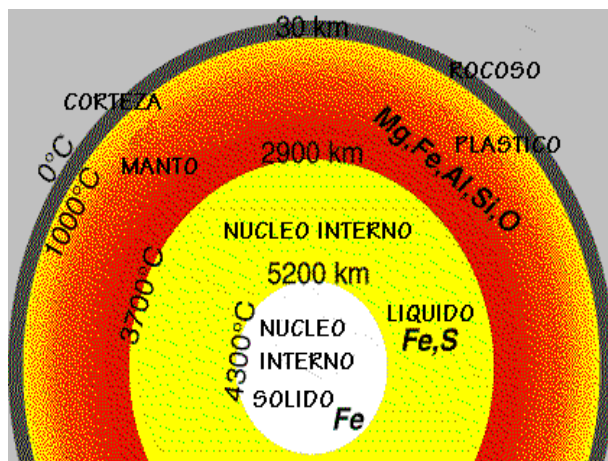




SISMOLOGIA Y TECTONICA DE PLACAS

La ciencia que estudia los aspectos relacionados con la ocurrencia de temblores de tierra, terremotos o sismos se denomina **sismología**. Esta es una ciencia joven, puesto que gran parte de sus métodos e instrumentos de observación fueron desarrollados a lo largo del siglo XX. A pesar de esto, la sismología ha logrado avances notables. Quizá una de sus más valiosas contribuciones al entendimiento de nuestro planeta lo constituya su aportación a la llamada **Tectónica de Placas**.

Para esbozar esta teoría consideremos en primer lugar la estructura interna de la Tierra. En la siguiente figura podemos ver esquemáticamente su constitución, mas adelante veremos como contribuyó la sismología a proporcionarnos este conocimiento. El núcleo terrestre está compuesto en gran parte por elementos metálicos como el de hierro y el níquel. El manto terrestre tiene una composición a base de silicatos abundantes en potasio, sodio y calcio. El cascarón más externo de la Tierra, el cual comprende la corteza y parte del manto, con un espesor de aproximadamente 100 Km., parece comportarse como un cuerpo rígido "flotando" en el resto del manto en donde pueden presentarse movimientos como si se tratara de un fluido. Esta conducta semejante a la de un fluido tiene sentido solamente en tiempos geológicos, es decir, en tiempos del orden de millones de años.



El cascarón exterior llamado litosfera no es continuo sobre la superficie de la Tierra. sino que está formado por diferentes "placas", que hacen contacto unas con otras, como los gajos de una pelota de fútbol. Las placas sufren movimientos relativos, debidos a fuerzas de origen aún no completamente conocido, aplicadas a lo largo de las mismas. Como la superficie del planeta esta cubierta por las placas, el movimiento relativo entre ellas solo se logra si en algunos de los márgenes de las mismas se está creando nueva litosfera mientras que en otros márgenes algunas de ellas "cabalgan" o se enciman sobre otras; un proceso al que se conoce actualmente como **subducción**.



Oceanic-continental convergence

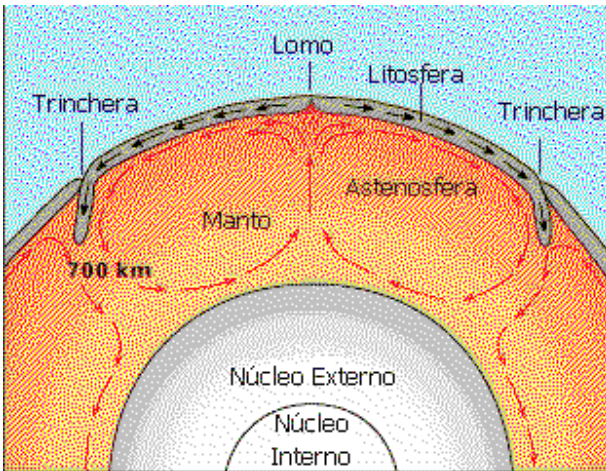
Debido a estos movimientos los continentes han variado su posición relativa a través del tiempo geológico y se cree que en un tiempo estuvieron todos reunidos en un gran continente llamado **Pangea**. Esto nos explica el ajuste que existe entre, por ejemplo, las costas de Sudamérica y África. La figura 3 nos muestra. la distribución geográfica de estas placas. Las zonas de creación de nueva litosfera se presentan como cordilleras submarinas y las zonas de subducción forman a menudo trincheras submarinas de gran profundidad. Podemos también notar que las diferentes placas no coinciden con los continentes y los océanos, sino que pueden tener corteza continental y oceánica.



No se sabe con certeza qué causa los esfuerzos que producen los movimientos de las placas, pero se cree que éstos son producidos por transferencia convectiva de calor, término que significa que el calor es llevado de un lugar a otro por el movimiento mismo del medio. Un ejemplo de este proceso, mas cercano a nuestra experiencia, ocurre cuando se hierva agua o cualquier otro líquido. El fluido más cercano a la fuente de calor se expande, se vuelve menos denso y tiende por lo tanto a subir a la superficie donde se enfría y es desplazado hacia el fondo por las nuevas parcelas ascendentes. De esta manera se establece un proceso continuo de ascenso y descenso del liquido en celdas permanentes formadas por las corrientes del fluido.

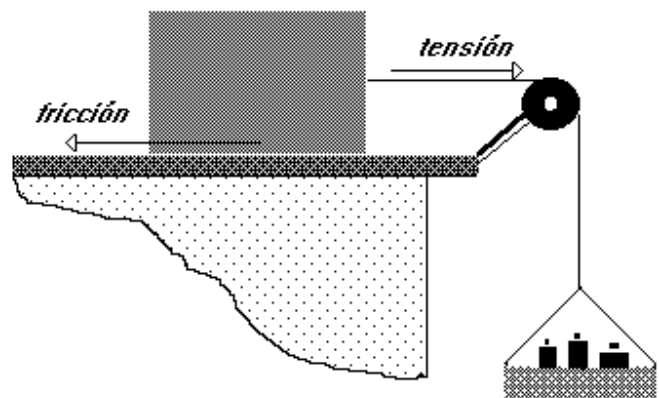


Aunque el manto terrestre está compuesto por minerales, en su seno pueden presentarse corrientes de convección como en un líquido; pero como se ha mencionado, que esto solo tiene sentido en periodos de tiempo muy largos. Una manera de entender este proceso consiste en considerar un cierto volumen de roca. Si aplicamos a éste una tensión por un tiempo corto, la roca vuelve a su posición inicial es decir se comporta elásticamente. Si la tensión se aplica por un período prolongado de tiempo, la roca quedará deformada permanentemente, es decir la roca "fluye" plásticamente. De esta manera podemos ver que el concepto de material rígido, elástico o fluido depende de las fuerzas y el periodo de tiempo en que le son aplicadas a un material. Incidentalmente, esto nos explica también los plegamientos en los estratos que observamos muchas veces en las rocas expuestas por los cortes hechos en las carreteras.



