

# Las causas probables de la catástrofe sísmica del 19 de septiembre de 1985

por Cinna Lomnitz

Instituto de Geofísica, UNAM

*Después de los sismos que sufrió la ciudad de México en 1985, se han hecho innumerables estudios sobre las causas que provocaron la catástrofe. El autor de este artículo analiza los cuatro factores más relevantes que, a partir de sus investigaciones, determinaron la magnitud de la tragedia*

La interpretación correcta de los daños sin precedentes sufridos en la ciudad de México por el sismo del 19 de septiembre de 1985 adquiere gran importancia en estos momentos, pues de ella dependen las medidas que se adopten para prevenir una catástrofe similar en el futuro. Al conocer los factores que intervinieron en la catástrofe de 1985, y su orden de importancia para definir la prioridad de cada uno de ellos, se previene el riesgo de cometer errores en el enfoque normativo, de consecuencias tan costosas como imprevisibles para la seguridad sísmica de México.

Actualmente no existe un consenso general sobre la causalidad de la catástrofe de 1985 que permita fundamentar sobre una base teórica los trabajos científicos que se realizan sobre ese temblor. Algunas de las ideas preliminares se sustentan en argumentos cuya validez conviene examinar más de cerca. Por ejemplo, la magnitud del sismo lo coloca entre los mayores que han ocurrido en México, pero ha sido igualado en numerosas ocasiones, no solamente en el periodo azteca y en la Colonia sino aun en el presente siglo. Los sismos de 1932, de 1911 y posiblemente de 1907, de 1902 y de 1899 generaron en la ciudad de México intensidades del mismo orden que el de 1985 y no ocasionaron ninguna catástrofe de proporciones comparables.

También se ha hablado del efecto de amplificación de las ondas sísmicas en sedimentos del Valle de México como otra posible causa. Pero el tren de ondas

superficiales acotado en las arcillas del Valle de México durante el terremoto de 1985 no podría atribuirse exclusivamente a este mecanismo. Tal como se define normalmente, amplificación implica correspondencia, fase por fase, entre la señal origen y la señal amplificada, pero en el caso del Valle de México los acelerogramas en suelo blando y duro son muy diferentes. Existe distorsión de los registros en suelo blando, no solamente en contenido espectral sino también y sobre todo en amplitud, duración y carácter.

Con frecuencia se ha atribuido la catástrofe al "crecimiento explosivo" de la ciudad en los últimos 30 años. Pero este crecimiento puede calificarse como tal únicamente fuera de la zona más afectada y no en el centro de la ciudad. En otras palabras, la zona que sufrió menos cambios en los últimos 30 años fue la más afectada por el sismo.

Se sabía que la zona blanda del centro de la ciudad de México era más susceptible de dañarse, y que por tal motivo requería normas más estrictas; esta mayor severidad había sido la esencia de la política normativa desde 1957. Las normas de 1976 se basaban principalmente en la experiencia del sismo de 1957, cuyas amplitudes fueron rebasadas considerablemente por el ocurrido en 1985. Por otra parte, la zona afectada por daños graves a estructuras de ingeniería fue la misma en ambos sismos. Esta zona, ocupada por arcillas lacustres, se había beneficiado de normas más estrictas; de hecho, la aceleración máxima registrada por temblores en esta zona nunca llegó a alcanzar, ni siquiera en 1985, el valor de 0.24g prescrito en 1976 para la aceleración basal de diseño.

Se objetará que estamos comparando una aceleración pico en campo libre con una aceleración espectral de respuesta, pero cabe preguntarse ¿por qué existe una diferencia tan grande entre estos dos valores?

