sitio de una construcción, responde a la excitación desarrollada en las formaciones rocosas subyacentes. En consecuencia, los movimientos de la roca se modifican y los movimientos que se producen en la superficie del terreno pueden presentar características muy diferentes a los desarrollados sobre afloramientos de roca cercanos. Estas modificaciones en las características del movimiento del terreno pueden presentarse haya o no estructuras en la superficie del terreno. Por esto, si no es considerada adecuadamente la influencia del suelo en la forma y en la amplitud de los espectros de respuesta sísmica, se puede caer en errores importantes en el cálculo de las fuerzas que requerirán las estructuras durante un terremoto.



## II.2. Investigación del suelo en el sitio y pruebas de laboratorio

Antes de ser proyectada una estructura, se deberá realizar investigaciones del sitio donde será construida, por lo que las técnicas de investigación relacionadas con la respuesta sísmica del suelo, son de gran interés para el ingeniero civil. El alcance de las investigaciones en el sitio depende del propio sitio, así como del presupuesto e importancia del proyecto. Se deben examinar en algún grado los factores que se relacionan con la geología local y con las condiciones del suelo.

Entre las principales investigaciones que se llevan a cabo sobre el sitio para determinar el comportamiento sísmico que presentará el suelo, se describe a continuación su naturaleza, aplicación y limitación que presentan:

a. Muestreo del suelo y profundidad de estratos.

Para determinar el espesor de los estratos para fines de análisis de respuesta sísmica y diseño de cimentaciones, los procedimientos estándar de perforación de barrenos y de muestreo son adecuados. En los 15 m superiores de suelo, el muestreo se realiza a intervalos de alrededor de 0.75 m ó 1.5 m; entre 15 y 30 m de profundidad, un intervalo de 1.5 m es suficiente; y en profundidades mayores a 30 m de profundidad, 1.5 a 3 m pueden ser adecuados, dependiendo de que tan complejo es el suelo.

b. Profundidad al lecho de roca.

El conocimiento de la profundidad del lecho de roca es de gran interés para poder determinar los cálculos de respuesta del suelo. Además de emplear barrenos a 50-100 m, pueden llevarse a cabo de *refracción geofísica*, verificados con referencia a la información de registros geológicos, agua artesiana o perforaciones petroleras.

c. Condiciones del agua en el suelo.

Se pueden emplear instalaciones adecuadas de barrenos estándar para medir con precisión las condiciones del agua en el suelo de cualquier sitio. En el caso de cálculos de respuesta del suelo, la información es manejada indirectamente a través de las presiones efectivas de confinamiento, ya que éstas afectan tanto el módulo de cortante como al amortiguamiento del suelo.

d. Pruebas de resistencia a la penetración.

La prueba de resistencia a la penetración, es un medio indirecto para determinar el grado de compactación de depósitos granulares. Es por lo tanto, un factor de gran importancia para el



estudio de asentamientos y licuación de suelos en sismos. Es común el uso de dos tipos básicos de penetrómetros para pruebas de penetración, los penetrómetros a base de muestreadores de tubo hueco y los cónicos, ambos son hincados ya sea por un peso que cae (método dinámico) o guiados con una carga estática dentro del suelo no perturbado al fondo del barreno a medida que avanza la perforación.

e. Determinación en campo de la velocidad de onda de corte.

Para determinar el módulo de rigidez de corte  $G$  de un suelo, se hace uso de la siguiente ecuación:

$$G = \rho v_s^2$$

Donde:

$G$  = módulo de rigidez de corte

$\rho$  = densidad de masa del suelo

$v_s$  = velocidad de onda de corte

En el método geofísico para determinar  $v_s$ , las ondas de baja energía son propagadas a través del depósito del suelo, y la velocidad de onda de corte se mide directamente. En la figura 35, se muestran tres técnicas para obtener la velocidad de onda de corte,  $v_s$ .

Los métodos geofísicos para determinar  $v_s$ , son los procedimientos de campo más prácticos, ya que implican una masa de suelo grande. Pueden llevarse a cabo en la mayor parte de tipos de suelo y permiten determinar  $v_s$  en función de la profundidad.

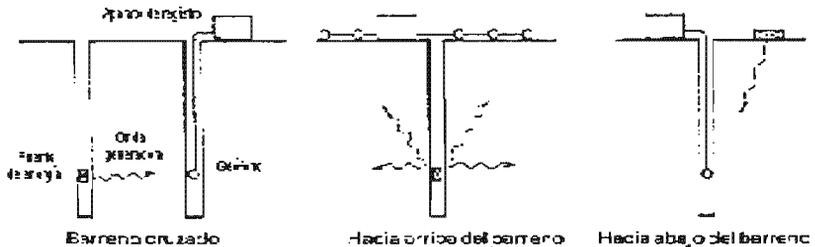


Figura 35. Métodos geofísicos para determinar la velocidad de onda de corte



f. Determinación en campo del período fundamental del suelo.

Conocer el período predominante de vibración de un sitio dado, nos ayuda a estimar el movimiento sísmico de diseño y la vulnerabilidad frente a sismos de una construcción propuesta.

Se presenta enseguida, una lista de las pruebas de campo y de laboratorio relacionadas con la evaluación de la respuesta sísmica de suelos.

	RELACIÓN CON LA RESPUESTA SÍSMICA DEL SUELO
Distribución del suelo y profundidad de estrato	Cálculos de respuesta
Determinación de la profundidad al lecho de roca	Cálculos de respuesta
Condiciones del agua en el suelo	Cálculos de respuesta y licuación
Prueba de penetración estándar	Asentamiento y licuación
Determinación de la velocidad de onda de cortante	Módulo de cortante
Determinación del periodo fundamental del suelo	Cálculo de respuesta

	RELACIÓN CON LA RESPUESTA SÍSMICA DEL SUELO
Granulometría	Licuación
Densidad relativa	Licuación y asentamiento
Triaxial cíclica (UU)	Módulo de cortante y amortiguamiento
Columna resonante	Módulo de cortante
Masa unitaria	Cálculos de respuesta

**II.2.1. Pruebas de características del suelo**

Los ensayos del terreno más comunes son los destinados a determinar el módulo de rigidez de corte inicial, es decir, la pendiente de la curva tensión-deformación a niveles de deformación muy pequeños. Dichos ensayos se basan en la generación de ondas y en la determinación de su velocidad de propagación a niveles bajos de deformación.



Los principales factores que afectan el comportamiento sísmico del suelo y las pruebas más apropiadas usadas en su evaluación, son las siguientes:

FACTORES QUE AFECTAN EL COMPORTAMIENTO SÍSMICO		PRUEBAS DE LABORATORIO	
Asentamientos de arena secas		Resistencia a la penetración	Densidad relativa
Licuación		Resistencia a la penetración Condiciones del agua en el suelo	Densidad relativa Tamaño de partículas
Parámetros de respuesta dinámica	Módulo de cortante	Velocidad de onda de cortante	Columna resonante o triaxial cíclica
	Amortiguamiento		Columna resonante o triaxial cíclica
	Densidad de masa		Densidad
	Período fundamental del suelo	Prueba de vibración	

Algunos de los ensayos del terreno más empleados, son las siguientes:

+ **Refracción sísmica.** Consiste en generar ondas mediante un impacto o explosión aplicados en la superficie o a poca profundidad, con lo cual se puede determinar la velocidad de las ondas que se propagan desde esa fuente a través del terreno, mediante una cantidad de geófonos o receptores ubicados a distintas distancias sobre la superficie del terreno. Aplicando leyes de refracción se interpretan los resultados obtenidos y se determinan las velocidades medias de los estratos más superficiales.

+ **Método down-hole.** En este método la fuente generadora de onda está constituida por una placa firmemente anclada en la superficie del terreno y sobre la cual se impacta con un mazo, el paso de las ondas generadas se capta en dos geófonos indicados a una distancia fija dentro de un sondaje (figura 36)

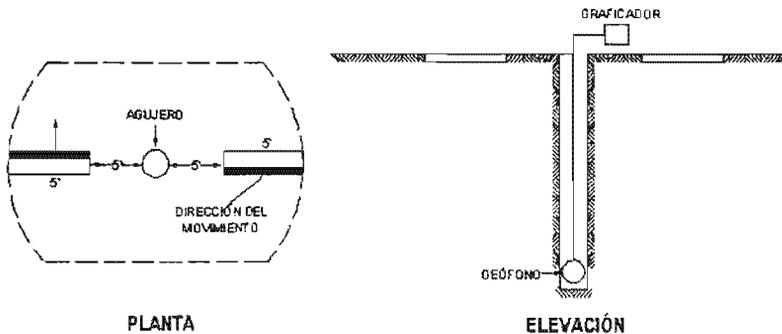


Figura 36. Métodos Down – Hole

+ *Método up-hole.* En este método los geófonos son instalados en la superficie y las ondas se generan mediante cargas explosivas detonadas a distintas profundidades dentro de un sondaje adyacente (figura 37)

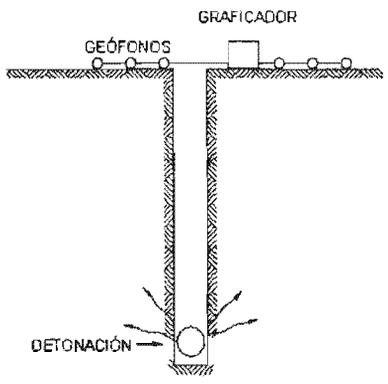


Figura 37.  
Métodos Down - Hole

Los métodos anteriores permiten determinar las velocidades de ondas bajo estados tensionales de poca magnitud debido a la baja energía de los eventos generadores y a las distancias largas a las que se ubican los receptores.

Un método de generación y registro de la propagación de ondas a altos niveles de tensión es el siguiente:



✦ Método cross-hole. Este método consiste en evaluar la velocidad de ondas de cortante ( $V_s$ ) generando pequeños núcleos de energía a diversas profundidades en un agujero y leyendo en el otro los tiempos de viaje de las ondas (figura 38) Todo esto se lleva a cabo empleando osciloscopios, transducers y equipo fotoeléctrico que permite grabar los récords de los impulsos.

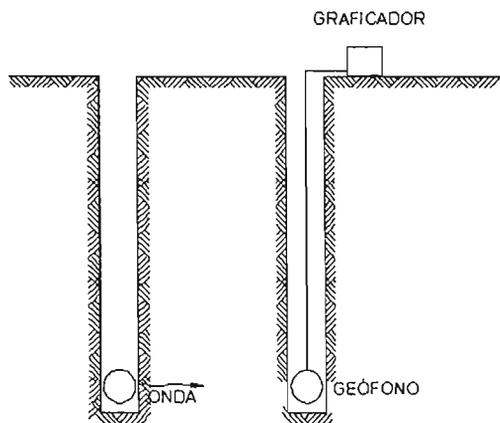


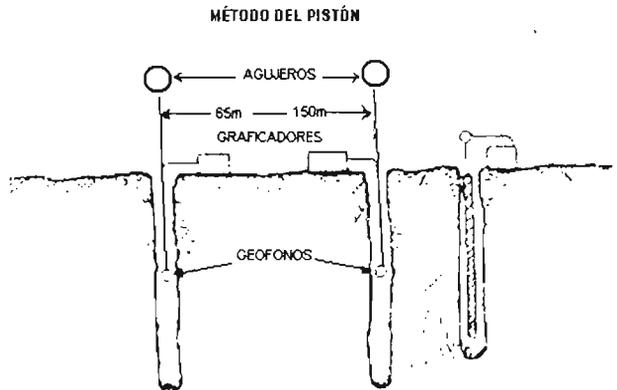
Figura 38.  
Métodos Cross - Hole

El método se utiliza con ventaja para materiales entre roca y arcilla, sin que el nivel freático (N. A. F) lo afecte. Se puede hacer un muestreo con postdaoras manuales y equipo de perforación simple, lo que lo hace ventajoso.

✦ Plunger (Método del pistón). Consiste en colocar un geófono de 3D en dos agujeros A y B separados de 60 a 75 m, además de un tercer agujero a 15 m del segundo y alineado con los otros dos (C) Se dispara una carga en el tercer agujero, el cual crea una onda de corte que es leída en los geófonos de los agujeros A y B. Se guardan récords de las grabaciones a medida que se bajan los geófonos en los agujeros. Se mide la velocidad de onda de cortante ( $V_s$ ) y la velocidad de onda de compresión ( $V_p$ ). Se generan ondas a varias profundidades escuchando con geófonos en la superficie, y en general, es obtenido un promedio de las velocidades (figura 39).



Figura 39.  
 Método Plunger



♦ Método del vibrador superficial. A través de éste método se puede medir la velocidad de ondas de cortante ( $V_s$ ) en forma indirecta, al generarse ondas Raileigh que a deformaciones pequeñas son equivalentes a las ondas  $V_s$  de cortante (figura 40), la fórmula de aplicación es:

$$V_s = V_R = \lambda f$$

donde:

$\lambda$  = longitud de la onda

$f$  = frecuencia de la vibración

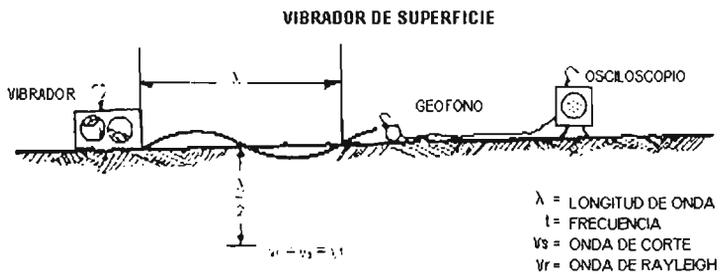


Figura 40. Método del vibrador superficial



♦ SHAWIT (Shear High Amplitude Wave Propagation Impulse Test). Consiste en la generación de ondas polarizadas verticales de corte, mediante el impacto de un martinete sobre el anclaje firmemente acoplado con las paredes de un sondaje y el registro del paso de estas ondas ubicados en varios sondajes vecinos. En cada ensayo se determina una curva de módulo de corte en función de la deformación dentro de un rango de deformaciones comparable al de un terremoto fuerte

♦ Método geofísico de resistividad. Consiste en medir una serie de propiedades físicas de objetos o estructuras en el subsuelo desde la superficie del terreno que las diferencian del medio que las rodea. La finalidad de una prospección geoelectrica es la de conocer las dimensiones y profundidad de estructuras o cuerpos en el subsuelo a partir de los valores de resistividad obtenidos en campo mediante diversas técnicas y arreglos geométricos de electrodos. La resistividad eléctrica de un material describe la dificultad que encuentra la corriente a su paso por él. De igual forma se puede definir la conductividad como la facilidad que encuentra la corriente eléctrica al atravesar el material.

El método geofísico de resistividad consiste en inyectar una corriente continua entre un par de electrodos AB midiéndose la tensión entre el par de electrodos MN (figura 41)

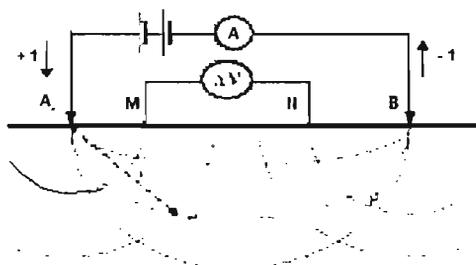
La resistividad viene dada por la expresión:

$$\rho = g \frac{\Delta V}{I}$$

Donde:

$$g = 2\pi \left( \frac{1}{AM} - \frac{1}{AN} - \frac{1}{BM} + \frac{1}{BN} \right)^{-1}$$

Siendo AM, AN, BM y BN, las distancias entre electrodos.



**Figura 41.**  
**Dispositivo para la medida de la resistividad del suelo**

♦ Ensayo de penetración estándar. La resistencia a la penetración de un implemento como un tubo rígido en un depósito de suelo, es un índice relacionado con la densidad, la deformabilidad y la resistencia al corte de la estructura de un suelo. Dichas relaciones pueden establecerse de forma similar con las propiedades dinámicas de los suelos. La prueba consiste en hincar un muestreador, llamado también penetrómetro estándar o tubo de media caña, el cual es un tubo de acero de paredes gruesas partido longitudinalmente. El extremo inferior está unido a una zapata cortante y el superior a una válvula y cople de conexión a la barra de sondeo. El penetrómetro es introducido 45



cm dentro del suelo por impactos desde una altura de 75 cm. El número de golpes por cada 15 cm de penetración es registrado.

El número total de golpes requeridos para introducir el segundo y tercer tramo de 15 cm de penetración es llamado la Resistencia de Penetración Estándar,  $N$ , que representa el número de golpes por m. Después de contar el número de golpes, el penetrómetro es sacado de la perforación y la muestra es colocada en una bolsa impermeable para su protección, a fin de efectuar un examen visual y ensayos de clasificación y humedad natural en el laboratorio.

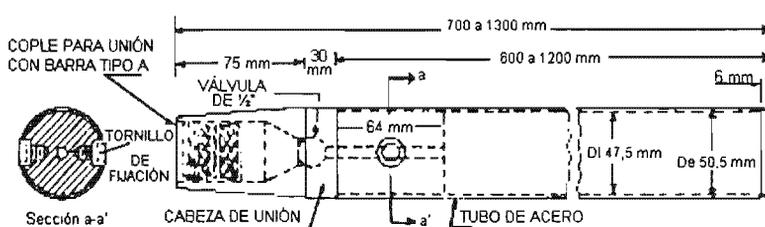


Figura 42. Penetrómetro estándar

Las investigaciones de propiedades dinámicas, como la velocidad de propagación de ondas, a través de correlaciones con diversos ensayos de resistencia a la penetración, presentan ventajas sobre otros ensayos de terreno por sus menores costos y mayores disponibilidades de equipos.

♦ Ensayo de piezo-cono penetrómetro. El piezo-cono penetrómetro es un equipo que permite evaluar in-situ las propiedades dinámicas de los suelos, con las cuales se podrán evaluar problemas de ingeniería antisísmica, tales como cimentaciones en suelos de baja resistencia dinámica. El ensayo consiste en hincar una barra con punta cónica, con la presión estática de una prensa hidráulica de resistencia y medir tres parámetros del suelo. Esta operación se realiza en intervalos pequeños de profundidad (a cada 1 cm) lo que permite disponer de información más precisa del suelo en estudio. Dichos parámetros que se miden con dos celdas de carga y un piezómetro instalados en el cono son:

- la resistencia de punta;  $q_c$
- la resistencia a la fricción lateral;  $f_s$
- la presión de poro;  $u_d$



A partir de los parámetros  $q_c$ ,  $f_s$  y  $u_d$ , es posible evaluar la razón de fricción ( $R_f=f_s/q_c$ ) y la razón de presión de poros ( $u_d/q_c$ ), muy útiles para la clasificación de los suelos y para la determinación de sus diferentes capacidades de contracción y dilatación bajo esfuerzos de corte.

La profundidad de penetración es detectada en forma precisa por una unidad de control. La información que se genera es almacenada y procesada por un micro computador para cada intervalo constante de profundidad. Además se pueden determinar, dos parámetros de corte más la presión de poro generada.

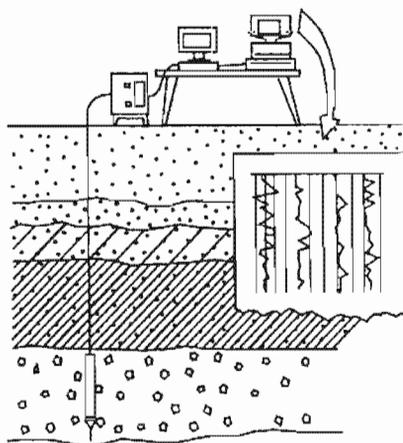


Figura 43.  
Método del piezo-cono penetrómetro

Actualmente los métodos de campo más comúnmente utilizados para obtener parámetros dinámicos son:

- a) Método down hole
- b) Método cross hole



## II.2.2. Pruebas de laboratorio relacionadas con el comportamiento dinámico de suelos

Las pruebas de laboratorio más comunes que se relacionan con el comportamiento dinámico del suelo, son las siguientes:

### A. Distribución del tamaño de partícula.

Esta propiedad del suelo se relaciona con el fenómeno de licuefacción de suelos no cohesivos saturados. Para realizar esta prueba, existe un gran número de clasificaciones del tamaño de grano y de mallas estándar.

### B. Prueba de densidad relativa

La densidad relativa o grado de compactación in situ, es útil para determinar el asentamiento más probable de las arenas secas y la licuación potencial de los suelos no cohesivos saturados en sismos. Esta propiedad presenta una influencia significativa en el módulo dinámico, el cual se relaciona indirectamente al análisis de respuesta. También se debe estimar la relación relativa correspondiente a la relación de vacíos con lo cual se puede reproducir las condiciones de campo en muestras que son recompactadas en el laboratorio para pruebas de carga cíclica. La densidad relativa puede obtenerse a través de la siguiente expresión:

$$D_r = \frac{e_{m\acute{a}x} - e}{e_{m\acute{a}x} - e_{m\acute{i}n}} = \frac{\rho_{m\acute{a}x}(\rho - \rho_{m\acute{i}n})}{\rho(\rho_{m\acute{a}x} - \rho_{m\acute{i}n})}$$

donde:

$D_r$  = densidad relativa  
 $e_{m\acute{a}x}$  y  $e_{m\acute{i}n}$  = relaciones de vacíos máx y mín  
 $e$  = relación de vacíos  
 $\rho$  = masa unitaria natural (in situ)  
 $\rho_{m\acute{a}x}$  y  $\rho_{m\acute{i}n}$  = masas unitarias máx y mín

### C. Prueba triaxial cíclica

Esta prueba es uno de los métodos más importantes para determinar el módulo de cortante y el amortiguamiento de suelos cohesivos y no cohesivos, para el uso en análisis de respuesta dinámica. Consiste en aplicar un esfuerzo axial de compresión que varía cíclicamente, a un espécimen cilíndrico, y las características esfuerzo de compresión-deformación unitarias son medidas directamente (figura 44)

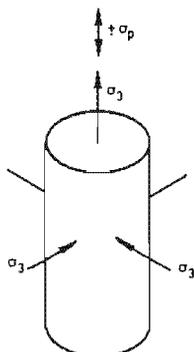


Figura 44. Prueba cíclica triaxial

El módulo compresivo E, se convierte en módulo de cortante G con la expresión:

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

donde:

G = módulo de cortante  
 E = módulo compresivo  
 $\nu$  = relación de Poisson

El porcentaje de amortiguamiento se puede obtener también a través de esta prueba a partir de los diagramas de histéresis resultante; en base al intervalo de deformaciones unitarias producidas en la prueba se puede escoger cualquier nivel de deformación unitaria deseado para graficar los ciclos de histéresis.

Cuando un espécimen de suelo es sometido a un proceso de deformación bajo carga cíclica, presenta un comportamiento como el de la figura 45.