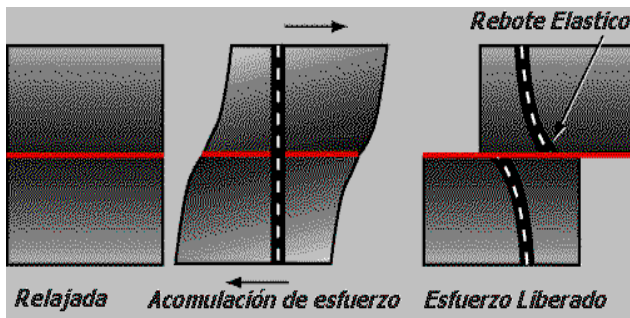
¿Cuál es la relación de este fenómeno con los temblores? En primer lugar notemos que en una zona de subducción el movimiento de una placa bajo la otra se realiza venciendo las fuerzas de fricción, generadas en el contacto entre ambas. A lo largo de este contacto, llamado zona de *Wadati-Benioff* (WB), el movimiento de una placa contra la otra tiene lugar discontinuamente, por "brincos". Es esto precisamente lo que genera los temblores en esas regiones. Para imaginar estos procesos pensemos en un bloque de cemento sobre una mesa, como se muestra en la figura 5.

Si colocamos un peso pequeño en la canastilla, el bloque no se moverá debido a la fuerza de fricción entre el bloque y la mesa. Conforme aumentamos el peso, la tensión en el cable continúa acumulándose hasta que iguala a la fuerza de fricción, a partir de ese momento el bloque empezará a moverse.



Análogamente, en la zona WB se acumula gradualmente la tensión hasta que rebasa un límite, en ese momento comienza a presentarse un fallamiento en algún punto llamado *foco*, desde donde se propaga a toda una superficie.

Este comportamiento puede ser observado cuando el contacto entre placas aflora en la superficie de la Tierra, como en la famosa Falla de San Andrés, en California. De hecho, fue en observaciones hechas en esta falla que pudo deducirse este mecanismo, conocido como la **Teoría del Rebote Elástico**. Esto ocurrió durante el sismo de San Francisco en el año de 1906. La figura 7 muestra las dos placas durante el movimiento lateral que produce la acumulación de esfuerzos. Cuando los esfuerzos rebasan cierto límite y el fallamiento se produce en un punto y se propaga en ambas direcciones. Se dejan ahora un desplazamiento que permanece entre ambas caras de la falla.



Aunque este proceso puede parecer intuitivamente obvio, en realidad no lo es; durante mucho tiempo, se pensó que el fallamiento de la corteza era un efecto de los temblores y no el origen de los mismos. Como fuentes de éstos, se pensaba en intrusiones de magma o colapso de volúmenes por cambios de densidad de las rocas que componen la corteza. Aunque estos mecanismos pueden ciertamente ocurrir, en la actualidad sabemos que la mayoría de los temblores en las regiones de subducción,



se originan por el mecanismo expuesto y son llamados "tectónicos". Otros tipos de sismos están asociados a fenómenos locales, como la actividad volcánica o el colapso del subsuelo por la extracción de fluidos o materiales del subsuelo.

Para finalizar es necesario hacer dos observaciones que no están explícitas en los párrafos anteriores. La primera es que si bien los sismos son generados por la ruptura en el plano de falla, las ondas así creadas se propagan a través de la tierra porque para los tiempos involucrados en la propagación de las ondas (del orden de varios segundos) esta se comporta como un cuerpo elástico.

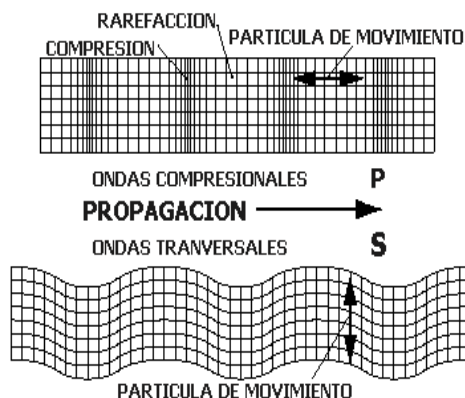
La segunda concierne, nuevamente, al comportamiento mecánico de las rocas. Cuando una roca es sometida a una fuerza pequeña por un tiempo corto de tiempo, la roca se deforma; pero al cesar la fuerza, recupera su forma original. A esto ya nos referíamos en la discusión anterior; sin embargo, cuando la fuerza a que se somete el material es mayor que su resistencia, este se rompe o falla a lo largo de un plano que es el llamado plano de falla. Si existe un plano de falla preexistente, una nueva ruptura tenderá a presentarse en el mismo lugar porque este es un plano debilitado por rupturas anteriores. De la misma manera, si tenemos dos placas en contacto, la resistencia al movimiento entre ellas se da a causa de la fricción entre las caras; sin embargo la fuerza de fricción entre ellas es mucho menor que la que sería necesaria para romper nuevas rocas, de manera que las fuerzas acumuladas tenderán a fallar a lo largo del mismo plano.

ONDAS SISMICAS

Si desplazamos un diapasón de su posición de equilibrio y lo soltamos repentinamente, percibimos su sonido característico. Lo mismo sucede en la Tierra, hemos visto que el fallamiento de la roca consiste precisamente en la liberación repentina de los esfuerzos impuestos al terreno. De esta manera, la tierra es puesta en vibración. Esta vibración es debida a la propagación de ondas como en el caso del diapasón.