En efecto, sabemos que las normas japonesas, que se cuentan entre las más estrictas del mundo, se conforman con un nivel de aceleración basal de 0.20 g. En cuanto a los métodos constructivos y de diseño usados en México, se ha dicho que son comparables a los de Estados Unidos.(1)

Aun suponiendo que ese no fuera el caso, es significativo que las nuevas normas de 1987 se limiten a cubrir el 40% del pico espectral de 19 registrado en la

estación acelerométrica de la Secretaría de Comunicaciones y Transportes (SCT). A la luz de la experiencia de 1985, el comportamiento inelástico de las estructuras ofrece garantías suficientes para soportar las sollicitaciones sísmicas previsibles en el futuro. Es razonable preguntarse entonces ¿por qué no bastaron los valores de diseño prescritos por las normas de 1976, tal como ocurrió con las construcciones edificadas sobre terreno duro?

En otras palabras, ¿hasta qué punto la aceleración basal fue efectivamente la causa determinante de la catástrofe? Si lo fue, ¿por qué los daños más graves se circunscribieron nuevamente a un área de 25 km<sup>2</sup> sobre arcillas, en lugar de extenderse a todo el Distrito Federal, zona de vigencia de las normas de 1976 y de los anteriores sistemas y métodos de construcción?

No linealidad

Hay una circunstancia que vuelve insistentemente en toda esta discusión y que es fundamental. La enorme concentración de daños en la zona del centro de la ciudad corresponde clara e indiscutiblemente a la presencia de *arcillas lacustres*. Conviene detenemos en este hecho y examinar con toda imparcialidad qué significa la correlación de los daños con las arcillas. Es totalmente evidente y está fuera de toda discusión que existió tal correlación. Proponemos, por consiguiente, que se acepte como primera causa de la catástrofe la *presencia de arcillas lacustres en el centro de la ciudad de México*.

Ahora bien, la no linealidad del comportamiento elástico de estas arcillas está documentada por numerosos ensayos de laboratorio. En la figura 1 se resumen los datos existentes hasta 1987.(2) El módulo de cortante  $G$  ( que sería constante en el caso de un sólido lineal) decae rápidamente con la deformación aplicada

$\gamma$

. La arcilla se reblandece a medida que se deforma, y eventualmente su rigidez puede tornarse insignificante. Estamos en presencia de un material que es, en cierto sentido, intermedio entre un sólido y un líquido. Ello puede ser importante cuando se trata de estudiar las ondas superficiales que se propagan en este material. Desde un punto de vista geofísico, un *líquido* es un material cuyo módulo

de cortante es menos de 1% de su módulo de incompresibilidad. (3) En arcillas saturadas del Valle de México la incompresibilidad es muy elevada, del orden de  $10^9$  N/m<sup>2</sup>, como la del agua; su módulo de Poisson es del orden de 0.499, como el del agua.

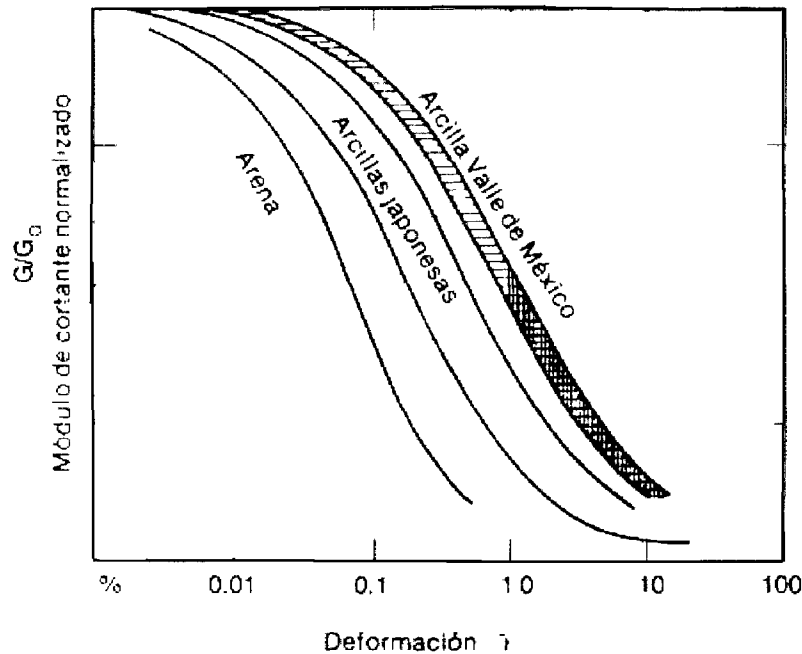


Figura 1. Propiedad dinámicas de suelo (arena y arcilla), según datos de SEED y otros(2) y Kokusho y otros. la región sombreada corresponde al comportamiento no lineal de las arcilla del Valle de México; el sombreado más intenso, a las deformaciones mayores del 1%