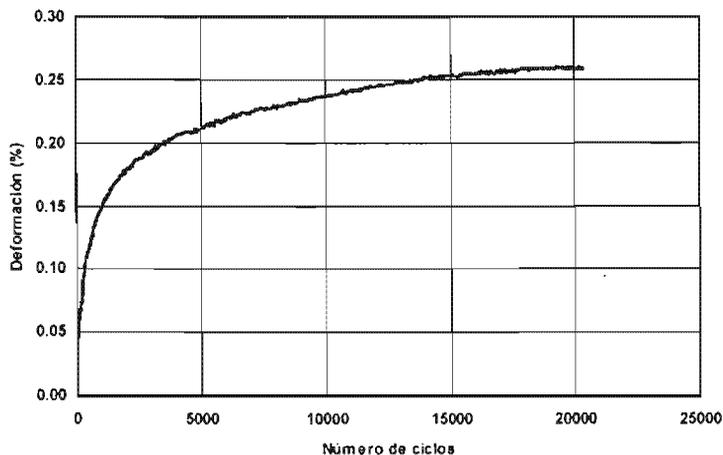


Figura 45.  
 Evolución de la  
 deformación permanente  
 acumulada para un suelo  
 fino sujeto a carga cíclica



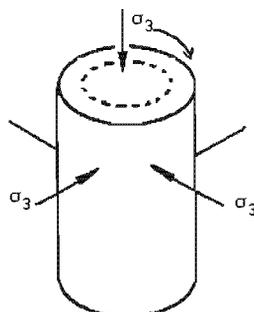
En la figura anterior, se puede observar la evolución de la deformación total y permanente con el número de ciclos. En este caso, la gráfica corresponde al mecanismo típico de acumulación de la deformación en suelos finos sujetos a carga cíclica. La acumulación de la deformación permanente presenta prácticamente tres etapas en su evolución: la primera es casi instantánea y se presenta en los primeros ciclos de carga. Enseguida se observa la fase transitoria, en donde la deformación se acumula gradualmente durante los ciclos de aplicación de la carga, y finalmente se tiende a un estado estable en el que la velocidad de acumulación de la deformación es muy pequeña, a partir de este momento, la aplicación de un número mayor de ciclos de carga ya no tiene mucho efecto en la acumulación de la deformación.

La prueba cíclica presenta las siguientes ventajas: puede ser aplicable a todos los tipos de suelo con excepción de grava; el equipo de prueba es disponible y muy preciso en su control; y la prueba es económica.

#### D. Prueba de la columna resonante

Con esta prueba puede determinarse en laboratorio el módulo de cortante para la mayoría de los suelos. Se hace vibrar una columna cilíndrica de suelo en uno de sus extremos, con pequeñas amplitudes, tanto torsionales como longitudinales, variando la frecuencia hasta que ocurre la resonancia (figura 46) La probeta de suelo entra en resonancia cuando la frecuencia de la excitación coincide con su frecuencia natural.

**Figura 46.**  
**Columna resonante**





Conociendo la longitud  $l$  de onda del primer modo, se puede calcular la velocidad de onda  $V$ , mediante la relación:

$$V = l * f$$

Donde:

$V$  = velocidad de onda de corte  $V_s$ : propia del suelo, si la excitación aplicada ha sido torsional; o es la velocidad de onda de compresión  $V_p$ , si la excitación ha sido longitudinal.

El módulo de cortante o de compresión para un cilindro sólido se obtiene (según Wilson y Dietrich), a través de la siguiente expresión:

$$G \text{ ó } E = 1.59 \times 10^{-8} f^2 h^2 \rho (\text{MN} / \text{mm}^2)$$

Donde:

$h$  = altura del cilindro de suelo, en mm

$\rho$  = masa unitaria del suelo, en  $\text{Mg}/\text{m}^3$

$f$  = frecuencia resonante de vibración torsional, en ciclos/seg (cuando se determina G)  
ó

$f$  = frecuencia resonante de vibración longitudinal, en ciclos/seg (cuando se determina E)

Esta prueba tiene la desventaja de realizarse con bajas deformaciones unitarias ( $10^{-2}$  –  $10^{-4}$  por ciento), pero presenta las ventajas de bajo costo de equipo y simplicidad, además de que se puede aplicar a la mayoría de tipos de suelos.

Actualmente los métodos prácticos que son empleados para obtener parámetros dinámicos utilizando técnicas de laboratorio son:

- a) Columnas de resonancia
- b) Triaxial cíclica
- c) Vibro-torsiómetro o péndulo de torsión libre.



### II.2.3. Estudio del perfil estratigráfico

La comprensión de la acción y la aplicación de las ondas sísmicas en el subsuelo, puede lograrse mejor a través de una descripción de las características geotécnicas del subsuelo, lo cual puede lograrse a través del perfil estratigráfico. Según Terzaghi, el tipo de perfil del suelo debe ser una de las consideraciones fundamentales en la selección del método de investigación del subsuelo, especialmente en lo relacionado con la programación del muestreo y la investigación de laboratorio.

La denominación *perfil estratigráfico*, se aplica a una sección vertical del subsuelo que exhibe el espesor, la secuencia y la composición de los diferentes estratos individuales. El término estrato se refiere a una capa del suelo relativamente bien definida en contacto con otras capas de característica decisivamente diferentes. Se dice que un perfil es *simple* o *regular* cuando los límites entre los estratos son más o menos paralelos. Y *errático*, cuando los límites presentan una configuración irregular.

Uno de los principales objetivos del estudio del perfil estratigráfico, es el de complementar la información obtenida con la perforación y el muestreo en casos en que el subsuelo presente estructura errática. También permiten identificar la presencia de puntos apreciablemente blandos del subsuelo, ubicados entre perforaciones previas, así como obtener la densidad relativa de suelos con escasa o ninguna cohesión. La investigación del subsuelo proporciona información necesaria para dar respuesta a diferentes problemas o definir parámetros de diseño en proyectos que se presentan en varias áreas de la ingeniería civil.

Para realizar el perfil estratigráfico se emplean la magnitud y la variación de la resistencia al avance vertical dentro del terreno, de dispositivos conocidos como penetrómetros, para explorar la disposición y las características físicas de los estratos del subsuelo. Las variaciones en la resistencia indican cambios en los estratos y los valores numéricos de la magnitud de dicha resistencia permiten estimar algunas de las propiedades físicas de las capas del suelo. Es por esto, que los sondeo pueden considerarse como ensayos *in situ*.

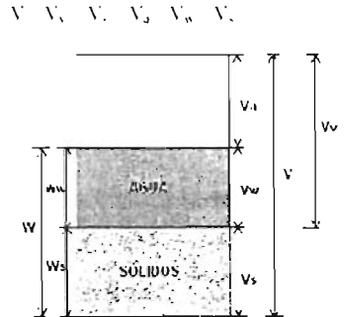
Cuando se llega al final de la ejecución del sondeo, las muestras recolectadas en el campo son sometidas a observación visual y pruebas apropiadas de laboratorio. Después de que toda la información requerida es compilada, se realiza un reporte de la exploración del suelo, es decir el perfil estratigráfico, el cual será empleado en la oficina de diseño y como referencia durante el trabajo futuro de construcción.



### II.3. Propiedades físicas y mecánicas del suelo

La naturaleza de los suelos es especial, debido a que cada elemento está constituido por sistemas de partículas sólidas relativamente independientes entre sí. Estas partículas son de muy diferentes tamaños, formas y composiciones mineralógicas, por lo que las estructuras de suelos pueden tener propiedades mecánicas complejas y muy diferentes, dentro de un mismo elemento. La composición particular de los suelos involucra funciones muy especiales de tensión-deformación, altas compresibilidades y bajas resistencias. Debido a que un suelo es un medio donde existe una gran cantidad de poros se le considera formado por tres fases:

- a) *La fase sólida*, la cual está formada por partículas minerales u orgánicas
- b) *La fase líquida*, que llena en su totalidad o parcialmente los vacíos del suelo
- c) *La fase gaseosa*, que llena los vacíos que la fase líquida no pudo hacer.



Estas tres fases se pueden representar como se muestra en la figura 47.

**Figura 47.**  
**Tres fases del suelo**

De las tres fases se definen relaciones entre los diferentes pesos existentes en el suelo y sus volúmenes, lo cual permite establecer parámetros que ayudan a definir las condiciones del suelo o su comportamiento físico, además de permitir un completo dominio del significado de las propiedades mecánicas de los suelos.

Una consecuencia importante de la composición granular del suelo es la porosidad de las estructuras y, por lo tanto, la posibilidad de contener fluidos, como agua o aire, en los espacios vacíos o huecos que quedan entre las partículas sólidas, lo cual significa que los suelos son multifacéticos en cuanto en cada elemento se encuentra una fase sólida y una fase de fluidos, líquidos y gases.

La naturaleza granular y multifacética de los suelos genera interacciones físicas y químicas, entre los sólidos y los fluidos, que presentan consecuencias muy importantes para entender el comportamiento mecánico y dinámico de estos materiales.



En la mecánica de suelos la relación entre los pesos y los volúmenes se establece a través del concepto de peso específico que es el peso del suelo por volumen unitario y el cual se define como sigue:

$$\gamma = \frac{W}{V}$$

También se distingue el peso específico del agua el cual se define como  $\gamma_0$ , siendo del agua destilada a 4°C de temperatura y a la presión atmosférica correspondiente al nivel del mar, o bien  $\gamma_w$  que es el peso específico del agua en condiciones reales de trabajo. En la mayoría de los casos, ambos son tomados como iguales con el valor de:

$$\gamma_0 = \gamma_w = 9.81 \cdot kN / m^3 = 62.4 \cdot lb / ft^3$$

Por lo tanto, el peso específico de la masa del suelo, de la fase sólida del suelo y del suelo seco se definen respectivamente como:

$$\gamma = \frac{W}{V}; \gamma_s = \frac{W_s}{V_s}; \gamma_d = \frac{W_d}{V}$$

Las propiedades físicas básicas de un suelo son las que se requieren para definir su estado físico. Entre dichas propiedades se encuentran:

**a. Relación de vacíos (e)**

Los espacios que existen entre las partículas sólidas de suelo y que a su vez están ocupados por agua o aire se les llama vacíos o poros. La razón que hay entre el volumen de vacíos o poros y el volumen de sólidos se define como *relación de vacíos* o *índice de poros*, y se define por:

$$e = \frac{\text{volumen de vacíos}}{\text{volumen de sólidos}} = \frac{V_v}{V_s}$$

**b. Porosidad (n)**

La porosidad ( $n$ ) es otra forma de expresar la relación entre los poros y los sólidos, consiste en relacionar el volumen de estos con el volumen total, se expresa en porcentaje.

$$n(\%) = \frac{\text{volumen de vacíos}}{\text{volumen total}} \times 100 = \frac{V_v}{V} \times 100$$

Generalmente, sus valores se encuentran en intervalos que van de 20% a 95%.



**c. Grado de saturación (G<sub>w</sub>)**

El grado de saturación de un suelo se denomina como la razón del volumen de agua entre el volumen de poros o vacíos. Se expresa comúnmente en porcentaje y varía de 0 en suelo seco, a 100 % en suelo saturado.

$$G_w(\%) = \frac{\text{volumen} \cdot \text{de} \cdot \text{agua}}{\text{volumen} \cdot \text{de} \cdot \text{vacíos}} \times 100 = \frac{V_w}{V_v} \times 100$$

**d. Contenido de agua (ω)**

La proporción de la masa de agua a la masa de sólidos recibe el nombre de contenido de humedad del suelo. Se expresa como:

$$\omega(\%) = \frac{\text{peso} \cdot \text{del} \cdot \text{agua}}{\text{peso} \cdot \text{del} \cdot \text{suelo}} \times 100 = \frac{W_w}{W_s} \times 100$$

El valor de esta razón puede ir de 0 a ∞, ya que el agua en los suelos varía en intervalos muy amplios.

**e. Densidad de los suelos (S<sub>s</sub>)**

Proporciona una medida de la cantidad de material con relación a la cantidad de espacio que ocupa. Puede ser densidad seca (S<sub>sd</sub>), total (S<sub>s</sub>), densidad saturada, o sumergida, se determina a través de la siguiente expresión:

$$S_s = \frac{\gamma_s}{\gamma_0} = \frac{W_s}{V_s \gamma_0}$$

**f. Grado de saturación del aire (G<sub>a</sub>)**

Por último una relación que carece de importancia respecto a las anteriores, es el llamado grado de saturación del aire, el cual se expresa como:

$$G_a(\%) = \frac{\text{volumen} \cdot \text{de} \cdot \text{aire}}{\text{volumen} \cdot \text{de} \cdot \text{vacíos}} \times 100$$

**g. Plasticidad de los suelos**

El termino plasticidad de un suelo se refiere a la capacidad que tienen éste de poder deformarse sin llegar a la ruptura. El tipo de suelo que presenta dicha característica es aquel en el que existen dichos minerales de arcilla, ya que presentan cambios en su consistencia al presentarse una variación del contenido de agua en sus granos. El método para determinar estas variaciones en la plasticidad de un material, son los llamados límites de Atterberg.

---



A muy bajo contenido de agua, el suelo se comporta más como un sólido frágil. Cuando el contenido de agua es muy alto, el suelo y el agua fluyen como un líquido. Los límites de Atterberg son:

- Límite líquido (LL): se define como el contenido de agua expresado en por ciento con respecto al peso seco de la muestra, con lo cual el suelo cambia del estado líquido al plástico. Cuando los suelos se encuentran en estado líquido, poseen una resistencia muy pequeña al corte, además de que su cohesión es casi inexistente. La manera de determinar este estado de consistencia es a través de la copa de Casagrande.
- Límite plástico (LP): es el contenido de agua con el cual el suelo deja de ser plástico y se convierte en un sólido semiplástico.
- Límite de contracción (LC): se define como el por ciento de contenido de agua con respecto al peso seco de la muestra, con el cual una reducción no ocasiona ya disminución en el volumen del suelo.

Todos los límites de consistencia se determinan empleando suelo que pase la malla No. 40.

Pero, además de los límites de Atterberg, se encuentra el índice de plasticidad o índice plástico (IP), el cual se define como la diferencia numérica existente entre los límites líquido y plástico de un suelo, es decir:

$$IP = LL - LP$$

A través de las propiedades anteriores se puede tener una idea del tipo de suelo en estudio. Los límites de Atterberg, nos ayudan a definir la frontera entre los estados de consistencia del suelo.

Entre las propiedades mecánicas de los suelos se encuentran las siguientes:

**a. Permeabilidad**

Debido a que el suelo se encuentra constituido por un arreglo de diferentes partículas que varían en tamaño, entre estas partículas quedan vacíos por los cuales el agua fluye con mayor o menor facilidad. Darcy sugirió una relación para determinar la velocidad del flujo de agua a través de un suelo:

$$V = ki$$

Donde:

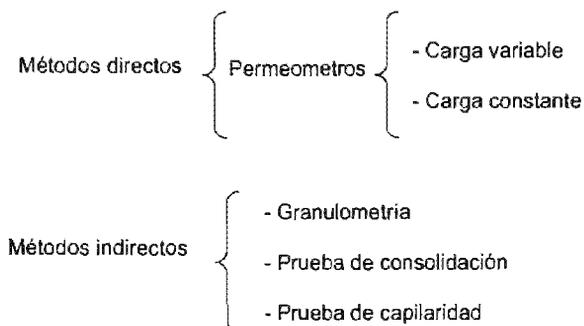
V = velocidad de Darcy (cm/s)

K = permeabilidad hidráulica del suelo (cm/s)

I = gradiente hidráulico igual a  $\Delta h/L$



Así pues, el coeficiente de permeabilidad determina la facilidad con la cual el agua puede atravesar un suelo, su magnitud varía dependiendo de la dirección en que se lleve el movimiento del agua. La permeabilidad de un suelo se puede determinar a través de métodos directos o indirectos, como son:



#### **b. Distribución granulométrica**

Para lograr una clasificación del suelo satisfactoria, se debe conocer su distribución granulométrica, la cual tiene como objetivo conocer la cantidad en porcentaje de todos los tamaños de partículas que componen un suelo. Para clasificar por tamaños las partículas gruesas, el procedimiento más efectivo es el tamizado.

Al aumentar la finura de los granos, el tamizado se ve dificultado, por lo cual se recurre al procedimiento de sedimentación.

Los resultados del análisis granulométrico son expresados por medio de una gráfica semilogarítmica en la abscisa y los porcentajes en peso de los granos en forma natural en las ordenadas (figura 48)

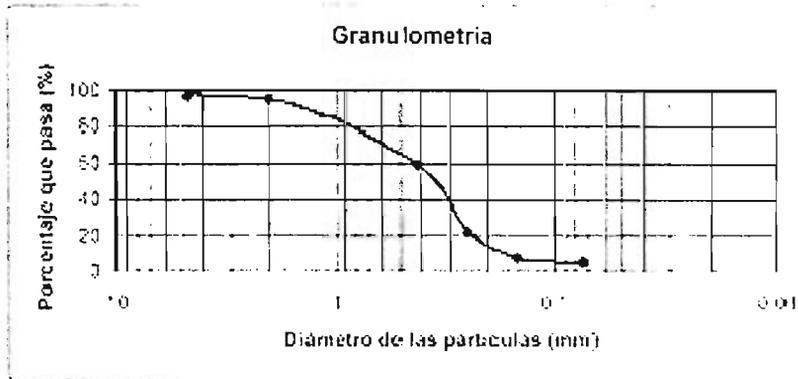


Figura 48. Gráfica granulométrica

c. Resistencia al esfuerzo cortante

La resistencia al esfuerzo cortante, es la resistencia que presenta una muestra de suelo ante deformaciones que existen en el terreno producto de la aplicación de una carga.

En 1776 Coulomb postuló que la máxima resistencia al corte,  $\tau$ , en el plano de falla esta dada por la siguiente ecuación:

$$\tau = c + \sigma \tan \phi$$

Donde:

$\sigma$  = esfuerzo normal total en el plano de falla

$\phi$  = ángulo de fricción del suelo

$c$  = cohesión del suelo

La utilización de la ecuación de Coulomb no condujo siempre a diseños satisfactorios de estructuras de suelo. Fue entonces que Terzaghi publicó el principio de esfuerzos efectivos.

$$\sigma = \sigma' + u$$

Siendo:

$\sigma$  = esfuerzo normal total en el plano de falla



$\sigma'$  = esfuerzo efectivo

$u$  = presión intersticial

Pudo apreciarse entonces que, dado que el agua no puede soportar esfuerzos cortantes substanciales, la resistencia al corte de un suelo debe ser el resultado únicamente de la resistencia a la fricción que se produce en los puntos de contacto entre partículas, la magnitud de ésta depende solo de la magnitud de los esfuerzos efectivos que soporta el esqueleto de suelo. Por tanto, cuanto más grande sea el esfuerzo efectivo normal a un plano de falla potencial, mayor será la resistencia al corte en dicho plano. Por lo tanto, si se expresa la ecuación de Coulomb en términos de esfuerzos efectivos, se tiene:

$$\tau = c' + \sigma' \tan \phi'$$

En la cual los parámetros  $c'$  y  $\phi'$  son propiedad del esqueleto de suelo, denominadas cohesión efectiva y ángulo de fricción efectiva, respectivamente.

La resistencia al esfuerzo cortante depende de los esfuerzos efectivos en el suelo ,aunque en ciertas circunstancias los análisis de estabilidad pueden hacerse en términos de esfuerzos totales; por lo cual, se hace necesario determinar los parámetros de resistencia al corte del suelo en esfuerzos efectivos y en esfuerzos totales.

Los ensayos de corte directo en laboratorio se pueden clasificar en tres tipos según exista drenaje y/o consolidación de la muestra, por lo tanto los valores de  $c$  y  $\phi$  dependen esencialmente de la velocidad del ensayo y de la permeabilidad del suelo.

- *Ensayo no consolidado no drenado (UU)*. Es un ensayo rápido donde el corte se inicia antes de consolidar la muestra bajo la carga normal ( $P_v$ ); si el suelo es cohesivo y saturado, se desarrollará exceso de presión de poros.
- *Ensayo consolidado no drenado (CU)*. En este ensayo se permite que la muestra drene ó se consolide durante la aplicación de la carga vertical, de tal modo que en el momento de aplicar el esfuerzo de corte las presiones intersticiales sean nulas, pero no durante la aplicación del esfuerzo cortante. La tensión de corte es rápida para que la presión de poros no pueda disiparse en el transcurso del ensayo. Estos ensayos no se usan en suelos permeables y es necesario medir el movimiento vertical durante la consolidación para saber cuando se ha producido por completo.



- *Ensayo consolidado drenado (CD)*. La velocidad de corte es lenta, se permite el drenaje de la muestra durante todo el ensayo siendo las presiones intersticiales nulas durante la aplicación del esfuerzo cortante.

Por otro lado, según la forma en que se aplica el esfuerzo horizontal, los ensayos de corte se pueden clasificar en dos tipos, y son los siguientes:

- *Ensayos de tensión controlada*. Se aplica el esfuerzo horizontal, se miden las deformaciones hasta llegar hasta la estabilización, luego se aumenta la fuerza horizontal y así sucesivamente, hasta que llega el momento en que las deformaciones no se estabilizan, lo cual indica que se ha sobrepasado la carga de rotura.
- *Ensayos de deformación controlada*. La mitad móvil del consolidómetro se desplaza a una velocidad determinada, los esfuerzos horizontales se van midiendo con un anillo dinamométrico conectado en serie con una fuerza horizontal.

### Capacidad de carga

Terzaghi define la capacidad de carga última, como aquella donde se originará una falla repentina en el suelo que soporta la cimentación, y la expresa en la siguiente fórmula:

$$q_u = cN_c + \gamma \cdot D_f \cdot N_q + \frac{1}{2} \gamma \cdot B \cdot N_\gamma$$

Siendo:

$q_u$  = capacidad de carga última del suelo, en ton/m<sup>2</sup>

$c$  = cohesión del suelo, en ton/m<sup>2</sup>

$\gamma$  = peso volumétrico del material, en ton/m<sup>3</sup>

$D_f$  = Profundidad de desplante, en m

$B$  = ancho del cimiento, en m

$N_c, N_q, N_\gamma$  = coeficientes de capacidad de carga adimensionales, que están en función del ángulo de fricción del suelo  $\phi$  (dichos factores se muestran en la tabla de la figura 49)



$\phi$	Nc	Nq	N $\gamma$	$\phi$	Nc	Nq	N $\gamma$
0	5.70	1.00	0.00	26	27.09	14.21	9.84
1	6.00	1.10	0.01	27	29.24	15.90	11.60
2	6.30	1.22	0.04	28	31.61	17.81	13.70
3	6.62	1.35	0.06	29	34.24	19.96	16.18
4	6.97	1.49	0.10	30	37.16	22.46	19.13
5	7.34	1.64	0.14	31	40.41	25.28	22.65
6	7.73	1.81	0.20	32	44.04	28.52	26.87
7	8.15	2.00	0.27	33	48.09	32.23	31.94
8	8.60	2.21	0.35	34	52.64	36.50	38.04
9	9.09	2.44	0.44	35	57.75	41.44	45.41
10	9.61	2.69	0.56	36	63.53	47.16	54.36
11	10.16	2.98	0.69	37	70.01	53.80	65.27
12	10.76	3.29	0.85	38	77.50	61.55	78.61
13	11.41	3.63	1.04	39	85.97	70.61	95.03
14	12.11	4.02	1.26	40	95.66	81.27	115.31
15	12.86	4.45	1.52	41	106.81	93.85	140.51
16	13.68	4.92	1.82	42	119.67	108.75	171.99
17	14.60	5.45	2.18	43	134.58	126.50	211.56
18	15.12	6.04	2.59	44	151.95	147.74	261.60
19	16.56	6.70	3.07	45	172.28	173.28	325.34
20	17.69	7.44	3.64	46	196.22	204.19	407.11
21	18.92	8.26	4.31	47	224.55	241.80	512.84
22	20.27	9.19	5.09	48	258.28	287.85	650.67
23	21.75	10.23	6.00	49	298.71	344.63	831.99
24	23.36	11.40	7.08	50	347.50	415.14	1072.80
25	25.13	12.72	8.34				

Figura 49. Factores de capacidad de carga de Terzaghi



#### II.4. Propiedades dinámicas del suelo

El suelo es altamente sensible a la acción dinámica, sus propiedades van a depender de varios factores físicos y de las condiciones ambientales con que se formó en la naturaleza.

