

Cálculo de Construcciones Asísmicas

Este trabajo fué el estudio presentado por el autor como Tesis para optar al título de Ingeniero Civil de la Universidad Católica de Chile. Si ahora se resuelve a publicarlo en los «ANALES», lo hace a pedido de algunos amigos—ingenieros y estudiantes—y con la esperanza de que su divulgación sirva para atraer el interés y conseguir así que se preocupen de este asunto muchos profesionales más preparados que él para hacerlo. Por eso el autor, que se da cuenta de lo incompleto de su trabajo, en el cual se limitó a estudiar algunas ideas que estimaba fundamentales para el cálculo de construcciones sísmicas, desearía sinceramente que éste fuera discutido y se consiguiera de esta manera aclarar algo más una cuestión de tanta importancia.

C. I. C.

INTRODUCCION

Cualquiera que haya practicado o estudiado el ramo de la construcción habrá notado el grave vacío que existe en nuestros conocimientos relativos a la influencia de los temblores en las construcciones y a la manera de hacerlas sísmicas. A esta deficiencia se debe el que los terremotos sean verdaderas catástrofes que causan la muerte de millares de personas además de cuantiosas pérdidas materiales.

La ignorancia de una cuestión tan fundamental se explica porque los países en que más se ha desarrollado la Ingeniería moderna no sufren estos cataclismos y por lo tanto no han necesitado estudiar el problema. Puede decirse que sólo en este siglo y debido a los grandes terremotos de California, del Japón, del Sur de Italia y de nuestro país, han comenzado los ingenieros a preocuparse del asunto, siendo Japón tal vez el país en que mayor desarrollo ha alcanzado las investigaciones, aunque por diversas circunstancias estos trabajos han sido poco conocidos entre nosotros.

Esta Tesis se propone estudiar las características que deben tener las construcciones y la manera de calcularlas para que sean sísmicas. El estudio se ha limitado a los edificios de alguna importancia porque ellos son los únicos que requieren la intervención de ingenieros para su proyecto o ejecución y porque las casas corrientes de

uno o dos pisos resisten los temblores siempre que hayan sido bien proyectadas, correctamente construídas y con buenos materiales.

En la primera parte de la Tesis se estudia el fenómeno sísmico y los factores que influyen en la magnitud de sus efectos. Desgraciadamente en esta materia los datos que pueden interesar al Ingeniero son muy escasos porque el problema ha sido estudiado desde otro punto de vista por los especialistas en Sismología y Geología. Es por lo tanto sumamente necesario que los sismólogos y geólogos investiguen las condiciones existentes en Chile preocupándose del punto de vista del ingeniero que es al fin y al cabo, el del interés general.

La segunda parte trata de la vibración de las construcciones producidas por los temblores y de las sollicitaciones que de ahí se derivan. En esta parte la falta de estudios es mayor aún que en la primera y las pocas investigaciones que hay sobre la materia se limitan a considerar el caso ideal de la vibración de una varilla empotrada en su base. Ha sido pues necesario estudiar el asunto desde otro punto de vista para darse cuenta de la forma de vibrar de los edificios y felizmente los resultados teóricos concuerdan bastante bien con lo observado en los grandes terremotos de San Francisco en 1906 y de Tokio en 1922 y 1923.

También se ha aprovechado la oportunidad para ver la influencia de la elasticidad del suelo de fundación en el período de vibración de los cuerpos.

La tercera parte por fin estudia el cálculo de edificios tomando en cuenta la acción de los temblores que puede asimilarse al de fuerzas de inercia cuya magnitud depende de la intensidad del temblor y del período de vibración libre propio de la construcción. Esta parte está basada principalmente en el método de cálculo propuesto por el Dr. Tachu Naito, profesor de la Universidad de Waseda (Tokio), y expuesto en su libro «Earthquake proof Construction» que he tenido la suerte de conocer gracias a la atención de la «American Society of Civil Engineers» y en especial de su ex-presidente Mr. John R. Freeman.

El autor desea también expresar su sincero agradecimiento a los señores Miguel Letelier, Ramón Salas, Juan Bruggen, Alberto Covarrubias y Alfredo Lagarrigue por la valiosa ayuda que con sus sabios consejos le han prestado, al llevar a cabo este trabajo, y a la Universidad Católica y a todos los que han tomado parte en su educación a quienes debe su formación intelectual y moral.

Santiago, Diciembre de 1930.