En la figura 1 se observa que el efecto de no linealidad se acentúa cuando la deformación rebasa cierto umbral, del orden de  $\gamma > 0.1\%$ . Ahora bien, en el sismo de 1985 la deformación en superficie alcanzó valores más de diez veces superiores a este umbral. En efecto, durante el sismo del 19 de septiembre de 1985 la estación SCT1, situada en la Secretaría de Comunicaciones y Transportes, registró una amplitud máxima de  $\mu = 30$  cm con un periodo de 2s. La velocidad promedio de las ondas de cortante en una capa superficial de 30 m, que incluye el relleno de suelo arenoso y las arcillas saturadas subyacentes, es del orden de 75 m/s en condiciones normales, es decir, cuando no hay sismo. Esto

significa que una onda de superficie ordinaria del tipo Rayleigh tiene una longitud de  $\lambda = 2 \times 75 = 150\text{m}$ . Según Gilbert (4) 1a deformación angular en una onda de

Rayleigh de amplitud  $\mu$  es  $\gamma = 2 \pi \mu / \lambda = 2 \pi \times 0.30/150 = 0.0125$ , (1)

o sea, una deformación de 1.2%. Esto corresponde a una disminución de cerca de 50% del módulo de cortante G, lo que equivale a un decremento de 70% del módulo secante de rigidez  $\mu$ . En el relleno arenoso que cubre las arcillas el decremento de la rigidez fue aún mayor, ya que las arenas son más degradables que las arcillas (véase figura 1). Actualmente no sabemos si un sedimento es capaz de propagar ondas de cortante u ondas de Rayleigh de baja frecuencia en tales condiciones.

Así, las deformaciones en el sismo de 1985 rebasaron el umbral de la no linealidad. Ahora bien, cuando se reduce el módulo de cortante G, la velocidad de las ondas de cortante  $\beta$  baja también, en proporción a la raíz cuadrada de  $\mu$ . El periodo T permanece prácticamente constante a partir del momento en que las ondas superficiales empiezan a dominar, es decir, cuando aparecen las amplitudes máximas en la arcilla. Por lo tanto, la longitud de onda  $\lambda$  tiene que acortarse, ya que se verifica  $\lambda = \beta T$ . Esta reducción de la longitud de onda constituye el punto crucial de nuestra argumentación.

Si examinamos la ecuación (1), vemos que la deformación  $\gamma$  difícilmente puede quedarse en 1.2%. Tiene que aumentar sustancialmente debido al acortamiento de  $\lambda$  y debe seguir aumentando después de cada ciclo de carga, aunque la amplitud  $\mu$  no crezca. En realidad,  $\mu$  aumentó durante todo el primer minuto del temblor .

Así, para cada incremento de  $\gamma$  se registra otro nuevo decremento de G. Este fenómeno, observado en el laboratorio, se conoce con el nombre de "degradación del módulo de cortante".(5) La rapidez de la degradación depende de  $\gamma$ ; es decir, se acelera cuando  $\gamma > 0.1 \%$  . En conclusión, podemos afirmar que durante el sismo de 1985 la superficie de la arcilla pudo haber alcanzado deformaciones sumamente altas, mucho mayores que el valor " $\gamma = 0.4\%$  que comúnmente se supone. (6)