Se sabe que un terremoto induce esfuerzos de cortante simple, caracterizado por una serie de esfuerzos con variantes en cuanto a frecuencia y amplitud se refiere. Los esfuerzos de cortante, se ven influidos directamente por el módulo al esfuerzo cortante. También se conoce que las relaciones cortante y deformación por cortante son del tipo de ablandamiento. Lo anterior tiene aplicación en las cargas sísmicas, ya que dichas cargas, aunque cíclicas y reversibles con amplitudes y frecuencias diversas, son generadoras de esfuerzos cortantes en la masa de suelo, de ahí la importancia de su estudio.

En general, en terrenos firmes la frecuencia es más alta que en terrenos blandos, lo que indica que el número de ciclos de oscilación del terreno por unidad de tiempo es mayor, sintiéndose el movimiento mucho más violento y rápido que en los terrenos blandos, donde es más lento; los desplazamientos y la duración total suelen ser mucho mayores en el terreno blando.

Las cargas dinámicas están en función del tiempo y son cargas cíclicas reversibles. Generan diagramas esfuerzo-deformación de carácter no lineal, para los cuales se han buscado diferentes representaciones, empleando expresiones matemáticas que se aproximen a las curvas obtenidas en series de pruebas diversas a los suelos, pruebas que en la mayoría de los casos se refieren a deformaciones producidas por esfuerzo cortante, dado que este tipo de esfuerzo es el que se aproxima a los esfuerzos que se inducen en la masa de los suelos por un terremoto.

Las relaciones entre las propiedades dinámicas y la deformación, que se pueden establecer en el laboratorio, no siempre se cumplen en los depósitos naturales debido a la dependencia de estas relaciones del estado tensional, de la estructura, de la edad y de la trayectoria de tensiones, condiciones in-situ que no se conocen o que no se pueden reproducir fielmente en el laboratorio. Las variaciones que se presentan de las propiedades dinámicas de los suelos, deben incluirse en los modelos matemáticos destinados a estudiar el comportamiento sísmico de un depósito de suelos, a predecir las características de los movimientos sísmicos que llegarán a la cimentación de un edificio o a calcular las fuerzas de interacción sísmica entre suelos y estructura.



#### II.4.1. Rigidez dinámica del suelo, G (Módulo de rigidez)

El módulo dinámico de rigidez del suelo (G), es necesario para analizar técnicamente la acción de las ondas sísmicas en los diferentes problemas que se nombran a continuación:

- Cálculo de la celeridad de las ondas
- Periodos de vibración del suelo
- Presiones, deformaciones unitarias y aceleraciones que tienen origen en el subsuelo en cada uno de los estratos que los forman
- Presión sísmica en el agua de poro del suelo
- Ángulo de fricción interna durante la acción sísmica
- Capacidad de carga sísmica
- Falla de la superficie del suelo por tracción de las ondas
- Falla de la superficie del suelo por la compresión de las ondas
- Profundidad de grietas sísmicas en la superficie del suelo
- Reducción de la fricción positiva y/o negativa en pilotes
- Reducción de capacidad de carga en pilotes apoyados de punta
- Cálculo de la flexo-compresión sísmica en pilotes
- Estabilidad de las obras de tierra y cimentaciones, y
- Estabilidad de muros de retención, anclas y excavaciones en general

Para deformaciones unitarias pequeñas, el módulo de cortante de un suelo puede tomarse como la pendiente promedio de la curva esfuerzo-deformación unitaria. Para grandes deformaciones unitarias, la curva esfuerzo-deformación unitaria llega a ser constante, pero depende de la magnitud de la deformación por cortante (figura 50)

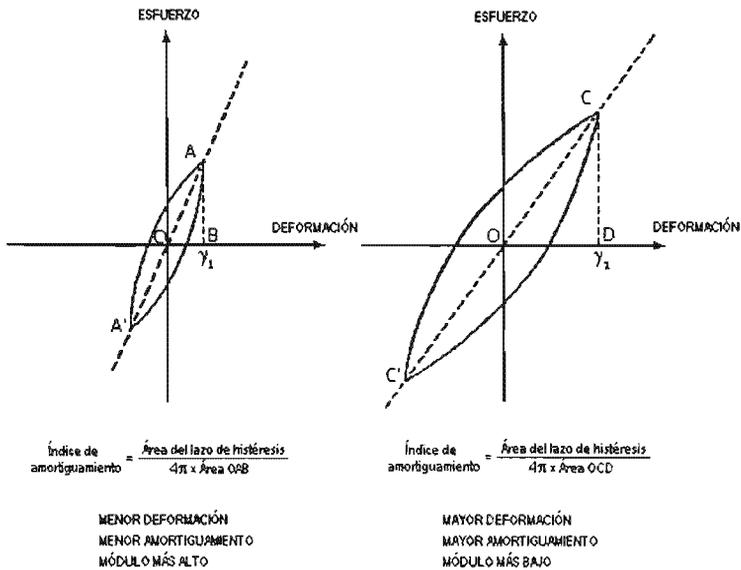


Figura 50.

**Efecto de la deformación por cortante sobre el amortiguamiento y el módulo de cortante de los suelos (según Seed e Idriss, 1970)**

Las deformaciones unitarias por cortante desarrolladas durante los sismos pueden incrementarse de  $10^3$  por ciento en sismos pequeños, y en  $10^{-1}$  por ciento para sismos mayores.

El módulo de rigidez del suelo, es básico para llevar a cabo los análisis sísmicos de estabilidad y se obtiene de probetas de suelo inalterado, bajo las mismas condiciones en las que se encuentran en el campo. La determinación del módulo de rigidez del suelo, puede realizarse con el aparato conocido como *vibro torsiómetro* o *péndulo de torsión de Zeevaert* (figuras 51.a y 51.b), el cual fue desarrollado por el profesor Zeevaert y consiste en una modificación de una cámara triaxial convencional, que permite someter probetas de suelo inalterado a esfuerzos de presión confinante y momentos torsionantes, eliminando el esfuerzo desviador o vertical por medio de un dispositivo. La probeta de suelo vibra en torsión libre, al ser activada por un pequeño impulso con una doble amplitud no mayor de  $10^{-2}$  en por ciento. Los elementos elásticos del suelo al responder permiten graficar la vibración por medio de un dispositivo eléctrico y de la información obtenida se calcula el módulo de rigidez al cortante.

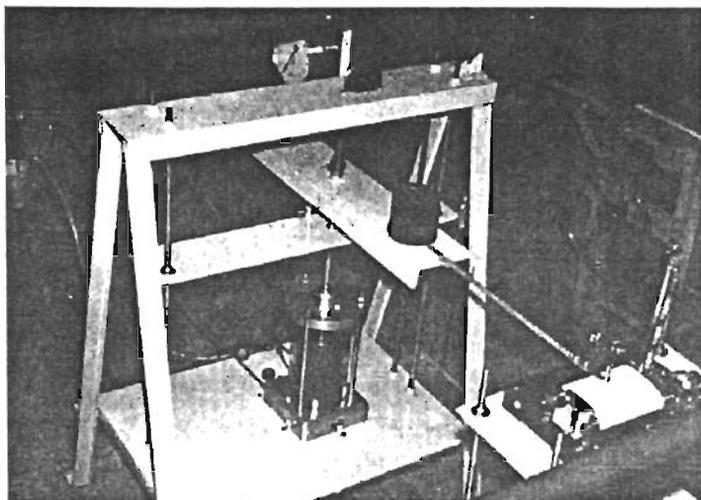


Figura 51.a. Péndulo de torsión de Zeevaert

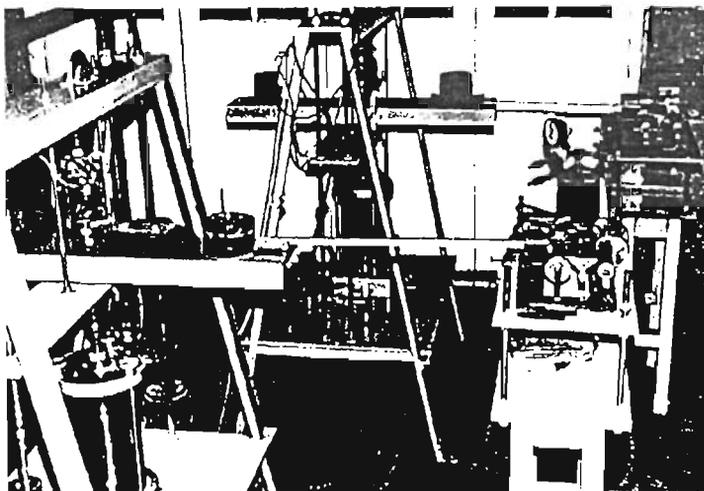


Figura 51.b. Péndulos de torsión de Zeevaert



El péndulo de torsión desarrollado por el Dr. Zeevaert, constituye un aporte práctico a la investigación del comportamiento dinámico del suelo, teniendo como característica fundamental el hecho de que las deformaciones a que es sometida la probeta son del orden de  $10^{-2}$ , deformaciones similares a las que es sometida la masa del suelo en un terremoto. En la figura 52, se muestra un esquema de la forma en la que trabaja el péndulo de torsión de vibración libre.

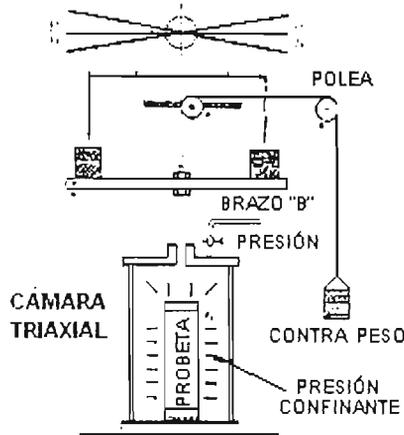


Figura 52.

**Esquema del péndulo de torsión de vibración libre**

La prueba de torsión libre es directa en la obtención del módulo de rigidez al cortante, el cual interviene directamente en el cálculo de la velocidad de transmisión de las ondas de cortante.

Para poder determinar la velocidad de la onda es necesario conocer la rigidez dinámica del suelo para cada estrato y estimar la relación de Poisson  $\nu$ . De pruebas dinámicas en el péndulo de torsión libre, se obtiene el valor de  $G$  como función de la distorsión angular ( $\gamma$ ) y del esfuerzo de confinamiento ( $\sigma_c$ )

Las variables que afectan el valor del módulo de rigidez  $G$  son las siguientes:

$$G = f(\sigma_0, e, H, S, \tau_0, c, a, f, t, \theta, T)$$

Donde:

$\sigma_0$  = esfuerzo confinante efectivo promedio

$e$  = relación de vacíos



- $H$  = historia de esfuerzos, historia de vibraciones
- $S$  = grado de saturación
- $\tau_0$  = esfuerzo octaédrico de corte
- $c$  = características granulares
- $a$  = amplitud de deformación
- $f$  = frecuencia de vibración
- $t$  = otros efectos del tiempo
- $\theta$  = estructura del suelo
- $T$  = temperatura

Pruebas de laboratorio han demostrado que  $G$ , en arenas limpias y a bajas deformaciones de corte (menos de  $10^{-5}$ ) es función de  $e$  y  $\bar{\sigma}_0$ , es decir:

$$G = f(\sigma_0, e)$$

El tamaño de los granos y su forma, la granulometría, el grado de saturación y la frecuencia de la vibración no producen efectos de consideración. Las amplitudes de deformación por cortante, cuando son muy grandes, inducen reducciones en los valores de  $G$ .

El cálculo de  $G$  para cualquier nivel de deformación se puede obtener de:

$$G_0 = \frac{G_0}{1 + \frac{\gamma}{\gamma_R}}$$

En donde:

$G$  = módulo de rigidez del suelo

$$\gamma_R = \frac{\tau_{MÁX}}{\mu_{MÁX}}$$

y también:

$$\tau_{MÁX} = \left\{ \left[ \left( \frac{1+K_0}{2} \right) \sigma_v \cdot \text{sen} \phi' + c' \cos \phi' \right]^2 - \left[ \frac{(1+K_0)}{2} \sigma_v \right]^2 \right\}^{1/2}$$

siendo:

$K_0$  = coeficiente de reposo

$\sigma_v$  = esfuerzo efectivo vertical

$c', \phi'$  = parámetros estáticos en función de esfuerzos efectivos



#### II.4.2. Amortiguamiento ( $\xi$ )

La disipación de energía puede tener lugar por retroalimentación al terreno, por pérdidas hacia el medio ambiente o en líquidos contenidos, amortiguamiento interno y fricción en las conexiones.

Una estructura pierde parcialmente la energía que retroalimenta al terreno porque se transmite como ondas que recorren grandes distancias. En parte dicha energía se transforma directamente en calor debido al amortiguamiento interno del terreno. El primer tipo de disipación de energía se incorpora en el análisis sísmico considerando la interacción suelo-estructura.

El amortiguamiento de un suelo es su capacidad para disipar energía en los procesos cíclicos de carga y descarga que un sismo le comunica.

El amortiguamiento interno, así como el módulo de cortante, resultan principalmente por histéresis del suelo. Esto significa que tales parámetros no sufren cambios significativos si las cargas aplicadas se efectúan a diferentes frecuencias, dependen sólo de las deformaciones.

Los investigadores han señalado que los factores que tienen más influencia en la relación de amortiguamiento son:

- a) Amplitud de las deformaciones cíclicas
- b) Presiones confinantes
- c) Angularidad y granulometría
- d) Número de ciclos de esfuerzos
- e) Relación de vacíos y densidad del suelo (con poca influencia)

Existen dos fenómenos de amortiguamiento fundamentalmente diferentes asociados con los suelos, y son los siguientes:

- a) **Amortiguamiento del material.** El amortiguamiento del material (o amortiguamiento interno), ocurre en el suelo cuando pasa a través de él una onda de vibración. Puede considerarse como una medida de la pérdida de energía de vibración, que resulta principalmente por histéresis del suelo. El amortiguamiento es expresado convencionalmente como una fracción del amortiguamiento crítico, en cuyo caso se define como una relación de amortiguamiento. La figura 50, muestra una definición física de la relación de amortiguamiento para suelos.



- b) **Amortiguamiento por radiación.** En la vibración de cimentaciones se presenta tanto el amortiguamiento por radiación, como el amortiguamiento del material. El amortiguamiento por radiación es la cantidad de energía que pierde la estructura a través de la radiación de ondas que se alejan de la cimentación, es decir, un efecto puramente geométrico.

#### II.4.3. Presión de poro

Cuando se aplica un esfuerzo externo a una masa de suelo cuyos poros están saturados de agua, el efecto inmediato es un aumento de la presión de poro, lo cual provoca que el agua fluya hacia fuera de éstos a través de los vacíos circundantes, resultando con esto, la disminución de la presión de poro y la transferencia a la estructura granular del suelo del esfuerzo aplicado.

Se dice que la presión de poro, es aquella inducida por el fluido que llena los poros. El fluido en los poros es capaz de transmitir esfuerzos normales, pero no esfuerzos cortantes, por lo que es inefectivo para proporcionar resistencia al corte. La presión hidrostática en los poros en condiciones de campo naturales sin flujo, está representada por el nivel freático o superficie piezométrica.

En el caso de suelos parcialmente saturados, el fluido en los poros consiste en agua líquida, la cual es virtualmente incompresible, y aire/vapor de agua que es muy compresible. Por lo tanto, la presión de poro presenta dos componentes: la presión de agua en los poros y la presión del aire en los mismos. A causa de la tensión superficial, la presencia de aire reduce la presión en los poros.

Los coeficientes de presión de poro, se emplean para expresar el incremento de presión de poro con respecto al incremento del esfuerzo total. Esta variable está relacionada con la tensión desviática mediante un coeficiente que representa la compresibilidad de la estructura. Este coeficiente es muy variable, dentro de la extensión de una masa de suelo, como función del estado tensional y de detalles de la composición estructural. Los parámetros de presión de poro son difíciles de determinar en el laboratorio, debido a las posibilidades de perturbación de las muestras y a la imposibilidad de conocer ciertos estados tensionales naturales, es por esto que el diseño debe realizarse en una aproximación a los valores reales. Las condiciones de drenaje que permiten las disipaciones de las presiones de poro, dependen de detalles hidrogeológicos menores, muy difíciles de destacar en las prospecciones de depósitos naturales e imposibles de prever antes de la construcción de depósitos artificiales.



Para analizar la presión sísmica en la presión de poro del suelo, es necesaria la relación de los módulos dinámicos de deformación unitaria de respuesta y compresión  $\beta = M_e / M_c$ . Estos valores se determinan para cada estrato del perfil estratigráfico por medio de la cámara holandesa modificada.

Para obtener la presión de poro teórica en términos de las características Índice del suelo, se supone que durante el corto tiempo de la aplicación de la presión cíclica, no se efectúa disipación de la presión de poro mencionada. La presión de poro se puede determinar sustituyendo en la siguiente expresión los valores de  $K_a$  y  $K_{ex}$ , es decir:

$$\Delta\omega_c = \frac{2K_{ex}}{3K_a + (2 + \beta)K_{ex}} \Delta p_{xc}$$

Donde:

$\Delta\omega_c$  = incremento sísmico en la presión de poro

$K_{ex}$  = compresibilidad volumétrica de la mezcla aire-agua

$K_a$  = compresibilidad volumétrica unitaria de la mezcla aire-agua

$\beta = 1$ , cuando  $K_a = 0$

$\Delta p_{xc}$  = incremento de presión sísmica horizontal

$$k_a = \frac{n(1-s)}{p_a + \Delta\omega_c} \quad k_{ex} = \frac{3(1-2\nu)\Delta\varepsilon_{xc}}{(\beta_{ex} - 2\nu)\Delta\omega_c + 2\nu\Delta p_{xc}}$$

siendo:

$n$  = porosidad del suelo

$s$  = grado de saturación

$P_a$  = presión atmosférica

$\nu$  = relación de Poisson

#### II.4.4. Esfuerzo y deformación unitaria

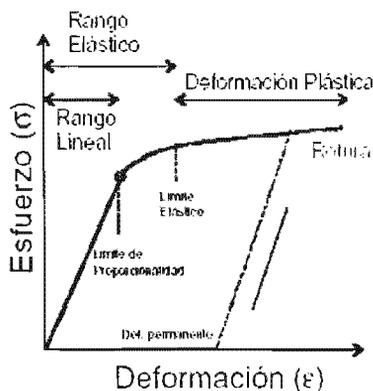
Quando se aplican fuerzas externas a un cuerpo, se establecen dentro de él unas fuerzas internas equilibradas. El esfuerzo es una medida de la intensidad de estas fuerzas internas equilibradas. El esfuerzo, que actúa sobre cualquier área de cualquier superficie dentro de un cuerpo, se puede resolver en una componente normal de esfuerzo perpendicular a la superficie, y una componente tangencial o de cizalla en el plano de la superficie.



En cualquier punto en un cuerpo sometido a esfuerzos, se pueden definir tres planos ortogonales, en los cuales las componentes del esfuerzo son principalmente esfuerzos normales, es decir, sin esfuerzos de cizalla actuando sobre ellos. Estos planos definen tres ejes ortogonales conocidos como los ejes principales de esfuerzo, y los esfuerzos normales que actúan en esas direcciones se conocen como esfuerzos principales. Cada uno de los esfuerzos principales, representa un equilibrio de las componentes de la fuerza de igual magnitud, pero de sentido contrario. Se denomina esfuerzo compresivo, cuando las fuerzas están dirigidas cada una hacia la otra, y esfuerzo extensivo si se dirigen en contra.

Si los esfuerzos principales son de igual magnitud en un cuerpo, este estado de esfuerzos se denomina hidrostático, debido a que es el estado de esfuerzo a través de un fluido en reposo. No existen esfuerzos de cizalla en un campo de esfuerzos hidrostático, debido a que éstos no pueden ser sostenidos por un cuerpo fluido. Si los esfuerzos principales son diferentes, aparecen esfuerzos de cizalla a lo largo de todas las superficies del interior del cuerpo, excepto en aquellas perpendiculares a los ejes principales.

Un cuerpo sujeto a esfuerzo, sufre un cambio de forma y/o tamaño denominado *deformación*. Hasta un cierto límite de esfuerzo, conocido como resistencia elástica de un material. La deformación se relaciona de un modo lineal con el esfuerzo aplicado y se denomina elástica (Ley de Hooke) Esta deformación elástica es reversible, por lo que cuando se deja de aplicar el esfuerzo, la deformación desaparece. Si la resistencia elástica de un cuerpo es superada, la deformación comienza a no ser lineal, y parcialmente irreversible, y pasa a ser conocido como deformación plástica o dúctil. Si el esfuerzo aumenta aún más, se produce la fractura del cuerpo. En la figura 53 se observa la curva esfuerzo / deformación.



**Figura 53.**  
Ejemplo de una típica curva de  
esfuerzo - deformación para un  
cuerpo sólido



La relación lineal entre el esfuerzo y la deformación en el campo elástico, es específica para cada material por medio de su módulo de elasticidad, que expresa la razón entre un tipo de esfuerzo particular con la deformación resultante.

El módulo de compresibilidad (K) expresa la razón entre el esfuerzo y la deformación para el caso de una presión hidrostática simple (P) aplicada a un elemento cúbico y se define como:

$$\text{Módulo de compresibilidad } (K) = \frac{\text{Esfuerzo hidrostático}}{\text{Deformación de volumen}} = \frac{P}{\Delta v_v}$$

El módulo de cizalla ( $\mu$ ), se define como la razón entre el esfuerzo de cizalla ( $\tau$ ) y la deformación de cizalla resultante ( $\tan \theta$ ):

$$\text{Módulo de cizalla } (\mu) = \frac{\tau}{\tan \theta}$$

Finalmente, el módulo axial ( $\psi$ ), define la razón del esfuerzo longitudinal y la deformación longitudinal para el caso de que no haya deformación lateral, es decir, el material está limitado a deformarse de un modo uniaxial:

$$\text{Módulo axial } (\psi) = \frac{\text{Esfuerzo longitudinal}}{\text{Deformación longitudinal (uniaxial)}} = \frac{F}{\Delta l_l} \frac{A}{A}$$

Para suelos NO SATURADOS, el Dr. Leonardo Zeevaert propone la siguiente expresión de la deformación unitaria del suelo:

$$\varepsilon = m_{ep}(\sigma) + \alpha(\sigma) \log(b + t_b)$$

Donde:

$\varepsilon$  = deformación unitaria para suelos no saturados

$\sigma$  = esfuerzo unitario

$t$  = tiempo

$m_{ep}$  = módulo de compresibilidad volumétrica unitario elasto-plástico (los parámetros

$m_{ep}$ ,  $\alpha$  y  $b$ , se determinan en el laboratorio en probetas de suelo inalterado

Para el caso de suelos ARCILLOSOS SATURADOS, el Dr. Leonardo Zeevaert propone la expresión siguiente para determinar la deformación unitaria:

$$\varepsilon = m_{ep}(\sigma) [F(Tv) + (\beta) \log(1 + \xi Tv)]$$



Siendo:

$\varepsilon$  = deformación unitaria para suelos arcilloso saturados

$m_{ep}$  = módulo de compresibilidad volumétrica unitario elasto-plástico, (Terzaghi)

F (Tv) = función del tiempo de la consolidación primaria de la unidad reológica de Terzaghi

Tv = factor de tiempo en la teoría de consolidación, Terzaghi

$c_v$  = coeficiente de consolidación, Terzaghi

$m_i$  = módulo de compresibilidad volumétrica unitario de la viscosidad intergranular

$\beta$  = relación  $m_{ep} / m_i$

$\xi$  = factor adimensional que modifica al factor de tiempo de Terzaghi

Los parámetros del suelo que intervienen son  $m_{ep}$ ,  $\beta$ ,  $\xi$  y  $c_v$ . Se determinan en el odómetro en el laboratorio, en probetas de suelo inalterado.