PRIMERA PARTE

NOCIONES DE SISMOLOGIA (I)

1) GENERALIDADES SOBRE LOS TEMBLORES

El conocimiento de la estructura de la Tierra es un problema que siempre ha interesado a la Humanidad. El progreso de las ciencias, especialmente el de la Geofísica

(1) Los datos de esta parte están tomados principalmente del excelente libro de A. Sieberg «Geologische, physikalische und angewandte Erdbebenkunde» Verlag Gustav Fischer, Jena.

sica y de su derivada la Sismología, ha hecho posible el que tengamos actualmente un conocimiento científico, es decir basado en datos concretos y no en fantasías o hipótesis de algunos autores—como eran las antiguas teorías—, de la estructura de nuestro planeta.

Se ha llegado a establecer así que la Tierra está formada por una serie de capas concéntricas. Prescindiendo de la atmósfera que la rodea completamente encontramos a medida que nos acercamos al centro:

1) *La corteza rocosa* que constituye una capa de alrededor de 120 Kms. de espesor que se encuentra dividida en dos partes. La exterior es la costra sólida, compuesta principalmente por rocas en que predominan el Silicio y el Aluminio (llamada por esto Sial) y que se halla surcada por grietas que llegan a lo más hasta una profundidad de 50 a 60 Kms., distancia en que comienza la segunda capa que es formada por rocas que se encuentran en estado de plasticidad latente, y en que predominan el Silicio y el Magnesio (Simag). El límite inferior de esta capa que como dijimos está a una profundidad de unos 120 Kms. forma lo que podríamos llamar superficie igualadora de presiones. La densidad del Sial es 2,6 y del Simag 3,. A continuación sigue la

2) *Costra rocosa fundamental* compuesta por minerales en que predominan los silicatos y que se extiende hasta una profundidad de 1200 Kms. más o menos, con una densidad media de 3,4 y tal vez en estado de plasticidad latente. En seguida encontramos una

3) *Capa de hierro metálico* con silicatos, que llega hasta unos 2 900 Kms. de profundidad y con una densidad de 5,5 a 6. Su estado físico es desconocido pero se comporta como un cuerpo rígido, y por último

4) *El Núcleo central* compuesto de hierro, tal vez con aleación de Níquel y Cobalto, cuya densidad media es 9,1. Su estado físico se ignora pero posee una gran rigidez.

La corteza rocosa que mencionamos en primer lugar, se encuentra en estado de equilibrio debido a las tensiones elásticas que actúan en ella, tensiones que son diferentes en los distintos lugares y que varían con el curso del tiempo. Estas variaciones, debidas a agentes internos como contracciones de las capas interiores o a agentes exteriores como la sedimentación, la acción de aguas subterráneas o influencias atmosféricas y probablemente al movimiento del eje de rotación de la Tierra respecto al eje principal de inercia, llegan a producir rupturas del equilibrio en aquellos puntos de la corteza que son más débiles, para alcanzar así una forma de equilibrio más estable. Esto se produce por fracturas, choques o deslizamientos que dan origen a las sacudidas del temblor. Estas oscilaciones son funciones armónicas del tiempo ya que rigiéndose las rocas por la ley de Hooke, las fuerzas que actúan sobre los elementos materiales desplazados de su posición de equilibrio son proporcionales a sus desplazamientos, o sea sus aceleraciones son proporcionales a las distancias a los puntos de equilibrio, lo que como es sabido origina un movimiento armónico. Tenemos pues que el temblor consiste en una serie de sacudidas del suelo provenientes de un lugar de la corteza terrestre en que ha habido modificación del estado de equilibrio elástico. Este sitio que puede ser según las circunstancias un punto, una línea o un plano, es lo que se llama el *hipocentro* del temblor y su profundidad suele llegar hasta unos 60 Kms. La proyección radial del hipocentro sobre la superficie de la Tierra es lo que se llama el *epicentro*. La zona donde los

daños causados por el temblor son mayores, es lo que comúnmente se llama el foco del temblor y no siempre coincide con el epicentro, como veremos más adelante.

Como todas las ciencias, la Sismología vino a hacer verdaderos progresos cuando se construyeron aparatos capaces de medir los movimientos producidos por los temblores y no hubo que fiarse de las observaciones directas de los sentidos cuya interpretación depende del estado psicológico del observador.

Estos aparatos son los Sismógrafos, que esencialmente son péndulos de período muy diferente del de los temblores y tienen también dispositivos de amortiguación de manera que queden prácticamente estacionarios mientras todo lo demás se mueve. Además están provistos de aparatos de registro que inscriben en hojas llamadas sismogramas, el período, la amplitud y la dirección y duración de las sacudidas sísmicas.