A medida que la impedancia elástica del material se reduce más allá de cierto umbral, una proporción creciente de la energía se vuelca hacia otra forma de energía: la *gravitacional*.(4) Al principio la energía gravitacional es muy pequeña, puesto que vale  $\rho g u^2$  por m<sup>2</sup>, mientras que la energía elástica vale  $2 \pi \mu u^2 / \lambda$ , y  $\rho g \ll 2 \pi \mu / \lambda$ . Pero cuando  $\mu \rightarrow 0$  la velocidad decrece, la onda se acorta y sus características se asemejan cada vez más a las de una ola hidrodinámica, tal como predijo Gilbert.(4) "

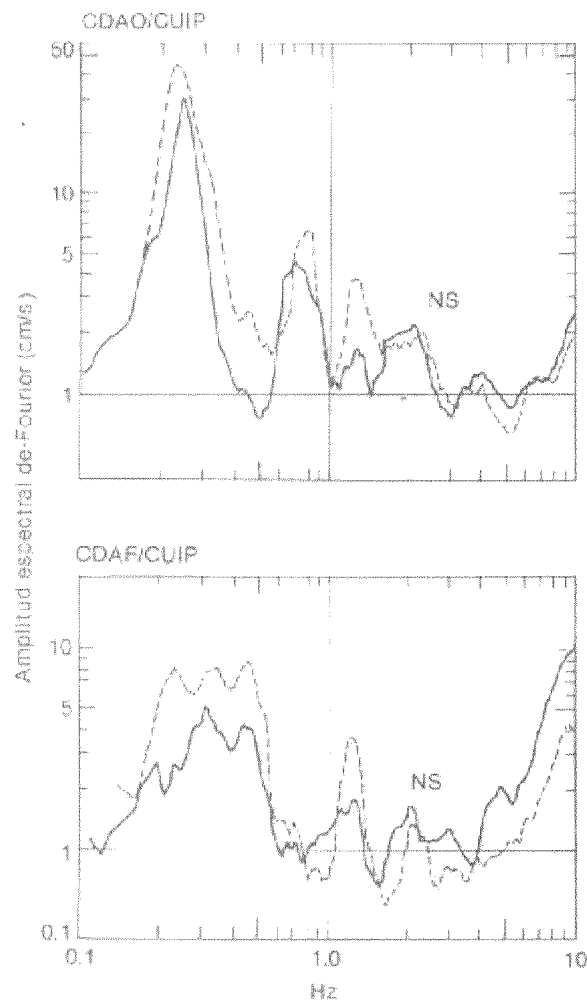


Figura 2. Razones espectral es de Fourier para los sismos del 19 de septiembre de 1985 (trazo lleno) y del 21 de septiembre de 1985 (trazo punteado), según Singh y otros autores.6 Las estaciones CDAO y CDAF se encuentran en la Central de Abasto (terreno blando), y la estación CUIP está ubicada en la Ciudad Universitaria (terreno duro)

Los métodos lineales de análisis no son necesariamente los más adecuados para detectar estos cambios, sobre todo cuando se desarrollan en el dominio de la frecuencia y no de la longitud de onda. Singh y otros autores<sup>6</sup> comparan los espectros de Fourier de los sismos del 19 y 21 de septiembre de 1985 para tres estaciones: CDAO y CDAF, ubicadas en la Central de Abasto, en suelo blando, y CUIP, en Ciudad Universitaria, en suelo duro (véase figuras 2 y 3). Debido a la cercanía de estas estaciones, puede suponerse que el movimiento de la roca dura debajo de CDAO y CDAF fue idéntico al movimiento registrado en CUIP. Para el caso de una amplificación lineal, los tres registros no solamente deberían ser similares sino que los de CDAO y CDAF deberían poder derivarse del CUIP mediante una operación de amplificación y filtrado.