Ahora bien, en un sólido pueden transmitirse dos tipos de ondas. El primer tipo es conocido como onda de compresión, porque consiste en la transmisión de compresiones y rarefacciones como en el caso de la transmisión del sonido, en este caso las partículas del medio se mueven en el mismo sentido en que se propaga la onda. El segundo tipo es conocido como ondas transversales o de cizallamiento; las partículas se mueven ahora en dirección perpendicular a la dirección de propagación de la onda. La figura 9 muestra esquemáticamente la propagación de estas ondas en un bloque sólido.

Las ondas compresionales y transversales han sido llamadas P y S respectivamente por razones que se verán más adelante. Son también conocidas como ondas internas porque se propagan en el interior de un sólido elástico.



Además de estas dos clases de ondas existen otros dos tipos de gran importancia llamadas ondas superficiales por los motivos que veremos a continuación: cuando un sólido posee una superficie libre, como la superficie de la tierra, pueden generarse ondas que viajan a lo largo de la superficie. Estas ondas tienen su máxima amplitud en la superficie libre, la cual decrece exponencialmente con la profundidad, y son conocidas como ondas de Rayleigh en honor al científico que predijo su existencia. La trayectoria que describen las partículas del medio al propagarse la onda es elíptica retrógrada y ocurre en el plano de propagación de la onda (figura 10) Una analogía de estas ondas lo constituyen las ondas que se producen en la superficie de un cuerpo de agua.

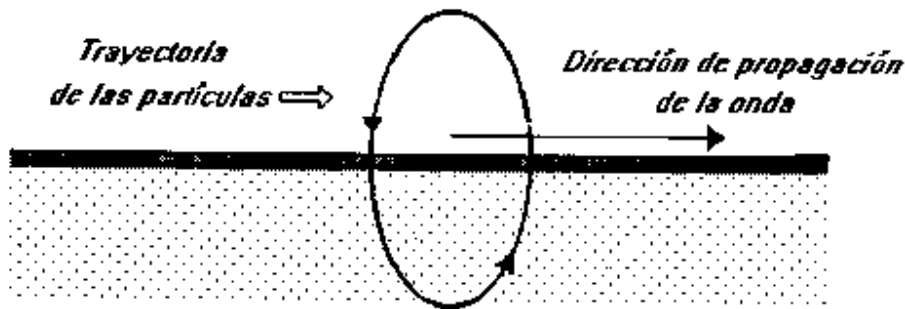
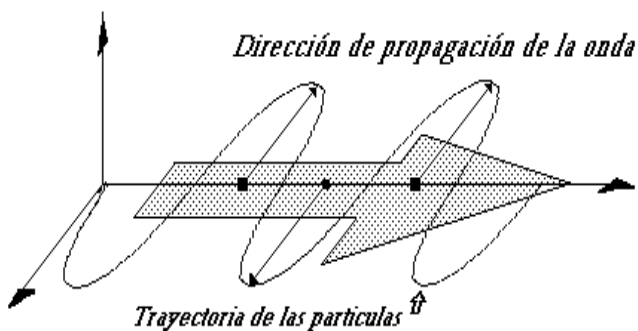


Fig. 10

Otro tipo de ondas superficiales son ondas de Love llamadas así en honor del científico que las estudió. Estas se generan solo cuando el medio elástico se encuentra estratificado, situación que se cumple en nuestro planeta pues como veremos se encuentra formado por capas de diferentes características físicas y químicas. Las ondas de Love se propagan con un movimiento de las partículas, perpendicular a la dirección de propagación, como las ondas S, sólo que polarizadas en el plano de la superficie de la Tierra, es decir solo poseen la componente horizontal a superficie. Las ondas de Love pueden considerarse como ondas S "atrapadas" en el medio superior (figura 11). Como para las ondas de Love, la amplitud de las mismas decrece rápidamente con la profundidad. Las ondas de Love son observadas sistemáticamente sobre la superficie de la tierra pues nuestro planeta posee un estrato superficial de baja velocidad, la corteza, sobre un medio mas profundo, el manto.

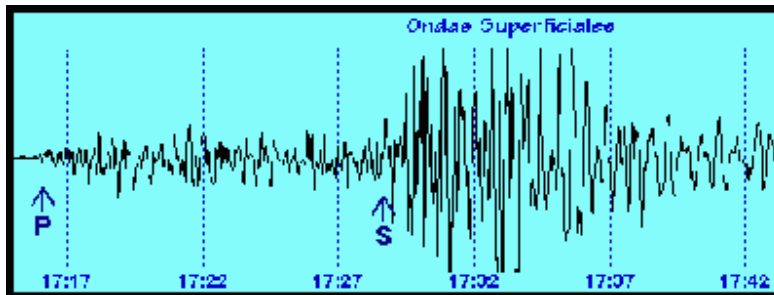


Como podemos ver el término superficial se debe a que las ondas se generan por la presencia de superficies de discontinuidad ya que en un medio elástico infinito no podrían generarse. En general su existencia se puede explicar considerando que la vibración del medio en lugares en los que existen menores tracciones, y esto sucede por la presencia del vacío o un medio de menor rigidez, tiende a compensar la energía generando este tipo especial de vibraciones.

¿Cuál es la velocidad de estas ondas? Se puede demostrar teóricamente y se observa experimentalmente que la velocidad de las ondas es tal que:

$$V_{R,L} < V_s < V_p$$

Donde V_p , V_s y $V_{R,L}$ son las velocidades de las ondas P, S y de Rayleigh y Love respectivamente. Entre estas dos últimas no puede establecerse un orden de velocidades porque esta depende de muchos factores y no siempre viajan con la misma velocidad.



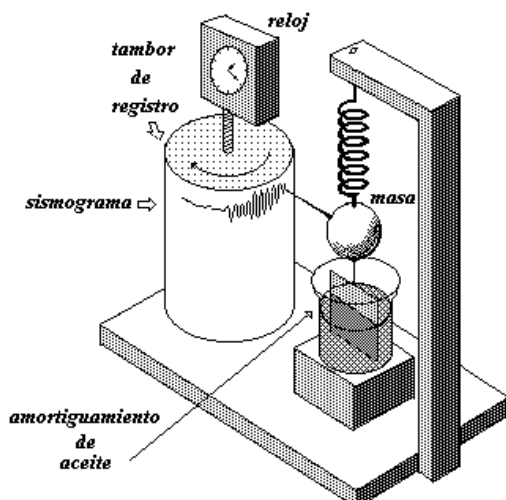
Ciudad de México, en alrededor de 1 minuto.