Del estudio de los sismogramas ha podido deducirse la existencia de dos clases fundamentales de vibraciones: longitudinales y transversales. En las primeras la oscilación de un punto es en la misma dirección de la propagación de la onda y en la segunda es en sentido perpendicular, las velocidades de propagación, como se puede demostrar por teoría de la elasticidad, son funciones de el módulo de elasticidad E , del módulo de Poisson σ y de la densidad ρ del medio. Suponiendo como sucede en

la práctica que $\sigma = \frac{1}{4}$ las velocidades son para ondas longitudinales $V = \sqrt{\frac{5}{6} \frac{E}{\rho}}$ y

para ondas transversales $v = \sqrt{\frac{2}{5} \frac{E}{\rho}}$ de modo que su relación es constante

$\frac{V}{v} = \sqrt{3} = 1.732$. Esto corresponde a velocidades variables de 1,4 a 8,8 Km/sec.

para ondas longitudinales y de 0,8 a 5,4 Km/seg. para las ondas transversales según la naturaleza de las rocas.

La propagación de las ondas sísmicas se encuentra regida por las leyes de la elasticidad de manera que se presentan fenómenos de reflexión, refracción y dispersión de ondas que a veces dan origen a nuevas ondas como las de Rayleigh que son ondas superficiales que se propagan por la periferia de la Tierra con una velocidad poco menor que la de las ondas transversales.

Se comprende pues que conocidas las leyes que rigen la propagación de las ondas sísmicas para las distintas clases de vibraciones sea posible deducir del estudio de los sismogramas la distancia y profundidad del hipocentro y conocer la constitución del globo terrestre.

El movimiento de un punto en la superficie de la Tierra es el resultante de todas las vibraciones en ese punto. Este movimiento puede descomponerse en las dos direcciones vertical y horizontal, y representarse como indicamos anteriormente

para una función periódica del tiempo del tipo $x = a \sin 2\pi \frac{t}{T}$. En esta ecuación

x representa la distancia del punto considerado al punto de equilibrio en un instante dado t , a es la máxima elongación de ese punto y se llama la amplitud del movimiento y T es el período de la oscilación. Las medidas experimentales por medio de los sismógrafos han demostrado que para terremotos a puede llegar a valer más de 10 cms. y el período T varía desde 1 hasta varias decenas de segundos pero para los terremotos más destructores vale de 1 a 2 segundos. Conocidos a y T puede deducirse

la aceleración máxima de un punto del suelo y viceversa conocida la aceleración y uno de estos datos puede deducirse el otro. En efecto derivando la ecuación

$$x = a \operatorname{sen} 2\pi \frac{t}{T}$$

tenemos

$$\frac{dx}{dt} = \frac{2\pi}{T} a \cos 2\pi \frac{t}{T}$$

y derivando nuevamente

$$\frac{d^2x}{dt^2} = -\frac{4\pi^2}{T^2} a \operatorname{sen} 2\pi \frac{t}{T}$$

o sea la aceleración es proporcional a la elongación x y su valor máximo cuando

$$t = \frac{2n+1}{4} T$$

es

$$a = \pm \frac{4\pi^2}{T^2} a$$

La razón entre este valor y la aceleración de la gravedad 980 mm/seg. es lo que se suele llamar coeficiente sísmico

$$\varepsilon = \frac{a}{g}$$

Más adelante veremos los valores que alcanza ε según la violencia de los temblores pero por ahora diremos que la aceleración horizontal es generalmente bastante mayor que la vertical y sus efectos son mucho más perjudiciales, de manera que será la única que tomaremos en cuenta al hablar de los grados de los temblores. Las aceleraciones verticales tienen por consecuencia únicamente aumentar o disminuir las cargas en una fracción de su peso que raras veces merece ser considerada.

2) ORIGEN Y CLASIFICACIÓN

Hemos visto anteriormente el proceso mecánico que origina los temblores. Ahora bien según las condiciones en que se producen esos procesos se distinguen varias categorías de temblores:

1) *Temblores de derrumbamiento* son conmociones poco frecuentes y que abarcan zonas no muy extensas, debidas a derrumbes repentinos de grandes cavidades naturales existentes en la corteza terrestre en las regiones en que hay yacimientos de sal, yeso o piedras calizas.

2) *Temblores volcánicos* son aquellos que se presentan como precursores o acompa-

ñantes de erupciones volcánicas y tienen su origen en reacciones físico-químicas (explosiones) que suceden en el interior de los volcanes. Su área de acción es también reducida aunque suelen alcanzar grandes intensidades.