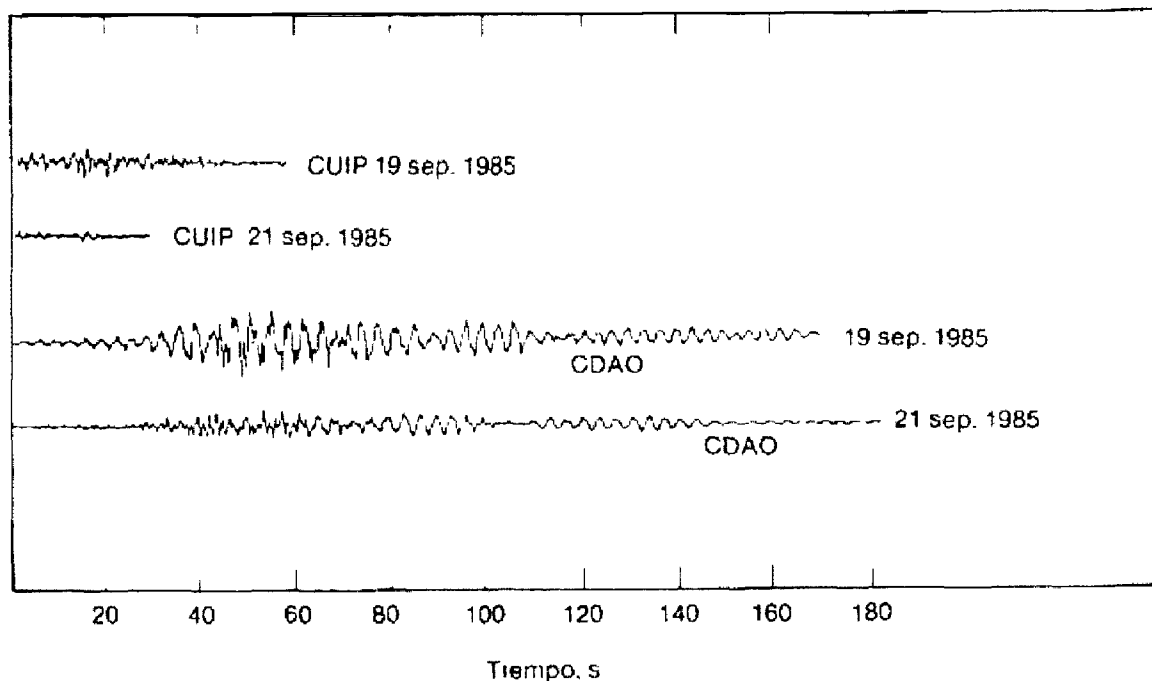
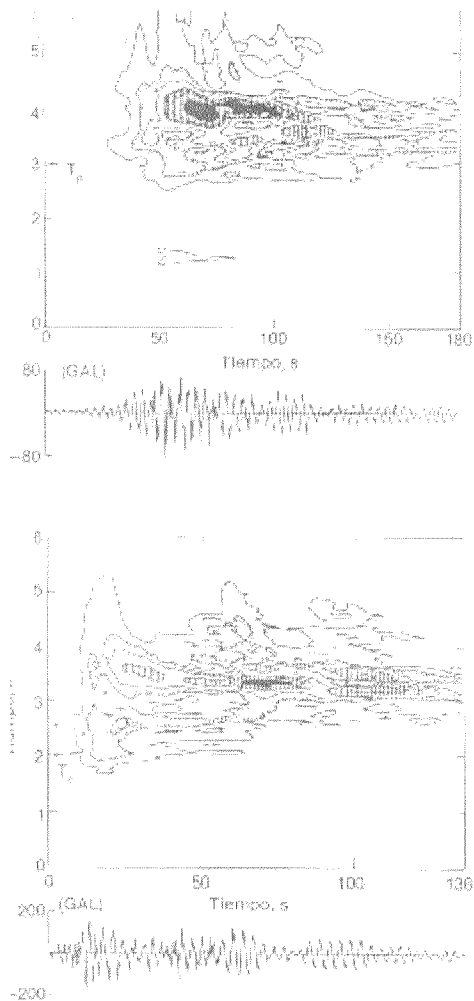


Figura 3. Acelerogramas obtenidos en las estaciones CUIP y CDAO, que sirvieron de base para el cálculo de la gráfica superior de la figura 2. Nótese la diferencia de duración y carácter entre los registros en suelo duro y blando, así como la diferencia en la proporción de amplitudes para los dos sismos. El tren de ondas--superficiales que se advierte en CDAO después de los 60 s solamente es observado en las arcillas