Las fórmulas anteriores han sido empleadas por años en múltiples ocasiones en la práctica profesional, para pronosticar la deformación del subsuelo en diferentes circunstancias físicas y principalmente, debido al hundimiento que provoca la carga de los edificios sobre el suelo, con resultados satisfactorios. En suelos limo arenosos, se requieren pruebas para determinar los módulos de deformación unitaria de compresión y respuesta determinados con el esfuerzo octaédrico y densidad existente en el campo.

#### II.4.5. Resistencia a la compresión no confinada

La resistencia a la compresión no confinada, se emplea generalmente en la práctica para determinar la resistencia al esfuerzo cortante *in situ*. Cuando una muestra de suelo se toma a cierta profundidad con un esfuerzo de confinamiento  $\sigma_{oc}$  y una relación de esfuerzos  $K_0 = \sigma_h / \sigma_v$ , el suelo retiene un estado de compresión volumétrica, proporcionado por la acción del agua capilar, ejerciéndose un esfuerzo de confinamiento en la estructura del suelo  $\sigma_{cw}$ .

La resistencia real *in situ* puede obtenerse efectuando una prueba triaxial, aplicando a la probeta las condiciones equivalentes de esfuerzo de confinamiento *in situ* y posteriormente aplicando un esfuerzo desviador igual a  $q_d$  a volumen constante. Sin embargo, si el suelo no se encuentra saturado, se verificará un cambio pequeño de volumen.



### II.4.6. Pruebas de laboratorio

Los ensayos de laboratorio para la medición de propiedades mecánicas de suelos, se ven limitados por el tamaño de partículas que se pueden contener en una probeta de dimensiones adecuadas para la capacidad de carga de las máquinas normales. Esta limitación es grave para los análisis dinámicos de muchos depósitos de suelos. Pero, por otra parte, dichos ensayos de laboratorio presentan la ventaja de ser relativamente económicos y rápidos de realizar, por lo que permiten desarrollar investigaciones extensas para estudiar la influencia de diferentes parámetros, que pueden influir en el valor de una propiedad determinada, o para comparar el comportamiento de suelos de distinta composición.

#### II.4.6.a. Parámetros de laboratorio para obtener el módulo de rigidez del suelo

Los parámetros que se emplean para definir la ley hiperbólica esfuerzo-deformación del suelo, según Hardin y Drnevich, son dado que la ley hiperbólica se expresa de la siguiente manera:

$$\tau = \frac{\gamma}{G_0 + \frac{\gamma}{\tau_{M'}}}$$

Siendo  $G_0 = \mu_0$ , es decir el módulo inicial a pequeñas deformaciones de cortante y definido por la pendiente inicial a la curva  $(\tau, \gamma)$ .  $\gamma_R$  igual a deformación de referencia definida por la intersección de la línea de  $\mu_0$ , que pasa por el origen coordenado y el cruce de la línea asintótica que define  $\tau_{máx}$ , o esfuerzo cortante a la ruptura, o sea:

$$\gamma = \frac{\tau_{máx}}{\mu_0}$$



## II.5. Compresibilidad y asentamiento de los suelos

La relación existente entre el movimiento del suelo y la estabilidad de las estructuras asociadas a éste, es muy compleja. Existen diferentes mecanismo que pueden producir movimientos en el suelo, además de que existen muchos tipos de estructuras, cada una con un diferente potencial para resistir el movimiento o ser afectada por el mismo. La mayor parte de los daños en edificios que ocurren debido a movimientos de los cimientos, se deben a la aparición repentina de condiciones no previstas del suelo. Las causas principales de esto, son investigaciones de campo inadecuadas y falta de conocimientos sobre el comportamiento del suelo. Existen métodos por medio de los cuales se puede estimar el grado y el ritmo del asentamiento de los cimientos debido a ciertos mecanismos. Estas estimaciones resultan muy confiables siempre y cuando las condiciones del suelo que se supusieron para el cálculo, sean una representación razonable de las condiciones reales, además de que exista la probabilidad de persistir a lo largo del periodo de vida del edificio.

### Tipos de movimientos del suelo y causa del asentamiento.

Cuando se lleva a cabo un estudio de asentamiento, se debe considerar varios mecanismos de movimientos del suelo, ya que son causas potenciales de asentamiento. Se describen a continuación:

#### **a. Compactación**

La compactación es un proceso por medio del cual las partículas del suelo se fuerzan a un estado de empaque de mayor proximidad, con la correspondiente reducción de volumen y la expulsión de aire. Se requiere alimentar energía mecánica y esto casi siempre es el resultado de la carga por su propio peso, o de una sobrecarga superficial. También es causa de compactación las vibraciones debidas al movimiento del tráfico, maquinaria pesada y ciertas operaciones de construcción (como el hincado de pilotes) En las zonas de terremotos, las ondas sísmicas pueden tener un efecto similar. Los suelos más susceptibles son las arenas en estado suelto o las arenas con grava y material de relleno, en especial las que se han depositado sin una compactación adecuada.

#### **b. Distorsión elástica**

Todos los materiales sólidos se distorsionan cuando se someten a la acción de una carga. Los suelos, agregados de partículas, se distorsionan en parte debido a la consolidación y en parte también a la distorsión elástica. La distorsión elástica se produce en todos los suelos casi inmediatamente después de imponer la carga, y al asentamiento causado por este proceso se le llama asentamiento inmediato.



**c. Movimiento por cambio de humedad**

Algunos tipos de arcilla muestran un aumento o una disminución muy notable de su volumen a medida que el contenido de humedad aumenta o disminuye, respectivamente. A las arcillas que presentan estas características se les llama arcillas contráctiles o arcillas expansivas. Estas arcillas poseen la característica de altos límites líquidos e índices de plasticidad elevados. El potencial de contracción y expansión de un suelo, esta relacionado con su contenido de arcilla y su plasticidad.

**d. Efectos asociados con la vegetación**

Otro factor asociado con las arcillas muy plásticas que es causa de asentamientos, es el efecto de las raíces de los árboles. La prolongación radial de algunas raíces de árboles, es mayor que la propia altura del árbol. La siembra de plantas adyacentes a edificios debe controlarse con cuidado cuando existen arcillas contráctiles.

**e. Efectos del abatimiento de nivel de aguas subterráneas**

Quando se bombea agua de una excavación, el nivel freático del área circundante puede disminuir. Esta reducción de condiciones hidrostáticas puede ocasionar un asentamiento debido a dos procesos. Primero, en algunas arcillas una disminución del contenido de humedad produce una reducción de volumen. El suelo que queda por arriba del nivel de aguas subterráneas cuando éste nivel ha descendido, puede contraerse debido a esta acción. En segundo lugar, la reducción de la presión hidrostática en los poros presenta como consecuencia, un aumento del esfuerzo efectivo de sobrecarga en las capas que están por debajo. Por consiguiente, el suelo (en especial las arcillas blandas o la turba) afectado por el descenso del nivel freático, puede consolidarse por el aumento del esfuerzo efectivo.

**f. Efectos de la infiltración y las socavaciones**

En algunos suelos arenosos, como los loess y las arenas secas, el movimiento del agua puede arrastrar algunas de las partículas finas. La socavación es la remoción de material por la acción de las aguas y corrientes superficiales, pero también puede ocurrir cuando se fracturan los drenajes y los ductos de agua. Cuando se hacen excavaciones muy por debajo del nivel del agua subterránea, en recintos formados con ataguías y estructuras similares, el flujo ascendente del agua puede causar una forma de inestabilidad llamada *tubificación*. En las zonas áridas, estos mismos tipos de suelo son susceptibles a la erosión debida a la acción del viento. En algunas rocas y suelos, el cementante mineral en la matriz, puede disolverse debido al flujo de las aguas subterráneas. La formación de conductos subterráneos es una de las principales características de las áreas de roca caliza y yeso, y también es común que se llegue a presentar el derrumbe de este tipo de formaciones.



**g. Pérdida del soporte lateral**

Una de las formas comunes de desplazamiento de los cimientos, que suele conducir a fallas serias e incluso catastróficas, está asociada con la excavación de pozos profundos junto a las cimentaciones. La capacidad de carga del suelo que está justo por debajo de una cimentación, depende del soporte lateral producido por el suelo adyacente. Si se elimina este soporte lateral, como puede suceder en las excavaciones sin apuntalamiento, el resultado más probable es un deslizamiento en el suelo que está debajo de la cimentación, arrastrando consigo dicha cimentación (figura 54.a) De forma similar, el asentamiento puede ser el resultado de un movimiento de los cortes o taludes naturales del terreno debido a masas de suelo que se deslizan o fluyen (figura 54.b)

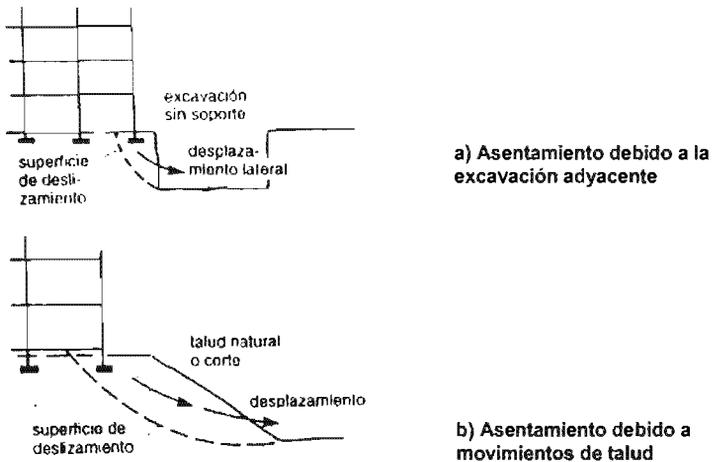


Figura 54

**h. Consolidación**

Cuando el suelo se encuentra sometido a un aumento de los esfuerzos soportados comúnmente, sufre un cambio de volumen en función del tiempo. Durante este periodo, el agua contenida es desalojada produciendo con esto un aumento de la presión intersticial. Si dichas presiones son positivas, el proceso es llamado **consolidación**. Si, por el contrario, son negativas, por lo cual el suelo tiende a aumentar de volumen, el proceso se denominará **expansión**.



El proceso de consolidación presenta dos consecuencias importantes:

- 1) Conduce a una reducción del volumen de poros, y por lo tanto, a una reducción del volumen total de la masa de suelo, lo cual se manifiesta en el asentamiento de la superficie del terreno y, por consiguiente, en un asentamiento de la estructura.
- 2) Durante la disipación del exceso de presión intersticial, el esfuerzo efectivo en la masa de suelo aumenta y por consiguiente se incrementa su resistencia al corte.

La consolidación se aplica a todos los suelos, pero en la práctica, solo tiene interés en el caso de estructuras cimentadas en depósitos de arcillas, para poder determinar el asentamiento total de la estructura y la velocidad a la cual se produce dicho asentamiento.

La consolidación es una deformación elastoplástica que produce una permanente reducción de la relación de vacíos debido a un incremento en los esfuerzos. Los suelos más susceptibles suelen ser las arcillas y limos normalmente consolidados y ciertos tipos de rellenos saturados. Las turbas pueden ser altamente compresibles, ocasionando cambios del espesor de los estratos tan grandes como 20 %, con cargas bastante moderadas.

En el proceso natural de la deposición, los suelos de grano fino como limos y arcillas, quedan sometidos a un proceso de consolidación, en donde el agua entre las partículas, va siendo expulsada por el peso de las capas que se depositan por encima. Después de un periodo (pueden ser años) se alcanza un estado de equilibrio y la compresión termina. Es entonces cuando el suelo se encuentra *totalmente consolidado*, ya que su volumen permanece constante bajo la acción de un estado de esfuerzo constante. Un suelo normalmente consolidado es aquel en el cual las condiciones actuales corresponden a su presión de consolidación final o extrema. Cuando un suelo está sometido a una sobrecarga, que es inferior a la presión extrema de consolidación que existió en algún momento del pasado, se dice que está *preconsolidado*. Cuando se presenta un cambio en las condiciones del esfuerzo se tiene que alcanzar un nuevo estado de equilibrio.

El efecto inmediato de una masa de suelo de un aumento del esfuerzo total, consiste en una elevación de la presión del agua en los poros. A medida que dicha agua va saliendo del suelo, este aumento de presión se dispara con lentitud. Cuando se ha disparado la totalidad del aumento de la presión del agua en los poros, el suelo vuelve a estar totalmente consolidado.

Un suelo puede considerarse una estructura compresible de partículas minerales, el cual puede permanecer saturado a lo largo de todo el proceso de consolidación. Se puede decir que la disminución de volumen que se produce, es igual al volumen del agua que se expulsa hacia afuera y



que está representado por la variación de la relación de vacíos. Las características de compresibilidad de un suelo, relacionadas tanto con el grado como con la velocidad del asentamiento, se determinan a partir de pruebas de consolidación, usando un aparato llamado *edómetro* (figura 55)

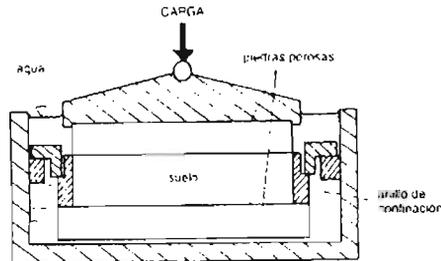


Figura 55. Celda de edómetro

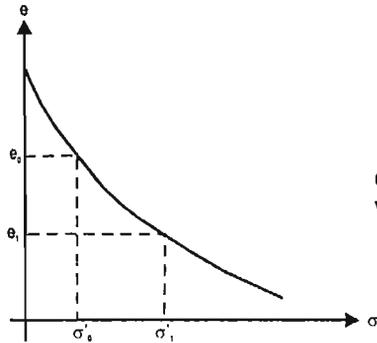
Para realizar la prueba de consolidación, se utiliza una muestra de suelo inalterada de la cual se corta un espécimen en forma de disco de 75 mm de diámetro aprox. y 15 a 20 mm de espesor. El espécimen se encierra en un anillo metálico, el cual se coloca entre dos discos de piedra porosa, el disco superior tiene un diámetro ligeramente más pequeño que el del anillo metálico y el disco inferior presenta un diámetro ligeramente mayor. Este conjunto se coloca en la celda y se fija con un anillo de sujeción, se aplica una carga estática vertical a través de un sistema de palanca y se mide la variación de espesor de la muestra por medio de un micrómetro que indicará el desplazamiento.

Las lecturas se continúan hasta que el espécimen está totalmente consolidado (24 o 48 hrs. aprox.) Después se aplican más incrementos de carga, siendo éstos el doble del anterior y se repiten las lecturas. El número y valor de los incrementos de carga dependen del tipo de suelo y del intervalo de valores de esfuerzo que se anticipan en el campo. La presión que se aplica en la primera etapa, debe ser igual al esfuerzo vertical *in situ* a la profundidad a la cual se obtuvo la muestra (excepto para arcillas suaves y muy suaves, para las cuales se debe usar un valor menor: 25, 12 o 16 kN/m<sup>2</sup>, o hasta 1 kN/m<sup>2</sup> para arcillas y turbas orgánicas muy suaves) Después de alcanzar la consolidación total con la carga fina, se retira la carga en una o varias etapas y se permite que la muestra se recupere. El periodo de recuperación de una sola etapa, permite que el espécimen se estabilice antes de determinar el contenido final de humedad, de otra forma, puede presentarse una expansión del espécimen como resultado de la extracción del edómetro, lo cual provocará un error.

Los datos obtenidos en las pruebas de consolidación permiten vincular la variación de la relación de vacíos con el esfuerzo efectivo.



La forma más práctica para mostrar esta relación, consiste en graficar una curva de la relación de vacíos contra el esfuerzo efectivo (figura 56)



**Figura 56.**  
**Curva: relación de vacíos/esfuerzo efectivo**

El método más directo para calcular el asentamiento por consolidación se basa en el uso de la curva  $e/\sigma'$ , aplicando la siguiente ecuación:

$$\Delta H = \frac{e_0 - e_1}{1 + e_0} H_0$$

- Donde:
- $\Delta H$  = asentamiento por consolidación
  - $e_0$  y  $e_1$  = relación de vacíos, obtenidos de la curva  $e/\sigma'$
  - $H_0$  = espesor de un estrato de suelo



## II.6. Comportamiento sismo-dinámico de la superficie del suelo y cimentaciones

La acción de la onda de superficie de compresión que produce esfuerzos y deformaciones unitarias máximas cíclicas, presentará mayor influencia en la superficie del suelo, debido a la compresión y dilatación del suelo.

Es muy importante conocer cómo es que contribuyen los diferentes tipos de ondas sísmicas en el mal funcionamiento de las cimentaciones de edificios y de la superficie de suelo sobre la cual se desplantan.

Las ondas sísmicas producen tres efectos importantes en la cimentación y por consiguiente en la estructura de los edificios:

- a) Desplazamiento horizontal, que induce flexión en la estructura.
- b) Balanceo de la cimentación, que aumenta las aceleraciones en la estructura del edificio originando altos esfuerzos en las orillas de la estructura de la cimentación y/o pilotes.
- c) Torsión, que induce fuerzas de gran importancia, principalmente en las cabeceras de edificios alargados.

Para poder realizar un análisis sismo-dinámico en los edificios, es necesario conocer las propiedades dinámicas del subsuelo sobre el cual se desplantará el edificio.

Muchas de las fallas que ocurren en la superficie del suelo son ocasionadas por las ondas de superficie durante la máxima compresión y extensión del suelo. La intensidad de la onda de superficie es mayor en algunos sitios que en otros, además de que los sedimentos del suelo pueden ser más sensibles a la acción de una onda de superficie en un suelo que en otro.

El estado de esfuerzo estático en el suelo a la profundidad ( $z$ ) se define como:

$$K_0 = \sigma_h / \sigma_v$$

Donde:

$\sigma_v$  = esfuerzo vertical y

$\sigma_h$  = esfuerzo horizontal, igual a  $(K_0 \sigma_v)$ .

El valor estático de  $K_0$  se asigna conociendo el tipo de sedimento y las condiciones de carga.



Durante el sismo de septiembre de 1985 en la Ciudad de México, las depresiones de tipo graben observadas en la superficie, fueron creadas en lugares de suelos que tienen muy baja consistencia (figura 57)



Figura 57.

**Depresión tipo "garden" debida a la dilatación de la onda de superficie**

Cuando una fuerte concentración de tracción de la onda tiene lugar, el confinamiento lateral del suelo se pierde y la superficie del suelo se hunde en el área de dilatación máxima. En los lugares donde el suelo superficial presenta una consistencia no confinada suficiente para poder soportar su propio peso, únicamente se originan fisuras y grietas.

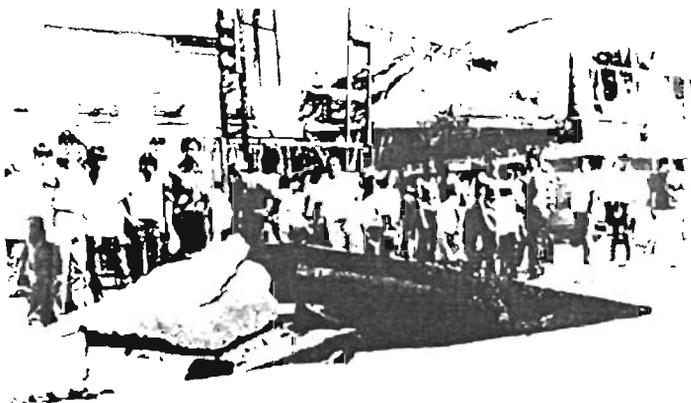
Por ejemplo, considerando que el desplazamiento del suelo por longitud de onda es del orden de  $\pm 16$  cm, entonces durante la tracción, los ductos enterrados como drenajes y tuberías del agua presentaran daños serios en sus conexiones con la correspondiente pérdida de su pendiente. En cimentaciones con pilotes de fricción, puede presentarse hundimiento sísmico del suelo, debido a la alta presión sísmica del agua en los poros inducida en la masa de suelo, que puede reducir la resistencia del suelo cerca del vástago de los pilotes. Es por eso que la onda de superficie es responsable principal del hundimiento súbito de la superficie libre del suelo, de las cimentaciones superficiales y las cimentaciones con pilotes de fricción.

Algunos de los efectos que se producen gracias a la acción de las ondas de superficie en la superficie del suelo, se describen a continuación:



### **Fallas observadas en la superficie del suelo**

El levantamiento de la superficie del suelo (figura 58) tiene lugar en sitios donde la fuerza sísmica horizontal inducida por la onda de superficie, es mayor que la resistencia pasiva del suelo. Durante la acción de la onda es de gran importancia conocer la profundidad a la cual el esfuerzo estático horizontal ( $\sigma_h$ ), se cancela debido al alivio de esfuerzos inducidos por la onda de superficie, produciendo grietas en la superficie del suelo.



**Figura 58.**

**Emergimiento del pavimento debido a una onda superficial de compresión**

### **Hundimiento residual sísmico de la superficie del suelo**

La onda de superficie produce compresión y dilatación del suelo. La interpretación física de esta acción es un fenómeno llamado de histéresis. La compresión del suelo en la dirección horizontal, se verifica con un módulo de deformación unitaria a la compresión  $M_{cx}$ , y el alivio de deformación se verifica con un módulo de deformación unitaria a la respuesta  $M_{ex}$ . Bajo esta acción física se retiene para cada longitud de onda una deformación unitaria residual del suelo. La intensidad de onda es mayor en algunos sitios que en otros, así como los sedimentos del suelo, en algunos lugares, son más sensibles a la acción de la onda de superficie.



### **Hundimiento súbito de cimentaciones superficiales**

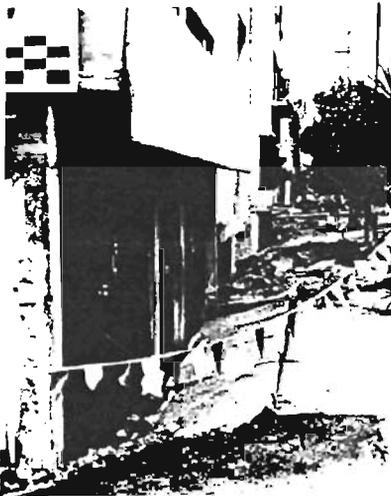
La acción de la onda sísmica origina niveles de esfuerzos altos, forzando al suelo a trabajar bajo fuertes deformaciones plásticas. En la superficie del suelo a baja profundidad, el suelo se agrieta debido a altos esfuerzos de tracción, mayores que la resistencia del suelo a la tensión. Bajo niveles altos de esfuerzos, el suelo pierde su confinamiento lateral pudiéndose presentar los dos fenómenos siguientes:

- a) Cuando se retienen grietas en la superficie del suelo, se origina una deformación unitaria residual vertical. Considerando que después que han pasado las ondas sísmicas más fuertes y el suelo permanece agrietado, el incremento de la presión de poro se disipa rápidamente. Esto se verifica cuando los poros del suelo se encuentran con una mezcla de aire-agua.
- b) La pérdida de confinamiento lateral  $\sigma_n = 0$  origina una falla de capacidad de carga del suelo.

Las condiciones límites antes mencionadas, están relacionadas con la resistencia del suelo.

### **Falla por capacidad de carga**

La inclinación súbita por hundimiento de cimentaciones superficiales, puede ser analizada desde el punto de vista de la estabilidad de la cimentación sujeta a la onda de superficie (figura 59)



**Figura 59.**  
**Inclinación súbita del edificio**  
**debido a falla parcial de**  
**capacidad de carga**

---

## CAPÍTULO III

### “EFECTOS PROVOCADOS POR LOS SISMOS”

---



El análisis se realiza conociendo la resistencia al esfuerzo cortante del suelo: cohesión  $c$  y ángulo de fricción  $\phi$ , bajo condiciones de prueba consolidada rápida. La presión de poro, juega un papel muy importante en la estabilidad. La condición crítica para una falla súbita, se verifica cuando la onda reduce en forma importante el confinamiento lateral del suelo  $\sigma_h$ .