3) *Temblores tectónicos* son aquellos que acompañan a las dislocaciones que tienen lugar en la costra quebradiza del globo, debidas a que en algunos lugares se llegan a producir tensiones excesivas en los elementos que la forman. Esta categoría es la más importante pues a ella pertenecen más del 90% de todos los temblores del mundo, entre ellos todos los grandes terremotos, siendo caracterizados porque tienen zonas de acción muy extensas. Sobre su periodicidad nada puede decirse ya que la corteza terrestre se encuentra en incesante movimiento de reajuste del equilibrio de sus componentes, de tal manera que al año hay en el mundo unos 5,000 temblores sensibles al hombre aumentando notablemente este número si se cuentan los registrados sólo por instrumentos.

Como en la corteza terrestre existen regiones más débiles, o de menor resistencia, es natural que en ellas se originen la mayoría de los temblores tectónicos, constituyendo lo que podríamos llamar zonas sísmicas. Puede decirse que el planeta se encuentra dividido de Norte a Sur y de Este a Oeste por las dos principales:

1) *Zona de ruptura circumpacífica* que se entiende desde los fosos oceánicos de Tonga y Kermadec cerca de Nueva Zelandia hasta la fosa de Atacama pasando por las de Japón y las Islas Aleucianas. Esta es la región del globo de mayor actividad sísmica y en ella tienen su origen la mayoría de los grandes terremotos.

2) *Zona de ruptura mediterránea* que se extiende desde las Islas de la Sonda hasta Centro América pasando por el mar Mediterráneo.

De lo anterior se desprende pues, que Chile se encuentra en una región de gran actividad sísmica (tal vez la mayor después de la del Japón), lo que hace que los ingenieros chilenos tengan la obligación de preocuparse seriamente del estudio de la manera de construir asísmicamente.

3) ESCALAS DE INTENSIDAD

Vulgarmente se cree que las fuerzas desarrolladas en los grandes terremotos son de tal magnitud que las construcciones no pueden resistirlas. La mejor prueba de que no es así es que aún después de los terremotos más intensos hay construcciones que quedan en buen estado. El problema que se presenta entonces al ingeniero que quiere proyectar construcciones en zonas expuestas a temblores es conocer la intensidad de ellos, para hacerlas suficientemente resistentes.

La manera más simple de tener puntos de referencia para comparar la intensidad de los temblores, es observar los efectos que producen, y la manera más práctica y universal de hacerlo, es estudiar los perjuicios causados en los edificios y cuando no son suficientemente fuertes para dañarlos comprobar si habían sido sentidos por muchas o pocas personas que se encontraban en estado de reposo o movimiento etc. Se comprende que no es esta una manera muy científica de medir, pero es la única posible cuando no se dispone de aparatos y por lo tanto la única que puede aplicarse en todas partes. Las escalas para medir intensidad de temblores más usadas aún hoy día pertenecen a este tipo y son las de De Rossi-Forel y la de Mercalli. Ambas admiten 10 grados de intensidad y se definen y corresponden en la siguiente forma.

De Rossi - Forel	Mercalli	Efecto
I (Insensible)	I	Sensible sólo a instrumentos
II (Muy suave)	II	Sensible también a unas pocas personas en estado de reposo.
III (Suaves)	III	Claramente sensible para personas en reposo.
IV (Moderado)	IV	Sensible para persona en estado de actividad.
V y VI (Regular fuerte)	V	Sensible para gente en la calle. Los que duermen despiertan.
VII (Fuerte)	VI	Todos lo sienten. Pequeñas grietas en edificios.
VIII (Muy fuerte)	VII	Caída de chimeneas y tejas. Daños en edificios.
IX (Destructor)	VIII	Destrucción parcial de edificios.
X (Desvastador)	IX	Destrucción completa de algunos edificios. Grietas en el suelo.
(Muy devastador)	X	Destrucción de numerosos edificios.