El acelerograma de CDAF para el 19 de septiembre de 1985 alcanzó accidentalmente una duración de solamente un minuto debido a un problema operacional en CDAF. El resultado fue una fuerte reducción del pico espectral (véase figura 2), correctamente atribuida por Singh y otros autores a la amputación de la coda del sismograma.<sup>6</sup> Esta coda faltante se inició y desarrolló lo hasta dos minutos después de terminar la señal en CUIP: no pudo entonces haber sido generada por la señal de CUIP. Por lo tanto, las comparaciones espectrales parecen carecer de validez, puesto que miden el efecto de ondas superficiales que estaban presentes en los registros en suelo blando y ausentes en los de suelo duro, debido a la breve duración de estos últimos.

Esto se aprecia más claramente a través de las envolventes del espectro de respuesta en CDAO (véase figura 4). Obsérvese el máximo espectral característico, que se inicia después de terminado el primer minuto de registro y que se prolonga hasta el final del registro con una duración total de 3 minutos. Esta fase posee un contenido espectral casi monocromático de aproximadamente 4 s de periodo. No existe fase similar en los acelerogramas en suelo duro. Velázquez de León constató, con reloj en mano, que la duración de las oscilaciones armónicas sensibles al hombre en el sismo de 1768 fue de más de 6 minutos,<sup>7</sup> confirmando observaciones similares hechas durante el sismo de 1985. Difícilmente puede suponerse que una onda superficial sensible al hombre durante 6 minutos pudiera resultar de la amplificación de una onda de cuerpo cuya duración máxima fue, de apenas una fracción de minuto.

Figura 4. Envolventes de espectros de respuesta para dos estaciones en suelos arcillosos lacustres: a) sismo del 19 de septiembre de 1985 en la estación CDAO; b) sismo del Mar de Japón (1983) en la estación OGV OgataoMura (según Ohta y otros).<sup>6</sup> Obsérvese el carácter monocromático y la duración del tren de ondas superficiales, que corresponde al máximo de la envolvente espectral



La figura 4 muestra otro acelerograma, correspondiente al sismo de Mar del Japón de 1983. Pese a la gran diferencia entre las distancias hipocentrales (100 km contra 404 km) la similitud entre estos sismogramas es notable, mucho mayor que con el de CUIP, estación situada apenas a 10 km de CDAO. Pero la única semejanza entre CDAO y OGV (la estación japonesa) consistió en que ambas estaciones estaban localizadas en arcillas lacustres.

En la figura 3, notamos que la razón de amplitudes entre los dos sismos (19 de septiembre a 21 de septiembre) es muy diferente para estaciones en suelo blando y duro: 4: 1 para CUIP, contra 2: 1 para CDAO. Esta diferencia resulta especialmente visible para el caso del tren de ondas superficiales. La diferencia de magnitudes es:

$$M_{19} - M_{21} = 8.1 - 7.5 = 0.6 \quad (2)$$

lo que concuerda bien con la razón de amplitudes en CUIP, puesto que 0.6 es el logaritmo de 4. En otras palabras, la estación CUIP parece comportarse en forma lineal, de acuerdo con la definición de la magnitud como proporcional al logaritmo de la amplitud. En cambio, la estación CDAO acusa una discrepancia del orden de 100 % con respecto a la razón de amplitudes esperadas. Si las amplitudes en suelo blando no siguen la escala de magnitudes, ya que una diferencia de magnitudes relativamente moderada ( $\Delta M = 0.6$ ) produce una discrepancia de un factor de dos, que puede medirse directamente en el sismograma sin la ayuda de espectros de Fourier, y si esta discrepancia se traduce además en una reducción de 40% en el pico espectral, tal discrepancia sugiere no linealidad.