Otro caso de gran interés, se observa cuando se presenta una falla por capacidad de carga, como es el caso de la fuerte inclinación del edificio que se observa en la figura 60.



**Figura 60.**  
**Falla de cimentación por capacidad de carga**

### Hundimiento de cimentaciones con pilotes de fricción

En el caso de hundimiento súbito e inclinación de edificios con cimentaciones sobre pilotes de fricción no diseñados y compensados adecuadamente, debe considerarse que cuando el pilote se clava en el suelo, se forma un anillo de suelo remoldeado alrededor del vástago. El anillo del suelo remoldeado se consolida por el esfuerzo horizontal  $\sigma_h$ , obteniendo con esto la resistencia de cortante a una profundidad  $z$ . El esfuerzo horizontal estático, está relacionado al esfuerzo efectivo vertical. En caso de un fuerte movimiento sísmico, las condiciones críticas para la capacidad de carga por fricción sísmica del pilote, se presenta cuando la onda sísmica produce un alivio en el esfuerzo horizontal  $\Delta\sigma_{hz}$ , sobre el vástago del pilote, esto es, un decremento del esfuerzo estático horizontal del orden de  $\Delta\sigma_{hz} = (\Delta p_M - \Delta\omega_t)$ . En donde  $\Delta\omega_t$  es la presión de poro inducida durante la tracción de la onda.



En el presente capítulo se realiza una descripción de los diversos efectos que se presentan en el suelo ante los movimientos sísmicos. Debido a que los materiales que constituyen el subsuelo son diversos, se nombran los tipos de suelo existente y su comportamiento ante sismo.

Además, se mencionan los distintos efectos que provocan la amplitud y naturaleza de las ondas sísmicas al pasar a través del suelo, presentándose así, efectos como la licuación, la densificación, deslizamientos y la resonancia.

Por último, se habla acerca de la respuesta que tendrá el suelo ante un movimiento sísmico y la interacción que se presentará con las estructuras ubicadas en la superficie.

### III.1. Comportamiento de los suelos durante un sismo

Como ya se ha mencionado en capítulos anteriores, el movimiento del terreno se debe a la llegada de ondas sísmicas que se propagan desde la fuente sísmica a través de la roca, hasta el sitio donde ocurre el movimiento telúrico. La composición de la capa más superficial del terreno influye decisivamente en las características finales de la sacudida sísmica. La peligrosidad sísmica variará de una región a otra, dependiendo siempre de la cercanía a las fallas activas, del tipo de terreno y de lo propenso que sea éste a desestabilizarse. Los daños se concentran en áreas donde existen suelos poco firmes y donde hay zonas deslizantes. Las consecuencias que pueda tener un terremoto dependerán de su intensidad y del tipo de material que constituye al suelo. El terreno puede subir, bajar, abrirse en grietas o hundirse, así como producir avalanchas o deslizamientos.

Los movimientos sísmicos se ven gobernados por la composición y las propiedades físicas de la capa cercana a la superficie del terreno, ocurriendo los movimientos vibratorios más grandes en los suelos blandos y saturados de aguas. Los depósitos de suelos afectados por vibraciones sísmicas pueden sufrir cambios importantes en sus estructuras y por lo tanto, pueden provocar daños considerables en las construcciones con las cuales interactúan.

No todos los suelos transmiten las ondas sísmicas de la misma forma, pudiendo existir grandes diferencias de amplitud y de duración de un lugar a otro dependiendo de la estructura del suelo. Como puede verse en la figura 61, los daños pueden ser de diferente tipo. Mientras que una zona no se ve afectada, otra presenta daños considerables. De este diferente comportamiento ante una misma sacudida, las causas se deben en parte a la naturaleza del suelo y a la antigüedad de las edificaciones.



Los cambios estructurales de los suelos son causados por las fuerzas de inercia que se generan por la propagación de las ondas. La magnitud de deformaciones unitarias, se puede estimar como la razón entre la velocidad inducida de partícula  $\dot{w}$  y la velocidad de avance de la onda,  $V_S$ :

$$\text{Magnitud de deformación unitaria} = \gamma_{xz} = \frac{\dot{w}}{V_S}$$

Se tiene que, para terremotos de fuerte magnitud, las deformaciones unitarias pueden alcanzar valores entre  $10^{-3}$  y  $10^{-1}$  por ciento, o aún mayores. Estas distorsiones son suficientes para densificar un suelo (si este puede drenar rápidamente), variar las presiones de poro en condiciones no drenadas, o eventualmente reducir la resistencia al corte a valores límites residuales.



Figura 61.

**Daños producidos por el terremoto de Teora (Italia) en noviembre de 1980**

Las consecuencias de estos comportamientos pueden ser asentamientos de cimentaciones, hundimientos o flotación de obras subterráneas, volcamientos de edificios, deslizamiento de taludes, fallas de flujo de depósitos no confinados y, otros tipos de fallas que se han comprobado una y otra vez en las áreas afectadas por sismos.



A continuación se describen las características y comportamiento de los diversos tipos de suelo que existen:

### III.1.1. Suelos secos no cohesivos

Se reconocen tres tipos de suelos no cohesivos:

- El primer grupo comprende los suelos que consisten esencialmente en granos de tamaño medio, con resistencia suficiente o sujetos a esfuerzos suficientemente pequeños para que la rotura de granos no juegue un papel importante en su comportamiento.
- El segundo grupo lo constituyen los suelos formados por granos de gran tamaño, como es el caso de los enrocamientos, sujetos a esfuerzos tan elevados que los cambios de volumen están condicionados en forma significativa por la rotura de granos.
- El tercer tipo incluye los materiales de grano fino, como los limos que pueden licuarse o ser lubricados por el aire.

El comportamiento del primer tipo de suelos se describe en función de la *relación crítica de vacíos*, la cual describe la relación de vacíos límite, arriba de la cual, el suelo tiende a reducir su volumen al deformarse por esfuerzo cortante y debajo de la cual, el material tiende a dilatarse. La relación crítica de vacíos es función decreciente de la presión de confinamiento y creciente de la deformación al corte. La influencia de la deformación por cortante en la relación crítica de vacíos es tal, que todo suelo no cohesivo tiende a sufrir deformaciones suficientemente grandes.

Los efectos de la velocidad de carga son insignificantes en las relaciones esfuerzo-deformación de suelos secos no cohesivos en el rango de velocidades que interesa en los problemas sísmicos, mientras las condiciones sean tales, que no se produzca un cambio apreciable en la presión del aire que se halla en los vacíos del suelo. El modificar el tiempo a la falla del orden de minutos a uno de milisegundos, no eleva el ángulo de fricción interna en más de un grado aproximadamente. En los suelos secos no cohesivos, la presión de poro no juega un papel significativo.

En materiales saturados, las cargas alternantes repetidas llegan a causar disminución de volumen en todo suelo no cohesivo. La relación de vacíos final o de equilibrio de un suelo al que se aplica una vibración armónica y que inicialmente se encontraba en su estado más suelto está dada por:

$$e_f = e_{min} + (e_{máx} - e_{min}) \exp\left(\frac{-B_e A}{g}\right)$$



Donde:

$e_0$  = relaciones de vacíos inicial

$e_f$  = relaciones de vacíos final

$e_{\min}$  y  $e_{\max}$  = relaciones de vacíos correspondientes a los estados más denso y más suelto del material, respectivamente

$B_s$  = coeficiente del orden de 0.75 para una arena típica

$A$  = amplitud de la aceleración aplicada

$g$  = aceleración de la gravedad.

Si la relación inicial de vacíos  $e_0$  no excede de  $e_f$ , no ocurre compactación durante vibración y la relación de vacíos permanece invariable. Solo es aplicable cuando  $e_0 \geq e_f$ .

El tiempo necesario para producir prácticamente la compactación máxima que corresponde a un valor dado de  $A$ , es del orden de medio minuto en las arenas secas.

A presiones de confinamiento elevadas se espera que se necesiten mayores aceleraciones vibratorias para iniciar la compactación.

### III.1.2. Suelos no cohesivos parcialmente saturados

Se consideran tres tipos de materiales o tres conjuntos de condiciones, para los suelos no cohesivos parcialmente saturados, y son:

- 1) **Primer grupo.** No hay rotura importante de partículas, ni licuación ni lubricación por fluidos. El comportamiento del material sujeto a vibración se comporta de la misma manera que en suelos secos y los parámetros que definen este comportamiento son funciones del contenido de agua.
- 2) **Segundo grupo.** Cuando el tamaño de los granos, la resistencia del material y la presión confinante, son tales que cabe predecir que se producirá la rotura de granos en gran escala, no puede esperarse que la presencia de agua en cantidades que no se aproximan a la de saturación, modifique el comportamiento mucho más, que en aumentar las fuerzas de inercia durante la vibración.



- 3) **Tercer grupo.** En suelos no cohesivos de grano muy fino, la presencia del agua introduce una pequeña cohesión que tenderá a proteger el material contra la licuación debida a la presión del aire de los poros, así como contra la licuación por aire. A la vez, la reducción del volumen ocupado por el aire y la mayor dificultad que tiene éste para escapar, aumentan la tendencia a que se presente este fenómeno. En las grandes masas de limo y aún en las de arena fina, puede suponerse la saturación parcial que eleva el peligro de falla por licuación.

### III.1.3. Suelos no cohesivos saturados

Si el agua de los poros puede entrar y salir del material con suficiente velocidad, de manera que no se produzcan presiones apreciables en los poros, el comportamiento de estos suelos no difiere cualitativamente del de los suelos no cohesivos parcialmente saturados.

En las pruebas triaxiales no drenadas ante cargas repetidas, las condiciones del suelo son totalmente opuestas a lo anterior. Para describir el comportamiento del suelo en estas condiciones, existe una distinción entre licuación inicial, parcial y total. Hasta cierto número de ciclos, las deformaciones producidas en cada ciclo son pequeñas (menores de 1 %), pero la presión cíclica de poro experimenta un aumento acumulativo. Después de cierto número de ciclos, la presión de poro a esfuerzo desviador nulo se torna igual al esfuerzo de confinamiento, de manera que el esfuerzo efectivo baja a cero. Este fenómeno es conocido como licuación inicial. De allí en adelante las deformaciones aumentan rápidamente con el número de ciclos. La presión de poro iguala a la presión confinante en un rango creciente del esfuerzo desviador. Se dice que la arena está entonces en un estado de licuación parcial. Cuando la deformación cíclica alcanza 20 %, se dice que la arena se ha licuado completamente.

El fenómeno se debe a la pérdida de presión intergranular, causada por una transferencia de los esfuerzos normales hacia un exceso de presión hidrostática de poro.

Los ensayos no drenados en especímenes de suelo no cohesivo demuestran que, cualquiera que sea la densidad del material, llega a presentarse la licuación parcial de éste, y de hecho la total, después de un número suficiente de repeticiones de carga. La transición pasando por licuación parcial se presenta sólo en materiales densos, las arenas sueltas cambian directamente su resistencia al corte, de su magnitud íntegra a una licuación completa.

Para materiales muy sueltos, la frase "número de ciclos suficiente", significa no más de unos seis ciclos. En las muestras muy densas, significa cuando menos varios cientos de aplicaciones repetidas de esfuerzo cortante. La influencia de la presión intergranular confinante, en la iniciación de



la licuación parcial o completa, parece ser cualitativamente muy semejante a su influencia en los cambios volumétricos de materiales secos no cohesivos ante esfuerzos alternantes.

Las condiciones en el campo difieren mucho de las que se presentan en la prueba triaxial. En el campo hay una reorientación cíclica de los esfuerzos principales, mientras que en la prueba triaxial las direcciones de estos esfuerzos son necesariamente axiales o transversales. El esfuerzo inicial principal menor en el campo, suele ser mucho menor que el esfuerzo principal mayor, mientras en el laboratorio los especímenes se preconsolidan bajo un estado hidrostático de esfuerzo. Las deformaciones en el campo suelen aproximarse a estados planos de deformación, mientras que las probetas de laboratorio se deforman en las direcciones de los tres esfuerzos principales y puede haber otras diferencias en la historia de esfuerzos.

En una serie de ensayos, Finn, Bransby y Pickering (1970) compararon los números de ciclos de esfuerzo cortante alternante necesario para licuar muestras que no habían sido sujetas a deformación después de su consolidación, con las requeridas para muestras previamente licuadas y preconsolidadas a los esfuerzos iniciales de consolidación. Si bien, la preconsolidación produjo un ligero incremento en compactación, los números de ciclos necesarios para la relicuación fueron sistemáticamente menores que los que se necesitaron en la primera licuación. El efecto fue tanto más pronunciado cuanto más elevadas fueron las deformaciones máximas en la primera serie de carga. A. Casagrande llamó al fenómeno anterior *movilidad cíclica* y se reserva el término *licuación* a la condición adquirida por un sólido cuando su pérdida práctica de resistencia al corte no se recupera independientemente de la deformación. Bajo estas condiciones, el suelo escurre casi como un líquido y puede ser que el fenómeno corresponda a una estructura de flujo. La licuación propiamente dicha, puede ocurrir, aún bajo cargas cíclicas, solo en materiales con relaciones de vacíos mayores que los valores críticos correspondientes a la presión de confinamiento en cuestión.

No se ha resuelto el problema de licuación (o *movilidad*) del suelo bajo carga cíclica. Es probable que ocurra aun durante sismos menores en materiales no cohesivos saturados, cuya relación de vacíos excede al valor crítico correspondiente. Puede ocurrir con mayor probabilidad en cimentaciones corridas que bajo pequeñas zapatas, y su incidencia es aún más probable en capas delgadas de material no cohesivo confinadas por materiales relativamente impermeables. Es razonable que el agua pueda emigrar en las condiciones de campo de una manera comparable a la observada en el laboratorio en probetas sometidas a carga cíclica, y esto haría que todo suelo no cohesivo saturado fuera susceptible de licuarse durante un sismo, pero hay razones para dudar que tal sea el caso, ya que las condiciones de frontera y la historia de deformación difieren de manera considerable de las que se encuentran en el laboratorio.



Las tres variables más importantes que definen el comportamiento de los suelos saturados no cohesivos ante excitación sísmica son la densidad relativa, la presión de confinamiento y las condiciones de drenaje. Bajo presiones de confinamiento pequeñas, si un suelo de esta naturaleza está rodeado por un material que no se licua, basta que su densidad relativa exceda de aproximadamente 0.7 para que no se licue cuando se le sujeta a un sismo fuerte, independientemente del tamaño del grano y de las condiciones de drenaje. Este límite puede elevarse a 0.9 cuando el drenaje es especialmente deficiente y se prevén sismos de elevada intensidad y gran duración.

Para densidades relativas inferiores o presiones confinantes elevadas, el suelo en cuestión puede licuarse si el tamaño de sus granos es tan pequeño que retrase excesivamente el escape del agua de los poros, si las condiciones de frontera son tales que alarguen excesivamente el recorrido que debe hacer el agua para escapar (como en el caso de las cimentaciones corridas), o si se licua una formación de suelo vecina y deja salir el agua de los poros, aumentando la presión de poro en el suelo en cuestión.

#### III.1.4. Suelos cohesivos saturados

En todos los suelos cohesivos, la resistencia y rigidez aumentan marcadamente con la rapidez de la deformación. Es común un aumento del orden de 40 % en el rango de las velocidades de deformación durante un sismo, por encima de la resistencia y rigidez de pruebas estáticas. La repetición de cargas alternantes disminuye la resistencia y rigidez de todos los suelos cohesivos. El que el aumento debido a la rapidez de la deformación exceda a la disminución por repeticiones de carga, depende del número de repeticiones, de los valores relativos de los esfuerzos sostenidos y los cíclicos, y de la sensibilidad del suelo\*. En los suelos muy sensitivos (de sensibilidad superior a 8), hay una disminución neta ante un número moderado de ciclos, mientras que en los materiales relativamente insensitivos, el aumento prevalece aun después de 50 ciclos.

En arcillas muy sensitivas, se pierde tanta resistencia después de la falla que se podría hablar de licuación. El fenómeno se asocia a la reducción en presión efectiva, como en el caso de los suelos no cohesivos. A su vez, las reducciones son provocadas por el colapso de la estructura del suelo.

---

\* Sensitividad de un suelo: se define entre la resistencia pico de un suelo inalterado a la resistencia pico del mismo suelo remoldeado a una misma humedad.



El amortiguamiento interno en las arcillas es esencialmente histerético. Aumenta con la curvatura de la relación esfuerzo-deformación. En algunas arcillas muy sensitivas que se comportan casi elásticamente hasta la falla, se ha reportado un valor promedio de 5.3 % de amortiguamiento tomando como base las vibraciones libres de torsión de muestras pequeñas. Se ha detectado un pequeño aumento en el porcentaje de amortiguamiento equivalente al aumentar la amplitud de vibración. En contraste con este valor, para una arcilla insensitiva cargada repetidas veces hasta bien entrado el rango plástico, se ha encontrado un amortiguamiento equivalente de 31.5 %

#### **III.1.5. Suelos cohesivos parcialmente saturados**

Los comentarios relativos a suelos cohesivos saturados son aplicables a suelos insensitivos parcialmente saturados, salvo en cuanto a que parece remota la posibilidad de licuación. Se requieren datos para hacer una descripción más precisa del comportamiento dinámico de estos materiales.

#### **III.1.6. Rocas**

Las propiedades dinámicas de las rocas se determinan mejor mediante pruebas de campo. Las pruebas estáticas hechas en fosas y túneles demandan la aplicación de técnicas elaboradas. Cuando se ejecutan correctamente, proporcionan información útil sobre la resistencia que el material puede oponer a las cargas sísmicas, pero no son fidedignas para determinar las velocidades de onda. Estas se determinan mejor acudiendo a la exploración sísmica.



### III.2. Licuación y variaciones de las presiones de poro

Cuando se presenta un movimiento sísmico, son diversos los efectos que se pueden producir en algunos tipos de terrenos, como los licuables, que son aquellos que ante esfuerzos vibratorios pierden su resistencia al esfuerzo cortante, y que durante un terremoto se transforman en una especie de barro fluido que provoca el hundimiento de edificios, muros de embalses, carreteras etc., debido a que se quedan sin base de apoyo.

La alta frecuencia a la que ocurren los ciclos de carga–descarga sísmicos impide que el agua encerrada en los poros de un suelo drene y que se produzcan cambios de volumen, especialmente en los suelos de baja permeabilidad, por lo cual se generan incrementos de presiones en el agua.

Toda variación de la presión de poro implica un correspondiente cambio en el esfuerzo efectivo y, como consecuencia, un cambio en el módulo de corte. Si la presión de poro aumenta en un ciclo de carga, el módulo de corte disminuye y por lo tanto, el incremento de presión correspondiente a un siguiente ciclo de carga será mayor que el precedente, y así sucesivamente, en un proceso de progresivo deterioro.

La disminución de los esfuerzos efectivos, causada por aumentos de las presiones de poro, puede tener graves consecuencias para estructuras cimentadas sobre suelos que sufran este deterioro. Esto es debido a que la capacidad de carga y la compresibilidad del suelo son directamente dependientes de los esfuerzos efectivos  $\sigma$ , a través de las ecuaciones de resistencia al corte  $\tau$ , y de módulo de compresibilidad,  $E$ :

$$\tau = c + \sigma \cdot \tan \phi$$

$$E = K \sigma^2$$

donde:

$\tau$  = resistencia al corte

$c$  = cohesión

$\sigma$  = esfuerzo efectivo

$\phi$  = ángulo de fricción interna

$E$  = módulo de compresibilidad

$K$  = función dependiente de la deformación

En consecuencia, un edificio puede sufrir fallas en la cimentación o asentamientos excesivos debido a aumentos de las presiones de poro provocados por sollicitaciones sísmicas.



Debido a que la presión de poro puede aumentar en forma progresiva en sucesivos ciclos de carga–descarga, como los ocurridos durante un sismo, se considera que la resistencia al corte puede disminuir en forma también progresiva. En un suelo no cohesivo, en que la resistencia al corte  $\tau$ , es directamente proporcional al esfuerzo efectivo  $\sigma$ , la condición lmite cuando la presión de poro tiende al valor del esfuerzo total, será:

$$\lim_{u \rightarrow \sigma} \sigma = \lim_{u \rightarrow \sigma} \sigma \cdot \operatorname{tg} \varphi = 0$$

$$u \rightarrow \sigma$$

$$\sigma = \sigma - u$$

Siendo:

$\sigma$  = esfuerzo efectivo

$\operatorname{tg} \varphi$  = fricción efectiva

$u$  = presión intersticial

es decir, la resistencia al corte tenderá a cero, lo cual significa que en esta condición lmite, el suelo puede comportarse como un fluido y, por lo tanto, puede perder su capacidad de carga, escurrir como una masa líquida viscosa o ejercer presiones hidrostáticas sobre estructuras apoyadas o enterradas en él. A este fenómeno se le denomina *licuación*.

La *licuación* es un fenómeno que se producen en terrenos blandos saturados de agua durante sacudidas sísmicas fuertes y largas. El suelo se comporta y fluye como líquido debido a que las vibraciones sísmicas aplican fuerzas al fluido que rellena los huecos entre los granos de arena, causando la salida de agua y fango a la superficie durante la sacudida. Esto compacta finalmente los granos de arena y provoca asentamientos del terreno o deslizamiento, al producirse una sensible pérdida de resistencia en los estratos afectados. Los suelos de grava o arcilla no son susceptibles de licuación. Las arenas densas son menos propensas a licuarse que las arenas sueltas, mientras que las arenas depositadas hidráulicamente son particularmente vulnerables debido a su uniformidad. La licuación puede ocurrir a cierta profundidad, causando un flujo ascendente del agua. Aunque este flujo no pueda causar licuación en los estratos superiores, es posible que la presión hidrodinámica pueda reducir las presiones de contacto admisibles en la superficie.

La licuación ocurre particularmente cuando el nivel del agua subterránea es superficial y en zonas como lechos fluviales, estuarios, rellenos artificiales, etc. Las vibraciones también pueden producir asentamientos en rellenos y suelos granulares flojos (figura 62)

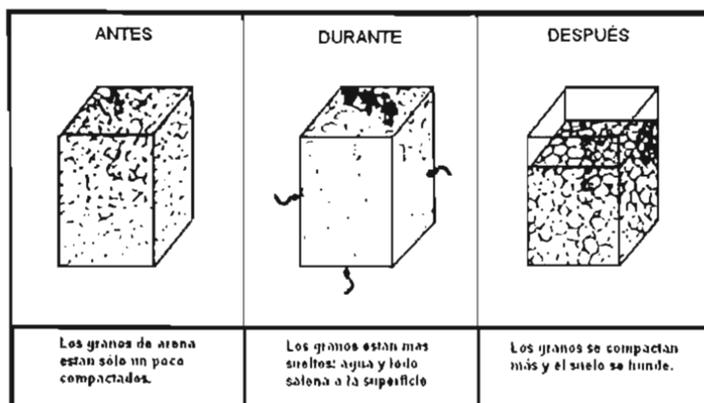


Figura 62.

#### Esquematzación de cómo se produce la licuación con las sacudidas sísmicas fuertes

Los sedimentos más susceptibles a la licuación son los que tienen menos de 10,000 años de formación, como son los depósitos de deltas, planicies de inundación, canales de ríos, depósitos de costa y rellenos pobremente densificados.