Se ve pues que estas escalas si bien tienen la ventaja de poder usarse en todas partes no dan medidas cuantitativas de la intensidad y sólo sirven para estudios comparativos. De aquí pues, que se procurara llegar a medidas absolutas siendo E, S. Holden y Omori los primeros en introducirlas. El primero tomó como base la energía cinética midiendo el trabajo efectuado en kilogrametros, Omori en cambio tomó como base la aceleración máxima del suelo y es éste el método que se ha generalizado. La escala que de esta manera formó parece que la obtuvo haciendo corresponder a la descripción de los fenómenos la aceleración horizontal correspondiente, tomada de los experimentos que sobre volcamiento, ruptura y distancia de caída de objetos había hecho en una mesa oscilante. Consiste esta en una superficie plana a la cual se la pueden dar movimientos oscilatorios de amplitud y períodos conocidos, sobre la cual se colocan los objetos por experimentar. Omori y Milne sometieron a esta prueba cerca de 40 columnas diferentes de hierro, ladrillos y madera, de diferentes formas y dimensiones que variaban de 30 a 90 cms. de altura y de 10 a 30 cms. de ancho. La escala de Omori basada en maneras de construir japonesas no llegó a usarse fuera del Japón sino que Cancani basado en los resultados de estos experimentos completó la escala de Mercalli agregándole dos grados más y haciéndoles corresponder las aceleraciones respectivas. Esta escala ha sido perfeccionada aún más por A. Sieberg y es por ahora la mejor, de manera que la indicamos a continuación.

Grado	Carácter	Acel. Max. mm/seg ²	ϵ
I	Insensible	0 a 2,5	$< \frac{1}{4000}$
II	Muy suave	2,6 a 5,0	$\frac{1}{4000}$ a $\frac{1}{2000}$
III	Suave	6 a 10	$\frac{1}{2000}$ a $\frac{1}{1000}$
IV	Moderado	11 a 25	$\frac{1}{1000}$ a $\frac{1}{400}$
V	Regular fuerte	26 a 50	$\frac{1}{400}$ a $\frac{1}{200}$
VI	Fuerte	51 a 100	$\frac{1}{200}$ a $\frac{1}{100}$
VII	Muy fuerte	101 a 250	$\frac{1}{100}$ a $\frac{1}{40}$
VIII	Destructor	251 a 500	$\frac{1}{40}$ a $\frac{1}{20}$
IX	Desvastador	500 a 1000	$\frac{1}{20}$ a $\frac{1}{10}$
X	Muy devastador	1001 a 2500	$\frac{1}{10}$ a $\frac{1}{4}$
XI	Catastrófico	2501 a 5000	$\frac{1}{4}$ a $\frac{1}{2}$
XII	Muy catastrófico	mayor que 5000	$> \frac{1}{2}$

La manera correcta de determinar la aceleración máxima es deducirla de los sismogramas que dan la amplitud y el período del temblor. Desgraciadamente esto se puede hacer solamente para temblores no muy fuertes pues los sismólogos, guiados por espíritu de investigación científica, han construido sismógrafos tan sensibles que se echan a perder cuando los temblores son relativamente fuertes o sea justamente cuando comienzan a interesar al ingeniero. De esta divergencia entre el interés científico del sismólogo y el interés práctico del ingeniero se ocupó Mr. John Freeman, famoso

ingeniero norteamericano, en una reunión de la Sociedad Sismológica Americana (1), llegando a la conclusión de que la única medida directa de la aceleración de un terremoto, era la hecha en Tokio durante 5 segundos del terremoto de 1.º de Septiembre de 1923, después de los cuales el sismógrafo dejó de funcionar. El resultado de esta observación fué que la amplitud había sido de 4,45 cms. y el período 1,33 seg. o sea una aceleración de 99 cm/seg, $\varepsilon = \frac{1}{10}$, aplicando la fórmula obtenida anteriormente

para el movimiento armónico. Hay que tomar en cuenta que este terremoto es uno de los más violentos de que hay recuerdo y su intensidad sólo corresponde al grado IX-X de la escala Mercalli-Cancani lo cual hace pensar que la medida de la aceleración de los temblores por el volcamiento o la caída y ruptura de objetos deja mucho que desear, porque no toma en cuenta que las condiciones reales de los fenómenos son muy diferentes a las del laboratorio en que está la «mesa oscilante» y porque tampoco se han estudiado los efectos de resonancia que pueden producirse.

De todo lo anterior se desprende que todavía son muy inciertos los datos que pueden tomar por base los ingenieros para calcular sus construcciones asísmicamente y que sería un punto muy digno de estudio el investigar las características de los terremotos aquí en Chile, ya que son indispensables para proyectar construcciones que resguarden las vidas y los intereses de las personas. Para tener una idea de lo que significan los intereses puestos en juego—independientemente de las vidas humanas—basta considerar que sólo en el estado de California se pagan más de dos millones de dólares anualmente en primas de seguros contra temblores (2).