Las velocidades de las diferentes ondas dependen de las características del medio; por ejemplo, en rocas ígneas la velocidad de las ondas P es del orden de 6 Km/seg, mientras que en rocas poco consolidadas es de aproximadamente 2 Km/seg ó menor. Así, las ondas P de un terremoto originado en la costa de Acapulco serían percibidas en la

SISMOGRAFOS Y SISMOGRAMAS

El instrumento esencial para estudiar los temblores es el sismógrafo. Este es un aparato que registra el movimiento del suelo causado por el paso de una onda sísmica. Los sismógrafos fueron ideados a fines del siglo pasado y perfeccionados a principios del presente. En la actualidad, estos instrumentos han alcanzado un alto grado de desarrollo electrónico, pero el principio básico empleado no ha cambiado como veremos a continuación.

Para registrar el movimiento del suelo es necesario referirlo a un punto fijo en el espacio; si quisiéramos referirlo a un punto anclado al mismo suelo nos sería imposible obtener un registro puesto que el punto también se movería junto con el suelo al que está anclado. Para salvar esta dificultad, podemos recurrir al principio de inercia de los cuerpos, como sabemos este principio nos dice que todos los cuerpos tienen una resistencia al movimiento o a variar su velocidad. Así, el movimiento del suelo puede ser medido con respecto a la posición de una masa suspendida por un elemento que le permita permanecer en reposo por algunos instantes con respecto al suelo. El mecanismo consiste usualmente en una masa suspendida de un resorte atado a un soporte acoplado al suelo (figura 12), cuando el soporte se sacude al paso de las ondas sísmicas, la inercia de la masa hace que ésta permanezca un instante en el mismo sitio de reposo. Posteriormente cuando la masa sale del reposo, tiende a oscilar. Sin embargo, ya que esta oscilación posterior del péndulo no refleja el verdadero movimiento del suelo, es necesario amortiguarla. En la figura 12 se haya representado un aparato en el que el amortiguamiento se logra por medio de una lámina sumergida en un líquido (comúnmente aceite). Este era el método utilizado en los aparatos antiguos, actualmente se logra por medio de bobinas o imanes que ejercen las fuerzas amortiguadoras de la oscilación libre de la masa.

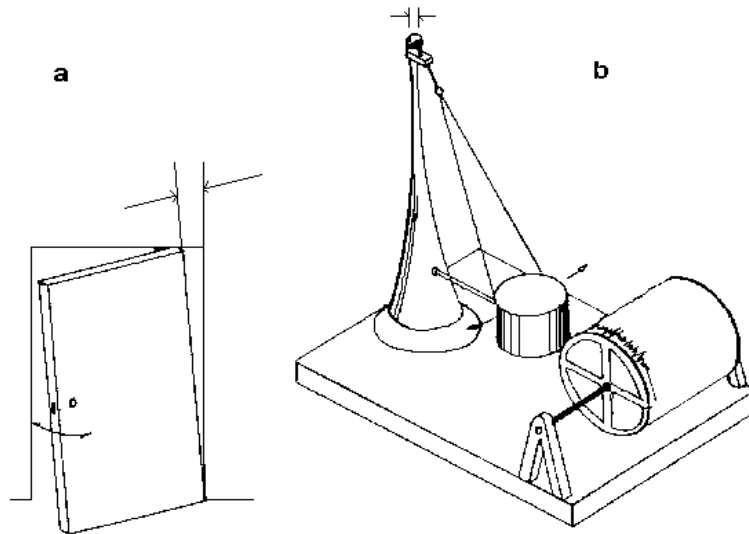


Si se sujeta un lápiz a la masa suspendida, para que pueda inscribir en un papel pegado sobre un cilindro que gira a velocidad constante, se podrá registrar una componente del movimiento del suelo (como veremos adelante los sismógrafos reales poseen un sistema amplificador entre la masa y el papel para producir registros



analizables a simple vista). El instrumento hasta aquí descrito, detecta la componente vertical del movimiento del suelo y se conoce como sismógrafo vertical. El papel donde traza el movimiento se conoce como *sismograma*. En la figura 13 se muestran algunos sismogramas típicos.

Como el movimiento del suelo tiene lugar en las tres dimensiones del espacio, los movimientos del suelo también tienen dos componentes horizontales. Para medir este movimiento se requiere de péndulos horizontales que oscilan como una puerta aunque con el eje ligeramente inclinado para lograr un punto de estabilidad (figura 14a). El sismógrafo horizontal se representa en la figura 14b.



Además del péndulo y el sistema de amortiguamiento los sismógrafos emplean un sistema de amplificación para producir registros que puedan ser analizados a simple vista. Antiguamente la amplificación se realizaba por medio de un sistema mecánico en la actualidad la amplificación se realiza electrónicamente.

Los sismógrafos que se emplean actualmente, en general, tienen masas que pueden ser de unos gramos hasta 100 kg., mientras que los sismógrafos antiguos de amplificación mecánica solían

tener grandes masas con el fin de obtener mayor inercia y poder vencer las fuerzas de razonamiento que se originan entre las partes móviles del sistema, tal es el caso del sismógrafo horizontal Wiechert de 17 toneladas que opera en la estación sismológica de Tacubaya (apéndice A).

El movimiento del suelo con respecto a la masa se efectuaba en los primeros instrumentos por medio de una pluma o estilete que inscribía sobre un tambor giratorio. Después se introdujo la inscripción sobre película o papel fotográfico de un haz de luz reflejado en la masa o sistema amplificador del sismógrafo. Actualmente existen sismógrafos que detectan el movimiento de la masa electrónicamente y lo digitalizan para ser almacenado en cinta magnética u otros medios de almacenamiento digital.