Las consecuencias de la falla de un suelo por licuación son catastróficas: hundimientos, volcamientos, desplomes, asentamientos diferenciales, colapsos de puentes, flotación de estructuras livianas enterradas. En el caso de presas, terraplenes o estructuras de contención, la licuación de los suelos puede significar destrucción total o daños mayores por desplazamientos excesivos.

Como se observa en la figura 63, debido a la licuación del suelo sobre el que se sustentaban los edificios, han volcado hundiéndose parcialmente. Así como en la figura 64 puede verse otro ejemplo de un edificio que presenta falla por licuación del suelo, durante el terremoto de 1995 en Kobe, Japón.



Figura 63.

Volcamiento de edificios en Nigata Japón, provocado por licuación del suelo, durante el terremoto del 16 de Junio de 1964 (magnitud Richter 7.5)



Figura 64.

Efecto de licuación en un edificio durante el sismo de Kobe Japón, 1995 (magnitud Richter 7.2 )



La licuación de un estrato profundo, aunque sea de reducido espesor, puede provocar deslizamientos de grandes masas de suelos superyacentes, con la consiguiente destrucción de estructuras cimentadas sobre ellas o al pie, por lo que es conveniente antes de construir, saber si se puede producir la licuación del terreno sobre el que se va a apoyar el edificio. En el caso de ser una capa de tierra pequeña se puede sustituir o tomar como base de cimentación una amplia losa muy rígida que reduzca los daños en caso de producirse la falla.

### III.2.1. Fallas asociadas con la licuación

Existen cuatro tipos básicos de fallas del terreno asociadas con la licuación:

- ✦ Flujos de tierra. Ocurre cuando materiales de suelo se desplazan rápidamente cuesta abajo en un estado líquido o semi-líquido (figura 65)



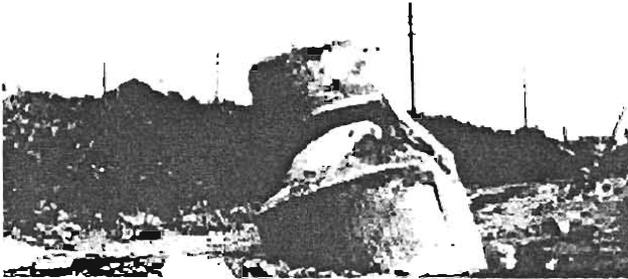
Figura 65.

**Flujo de tierra causado por licuación en Turnagain Heights - Anchorage, Alaska**

- ✦ Flujo lateral. Movimiento limitado de las capas superficiales del suelo por pendientes suaves o hacia superficies libres, como márgenes del río.



- + **Flotación.** Se presenta cuando los objetos enterrados menos pesados que el suelo licuado desplazado (como tanques, conductos o tuberías de gravedad), flotan a la superficie (figura 66)



**Figura 66.**  
Conducto flotante como resultado de la licuación después del terremoto de Nigata, Japón

- + **Pérdida de resistencia de soporte.** Ocurre cuando se presenta una reducción de la capacidad de carga de los cimientos debido al debilitamiento del material del suelo subyacente o adyacente que puede hacer que las estructuras se hundan (figura 67)



**Figura 67.**  
Vivienda asentada como resultado de la licuación en Dagupan, Filipinas.



La licuación a menudo ocurre en suelos localizados por debajo de las capas superficiales. Cuando estas capas más profundas se licuan, las capas superficiales del suelo a menudo se mueven lateralmente en bloques sólidos.

Uno de los factores perjudiciales del flujo lateral, es la deformación permanente del suelo (distancia a la cual un punto se mueve permanentemente durante y después de un sismo) También se consideran los movimientos horizontales y verticales.

Uno de los mayores efectos provocados por la licuación durante un terremoto son los deslizamientos masivos en las ciudades. En la figura 68, se puede apreciar el colapso total de una edificación producto de la licuación del suelo. Los deslizamientos en este tipo de regiones, llevan a la decisión de re-localizar al pueblo entero donde ocurre el fenómeno, en una zona con mejores condiciones para la cimentación; los daños producto de la licuación son catastróficos.



**Figura 68.**

**Desplazamiento de una casa por licuación en Turnagain Heights - Anchorage, Alaska.**



### III.2.2. Factores que determinan la licuación

La experiencia ha demostrado que existen factores importantes para determinar el potencial de un suelo a licuarse:

✦ **Distribución del tamaño de los granos.**

La arena uniformemente graduada, con pocos finos o con pocos granos muy gruesos (es decir, arena limpia) tiene mayor probabilidad de licuarse y es posible que se vuelva más densa. Las arenas limosas y gravas también son susceptibles a la licuación bajo cargas cíclicas muy severas.

✦ **Profundidad a las aguas freáticas.**

Si existe agua freática en el punto de la columna del suelo donde se está produciendo la densificación, puede ocurrir licuación. Mientras menor sea la profundidad, menor será el peso del recubrimiento del suelo y el potencial de que ocurra licuación. Por tanto, mientras menor sea el nivel de aguas freáticas, mayor probabilidad habrá de que ocurra el fenómeno.

✦ **Compacidad.**

La licuación ocurre principalmente en suelos sueltos, saturados y no cohesivos. Un suelo puede densificarse cuando está sujeto a una carga cíclica. Esta tendencia a densificarse reduce el volumen de la relación suelo/agua e incrementa la presión intersticial si los poros intergranulares se llenan de agua. Cuando la presión intersticial se vuelve igual al esfuerzo medio total, el suelo pierde su resistencia y se licua. Si el suelo es denso, habrá menos posibilidad de que se produzca la licuación.

✦ **Peso del recubrimiento y profundidad del suelo.**

Los esfuerzos entre partículas aumentan a medida que se incrementa la presión del recubrimiento. Mientras mayor sean los esfuerzos entre partículas, menor será la probabilidad de que ocurra la licuación. Por lo general, la licuación ocurre a profundidades menores a 9 metros, rara vez ocurre a profundidades mayores a 15 metros.

✦ **Amplitud y duración de la vibración del terreno.**

La capacidad de un suelo para resistir una vibración del terreno provocada por un sismo sin causar fallas, depende de la intensidad del movimiento del terreno, incluida tanto su amplitud como su duración. Los movimientos más fuertes tienen mayor probabilidad de causar fallas del terreno. La licuación de suelos bajo condiciones de esfuerzo provocados por un terremoto puede ocurrir ya sea cerca del epicentro de terremotos pequeños o moderados, o a cierta distancia de terremotos moderados a severos.



✦ Edad del depósito.

Los suelos débiles y no cohesivos por lo general son jóvenes. Con el tiempo, dos factores actúan para incrementar la resistencia de un suelo típico: la compactación (que cambia la relación de vacíos) y varios procesos químicos (que actúan para cementar los granos del suelo) Una regla general es que los depósitos anteriores al Pleistoceno Tardío (más de 500,000 años de antigüedad) tienen poca probabilidad de licuarse excepto si sufren una vibración del terreno bastante fuerte, mientras que los depósitos del Holoceno Tardío (abarca desde hace 10,000 años hasta nuestros días) tienen mayor probabilidad de licuarse.

✦ Origen del suelo.

El suelo depositado por procesos fluviales se sedimenta fácilmente y sus granos tienen poca probabilidad de compactarse. De manera similar, los rellenos sintéticos no compactados, generalmente por debajo del nivel del agua, pueden tener deficiencias similares. Una práctica común en décadas pasadas era colocar los rellenos hidráulicamente. Todos estos tipos de rellenos se licuarán con facilidad. Por otro lado, los sedimentos depositados glacialmente, particularmente aquellos sobre los cuales ha pasado un glaciar, generalmente ya son bastante densos y tienen menor probabilidad de licuarse.



### III.3. Densificación

La densificación es similar al fenómeno de la licuación, pero sin la presencia de aguas subterráneas. Esto produce un asentamiento que generalmente es mínimo si se compara con la deformación permanente del suelo provocada por la licuación o el flujo lateral. El agrietamiento o fracturación es el desplazamiento lateral de los suelos hacia superficies libres lo cual produce la formación de grietas. Puede ocurrir en áreas donde se produciría el flujo lateral, excepto que no hay agua subterránea presente. La densificación de depósitos de arena suelta, causa variados tipos de daños en las estructuras afectadas. Las causas son los cambios de volumen asociados con variaciones en el índice de vacíos.

Los efectos importantes de densificación, están relacionados con las grandes magnitudes de los esfuerzos de corte generadas por las ondas sísmicas, asociadas con las muy altas aceleraciones registradas, y con el estado suelto de las arenas que está muy por debajo de la densidad crítica. Dado que las cargas sísmicas causan densificación de los depósitos de arena, es importante investigar cuánto es el aumento en densidad y cómo se relaciona este cambio con el estado de densidad inicial y con el esfuerzo efectivo de confinamiento.

Las relaciones de esfuerzo—deformación y las correspondientes variaciones de volumen, son muy diferentes para arenas sueltas que los correspondientes para arenas densas. Las arenas sueltas se comprimen al deformarse, cualquiera que sea el nivel de deformación. En cambio, las arenas densas se comprimen sólo para deformaciones pequeñas y luego se dilatan para deformaciones mayores. La relación de vacíos correspondiente a la frontera entre comportamiento compresional y dilatación, es la relación de vacíos crítica, parámetro dependiente del esfuerzo efectivo. La densidad relativa crítica es el grado de compactación que corresponde a dicha relación de vacíos crítica.

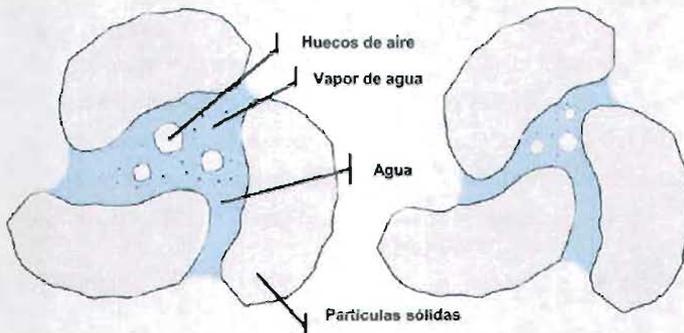


Figura 69. Interpretación de la densificación debido al proceso de compactación

Las arenas secas pueden compactarse por vibración. Tal compactación durante el sismo causa asentamientos que pueden tener serios efectos en cualquier tipo de construcción. Por lo tanto es importante poder establecer el grado de vulnerabilidad a la compactación de un depósito de arena dado. Desdichadamente es difícil hacerlo con precisión, pero parece que las arenas con densidad relativa menor que el 60 %, o con resistencia a la penetración estándar menor de quince golpes, son susceptibles de sufrir un significativo asentamiento. La cantidad de compactación alcanzada en cualquier sismo, depende de la magnitud y duración del movimiento, así como de la densidad relativa.

Hay una relación crítica de vacíos  $e_{cr}$  por sobre la cual un depósito granular se compactará cuando sea vibrado. Si la relación de vacíos del estrato es  $e > e_{cr}$ , puede demostrarse que la cantidad máxima posible de asentamiento es:

$$\Delta H = \frac{e_{cr} - e}{1 - e} H$$

Donde:

$\Delta H$  = asentamiento del estrato de suelo

$e_{cr}$  = relación crítica de vacíos

$e$  = relación de vacíos correspondiente a los esfuerzos iniciales

$H$  = espesor del estrato de suelo



La relación crítica de vacíos puede obtenerse de:

$$e_{cr} = e_{min} + (e_{max} - e_{min}) \exp \left[ -0.75 \frac{a}{g} \right]$$

Siendo:

$e_{min}$  = mínima relación de vacíos posible determinada por medio de pruebas

$e_{max}$  = máxima relación de vacíos posible determinada por medio de pruebas

$a$  = amplitud de la aceleración aplicada

$g$  = aceleración debida a la gravedad

El concepto de "estado crítico", que es la relación entre la relación de vacíos y el esfuerzo efectivo de confinamiento, que separa el comportamiento dilatacional del comportamiento compresional de un suelo, es de gran utilidad para la predicción del comportamiento sísmico de un depósito natural o de un relleno artificial. De acuerdo a este principio, es posible establecer las necesidades de compactación o de otras medidas de mejoramiento de un suelo, para asegurar que no provocará daños por asentamientos a las estructuras que se cimienten sobre él.

Si al realizar una investigación del subsuelo, esta revela la existencia de un estrato de un bolsón de suelo grueso, cuya densidad es menor que la correspondiente a la línea de estado crítico que relaciona densidad relativa y presión de confinamiento, dentro de la zona de influencia de la planta de cimentación de una obra, significa que este suelo se densificará al ser sometido a esfuerzos de corte capaces de provocar deformaciones mayores que un cierto límite propio del suelo.

La densificación de las arenas, es en muchos casos responsable por los daños severos a las estructuras así como su destrucción.



#### III.4. Deslizamientos

Cuando se presentan sismos de magnitud mayor o igual a 4.0 en la escala de Richter, éstos pueden llegar a reactivar deslizamientos de taludes con pendientes susceptibles a deslizarse, lo que puede llegar a generar decenas de cientos de deslizamientos a través de áreas de cientos de miles de kilómetros cuadrados, produciendo pérdidas de billones de metros cúbicos de sedimentos superficiales. (Figuras 70.a y 70.b)



**Figura 70.a. Deslizamiento de una ladera provocado por un terremoto**



**Figura 70.b.**  
**Deslizamiento provocado**  
**por un terremoto**

Permanentemente los efectos de los deslizamientos causan graves daños a la ecología, viviendas, edificios, carreteras, puentes, líneas de transmisión eléctrica, acueductos, etc.

#### **Características de deslizamientos inducidos por sismos**

Los deslizamientos inducidos por sismos son de muy diferentes tipos y en un amplio rango de materiales y características. Están identificados 8 tipos de movimientos:

- 1) Caídas
- 2) Superficies de ruptura
- 3) Avalanchas
- 4) Deslizamientos complejos
- 5) Deslizamientos de bloques
- 6) Flujos lentos
- 7) Movimiento de flujos y expansiones laterales
- 8) Flujos torrenciales

La categoría principal de materia en los deslizamientos son rocas y suelos con la designación basada en el estado del material principal en el momento de la iniciación del deslizamiento. Usando la combinación de tipo de movimiento y principales tipos de material, se identifican 14 tipos de deslizamientos inducidos por sismos y son los siguientes:



- 1) Derrumbes
- 2) Superficie de ruptura de tierra y escombros
- 3) Deslizamiento de roca
- 4) Desparramamiento de tierra y escombros
- 5) Deslizamientos complejos de tierra y escombros
- 6) Deslizamiento de bloques de tierra y escombros
- 7) Avalanchas de tierra y escombros
- 8) Derrumbes de tierra y escombros
- 9) Flujos rápidos de tierra y escombros
- 10) Deslizamientos complejos de rocas
- 11) Deslizamientos subacuáticos
- 12) Deslizamientos lentos de tierra
- 13) Deslizamientos de bloques de roca
- 14) Avalanchas de roca

#### Características y ejemplos de deslizamiento por ruptura

Los derrumbes, superficies de ruptura y avalanchas, son agrupados como deslizamientos por ruptura porque son desagregados en un amplio grado durante la iniciación del movimiento. Estos deslizamientos son similares en su origen sobre pendientes escarpadas, se mueven a altas velocidades y pueden transportar material a largas distancias.

En derrumbes, el movimiento toma lugar por rodamiento o caída libre. En superficies de ruptura, el movimiento toma lugar por deslizamiento translacional acompañado de una deformación interna.

Entre los ejemplos de deslizamientos por ruptura se encuentran:

- **Caídas y deslizamiento de rocas.** Son los más abundantes deslizamientos inducidos por sismos, se originan sobre pendientes abruptas de aproximadamente  $40^\circ$ , pero típicamente vienen a descansar sobre acumulaciones de talud o dentro de unas decenas de metros más allá de las bases de la pendiente de la cual se originaron (figura 71) Las velocidades máximas de derrumbes se aproximan a las velocidades terminales de los objetos en el aire. La mayoría de los derrumbes disparados por sismos históricos tienen volúmenes menores a  $10,000 \text{ m}^3$ , mientras que el más grande reportado tiene un volumen de 20 millones de  $\text{m}^3$ . Las superficies de ruptura son tan abundantes como los derrumbes. Las velocidades van en un rango amplio de aproximadamente



0.001 a 180 m/min, pero la mezcla natural de depósitos de deslizamientos rocosos, sugiere que sus velocidades están en la parte alta de este rango.



Figura 71.

**Carretera de acceso a la ciudad de Locumba, desprendimiento de rocas en muchos de sus tramos, así como fisuras longitudinales y caídas parciales de rellenos.**

- **Avalanchas de roca.** Son extensas masas de roca altamente disgregadas, comúnmente mezcladas con tierra, detritos y fluidos que viajan excepcionalmente largas distancias a altas velocidades.

#### **Características y ejemplos de movimiento de flujos y expansiones laterales**

Los deslizamientos inducidos por terremotos en esta categoría, han sido reportados solo en materiales de tierra y detritos. El movimiento de flujos y expansiones laterales se genera primeramente en las zonas basales de un material fluido, mientras que los flujos de tierra y los flujos de detritos son más fluidos.

Entre los ejemplos de deslizamientos por ruptura se encuentran los flujos de tierra rápidos y flujos de detritos. Los fluidos o flujos de alta velocidad de tierra o de detritos son generados por terremotos en números moderados. Pueden viajar por distancias de más de 1 km sobre pendientes de unos pocos grados, trasportando cientos de toneladas de bloques (figuras 72 y 73) Estos



deslizamientos virtualmente siempre envuelven materiales saturados y los terremotos han sido generados en ellos en pendientes de 2.3°. Tales terremotos y flujos de detritus han sido más comunes en loess, saprolitos y lateritas erosionadas, ceniza volcánica y escoria, mientras que un pequeño número ha sido generado en una variedad de otros materiales, incluyendo sedimentos de un abanico aluvial.



Figura 72.



Figura 73.

En las figuras se observa un desplazamiento de tierras que ha arrastrado y sepultado un conjunto de viviendas que se encontraba a media ladera (Honduras)



### **Efectos de los deslizamientos en abanicos aluviales**

Los deslizamientos inducidos por terremotos, pueden afectar los abanicos aluviales de cuatro formas:

- 1) Depositando material directamente en la superficie del abanico.
- 2) Rompiendo, desplazando o removiendo el material existente en el abanico.
- 3) Alterando características de las cuencas de drenaje y
- 4) Generando sedimentos que pueden ser después transportados a los abanicos por flujos de agua o de detritus.

### **Producción de sedimentos por los deslizamientos inducidos por terremotos**

Los deslizamientos inducidos por terremotos pueden ser agentes locales y regionales de generación de sedimentos, por ejemplo con terremotos de magnitud superior a 8.0 en la escala de Richter puede acarrear un movimiento de más de 1 billón de m<sup>3</sup> de material de deslizamiento (REF. 5).

Entre los deslizamientos inducidos por terremotos, los tipos de fracturas, flujos de tierra y de detritus, son similares a los generados por grandes volúmenes de sedimentos para alimentar los canales y así potencialmente a los abanicos aluviales. Todos estos tipos de deslizamientos pueden transportar material altamente disgregado de las pendientes ascendentes en los pisos del valle hacia los canales naturales.

---

Ref (5): De acuerdo al estudio realizado por Keefer (1994) en 12 regiones activamente sísmicas del mundo.



### III.5. Reducción de la resistencia al corte

Fallas en cimentaciones causadas por reducciones substanciales de la resistencia al corte de los suelos soportantes, son observadas en muchos de los sismos ocurridos en el mundo, tanto en edificios, puentes, muros de contención y terraplenes. Algunos edificios cimentados en arena o limo suelto, con condiciones de aguas subterráneas superficiales, han llegado a sufrir hundimientos en sus cimentaciones, causadas por reducción de la resistencia al corte en los suelos.

El principio que controla la densificación o la dilatación de las arenas, también explica el desarrollo de presiones de poro positivas o negativas, respectivamente, cuando los cambios de volumen son impedidos debido a la baja permeabilidad del suelo y a la corta duración de la carga aplicada. La reducción de la resistencia al corte está directamente relacionada con el desarrollo de presiones de poro positivas en suelos de baja densidad.

La teoría de Coulomb relaciona la resistencia al corte de un suelo con el esfuerzo efectivo, con el ángulo de fricción interno interparticular y con la cohesión. Por lo tanto, la resistencia dependerá de la rapidez de aplicación de las cargas, de las condiciones de drenaje y de la evolución de la estructura en el tiempo.

Las cimentaciones profundas (tipo pilotes o tablestacados), resultan severamente dañados cuando los suelos en que se encuentran hincados sufren pérdidas importantes de su resistencia al corte, disminuyendo por lo tanto, la capacidad de carga por fricción lateral y por punta. Las consecuencias comunes son hundimientos, desplazamientos laterales, pandeo y arrancamiento de los pilotes o las tablestacas afectadas.



### III.6. Resonancia

La presencia de un estrato blando que sobreyace a un estrato de suelo firme, puede ocasionar un fenómeno de amplificación de las ondas sísmicas, debido a que si el estrato blando está formado por un depósito de arcilla blanda saturada, éste presenta una estructuración debida a la floculación de las partículas de arcilla, por lo que su respuesta a una excitación dinámica es aproximadamente elástica, dentro de cierto rango.

Si el período de vibración del terreno firme coincide con el periodo natural de vibración del depósito de arcilla blanda, se presenta una magnificación de la aceleración de las ondas sísmicas; es decir, la aceleración tiene un cierto valor en el terreno firme, pero en la superficie del suelo blando, al pasar las ondas a través de él, la aceleración puede ser varias veces mayor que en suelo firme. Se dice entonces que hay una amplificación o magnificación de la aceleración, o que, bajo ciertas condiciones, el suelo blando entra en resonancia.

Puede suceder que al moverse el suelo, el edificio cimentado sobre éste, empiece a balancearse, y si llega a haber una sincronización entre los movimientos del terreno y los de la estructura, cada uno de éstos aumentará su trayectoria y los esfuerzos se incrementarán exageradamente. La resonancia se presenta cuando existe coincidencia del periodo predominante del suelo, con el periodo propio del edificio. Esto se puede observar en la figura 74.a.

Si el terreno experimenta movimientos rápidos, es decir, de cortos periodos de vibración, el edificio tiene su parte alta bastante rígida y sus columnas bajas flexibles (figura 74.b) Puede suceder también que el movimiento del terreno sea absorbido por dichas columnas, sincronizándose o no, y ya no se transmita o lo haga con poca intensidad a la parte de arriba.

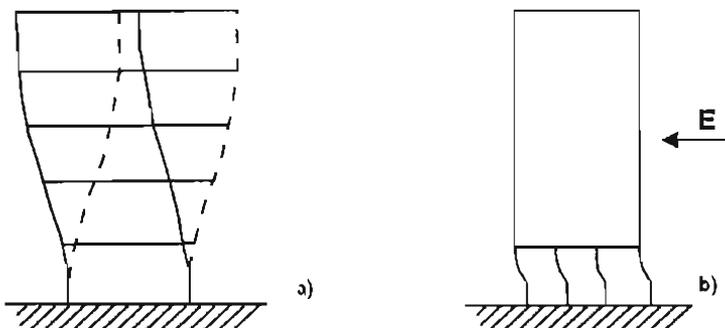


Figura 74. Representación de un caso de resonancia llevado al extremo



Los efectos de un sismo se pueden ver incrementados debido a la resonancia, pudiendo decirse que un movimiento sísmico de baja intensidad y larga duración, es a veces más peligroso que otro de intensidad alta y corta duración, pues en el primer caso, el edificio y el suelo están más expuestos a entrar en resonancia.