Pese a los esfuerzos y al ingenio invertidos, nadie ha logrado duplicar el tren de ondas característico del sismograma de CDAO con base en una transformación lineal del sismograma de CUIP. Un mejor resultado se obtiene cuando se utilizan las ondas de Rayleigh en la estación TACY para generar la coda del registro de SCTI (M.P. Romo, comunicación personal). Evidentemente, no se trata de ondas engendradas por amplificación de ondas de cuerpo provenientes del basamento, sino de ondas superficiales generadas en la capa sedimentaria a través de algún tipo de acoplamiento con ondas de Rayleigh.

En este caso, la comparación de los picos espectrales entre estaciones en suelo blando y duro no es directamente interpretable en términos de amplificación, sea lineal o no lineal. Lo propio puede decirse de las funciones de transferencia, si es que podemos hablar de transferencia entre ondas de cuerpo y de superficie. Todo indica que el comportamiento de las arcillas fue altamente no lineal.

### Efectos de ondas no lineales

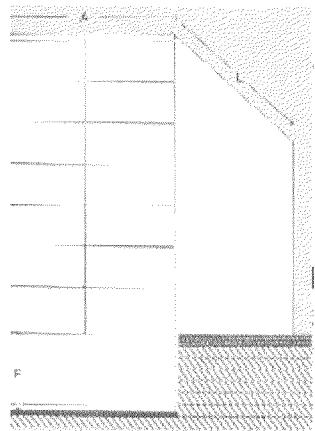
La relevancia de la sección anterior para el problema de la causalidad de la catástrofe es evidente. En efecto, las solicitaciones críticas ya no serán solamente las aceleraciones basales generadas por ondas de cuerpo, sino también las deformaciones del terreno producidas por ondas superficiales.

Si el efecto principal de la no linealidad fue acortar la longitud de onda  $\lambda$ , este acortamiento debe ser detectable instrumentalmente. Para ello basta disponer de estaciones espaciadas a distancias menores que  $\lambda$ . Esto es factible, pero no se ha hecho ni en México ni en otros lugares. Sin embargo en Suecia se han efectuado mediciones de ondas producidas por vibraciones artificiales en arcillas blandas (no tan blandas como las de México), y se encontraron ondas superficiales con longitudes de 20 a 30 m.<sup>8</sup> Estos valores son de 8 a 12 veces menores de los esperados con base en la teoría lineal. Si suponemos un acortamiento en la misma proporción, en el caso del sismo de 1985, podrían suponerse longitudes de onda de 15 a 20 m en las arcillas del Valle de México. Tales longitudes de onda concuerdan con las descripciones de ondas "visibles" por testigos oculares en grandes terremotos.<sup>(9,10)</sup> La existencia de ondas superficiales de corta longitud y de baja velocidad de propagación es cada vez más difícil de negar o de ignorar. Son fenómenos que han sido descritos demasiadas veces y con demasiada precisión y consistencia.

¿Cómo podemos explicar estas ondas? Jeffreys <sup>11</sup> hace notar que la rigidez de la glicerina es  $3 \times 10^6$  cgs, valor apenas 10 veces menor que la rigidez de la arcilla del Valle de México en estado de reposo. Se requiere muy poca pérdida de rigidez para que este material se comporte como un fluido a bajas frecuencias. En

cambio, para pequeñas amplitudes y altas frecuencias se observa que los materiales saturados de baja rigidez se comportan como un sólido elástico. Este hecho ha sido conocido por los geofísicos durante muchos años. Después del gran sismo de Tokio, Matuzawa 12 analizó las condiciones de existencia de ondas gravitacionales en los suelos arcillosos partiendo de la suposición de que el material se comportaba como un líquido. Hoy sabemos que se trata de una simplificación extrema, pero las observaciones en que se sustenta no han sido rebatidas. Mooney y Bolt 13 calcularon las curvas de dispersión de ondas de Rayleigh en una capa sedimentaria de 100 m de espesor y una velocidad de cortante de  $\beta = 200 \text{ m/s}$ ; encontraron que a periodos mayores de 1 s el movimiento de las partículas era prógrado y predominantemente horizontal, como en el caso de las ondas superficiales registradas en el sismo mexicano de 1985. Existe una prominente fase de Airy a un periodo de cerca de 1 segundo. Gilbert<sup>4</sup> concluyó que el cambio del movimiento orbital de retrógrado a prógrado, y de predominantemente vertical a predominantemente horizontal, puede

interpretarse indicando un comportamiento transicional entre una onda elástica y una onda de gravedad como existiría en una capa fluida. Debe notarse que los efectos mencionados, ocasionados por la baja rigidez de la capa sedimentaria, todavía no contemplan el efecto de la no linealidad.