Es oportuno aclarar en este lugar que cada instrumento, dada su frecuencia natural de oscilación y su sistema de magnificación, detecta a cada una de las muchas frecuencias que componen una onda sísmica de diferente manera y es necesario conocer con detalle que magnificación le da el instrumento a cada una para calcular el movimiento real del suelo a partir de los sismogramas. Si esta información se ha determinado para un instrumento dado se dice que este está *calibrado*.o que se conoce la *respuesta* del instrumento En este sentido se dice que un sismómetro es un sismógrafo que ha sido calibrado. Al presente, los sismómetros mas avanzados son los llamados de banda ancha que hacen posible obtener un registro digital de movimientos con un gran intervalo de frecuencias ya que fueron diseñados para detectar un intervalo grande de frecuencias con la misma respuesta.

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.

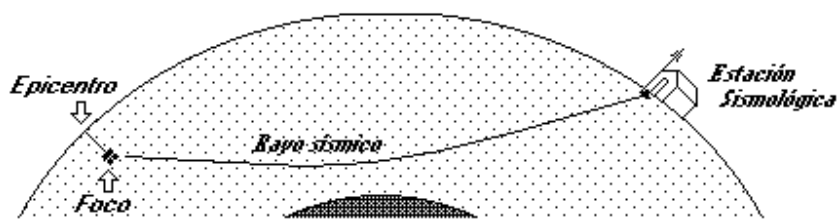


Para finalizar esta sección es oportuno mencionar que para determinar con precisión el epicentro de un temblor así como otras de sus características, se requiere del auxilio de varias estaciones sismológicas. Una serie de sismógrafos arreglados para observar la sismicidad de una región es conocida como una **red sismológica**. En nuestro país el Servicio Sismológico, organismo encargado de la observación sismológica en el territorio Nacional, opera la Red Sismológica Mexicana (ver apéndice B, figura 1).

Además de esta existen otras redes locales o de investigaciones específicas como RESNOR, la red sismológica del noroeste perteneciente al Centro de Investigación Científica y Enseñanza Superior de Ensenada y RESCO la red sismológica del Estado de Colima perteneciente a la Universidad de Colima y operada por su Centro de Investigación en Ciencias Básicas.

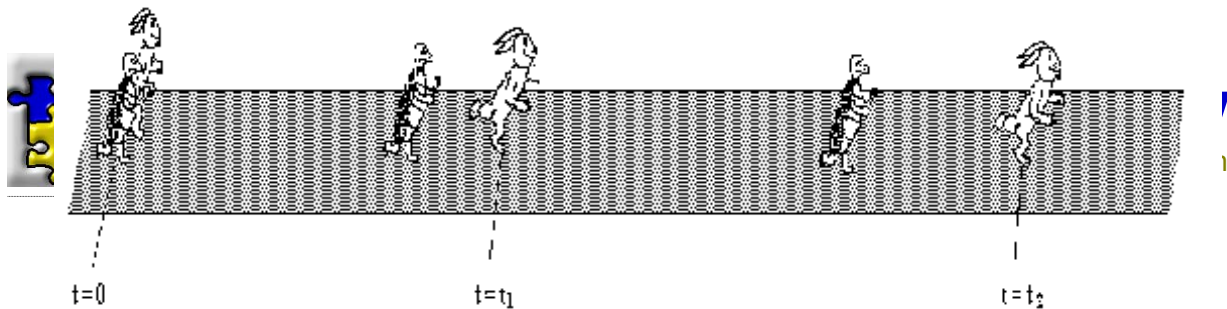
DETERMINACION DEL EPICENTRO

Hemos mencionado que el lugar en que comienza el fallamiento que produce los temblores se llama *foco*. A grandes distancias, el plano completo de ruptura aparece como un punto y lo llamamos también **foco**; la proyección de éste sobre la superficie terrestre recibe el nombre de **epicentro** (figura 15).

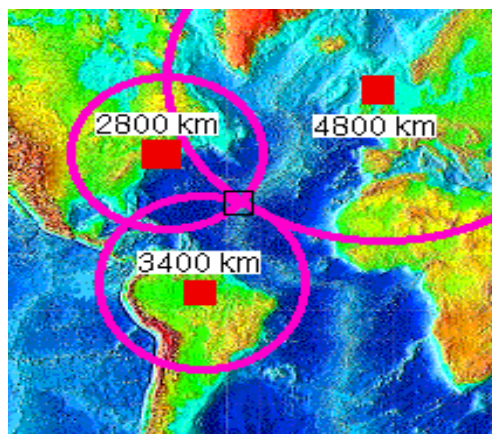


¿Cómo determinan los sismólogos la ubicación del epicentro? Como ya explicamos, los sismógrafos amplifican e inscriben el movimiento del suelo en una tira de papel (o cualquier otro tipo de material) llamado registro o sismograma. En el sismograma se

registran los diferentes tipos de ondas generadas por un temblor que alcanzan una estación sismológica dada en orden sucesivo de tiempo. La ubicación del epicentro de un temblor se hace analizando sus registros e identificando los diferentes tipos de ondas; en particular las ondas o **fases** (en el habla de los sismólogos) P y S permiten el empleo de una técnica muy utilizada para la determinación del epicentro. Para comprender este método recordemos que las ondas P viajan a mayor velocidad que las ondas S. Así, si el conejo es más veloz que la tortuga y ambos empiezan a correr desde el punto t_0 , a medida que se alejen de ese punto la distancia entre ambos será mayor. Un observador en el punto t_1 notaría pasar al conejo y un momento después a la tortuga. Otro observador en el punto t_2 notaría pasar al conejo A y un momento mayor que el observador del punto a la tortuga (figura 16). Puesto que a mayor distancia del origen mayor será la separación entre los corredores, puede utilizarse el tiempo transcurrido entre la llegada de ambos a un punto dado para calcular la distancia al origen.