Cuando el movimiento de los edificios coincide con la forma de oscilación del suelo durante un sismo, se dice que suelo y estructura entran en resonancia y por lo tanto, los movimientos de los edificios se amplían aún más.

Las características vibratorias pueden cambiar en el transcurso del sismo, quedando interrumpida la resonancia. El empuje de sismo afecta a la estructura de forma considerable, además de aumentar las cargas en la cimentación.

Durante el diseño de una estructura, la resonancia debe ser verificada con frecuencia, ya que llega a aumentar en ocasiones hasta cinco veces los esfuerzos y, excepcionalmente, aún más. Hay que tratar, por tanto, de evitarla y una regla consiste en procurar hacer estructuras flexibles en terrenos duros o cercanos a epicentros, en los cuales sus vibraciones son rápidas, y edificios rígidos en suelos suaves o lejanos de epicentros.



### III.7 Efectos de la respuesta del suelo y de la interacción suelo-estructura

#### III.7.1 Efectos de la respuesta del suelo

A medida que los movimientos sísmicos se propagan a través del terreno hacia las estructuras ubicadas en la superficie (figura 75), ocurren varios efectos diferenciales como los que se describen a continuación:

- ❖ El depósito de suelo bajo cualquier sitio de una construcción, responde a la excitación desarrollada en las formaciones rocosas subyacentes. Como consecuencia, los movimientos de la roca se modifican y los movimientos que se producen en la superficie del terreno pueden tener características muy diferentes a los desarrollados sobre afloramientos de roca cercanos. De esta manera se puede ver en la figura 75, que los movimientos de campo libre en el punto B serán significativamente distintos a los de campo libre en el punto A sobre la formación rocosa. La diferencia en las características del movimiento entre A y B, depende del espesor y de la naturaleza de los suelos y posiblemente de la configuración superficial de la roca o de la formación parecida a la roca que subyace a los suelos. Las modificaciones en las características del movimiento del terreno, pueden ocurrir haya o no estructuras en la superficie del mismo, y por lo tanto, no tienen nada que ver con los verdaderos efectos de la interacción suelo-estructura y son debidas solamente a los efectos del sitio.

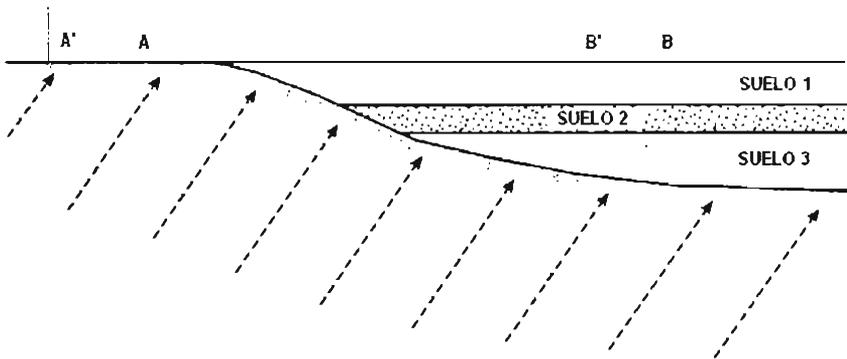


Figura 75. Diagrama esquemático de la interacción suelo-estructura



### III.7.2 Efectos de la Interacción suelo-estructura

Conforme llegan los movimientos provocados por sismo, a la superficie del terreno, estos generan movimientos en cualquier estructura suprayacente. Para lo cual, deben vencer la resistencia inercial de la estructura, iniciándose así, un efecto complejo de interacción entre el suelo y la estructura. La interacción suelo-estructura puede implicar tres aspectos diferentes: el prorrato debido a la losa de cimentación de la estructura, interacción cinemática e interacción inercial, y se describen a continuación:

#### III.7.2.a. Prorrato debido a la losa de cimentación

Las ondas que llegan a diferentes puntos de la base de una estructura, seguirán diferentes caminos a través de las formaciones geológicas y del suelo (figura 76)

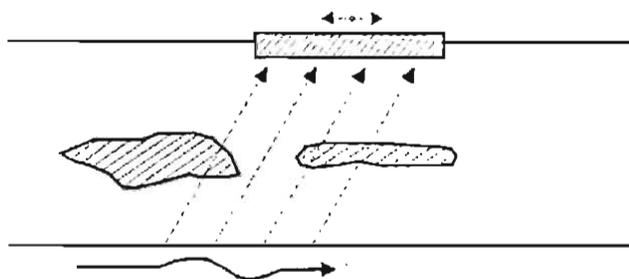


Figura 76.  
Efecto compensador de la losa de cimentación

Existen probabilidades de que haya variaciones temporales y espaciales en los movimientos. Si la estructura tiene como base una losa rígida de concreto, este elemento forzosamente tendrá un solo movimiento y por lo tanto, los movimientos variables de punto a punto en su cara inferior, se sumarán y se desarrollará un movimiento uniforme único en la parte superior de la losa.

Ya que las amplitudes máximas de los movimientos en los puntos de la base de la losa no ocurrirán simultáneamente, se deduce que las amplitudes máximas de los movimientos en la parte superior de la losa, serán algo menores que las amplitudes máximas que se habrían desarrollado en el suelo en la cara inferior de la losa si no hubiera existido la estructura, es decir, en campo libre.

La magnitud del efecto, depende del área de la losa de cimentación y del grado de heterogeneidad de los movimientos de campo libre. No es probable que sea muy significativo, excepto en estructuras de bajo periodo con grandes dimensiones laterales.



### III.7.2.b. Interacción cinemática

Si un edificio se encuentra empotrado a una profundidad considerable dentro del terreno, estará sujeto a los movimientos de éste en su base y en las paredes laterales de la porción empotrada del edificio; dichos movimientos variarán con la profundidad bajo la superficie del terreno. Mientras más profundo sea el empotramiento, menores serán las aceleraciones desarrolladas en la base y menor será la respuesta de la estructura. A los efectos del empotramiento en la estructura total se le conoce como *interacción cinemática* y son de gran importancia para estructuras empotradas profundamente. Es posible que se presenten cambios en la respuesta estructural del orden del 50 %, como consecuencia de una profundidad de empotramiento del orden de 22 m y aún para empotramientos menores de unos 4.5 m. La magnitud de la respuesta de una estructura puede disminuir del orden del 20 % en comparación con la respuesta de una estructura apoyada sobre la superficie del terreno.

### III.7.2.c. Interacción inercial

A medida que los movimientos se transmiten a la base de un edificio, habrá una resistencia inercial que se opondrá al movimiento del resto del edificio, y esta resistencia inercial persistirá durante todo el tiempo que dure la excitación sísmica. Ocasionará cambios en las presiones de contacto entre la losa de cimentación y el terreno, causará la deformación del terreno y provocará deformaciones en el edificio como se observa en la figura 77.

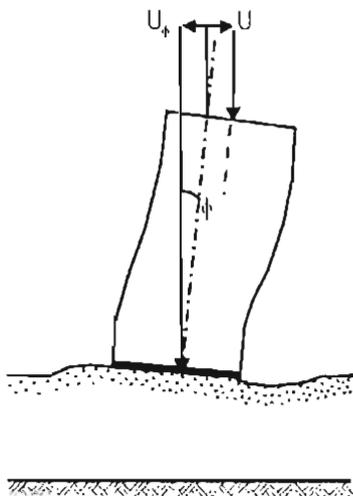


Figura 77.  
Interacción Inercial que incluye presiones y deformaciones en el contacto entre estructura y suelo



Los efectos de la interacción inercial en la respuesta de un edificio y en los daños potenciales son generalmente pequeños, del orden del 20 %. La interacción inercial presenta los siguientes efectos sobre la respuesta del edificio:

- a) En general, la interacción inercial tiende a provocar una leve reducción en la intensidad de los movimientos del terreno en la base de la estructura, en comparación con la intensidad de los movimientos desarrollados en campo libre. Sin embargo, puede incrementar la intensidad levemente para algunos periodos. Así, para la mayoría de las estructuras, el efecto será pequeño, del orden de aproximadamente +10 % a -20 %. Sin embargo, en ciertos casos especiales donde se tienen estructuras bajas sobre suelos rígidos, puede disminuir el factor de amplificación espectral máxima, hasta en un 50 %.
- b) Para la mayoría de los suelos, la interacción inercial solo tiene un pequeño efecto en el periodo natural de vibración de una estructura convencional, incrementando típicamente el periodo en ordenes de magnitud que fluctúan de cero a aproximadamente 0.15 seg para los suelos más blandos. Sin embargo, cuando la velocidad de la onda de cortante en el suelo es inferior a los 100 m/s, hay un marcado incremento en el periodo fundamental de vibración hasta de un 50 %, cuando la velocidad de la onda de cortante desciende a valores del orden de 60 m/s.
- c) Los efectos combinados de los cambios en los movimientos de la base y la variación del periodo del edificio, debido a la interacción inercial, para la mayoría de las estructuras, consisten en modificar la fuerza cortante en la base en cantidades que fluctúan de +10 % a -20 % aproximadamente. Sin embargo, en casos especiales, los efectos combinados pueden incrementar la fuerza cortante en la base hasta en un 60 % o reducirla en aproximadamente un 50 % y es importante identificar las raras situaciones donde pueden ocurrir estas modificaciones grandes.
- d) Las estructuras relativamente bajas pueden provocar una gran anulación de movimientos de campo libre en la base de la estructura debido a los efectos de la interacción inercial. Esto ocurrirá cuando el periodo de la estructura sea aproximadamente igual al periodo para el cual se presenta un pico importante en el espectro de respuesta de campo libre.
- e) Para edificios altos (10 pisos o más), aún si el periodo del edificio es muy semejante al periodo donde existe un pico pronunciado en el espectro de respuesta de aceleración de campo libre, la magnitud de la anulación del movimiento parece ser mucho menor que la que puede ocurrir para estructuras bajas, y puede variar de leve a moderada.



- f) Para evaluar la respuesta de un edificio ante una excitación sísmica, es importante emplear el periodo natural verdadero del sistema edificio/cimentación en vez del periodo natural de base fija del edificio solo.

Si el área de la losa de cimentación de una estructura es pequeña, será evidente que los movimientos diferenciales del terreno bajo la losa, serán también pequeños, por lo que el efecto de prorroto en la losa de cimentación puede ser despreciable. También resulta evidente que para edificios desplantados a poca profundidad, la interacción cinemática será también pequeña, aunque en algunos casos un empotramiento de aproximadamente 4.5 m, puede reducir los movimientos del terreno hasta en un 25 %, lo cual puede ser significativo en muchos casos.

Para ciertas combinaciones de las condiciones, la naturaleza del efecto de prorroto en la base y los efectos de interacción cinemática, así como su magnitud probable, pueden estimarse con un grado razonable alto de precisión a partir de datos de observaciones. Sin embargo, no hay un método fácil para estimar los efectos de la interacción inercial sin tener que hacer un análisis para determinar su naturaleza y magnitud. No es posible diferenciar por observaciones de campo los efectos separados de la interacción inercial en la respuesta de la estructura, pero pueden fácilmente evaluarse mediante procedimientos analíticos.



## II.8. Efecto de sitio

El efecto del tipo de suelo sobre la amplitud y la naturaleza de las ondas sísmicas ha sido reconocido desde hace mucho tiempo como crucial en la estimación del peligro sísmico. Esto es particularmente importante en la Ciudad de México, donde las amplificaciones por geología local son notables.

El movimiento del terreno es estimado en términos de las ordenadas del espectro de respuesta de pseudo aceleraciones. En el modelo, un sismo se define por su magnitud y distancia focal a la Ciudad de México. Dadas una magnitud y una distancia, es posible estimar el espectro de respuesta de aceleraciones (ER) por medio de regresiones semiempíricas. Las regresiones se construyen usando una técnica estadística bayesiana y hasta el momento, con los datos de más de 20 eventos costeros que han ocurrido desde los años 60's. Se supone que el movimiento en el sitio de referencia, es una medida de la excitación sísmica en los sitios de suelo blando de la Ciudad de México.

La Ciudad de México cuenta con alrededor de 100 sitios dotados de instrumentos de registro de movimiento fuerte o acelerómetros, agrupados en la Red Acelerométrica de la Ciudad de México (RACM) Para caracterizar la respuesta en sitios instrumentados de la Ciudad de México, se utilizan cocientes de espectros de respuesta promedio (CER), los cuales se interpretan como funciones de transferencia entre cada sitio instrumentado y el sitio de referencia. Los cocientes espectrales se pueden calcular analizando registros obtenidos por la RACM durante sismos previos. Aunque estos cocientes no tienen un significado físico, se han utilizado con éxito para reproducir los espectros de respuesta de sitios en zona de lago a partir de espectros de respuesta en sitios en terreno firme. Los sismos utilizados para los cocientes, abarcan muchas magnitudes y distancias focales, lo que permite tomar en cuenta directamente los efectos en la amplificación del movimiento debidos a estos factores.

Por otra parte, los cocientes sólo pueden estimarse para los sitios de suelo blando instrumentado en que se hayan obtenido registros sísmicos, sin embargo, se necesita un CER en cada sitio para el que se requieran estimar los valores de intensidad. Estos puntos, en general, no coinciden con los sitios instrumentados.

Para obtener los cocientes en cualquier sitio de la ciudad se debe utilizar un procedimiento de interpolación que debe seguir las siguientes consideraciones:



- Primero, las abscisas de Funciones de Transferencia Empíricas (FTE) (periodos) en puntos instrumentados, deben normalizarse con respecto al periodo dominante del sitio. La información acerca de los periodos dominantes es obtenida usando técnicas de microtemblores, sondeos geotécnicos y registros de movimientos fuertes.
- Posteriormente las FTE normalizadas se deben utilizar en una interpolación bidimensional para obtener las FTE normalizadas en sitios arbitrarios.
- Finalmente, las FTE interpoladas deben renormalizarse con respecto al periodo dominante apropiado.

Existe un método propuesto por Pérez-Rocha (1998) en el cual, se propone un método para realizar una interpolación, la cual supone variaciones suaves en la velocidad promedio de las ondas S (o, alternativamente, profundidad de la capa dura), y es exacta para la respuesta unidimensional de un estrato. Sin embargo, los efectos bi o tridimensionales quedan incluidos en vista de que las FTE se obtuvieron de registros reales.

---

## **CAPÍTULO IV**

# **“RESPUESTA SISMO-GEOTÉCNICA DE EDIFICIOS”**

---



En el siguiente capítulo se presenta parte de la investigación realizada por el Dr. Leonardo Zeevaert relacionada con el comportamiento sísmico y geodinámico de las cimentaciones. Así como el análisis y diseño de las mismas a través de la geo-estática y la sismo-geodinámica.

Por último, se nombran algunos casos de cimentaciones que fallaron durante el sismo de la Ciudad de México en septiembre de 1985.

#### **IV.1. Ejemplo del análisis y diseño de una cimentación por medio de la geo-estática y la sismo-geodinámica**

El Dr. Leonardo Zeevaert W, profesor emérito de la Facultad de Ingeniería de la UNAM, establece que cuando se lleva a cabo la construcción de un edificio, se requiere que éste cuente con una estructura de cimentación, la cual transmitirá las cargas del edificio al subsuelo, de manera que no se exceda la resistencia del suelo y que con el tiempo sea tolerable y no dañe las construcciones colindantes. También los hundimientos o asentamientos en el área de la cimentación no deben causar distorsiones que dañen a la cimentación y por consiguiente, al edificio. Reitera la gran importancia de conocer la respuesta de la cimentación y del edificio ante un sismo, debido a la aceleración asignada a la superficie del suelo inducida por las ondas sísmicas. El fenómeno sísmico provoca giros horizontales y verticales en la estructura de una cimentación, lo que provoca fuerzas cortantes y chicoteo en los pisos de los edificios, sobre todo en las cabeceras de los pisos altos de un edificio.

Para llevar a cabo un análisis de la cimentación de un edificio, el DR. Zeevaert recomienda estudiar tanto el comportamiento cuantitativo de los suelos de diferente origen geológico desde el punto de vista geo-estático como sismo-geodinámico, además de las herramientas físicas de diseño y cálculo existentes para la solución de los problemas con diferentes condiciones ambientales que se presentan en cada lugar, ya que en la naturaleza existen diferentes suelos y perfiles estratigráficos.

El Dr. Zeevaert, asegura que cuando se lleva a cabo la realización de un proyecto, es necesario primero conocer en forma cuantitativa el comportamiento del suelo con la aplicación de la carga estática y dinámica correspondiente. Por lo cual es necesario conocer en forma cuantitativa la compresibilidad, la resistencia y el comportamiento dinámico del suelo, parámetros indispensables para proyectar la obra desde un punto de vista racional y con esto evitar el mal funcionamiento, pérdida de vidas o desprestigio.



#### IV.1.1 Ecuaciones para estimar el hundimiento estático y la onda sísmica, así como aplicación estática y sismo-geodinámica

Para el Dr. Zeevaert, el análisis del comportamiento del subsuelo implica encontrar la siguiente información con la mayor precisión posible:

- A. Estudio del perfil estratigráfico del lugar en cuestión, hasta una profundidad en que se considere que los esfuerzos que arroje la cimentación por su geometría y cargas, ya no sean de consideración para el buen funcionamiento de la obra.
- B. Para cada estrato del perfil estratigráfico, se debe obtener la resistencia al esfuerzo cortante y los módulos de deformación unitaria de compresión y respuesta para un esfuerzo del 70 % de la resistencia, obtenidos en las condiciones de densidad y los esfuerzos octaédricos a los que se encuentre sometido el suelo en la naturaleza, en los estratos de arcilla por medio de pruebas de compresión simple y en los estratos cementados de limos arenosos o arenas, por medio de pruebas de compresión triaxial.
- C. Para cada estrato de arcilla del perfil estratigráfico, se deberá determinar en el odómetro la compresibilidad incluyendo el fenómeno de la viscosidad intergranular, así como la consistencia natural del suelo y los módulos de compresión y de respuesta que definen el fenómeno de histéresis en esta prueba, hasta aproximadamente el 70 % de la resistencia a la falla.

Para suelos **no saturados** con o sin arcilla, el Dr. Leonardo Zeevaert emplea la siguiente expresión de la deformación unitaria del suelo:

$$\varepsilon = m_{ep}(\sigma) + \alpha(\sigma) \log(b + \frac{t}{b}) \dots \dots \dots (1)$$

siendo:

$\varepsilon$  = deformación unitaria

$m_{ep}$  = módulo de compresibilidad volumétrica unitario elasto-plástico

$\sigma$  = esfuerzo unitario

$t$  = tiempo

Los parámetros  $m_{ep}$ ,  $\alpha$  y  $b$  son determinados en el laboratorio en probetas de suelo inalterado.

Para el caso de **suelos arcillosos saturados**, el Dr. Zeevaert utiliza la siguiente fórmula para determinar la deformación unitaria:

$$\varepsilon = m_{ep}(\sigma) [F(Tv) + (\beta) \log(1 + \zeta Tv)] \dots \dots \dots (2)$$



siendo:

$\varepsilon$  = deformación unitaria

$m_{ep}$  = módulo de compresibilidad volumétrica unitario elasto-plástico

$F(Tv)$  = función del tiempo de la consolidación primaria de la unidad reológica de Terzaghi

$Tv$  = factor tiempo en la teoría de consolidación, Terzaghi

$\beta$  = relación  $m_{ep}/m_v$ , unidad "Z"

$\xi$  = factor adimensional que modifica al factor tiempo de Terzaghi y unidad reológica "Z"

Los parámetros de suelo  $m_{ep}$ ,  $\beta$  y  $\xi$ , se determinan en el odómetro en el laboratorio en probetas de suelo inalterado.

Las fórmulas (1) y (2) han sido empleadas por años en múltiples ocasiones en la práctica profesional, para predecir la deformación del subsuelo en diferentes circunstancias físicas y principalmente debido al hundimiento que provoca la carga de los edificios sobre el suelo con resultados satisfactorios.

- D. Para los análisis sismo-geodinámicos se deberá conocer la aceleración asignada a la superficie del suelo, la velocidad y aceleración orbitales para el tipo de onda considerada, además de la celeridad.

De acuerdo al tipo de onda sísmica, existen ecuaciones que rigen su comportamiento, y son para suelo homogéneo e isotrópico:

**a) Onda equivolométrica o de cortante**

La ecuación de la distorsión angular sísmica  $\gamma$ , se obtiene derivando las ecuaciones siguientes con respecto a  $z$  y a  $x$ , respectivamente:

$$\delta_{yz} = \delta \sin(\frac{\pi z}{2H})(\sin p_s(t - \frac{x}{C_s}))$$

$$\delta_{xy} = \delta_o \cos(\frac{\pi z}{2H})(\sin p_s(t - \frac{x}{C_s}))$$

donde:

$\delta_{yz}$  y  $\delta_{xy}$  = desplazamiento normal a la propagación de la onda en función de la profundidad



$\delta_o$  = distorsión angular superficial para  $z=0$

$p_s$  = frecuencia circular

$C_s$  = celeridad de la onda de cortante

$t$  = tiempo

$x$  = coordenada de posición

### b) Onda irrotacional de compresión y dilatación

Ecuación del desplazamiento en el sentido de la propagación de la componente vertical de la onda.

$$\delta_z = \delta_o \cos\left(\frac{\pi z}{2H}\right) \left(\sin p_s \left(t - \frac{x}{C_d}\right)\right)$$

siendo:

$\delta_z$  = desplazamiento vertical

$\delta_o$  = desplazamiento vertical superficial

$H$  = espesor considerado del subsuelo

$p_d$  = frecuencia circular

$C_d$  = celeridad de la onda irrotacional

$t$  = tiempo

$x$  = coordenada de posición

### c) Onda superficial de compresión y dilatación

$$\delta_{xy} = \delta_{x0} (e^{-r}) \sin p_R \left(t - \frac{x}{C_R}\right)$$

donde:

$\delta_{xy}$  = desplazamiento a lo largo de la propagación

$\delta_{x0}$  = desplazamiento superficial a lo largo de la propagación

$r$  = factor de atenuación con la profundidad

$P_R$  = frecuencia circular

$C_R$  = celeridad de la onda superficial =  $0.94 C_s$

$t$  = tiempo

$x$  = coordenada de posición



Para todas las ondas sísmicas mencionadas:

$T$  = periodo = longitud de la onda entre la celeridad

$p$  = frecuencia circular =  $6.2832/T$

$V$  = velocidad orbital = desplazamiento por frecuencia circular

$A$  = aceleración orbital = velocidad orbital por frecuencia circular

- E. Para conocer el comportamiento dinámico del suelo para cada estrato del perfil estratigráfico, es necesario el módulo dinámico de rigidez ( $G$ )
- F. Para analizar la presión sísmica en el agua de poro del suelo, es necesaria la relación de los módulos dinámicos de deformación unitaria de respuesta y compresión,  $\beta = M_e/M_c$ .

#### IV.1.2. Análisis geo-estático

Con las propiedades cuantitativas geo-estáticas del perfil estratigráfico, el Dr. Zeevaert establece que se puede llevar a cabo el estudio de la interacción suelo-estructura de la cimentación para determinar el desplazamiento vertical o hundimiento originado por la carga que el edificio impone al suelo, así como los esfuerzos de interacción del suelo con la losa de cimentación, los que se hacen necesarios para el cálculo estructural de la cimentación en conjunto con las cargas del edificio.

Se considera carga neta, la carga que proyecta el edificio para el análisis del comportamiento de la estructura de la cimentación, esto es, la que el edificio arroja al suelo a través de la cimentación. Dicho peso ayuda durante la construcción de la cimentación a disminuir la expansión del suelo debido al retiro del suelo excavado.