4) LA GEOLOGÍA LOCAL

Del estudio de los efectos producidos por un temblor se ve a primera vista que este no tiene la misma intensidad en todas partes. Las líneas que unen entre sí los puntos de la superficie de la Tierra en que el temblor ha tenido igual violencia son llamadas líneas *isosísmicas*. A su vez las líneas que unen los puntos en que el temblor es sentido simultáneamente son conocidas con el nombre de líneas *homosísmicas*. Si la Tierra fuera un medio homogéneo tanto las líneas isosísmicas como las homosísmicas serían círculos concéntricos alrededor del epicentro y la intensidad del temblor en un punto cualquiera sólo dependería de la intensidad en el punto de origen y de su distancia a ese punto. Pero la Tierra no es un cuerpo homogéneo, como vimos al principio y sobre todo la costra superficial es una mezcla de materiales de las más diversas propiedades físicas debido a lo cual la intensidad del temblor en un punto es función no sólo de su intensidad en el origen y de su distancia a ese punto sino también depende en gran parte de la *geología local*. Esto se comprueba fácilmente mirando un mapa con las líneas isosísmicas de algún temblor donde puede apreciarse que tienen formas completamente irregulares.

Dos de los factores que tienen mayor importancia son las fallas geológicas y la

(1) Engineering data needed on earthquake motion for use in the design of earthquake—resisting Structures. Bullertin of the Seismological Society of America, June 1930.

(2) Un artículo interesante sobre las actividades de las compañías de seguros en EE. UU. en este sentido, es el de H. M. Engle «The Earthquake Resistance of Building from the Underwriter's Point of View» Bull of Seism. Soc. of Am. June 1929.

calidad del subsuelo. Las fallas son planas a lo largo de las cuales ha habido movimientos de la corteza terrestre de manera que a ambos lados de ella no hay correspondencia de las capas geológicas. Desde el punto de vista de la sismología se pueden dividir en fallas sísmicamente activas y fallas inactivas. Las primeras son aquellas cuyos desplazamientos son causa de los temblores o que por lo menos sufren deslizamientos a causa de ellos. A esta categoría pertenecen varias fallas que atraviesan California (San Andrés, Santa Inés, etc.) cuya actividad ha dado origen a los terremotos en esa región, como se ha podido comprobar en el de San Francisco en 1906 y el de Santa Bárbara en 1925. Las fallas inactivas son aquellas de las cuales no se conoce ningún movimiento reciente pero es seguro que antiguamente también fueron causantes de movimientos sísmicos. Estas fallas si bien no ofrecen el peligro de las activas pueden transmitir con mayor intensidad las vibraciones, de manera que en su vecindad las sacudidas alcancen mayor violencia.

La influencia de la calidad del subsuelo es otro de los factores cuya importancia es capital en la intensidad local de un temblor. Puede afirmarse que ésta es tanto menor cuanto mayor es la rigidez de los materiales del subsuelo. Así ha llegado a definirse como *verdadera intensidad de un temblor* en un punto dado la intensidad que tendría en roca maciza, sana y cristalina. En cambio la *intensidad aparente* es la que se deduce de las observaciones de los efectos del temblor. La razón entre ésta y aquélla es lo que se llama *coeficiente de subsuelo* que viene por lo tanto a ser el factor de amplificación de la intensidad debida a las condiciones del terreno. Esta noción fué introducida por H. F. Reid al estudiar los efectos del terremoto de San Francisco de 18 de Abril de 1906 llegando como conclusión a la siguiente tabla de valores:

Terreno	Coef. de subsuelo
Roca.....	1
Arenisca.....	1 a 2,4
Arena suelta.....	2,4 a 4,5
Terrenos de relleno.....	4,4 a 11,6
Fango.....	hasta 12

Investigaciones semejantes practicadas por A. Sieberg en el temblor de la Europa Central en 16 de Noviembre de 1912 condujeron a coeficientes variables de 1 a 8 según la calidad del subsuelo.

La importancia del asunto es tan grande que se ha tratado de estudiarlo experimentalmente. El primero en hacerlo fué J. Milne en Japón en 1888. Después a raíz del terremoto de San Francisco el Prof. F. S. Rogers hizo una serie de experimentos midiendo los movimientos de la superficie de masas de ripio y arena en diferentes grados de humedad y comparándolas con el movimiento que él imprimía a la mesa oscilante sobre la cual se encontraban. Las conclusiones a que llegó (1), son:

1) Que pueden producirse en la superficie aceleraciones y amplitudes mayores que en la base, encontrando en algunas hasta cuatro veces mayores:

(1) Ver «Experiments with a Shaking machine by F. S. Rogers Report of the State Earthquake Investigation Commission: The California Earthquake of April 18, 1906; Vol. I, Parte II, o sino Bull of Seism. Soc. of Am. Vol 20 N.º 3.