Sobre la superficie de la Tierra, una estación puede proporcionar la distancia al epicentro pero no la dirección del mismo, es decir si en una estación calculamos la distancia al epicentro este puede estar en cualquier punto de un círculo con un radio igual a la distancia calculada. En teoría si tenemos una estación sismológica con tres componentes podemos reconstruir el movimiento de las partículas cuando incide la onda P, por ejemplo, y conocer la dirección de llegada de la onda (recuérdese que para las ondas P las partículas oscilan a lo largo de la trayectoria de viaje de la onda). En la práctica no puede lograrse mucha precisión con este método, y se recurre a los registros de otras estaciones para obtener estimaciones independientes de la distancia al epicentro. Como puede verse en la (figura 17) son necesarias, al menos, tres estaciones para determinarlo sin ambigüedad. La intersección de los círculos correspondientes a las tres estaciones rara vez coincide en un solo punto; por ser datos experimentales poseen cierto grado de error que hacen que definan una región más o menos grande, dependiente de la calidad de los datos utilizados, en lugar de un solo punto.



La técnica de medir la diferencia entre la llegada de las ondas S y P, llamada S-P entre los sismólogos, no es la única forma de determinar el epicentro. Si se tiene un número bien distribuido de estaciones pueden utilizarse los tiempos de llegada de la onda P para el cálculo de la distancia. En este método se obtiene un origen que satisface mejor los tiempos de llegada a cada una de las estaciones. En general la determinación del epicentro de un sismo es mejor entre mas estaciones lo registren y entre mas ampliamente alrededor del epicentro estén distribuidas. La información obtenida de muchas estaciones es tratada estadísticamente en un proceso iterativo en el que la posición del epicentro va siendo refinada y se utilizan para esto tanto las diferencias S-P como los tiempos de llegada de las

ondas.

ESCALA DE MAGNITUD E INTENSIDAD

Las escalas de magnitud e intensidad se utilizan para cuantificar o medir los temblores. La escala de magnitud está relacionada con la energía liberada como ondas sísmicas; la intensidad, con los daños producidos por el sismo. Ambas escalas son necesarias puesto que miden aspectos diferentes de la ocurrencia de un temblor. Así, la escala de magnitud está relacionada con el proceso físico mismo, mientras que la intensidad lo está con el impacto del evento en la población, las construcciones y la naturaleza.

Como es natural, el primer intento para catalogar los temblores se hizo por medio de una clasificación empírica que tomaba en cuenta únicamente los efectos observables. Se propusieron escalas para clasificar el "tamaño" de los temblores desde los últimos años del siglo pasado. En 1902, Mercalli propuso una tabla, que fue posteriormente modificada en 1931 y desde entonces se ha llamado escala Modificada de Mercalli (MM). Esta no es única; pero sí la más frecuentemente usada en nuestro continente. Consta de 12 grados de *intensidad* como puede apreciarse en el apéndice C, donde se muestran también las características de cada grado, que es denotado por números romanos del I al XII.



La escala de *intensidad* permite describir de manera sucinta los efectos de un temblor. Como por otra parte los daños causados por un temblor se concentran en las cercanías de la fuente, la distribución de intensidades permite estimar el epicentro de un temblor; sin embargo, la escala es en gran medida subjetiva y no permite la comparación de los sismos entre si puesto que, por ejemplo, un sismo pequeño puede causar más daños a una población, si está cercana al epicentro, que uno grande pero a mayor distancia. Por otro lado, no proporciona información sobre la energía u otra variable física liberada en el temblor. Así pues es necesario catalogar temblores de acuerdo con los procesos físicos de la fuente; pero también de manera tal que puedan ser medidos a través del registro gráfico o numérico que de ellos tenemos, es decir de los sismogramas.

La manera mas conocida y mas ampliamente utilizada para clasificar los sismos es debida a Richter quien definió una escala de *magnitud* basada en las consideraciones que se exponen a continuación:

La definición de magnitud de Richter se tornó en un instrumento de enorme utilidad para el estudio de los temblores. No solo se encontró que podía emplearse para otras regiones del planeta además de California sino que señaló el camino para la elaboración de escalas de mayor aplicación. En efecto, la escala de magnitud local es apropiada para temblores con focos no mayores a los 16 Km de profundidad y distancias no mayores de 600 Km de una estación dada. En 1936 Richter y otro gran sismólogo, Beno Gutenberg, diseñaron una nueva escala aplicable a temblores lejanos registrados con otros tipos de aparatos. En esta escala se utiliza la, amplitud de la onda superficial horizontal con periodo de 20 seg.. La formula para determinar la magnitud con este criterio es:

$$M_s = \log A - \log B + C + D$$

En esta ecuación A es la amplitud total, es decir en las dos dimensiones del plano, de la onda superficial con periodo aproximado de 20 seg (medida en micrones). B es el valor de la máxima amplitud horizontal calculada para un evento de magnitud cero (en micrones) a la misma distancia focal. Finalmente, C y D son constantes dependientes de cada estación y dependen de tipo de terreno en que se encuentra una estación, el instrumento, la profundidad focal, atenuación, etc. A esta escala se le llama magnitud de ondas superficiales o M_s .

Por otro lado, entre 1945 y 1956 Gutenberg desarrollo una nueva escala aplicable a temblores profundos (que son menos eficientes en la generación de ondas superficiales) utilizando la amplitud de las ondas internas. Esta escala esta dada por la fórmula:

$$m_b = \log (A/ T) + B + C$$

Donde A es la amplitud de la onda de cuerpo elegida para la determinación, T el periodo de la onda, y B y C constantes dependientes de las características del sismo y la estación sismológica. A esta escala se le conoce como magnitud de ondas de cuerpo o por el símbolo utilizado en la fórmula: m_b .

Estas fórmulas dan valores algo diferentes para un mismo temblor, la razón es que , como hemos visto fueron desarrolladas para extender el concepto de magnitud a sismos de varios tipos y resultan en realidad complementarias; por ejemplo, la magnitud m_b arroja mejores resultados cuando se aplica a sismos profundos. Con propósitos de comparación, los sismólogos han encontrado fórmulas para convertir de una escala a otra. La figura 19 muestra en forma gráfica la comparación entre las tres escalas.