#### IV.1.3. Análisis sismo-geodinámico

El Dr. Leonardo Zeevaert destaca que con el perfil de las propiedades cuantitativas geodinámicas del perfil estratigráfico del suelo, se puede llevar a cabo el estudio de la interacción sismo-geodinámica suelo-cimentación-superestructura.

Se determinan los giros horizontales y verticales inducidos por la acción de las ondas sísmicas, así como los esfuerzos dinámicos de interacción del suelo con la cimentación, se hace el cálculo estructural relacionado con el volteo y chicoteo en los pisos del edificio, principalmente en las cabeceras en edificios largos.



Después de los análisis realizados, el Dr. Leonardo Zeevaert, concluye que el ingeniero de suelos y cimentaciones, así como el ingeniero especialista en estructuras, tienen mediante la aplicación de la geo–estática y la sismo–geodinámica el poder de obtener diseños de cimentaciones y superestructuras para edificios, más acordes al comportamiento real del sistema suelo–cimentación–superestructura.



## **IV.2. Ejemplo de cimentaciones falladas por sismos en septiembre de 1985 en la Ciudad de México**

El sismo de septiembre de 1985 ocurrido en la Ciudad de México, ocasionó daños considerables, muchas estructuras fallaron, así como bastantes cimentaciones se vieron afectadas. A continuación se presentan algunos ejemplos de los efectos que provocó el sismo en la Ciudad de México, además de algunas soluciones propuestas de arreglo de éstas fallas.

### **IV.2.1. Fallas en cimentaciones**

De acuerdo a las investigaciones de Gabriel Auvinet G. y Manuel J. Mendoza L, ambos investigadores del Instituto de Ingeniería de la UNAM, evaluaron los diversos factores que contribuyeron a analizar de forma objetiva, el comportamiento de edificios en la zona lacustre de la Ciudad de México durante el sismo de septiembre de 1985, así como los efectos ocurridos a consecuencia del mismo en el suelo de la ciudad.

El sismo ocurrido en septiembre de 1985, presentó varios factores característicos, como son los siguientes:

- Magnitud de 8.1 en la escala de Richter (valor extremadamente alto)
- El espectro de frecuencia se caracterizó por su riqueza en frecuencias bajas. El movimiento fue casi armónico, con periodo dominante de 2 seg en la zona central de la ciudad, incluso con periodos mayores hacia la zona blanda más virgen.
- La intensidad fue muy alta, a pesar de los 300 km a los cuales se presentó el epicentro. En la periferia del Valle de México fue de VI en la escala de Mercalli modificada y de VIII y IX en las zonas circunscritas.
- Los factores de amplificación entre las aceleraciones del terreno fueron muy altos, tanto en la zona blanda de la ciudad como en la zona rocosa de su periferia.
- Presentó una duración de 2 minutos, para la cual no hay precedente en los registros instrumentados del país para la magnitud ocurrida.

Después del sismo quedaron evidencias de que hubo un desplazamiento máximo de 21 cm en la superficie del terreno, lo cual quedo demostrado a través de las deformaciones permanentes que se presentaron por interacción entre los elementos largos rígidos, como son rieles, guarniciones, banquetas, etc. Algunas banquetas de concreto se vieron sometidas a esfuerzos de compresión de gran importancia, además de que se presentó falla por pandeo, lo que en un caso, provocó la extracción de un poste de luz.



En la zona oriente de la ciudad, se presentaron en el suelo grietas de varios metros de profundidad, delimitando una depresión de 80 cm de desnivel. La aparición de estas grietas se puede atribuir a esfuerzos de tensión inducidos en el suelo por el sismo, sin embargo, cabe destacar que en esta zona abundan las llamadas grietas de tensión, provocadas por las presiones hidrostáticas que se generan en el suelo a consecuencia del encharcamiento del agua de lluvia en la superficie, por lo que es probable que el sismo solo puso en evidencia una grietas ya existentes disimuladas por los rellenos superficiales colocados al urbanizar la zona.

### Caso 1

Como consecuencia del sismo de septiembre de 1985, un edificio localizado al norte de la ciudad de México, presentó un desplome general hacia la parte posterior (oriente) de unos 3°, con un asentamiento diferencial de 0.35 m, siguiendo el inclinamiento durante unos meses. En la parte de enfrente del edificio aparecieron grietas y un ligero abultamiento del terreno, lo cual indicó que la cimentación de tipo superficial, que en este caso era un cajón, falló por capacidad de carga. En la parte posterior se encontraba una barda que se cayó durante el sismo, está fue construida inmediatamente. Al cabo de 4 meses, la estructura ya se había apoyado contra la barda, lo cual era indicio de que se había asentado alrededor de 5 a 8 cm más, esto fue, desde el mes de septiembre de 1985 a febrero de 1986.

El predio del edificio en estudio, se ubica en la zona del lago del Valle de México (zona III), la cual se caracteriza por tener un subsuelo con grandes espesores de arcilla lacustre de origen volcánico, muy compresible, de baja resistencia al corte y de contenidos de agua altos.

A través de un análisis realizado, se concluyó que los esfuerzos de contacto por carga estática del edificio, presentaban una distribución asimétrica en el suelo, debido a la excentricidad entre la carga de la estructura y la reacción del terreno.

Tanto las características del subsuelo sobre el cual está apoyado la estructura, y la no consideración de la acción sísmica en el diseño de la cimentación del edificio, aunado a los efectos provocados por el sismo ocurrido el 19 de septiembre de 1985, fueron factores determinantes para que el edificio presentara el comportamiento antes mencionado. Cabe destacar que debido a lo ocurrido, el edificio no presentó daños estructurales, pero sí dejó de ser funcional (incluso estéticamente) y pudo haberse volteado por completo.



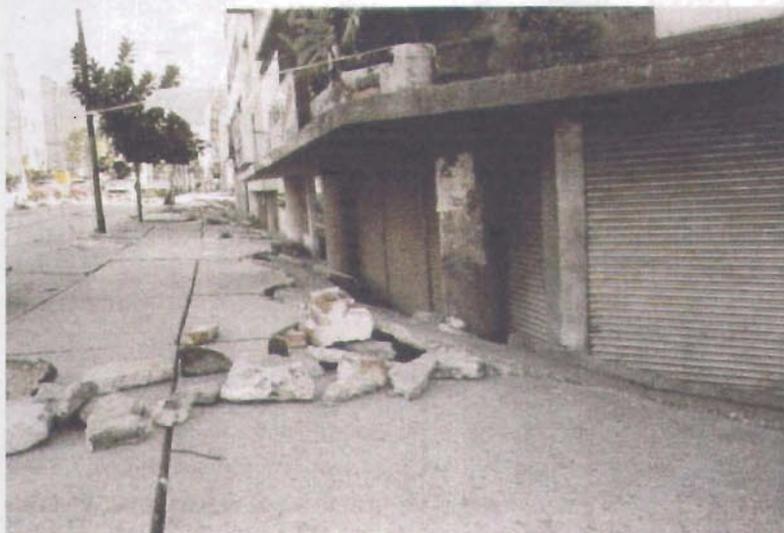
### **Caso 2**

Otro caso que se presentó durante el sismo de septiembre de 1985, es el de un edificio ubicado al oriente de la ciudad de México, próximo al Lago de Texcoco. Fue construido sobre terrenos que antiguamente eran empleados para cultivar. Fue construido a base de concreto armado, columnas como soportes verticales y losas construidas a base de vigueta y bovedilla. La cimentación es a base de un cajón de concreto desplantado a 3.85 m de profundidad y pilotes de fricción de 32.5 m entrelazados con 58 pilotes de punta de 33 m de longitud.

Después de ocurrido el sismo, el edificio fue examinado, presentando agrietamiento en el cubo de la escalera y los elevadores dejaron de funcionar. Algunas columnas presentaron fracturas por el esfuerzo cortante, principalmente en la planta baja. En la colindancia norte, en el interior de la cimentación entre los estacionamientos del edificio y del sótano (cimentados de forma independiente), se produjo un escalón de 15 cm en el extremo oriente de la colindancia y llega a 60 cm a la mitad de la estructura donde termina el edificio. La colindancia del predio continúa con una casa la cual el edificio arrastró en la parte que se encontraba en contacto destruyéndola. Las banquetas del lado sur y poniente, después de una transición de 75 cm se cortaron verticalmente.

#### **IV.2.2. Cimentaciones superficiales**

Las cimentaciones superficiales de construcciones ligeras sobre zapatas aisladas o corridas presentaron un buen comportamiento en general, únicamente se presentaron asentamientos en cimientos superficiales con construcción pobre o apoyados en rellenos sueltos mal compactados. Sin embargo, fueron numerosos los casos de asentamientos diferenciales, inducidos en cimentaciones superficiales por construcciones pesadas vecinas. Las cimentaciones a base de losas continuas presentaron en algunos casos asentamientos totales y diferenciales de gran importancia, que propiciaron desplomes considerables en las construcciones, como se observa en la figura 78.



**Figura 78.**

**Muy fuerte asentamiento y desplome de un edificio sobre una losa de cimentación superficial**

#### **IV.2.3. Pilotes de punta**

El comportamiento de cimentaciones sobre pilotes por punta apoyados en la primera o segunda capa resistente, fue aparentemente adecuado en la gran parte de los casos. De forma general, se pudo observar en algunos casos, que el suelo localizado en la periferia de la construcción de algunos edificios, presentaba después del sismo un asentamiento importante, pero sin consecuencias graves para los mismos. Sin embargo, existen evidencias de que cimentaciones de este tipo presentaron problemas mucho más serios.

En Ex-Ejido de Tepetlapa, en la Delegación Coyoacán, al sur de la ciudad, se localiza un conjunto habitacional del que forman parte 8 torres de 17 niveles con planta en forma de H. La estratigrafía del lugar corresponde a la zona de lago con intrusión de numerosas lentes de arena negra volcánica suelta.

La cimentación de las torres es de tipo profundo a base de pilotes de punta desplantados a una profundidad de 35.0 m. Los edificios construidos en 1974 presentan un gran emergimiento debido al fuerte hundimiento de la zona. En la fecha en la que ocurrió el sismo, las cimentaciones no



estaban confinadas, por lo que las trabes de cimentación se encontraban completamente libres y parte de los pilotes por arriba del terreno natural, aproximadamente 30 a 50 cm, lo cual permitió revisar el estado en el que se hallaban después del sismo, encontrándose 17 pilotes en una sola torre, fallados por sobrecarga de compresión.

#### **IV.2.4. Pilotes de punta penetrantes**

En el cruce de dos principales avenidas del Distrito Federal, en el centro de la ciudad, está ubicado un edificio de oficinas de 20 niveles y 4 sótanos, cimentado a base de 202 pilotes de punta penetrante, apoyados sobre la primera capa dura a una profundidad de 31.0 m del nivel de banqueta. La cimentación original se pensó con losa de cimentación con trabes hacia abajo, pero debido a la dificultad para construir las en zanja a 2.5 m de profundidad, se resolvió realizar una excavación total empleando una losa de cimentación con trabes hacia arriba y losa tapa, formando cajones en la mayor parte del edificio.

A consecuencia del sismo, en las esquinas del edificio se presentó hundimiento de más de 60 cm coincidiendo con la zona más débil de la losa de cimentación. Las reparaciones del edificio, consistieron en reponer las losas de cimentación dañadas, ligándolas a las contratraves y dejando preparaciones en la parte más hundida para el hincado de pilotes de punta adicionales, apoyados en la primera capa dura, empleando además un mecanismo de control en sus cabezas.

#### **IV.2.5. Pilotes de fricción**

Para este tipo de cimentaciones, fueron identificados dos tipos de comportamientos inadecuados:

- 1) Hundimiento brusco durante el sismo de construcciones pesadas de grandes dimensiones en planta, y
- 2) Desplomes permanentes, y en un caso, colapso total por volcamiento de estructuras esbeltas con insuficiente número de pilotes

En algunos casos, es probable que la adherencia lateral entre pilotes y suelo se haya reducido de manera apreciable durante el sismo, por pérdida de resistencia del suelo.



Como ejemplo se encuentra un edificio localizado al sur de la ciudad, a la altura de Salto del Agua, el cual presenta 22 niveles y sótano, cimentado a base de 87 pilotes de fricción que atraviesan la primera capa dura. Los pilotes son de sección variable y fueron hincados con perforación previa.

Como medida para reducir asentamientos, se emplearon 51 pilotes tipo B apoyados sobre la segunda capa dura.

El edificio construido en 1980 presentaba un comportamiento satisfactorio, después del sismo de septiembre de 1985, sufrió fuertes hundimientos diferenciales de aproximadamente 55 cm hacia su esquina noreste.

La cimentación del edificio en su zona central, se encuentra formada por cajones y en las orillas, la losa de apoyo está por encima de las contratraves. En esta zona se presentó una falla horizontal de la losa, a pesar de que en este caso la losa si se encontraba bien ligada al acero de refuerzo de las trabes, provocando de esta forma una separación de las dos parrillas de armado superior e inferior.

#### **IV.2.6. Pilotes de control**

Durante el sismo de septiembre de 1985, las estructuras cimentadas bajo el sistema de pilotes de control, se vieron en su gran mayoría vulnerables a los efectos sísmicos, esto debido en gran parte, a que los pilotes de control no tienen ninguna capacidad para trabajar a tensión. El número de edificios sobre pilotes de control que fueron dañados por los sismos fue muy alto, teniéndose entre ellos hospitales, centrales telefónicas, conjuntos habitacionales, etc.

Como ejemplo de esto, se encuentra el caso de un edificio que se encuentra afectado por el empujamiento que produce la sobrecompensación de una estación subterránea del Sistema Colectivo (METRO) Dicho empujamiento impide el hundimiento que da a la estación, disminuyendo con esto el número de pilotes útiles. Durante el sismo, la mayor parte de los cabezales metálicos, no soportaron las sobrecargas quedando destruidos. Los desplomes aumentaron hasta llegar a 100 cm en 17 niveles.

---

## **CAPÍTULO V**

### **“CONCLUSIONES”**

---



Los sismos, fenómenos geológicos de considerable poder destructivo, han sido a través del tiempo causa de estudio y análisis por el ser humano.

Los sismos de origen tectónico, son los más importantes para la ingeniería debido a los grandes daños que producen. La cantidad de energía que liberan, puede provocar la total destrucción de ciudades enteras en cuestión de segundos, y en muchos casos desafortunados, terminan con vidas humanas.

Se presentan principalmente por la interacción entre placas tectónicas de la corteza terrestre. Cuando los esfuerzos producidos por las fuerzas de fricción, sobrepasan la resistencia de las rocas, se produce una liberación repentina de energía. Esta energía liberada es transmitida a través del terreno, propagándose en forma de ondas sísmicas, la intensidad y magnitud del sismo dependerá de las características del suelo en el cual son propagadas dichas ondas.

La mayor parte del territorio nacional se ve afectado sísmicamente. La actividad sísmica más frecuente y de mayor magnitud, se presenta en las fronteras de placas donde estas se mueven en direcciones contrarias unas con otras. La sismicidad de México, se encuentra regida por la interacción de cinco placas tectónicas, la placa de Norteamérica, placa de Cocos, placa de Rivera, placa del Pacífico y placa de Centroamérica. El movimiento relativo entre estas placas ocasiona que nuestro país se encuentre en una de las zonas sísmicas más peligrosas del mundo.

La mayor parte de los sismos que son sentidos con gran intensidad en la Ciudad de México se originan en la zona de subducción del Pacífico Mexicano. El Valle de México se ha visto afectado con daños considerables debidos a los grandes sismos que se originan en la zona de subducción.

Cuando se realizan estudios del subsuelo para considerar los efectos de las ondas sísmicas sobre éste, se toman en cuenta diversos factores, como lo son los de tipo geológico. Estos se emplean para poder conocer las probables magnitudes, localización y frecuencia de los eventos sísmicos en áreas determinadas. Los efectos sísmicos de un terreno, se verán influenciados por las características geológicas que éste presente, Como son el espesor de los estratos del subsuelo sobre los cuales se propagan las ondas sísmicas, la morfología del terreno, la estratigrafía, el nivel de aguas subterráneas y principalmente las propiedades dinámicas de los suelos.



Para conocer los efectos que un sismo presentará sobre una estructura a proyectar, se deben realizar investigaciones del sitio donde ésta será construida, como es la determinación en campo de la velocidad de cortante, así como el periodo predominante de vibración, con el cual se puede estimar el movimiento sísmico de diseño y la vulnerabilidad frente a sismos de la estructura propuesta. Además de deberán realizar pruebas de las características del suelo, tanto en campo como en laboratorio.

Con la ayuda de la descripción de las características geotécnicas obtenidas, así como la determinación de las propiedades dinámicas del subsuelo, se puede conocer y comprender la acción y aplicación de las ondas sísmicas que se propagan a través del mismo, con lo cual se puede predecir el mal funcionamiento que podrían presentar las cimentaciones de edificios y la superficie de suelo sobre la cual se desplantan.

Pero debido a la variedad de tipos de suelos existentes sobre los cuales son cimentadas las estructuras, los efectos que producirán las ondas sísmicas sobre estos serán diversos. Los efectos de un sismo se verán diversificados de acuerdo al tipo de zona y el tipo de suelo sobre el cual viajan las ondas sísmicas.

Es por esto, que se hace necesario analizar cual es el comportamiento de cada tipo de suelo ante sismo. Para poder realizar dichos análisis, es conveniente llevar a cabo una amplia y profunda investigación del suelo sobre el cual se llevará a cabo la construcción de la cimentación de una estructura, a través de pruebas de campo y de laboratorio específicas.

Los movimientos producidos por sismo se ven gobernados por la composición y propiedades dinámicas de la capa cercana a la superficie del terreno, ocurriendo los movimientos vibratorios más grandes en suelos blandos y saturados de agua. Los depósitos de suelo afectados por movimientos sísmicos pueden sufrir cambios importantes en su estructura, por lo cual pueden producir daños considerables en las construcciones con las cuales interactúan.

Entre los efectos producidos por un sismo, se encuentra la licuación del suelo, la cual se produce en terrenos blandos saturados de agua durante sacudidas sísmicas fuertes y largas.



Otro efecto que se puede presentar durante un sismo, es la densificación del suelo, donde los efectos son similares a la licuación, pero con la diferencia de que no existe presencia de aguas subterráneas.

Los deslizamientos, son otro de los efectos producidos por los sismos de magnitud considerable, los cuales se presentan cuando un sismo llega a reactivar deslizamientos de pendientes susceptibles. Dichos deslizamientos pueden ser de diferentes tipos y materiales.

Los efectos de un sismo se pueden ver incrementados debido a la acción de la resonancia en la cual pueden entrar el suelo y el edificio construido sobre este.

El conocimiento de los efectos producidos por los sismos en el subsuelo, debe ser amplio y conciente de la importancia que representa, ya que con la ayuda de dicha información, el ingeniero puede desarrollar métodos de diseño y construcción de cimentaciones adecuados, eficientes y seguros ante la presencia de los sismos.

Cada vez que se presenta un sismo de considerable magnitud, es causa para que se realicen estudios de cómo se vieron afectadas las estructuras y los efectos producidos en el subsuelo, con lo cual se mejoran tanto la forma y métodos de construcción así como se replantean los reglamentos de diseño y construcción. Es obligación ética del ingeniero civil y constructor, tomar en cuenta dichos reglamentos y normas, en lo relacionado a diseño y construcción, ya que de ello dependerá el buen funcionamiento de las estructuras.

Después de la investigación realizada, puedo concluir que la Tierra nos proporciona elementos suficientes para poder desarrollarnos como seres humanos, elementos que nos son útiles e indispensables para el hombre, el cual los maneja en la medida de su necesidad y conveniencia. Pero también, la Tierra produce fenómenos que pueden ser causa de daños considerables como lo son los sismos. Es tarea del ingeniero civil y los especialistas en geotecnia, investigar, estudiar y desarrollar mejores técnicas que permitan evitar los menores daños posibles y las menores pérdidas de vidas durante un terremoto. Además, siendo México uno de los países más sísmicos del mundo, nos corresponde realizar estudios más completos de cómo se verá afectado el subsuelo de un sitio en estudio, para evitar con esto, grandes catástrofes.

---

## **BIBLIOGRAFÍA**

---



---

## BIBLIOGRAFÍA

- Beles, Aurel A. **Elementos de ingeniería sísmica**. Editorial Omega, S. A. Barcelona, 1975.
- Bolton Seed, Harry. **Influencia de las condiciones locales del suelo en movimientos del terreno y en daños a edificios durante sismos**. Sociedad Mexicana de Mecánica de Suelos, VIII conferencia Nabor Carrillo. México, 1986.
- Dowrick, D. J. **Diseño de estructuras resistentes a sismos**. Editorial Limusa. México, 1984.
- Kramer, S. L. **Geotechnical Earthquake Engineering**. Editorial Prentice-Hall. México, 1996.
- **Leyes básicas del comportamiento físico de los suelos con y sin cohesión**. División de estudios de Posgrado, UNAM. México, 2001.
- Newmark, Nathan Mortimore. **Fundamentos de ingeniería sísmica**. Editorial Diana. México, 1976.
- Nava, Alejandro. **Terremotos**. Editorial Fondo de Cultura Económica. México, 1998.
- Whitlow, Roy. **Fundamentos de mecánica de suelos**. Editorial Cesca. México, 1994.
- Zeevaert, Leonardo. Wiechers L. **Estabilidad sismo-geodinámica de las cimentaciones**. **Simpósio Internacional a 10 años del sismo de 1985**. Sociedad Mexicana de Mecánica de Suelos. México, 1995.
- Zeevaert, Leonardo. Wiechers L. **La investigación del subsuelo por su estructura y comportamiento reológico**. Escuela Superior de Ingeniería y Arquitectura del Instituto Politécnico Nacional. México, 1997.
- Zeevaert, Leonardo. Wiechers L. **Mediciones y cálculos sísmicos durante los temblores registrados en la ciudad de México en mayo de 1962**. Sociedad Mexicana de Ingeniería Sísmica. México, 1962.
- Zeevaert, Leonardo. Wiechers L. **Riesgo de mal comportamiento de la superficie del suelo y cimentaciones debido a las ondas sísmicas**. Sociedad Mexicana de Mecánica de Suelos. México, 1987.
- Zeevaert, Leonardo. Wiechers L. **Sismo-geodinámica de la superficie del suelo**. Sociedad Mexicana de Mecánica de Suelos. México, 1988.
- Zeevaert, Leonardo. **Disco compacto: "Las acciones físico-sísmicas en ingeniería de las cimentaciones"**. Sociedad Mexicana de Mecánica de Suelos. México, 2002.
- **Normas Técnicas Complementarias para Diseño por Sismo**. Gaceta Oficial del Departamento del Distrito Federal, décima cuarta época tomo II No. 103-BIS. 6 de octubre de 2004.



- 
- **Normas Técnicas Complementarias para Diseño y Construcción de Cimentaciones.**  
Gaceta Oficial del Departamento del Distrito Federal, décima cuarta época tomo II  
No. 103-BIS. 6 de octubre de 2004.

❖ **Direcciones electrónicas consultadas:**

- <http://www.acabtu.com.mx>
- <http://www.cimec.org>
- <http://www.fundacion-ica.org.mx>
- <http://www.omega.ilce.edu.mx>
- <http://www.proteccioncivil.org>
- <http://www.semarnat.gob.mx/>
- <http://www.sismologia.cicese.mx/>
- <http://www.ssn.unam>
- <http://www.ssn.unam.mx/SSN>

❖ **Fuente de fotografías:**

- "Terremoto de México'85" una publicación de la Münchener. Rückversicherungs Gesellschaft
- <http://ltaealel.igeofcu.unam.mx>
- <http://www.ssn.unam.mx/SSN/Doc/Sismo85>