2) Cuando habían varias capas la inferior saturada de agua y las superiores más secas, esta última se movían como si fueran masas semifluídas produciéndose grandes aceleraciones y aún movimientos desordenados.

Ultimamente el Prof. L. S. Jacobsen de la Universidad de Stanford (California) ha vuelto a hacer experimentos con la mesa oscilante (1), y llega a las siguientes conclusiones: Pueden producirse dos tipos de vibración en arena sometida a movimientos armónicos.

1) *Vibración elástica* cuando la humedad es pequeña y el movimiento no muy violento. Entonces la vibración del suelo también es armónica pero con amplitudes mayores o menores que las de la base y con aceleraciones que dependen de la razón de las amplitudes.

2) *Vibración pseudo elástica* que ocurren cuando la arena está muy húmeda. El movimiento del suelo en este caso no es armónico y sus oscilaciones sufren bruscas inversiones, con aceleraciones correspondientes que llegan a ser casi independientes de la frecuencia y de la amplitud del movimiento de la base.

En Japón también se estudia actualmente el problema, especialmente por parte de los profesores Suychiro e Ishmoto de la Universidad Imperial de Tokio pues, contra lo que podía esperarse, parece que algunos edificios situados en terrenos aluviales sufrieron menos en el terremoto de 1—Sept.—1923 que otros que se encontraban en terrenos más firmes (2).

5) CONDICIONES SÍSMICAS EN CHILE

Chile constituye, como ya dijimos anteriormente, una de las zonas de mayor actividad sísmica del mundo. Desde este punto de vista puede dividirse en dos regiones: 1.º De Arica a Concepción, más o menos, que es la de actividad máxima y 2.º) De Concepción al Sur en que tanto la frecuencia como la intensidad de los temblores va disminuyendo. Para formarse una idea de la frecuencia de los terremotos destructores, basta decir que en Copiapó los ha habido en 1796, 1819, 1822, 1847, 1857, 1859, 1918 y 1922 en Valparaíso y Santiago terremotos en 1643, 1730, 1822 y 1906 y en Concepción terremotos en 1570, 1657, 1751 y 1835 (3).

El origen de todos estos temblores es tectónico, es decir relacionado con la estructura de la corteza y sus epicentro se encuentran casi siempre situados cerca de la costa.

A raíz del terremoto de Copiapó y Vallenar en 1922, la Carnegie Institution de Washington mandó a Chile al Dr. Bailey Willis especialista en Geología y Sismología, para estudiar las condiciones sísmicas en el norte del país (4). El Dr. Willis después de observar los efectos y la intensidad del terremoto en los distintos lugares se dedicó guiado por la semejanza de Chile con California a buscar las fallas sísmica-

(1) Ver Bulletin of the Seism. Soc. of Am. Septiembre de 1930.

(2) Ver J. R. Freeman «Engineering Data Needed on Earthquake Motion» Bull. Seism. Soc. of Am. June 1930 y H. D. Dewell «Some Remarks on the Shaking Table Investigations» Bull. Seism. Soc. of Am. Septiembre 1930.

(3) Para mayores detalles ver F. Montessus de Balllore «Historia Sísmica de los Andes Meridionales».

(4) Bailey Willis «Earthquake Conditions in Chile» Washington 1929.

mente activas que hubieran podido dar origen al movimiento. A pesar de sus investigaciones el no pudo encontrar ninguna, pero en cambio localizó alrededor de una docena de fallas inactivas. Esto junto a una serie de razones geológicas lo llevaron a la conclusión de que la estructura del norte del país es del tipo del de las Tierras Altas de Escocia consistentes en una o más fallas mayores suavemente inclinadas y una mayor cantidad de fallas menores. La o las fallas mayores son superficies de ruptura que tienen su origen cerca del lecho del Océano Pacífico y se levantan suavemente hasta aparecer en la falda oriental de la Cordillera de los Andes. Se ve pues, que son de gran extensión pues atraviesan subterráneamente todo el ancho de Chile lo cual explica que el área de acción de los temblores chilenos sea tan grande. (El terremoto de 1922 se sintió con fuerza desde Concepción a Iquique—2500 Kms.—y desde la Cordillera hasta las islas de San Félix y San Ambrosio—1000 Kms.). Además pudo comprobar el Dr. Willis que las vibraciones del temblor eran transmitidas con mayor intensidad a lo largo de las fallas menores.