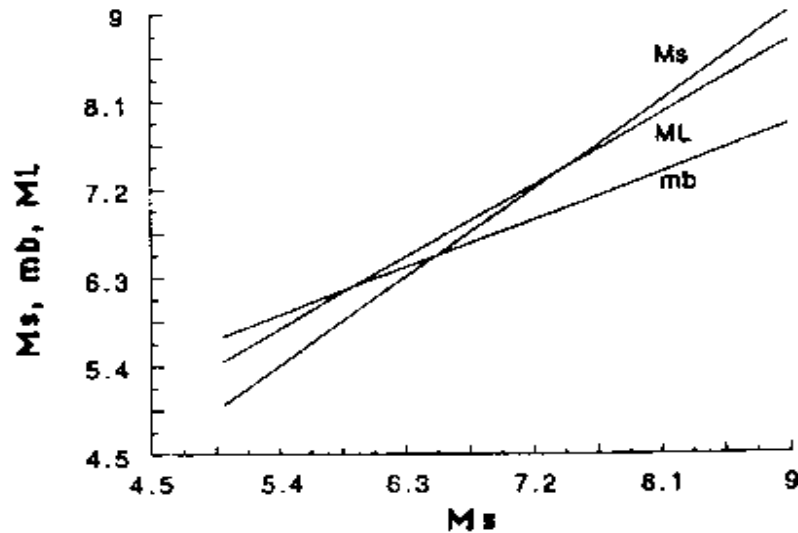


FIG.19

Como puede advertirse la diferencia entre escalas puede ser de varios décimos de grado, una diferencia importante si no se especifica de que escala en particular se habla pero no muy grande en términos de comunicación al público una probable causa de que en los reportes periodísticos no se haga referencia al tipo particular de escala utilizada. Nótese por otra parte que todas estas escalas son "abiertas" es decir no se considera un número finito de unidades como la escala de intensidad; sin embargo nunca se han observado terremotos con magnitud superior $M_s = 8.9$ ($m_b = 8.1$), límite que representa una condición natural del comportamiento de las rocas. Finalmente, nótese nuevamente que una magnitud cero o negativa no indica ausencia de movimiento sino sismos iguales o menores que el sismo patrón.

MAGNITUD Y ENERGIA

Independientemente de la escala utilizada, lo importante es que se cuenta ahora con una fórmula que nos proporciona un valor relacionado con el "tamaño" determinado a partir de observaciones instrumentales.

Como la magnitud no es una variable física, los sismólogos han buscado fórmulas de relación entre esta y otras cantidades físicas, por ejemplo, con la energía liberada como ondas sísmicas. Las fórmulas que las relacionan varían porque la amplitud medida en el sismograma puede ser, como hemos visto, la de cualquiera de las distintas fases (P, S, superficiales) que son registradas. En forma general estas tienen la forma siguiente:

$$\log E = a + bM$$

Donde a y b dependen de la escala de magnitud utilizada. Por ejemplo si la magnitud es M_s , Richter encontró la siguiente fórmula:

$$\log E = 11.8 + 1.5 M_s$$



Con esta fórmula podemos ver que un temblor de magnitud digamos, 5.5 libera una energía del orden de magnitud de la de una explosión atómica, es decir alrededor de 1020 ergs

En la fórmula anterior notemos que la relación entre magnitud y energía es logarítmica, es decir cuando la magnitud aumenta en una unidad el logaritmo de la energía también lo hace. Por otra parte, el logaritmo es el exponente al que hay que elevar la base 10 para obtener la energía; por esta razón, la energía aumenta aproximadamente 31.6 veces por cada grado. Así, se requiere la ocurrencia de alrededor de unos 31 sismos de una magnitud dada para liberar la misma cantidad que libera el sismo de una magnitud superior en una unidad o, permitiéndonos cierta licencia en el lenguaje: se necesitan 31.6 sismos de una magnitud M para hacer un sismo de magnitud de magnitud M+1

En el Apéndice C se detallan algunos de los sismos más destructivos, ocurridos en la República Mexicana y el mundo.

LA CONSTITUCIÓN DE LA TIERRA Y LA SISMICIDAD GLOBAL

En el primer apartado de este artículo se consideró la estructura de la Tierra. ¿Cómo fue posible conocerla si las perforaciones más profundas no alcanzan sino unos pocos kilómetros? La respuesta está nuevamente en la sismología.

De igual manera que un médico puede saber si existe fractura en los huesos de un accidentado, por medio de rayos X, el sismólogo ha deducido la estructura terrestre por medio de las ondas sísmicas que viajan a través de ella como los rayos X a través del cuerpo humano.

Supongamos que ocurre un sismo en un punto dado, si la Tierra fuera completamente homogénea los rayos viajarían en líneas rectas del foco al observador. Los sismogramas observados para esta Tierra homogénea serían relativamente simples. Sin embargo los científicos han descubierto que los rayos no viajan en línea recta sino que van curvándose hacia la superficie, debido a que las características de las rocas que componen la tierra cambian con la profundidad de tal manera que la velocidad de las ondas aumenta con esta (figuras 15). Además de lo anterior, se encuentra que éstas sufren refracciones y reflexiones que sólo pueden explicarse si la Tierra está compuesta por las diferentes regiones de que se habló en el primer apartado (figura 20).

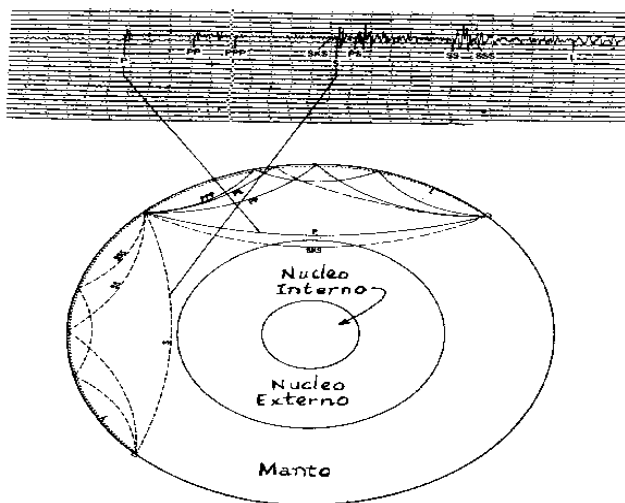


FIG.20

Los temblores, paradójicamente, poseen un aspecto positivo y éste es el de proporcionarnos información sobre el interior de nuestro planeta. Actualmente, gracias a la técnica conocida como tomografía sísmica o sísmica, se conoce con gran detalle el interior de nuestro planeta.