**Figura 5.** Dimensiones de un edificio y profundidad bajo el nivel de la calle

Supongamos ahora un edificio de ancho  $\lambda$ , largo L y altura H

desplantado sobre un terreno plano a profundidad p bajo el nivel de la

calle (véase figura 5). Sea  $\lambda$  la longitud de onda y  $u_x$  y  $u_z$  los desplazamientos en la dirección de la propagación y la vertical, respectivamente. La inclinación del suelo por efecto del terremoto es  $\text{tg } \delta = 2 \pi u_z / \lambda$ . Para amplitudes muy pequeña, o sea, antes de que la rigidez se deteriorara por efectos del sismo, tendríamos  $\lambda \approx 150 \text{ m}$ . Para una amplitud de  $u_z = 10 \text{ cm}$  se tendría  $\text{tg } \delta = 2 \pi \times 0.10 / 150 = 0.419\%$  que es una inclinación tolerable si recordamos que había edificios

inclinados en 3% sin derrumbarse. Por tales consideraciones, se acostumbra no tomar en cuenta la rotación de la base en el diseño sísmico de las estructuras. En cambio, supongamos la existencia de ondas no lineales de longitud  $\lambda = 20$  m.

Tenemos ahora  $\text{tg } \delta = 2 \pi \times 0.10 / 20 = 3.14\%$ , que supera la inclinación que terna el edificio Nuevo León antes del sismo (alrededor de 3%). Esta construcción tenía un ancho  $A = 13.5$  m y una altura  $H = 41.8$  m. El desplazamiento del centro de gravedad debido a la inclinación puede calcularse en  $41.8 \times 0.06 / 2 = 1.25$  m en una dirección (inclinación de 6%) y cero en la otra dirección. Por poco que se amplifique la oscilación del edificio puede considerarse que el centro de gravedad caerá fuera del tercio central de la base ( $13.5 / 6 = 2.25$  m) y la construcción se desestabilizará.

Consideremos ahora el efecto de la longitud de onda sobre el edificio en planta. La sección caída del edificio tenía un largo  $L = 100$  m. Si la longitud de onda fuera  $A = 150$  m la torsión en planta, aunque considerable, cambiaría de signo una sola vez. Pero, si la onda no fuera lineal, con una longitud de onda de  $\lambda = 20$  m y  $u_x = 30$  cm, la torsión alcanzarla  $\lambda = 2 \pi \times 0.30 / 20 = 9.4\%$ . Más aún, la onda cabría cinco veces en la planta del edificio, puesto que  $L = 5 \lambda$ . Es decir, la deformación cambiarla de signo hasta 10 veces en la sección de planta; y como la onda viaja lentamente a lo largo del edificio el efecto sería semejante al del tornillo sin fin de una trituradora o de un molino de carne.

Las consideraciones anteriores se aplican a la deformación del suelo. Un largo de 100 m era excepcional puesto que la mayoría de los edificios en México medían menos de una cuadra de largo. Para una estructura provista de cimientos rígidos, los valores correspondientes se promediarían sobre todo el largo y el ancho de la cimentación; por lo tanto, las sollicitaciones efectivas del temblor serían bastante menores que las calculadas arriba. No cabe duda que es posible diseñar edificios para que resistan este tipo de sollicitaciones.

Las estructuras marinas, por ejemplo, se diseñan generalmente para resistir olas de longitud igual o menor que el largo de la nave. Sin ir más lejos, nuestros edificios coloniales han de, mostrado una sorprendente capacidad para resistir