Otros puntos en que la intensidad de los temblores parece aumentada son las rinconadas del valle central o sea aquellas partes que constituyen el límite de los cerros de la cordillera con el valle. Esto puede deberse a la acción del subsuelo aluvial que allí se encuentra en capas ya más delgadas o a fallas, ya que en Santiago existen a los pies de las cordilleras en Peñalolén y en Talagante habiendo otra próxima a la costa.

Para que se vea con un ejemplo, tomado de Chile, la influencia de los dos factores indicados, fallas geológicas y calidad del subsuelo, en la intensidad de los temblores, damos a continuación una tabla copiada del libro de B. Willis antes citado relativa al terremoto de la zona norte en 1922.

Localidad	Intensidad	Condiciones locales
Caldera	VII—VIII	Costa rocosa
Copiapó	IX—X	Suelo fangoso
Tierra Amarilla	VIII—IX	Suelo de ripio. Falla próxima
San Antonio	X	Suelo fangoso y falla
Huasco	VII—VIII	Costa rocosa
Huasco Bajo	IX—X	Suelo fangoso
Freirina	VIII—IX	Suelo de ripio. Falla
Vallenar	IX—X	Suelo fangoso. Fallas próximas.
El Tránsito	IX—X	Suelo de ripio. Falla.
La Pampa	VIII	Suelo de ripio
Coquimbo	VII	Costa rocosa. Falla
La Serena	VII—VIII	Suelo de ripio
Vicuña	VIII	Suelo de ripio
Rivadavia	IX	Suelo de ripio. Fallas.

Las localidades están ordenadas según sus latitudes de Norte a Sur y se cree que el epicentro estuvo situado un poco al Sur de Vallenar. Según esto las intensidades debieran ir disminuyendo a medida que nos alejamos hacia el Norte o al Sur. En general sucede esto, pero hay puntos que hacen excepción a esta regla y son justamente

aquellos cuyas condiciones locales son desfavorables como Copiapó, San Antonio, Huasco Bajo etc.

En cuanto a la intensidad que han alcanzado en Chile los terremotos últimos, i bien varía tanto de un punto a otro según las condiciones tectónicas locales, es interesante saber que el de 1906 alcanzó en la parte plana de Valparaíso el grado VIII y aún IX de la escala Mercalli. El de 1922 en el Norte también llegó al grado IX, en Copiapó y Vallenar; y por fin el de Talca de 1.º de Diciembre de 1928 llegó al grado VIII.

Hay que tomar en cuenta que por lo general los subsuelos tanto de la parte plana de Valparaíso como de Vallenar, Copiapó y Talca son de mala calidad, muy inferiores al de Santiago, por lo cual sería muy interesante conocer la calidad de los suelos de las principales ciudades de la República para saber así las más expuestas a peligros sísmicos y tomarlo en cuenta al proyectar construcciones.

6) TEMBLORES MARÍTIMOS

Cuando los temblores tienen su epicentro en el mar se habla de temblores marítimos. Las vibraciones se propagan entonces por el agua siendo perfectamente sensibles en forma de temblor en los buques que se encuentran en esa zona.

Si se producen dislocaciones o erupciones en el fondo del mar, se originan ondas de marea sísmicas que suelen alcanzar dimensiones gigantescas. Así cuando ocurrió la explosión del volcán Krakatoa en las Islas de la Sonda se produjo una onda sísmica que llegó hasta 40 m. de altura en algunos puntos vecinos. En el terremoto de Messina en 1908 también se produjo una onda sísmica que en las orillas subió 9 mts. y por fin en el terremoto de Copiapó en 1922 en la bahía de Coquimbo hubo una salida de mar debida a una onda sísmica de 8 mts. de altura. La velocidad de estas ondas depende de la profundidad del mar y es la con que se propagan las ondas de translación y su período varía entre 15 minutos y 2 horas.

Tanto estas ondas de marea sísmicas como los terremotos tienen gran importancia para la construcción de puertos. Así debido a la acción conjunta de las aceleraciones vertical y horizontal se producen contra los muros de los malecones empujes de tierra que además de su gran magnitud, tienen una resultante muy tendida. A causa de esto se produjo en Yokohama en 1923 la caída de algunos de ellos, generalmente porque se excedió la resistencia al frotamiento entre las capas de bloques. En otros casos fueron las fundaciones las que cedieron.

Un interesante estudio sobre este punto apareció en el «Journal of the Civil Engineering Society» de Tokio (1).

(Continuará)

(1) S. Okabe: General theory on earth pressure and seismic stability of retaining walls and dam
Journal of the Civ. Eng. Soc. Tokio, 1924.