Esto es un gran logro, no solo del avance teórico e instrumental, sino de la cooperación internacional ya que esto solo es posible a través de la instalación de redes mundiales de sismógrafos y la colaboración internacional entre los sismólogos. Gracias a esto, en los últimos 80 años ha sido posible realizar llevar un registro continuo de los sismos mayores, de



manera que ha sido posible hacer estudios cuantitativos de la sismicidad de la Tierra. Así, se ha obtenido un esquema global de la sismicidad mundial. El mapa de la figura 20 muestra la distribución geográfica de los sismos; se puede observar que la mayor parte de la energía sísmica se libera en las costas del Océano Pacífico, región conocida como el cinturón de fuego, debido a que en esta zona ocurre también gran actividad volcánica. Hay otras regiones también activas, como el Atlántico medio y el cinturón Euroasiático. Nótese que las franjas de sismicidad coinciden con los límites de placas. Existen también regiones donde la actividad sísmica es casi nula o desconocida lo que pone de manifiesto que el peligro representado por los temblores es muy grande en ciertas regiones y casi nulo o insignificante en otras.

Observando la actividad sísmica mundial se puede estimar el número de temblores de cierta magnitud que ocurren en un año; se ha observado que ocurren dos grandes terremotos en promedio anualmente (Tabla II). Por otra parte ocurren constantemente varios cientos de miles de temblores de magnitud inferior a 3, que pasan desapercibidos o son percibidos muy localmente.

**TABLA II
PROMEDIO ANUAL DE TEMBLORES**

MAGNITUD	NUMERO PROMEDIO
8	2
7	20
6	100
5	3000
4	15000
4	150000

SISMICIDAD EN MEXICO

En nuestro país el desarrollo instrumental empezó a principios del siglo; afortunadamente la historia de los grandes sismos del país no dejó de ser registrada en un gran número de documentos.

En 1910 se inauguró la red sismológica mexicana (ver Apéndice A). Desde esa fecha hasta nuestros días se ha mantenido una observación continua de los temblores cuyos registros se conservan en la Estación Sismológica de Tacubaya y otras instalaciones del Instituto de Geofísica de la UNAM, institución encargada de operar el Servicio Sismológico Nacional (SSN) y su red de estaciones sismológicas. Desde 1992 el SSN inició un proyecto de modernización que pretende establecer estaciones con una cobertura más amplia y una localización mas estratégica. Las estaciones estarán dotadas de sismógrafos modernos de banda ancha con señales enviadas por telemetría a las instalaciones del SSN en el Instituto de Geofísica.

Con la red existente, ha sido posible conocer la sismicidad global del país, la figura 21 muestra los terremotos ocurridos en México durante el periodo señalado.

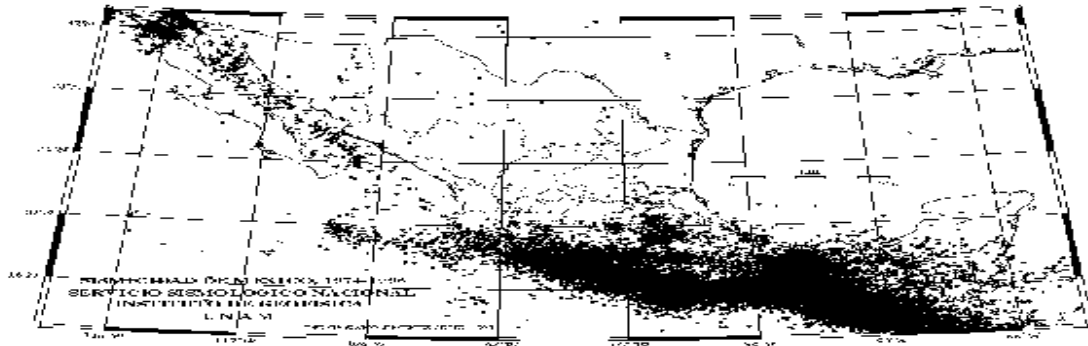


FIG.21

Nótese que las zonas de mayor sismicidad se concentran en la costa occidental del país a lo largo del borde de varias placas cuyo contacto tiene expresión en un bajo topográfico conocido como trinchera. Aunque la Ciudad de México no se encuentra sobre la costa, se encuentra lo suficientemente cercana para experimentar los efectos de los sismos; la causa de que estos sean mas dañinos en esta que en otros lugares radica entre otras cosas en la naturaleza de su terreno.

Una descripción de los efectos de los sismos mas importantes ocurridos en México aparece en el Apéndice A.

PREMONITORIOS Y REPLICAS

Frecuentemente algunos temblores grandes son precedidos por temblores de menor magnitud generados al inicio del fracturamiento alrededor de lo que será la región focal del gran temblor. A estos sismos se les conoce como temblores premonitorios,. No es fácil determinar cuándo una serie de temblores pequeños son premonitorios de un gran temblor, ya que no es posible diferenciarlos de la sismicidad normal de una región. En la generalidad de los casos, se sabe que un temblor es premonitorio sólo en el contexto de la actividad posterior.

Los sismólogos también han observado que, inmediatamente después de que ocurre un gran temblor, éste es seguido por temblores de menor magnitud llamados *réplicas* y que ocurren en las vecindades del foco del temblor principal. Como estos sismos ocurren en la zona de ruptura del temblor principal, su ocurrencia se debe probablemente al reajuste mecánico de la región afectada que no recupera su estado de equilibrio inmediatamente después del temblor principal. Inicialmente, la frecuencia de ocurrencia es grande pero decae gradualmente con el tiempo, dependiendo de la magnitud del temblor principal; también decaen en magnitud. Por ejemplo, para el temblor de Oaxaca del 29 de noviembre de 1978, de magnitud 6.8, inicialmente se observaron hasta 200 réplicas de magnitud mayor a 2.0 diariamente y esta actividad fue decayendo durante 5 meses aproximadamente. El estudio de las réplicas de un gran temblor se ha aprovechado para estimar las dimensiones de la zona de ruptura y otros estudios científicos pero desde el punto de vista social es necesario conocer su ocurrencia para adoptar una actitud previsoras luego de la ocurrencia de un gran sismo.



PREDICCIÓN

¿Se pueden predecir los temblores? La respuesta a esta pregunta depende de lo que se entienda por predicción. Año tras año podemos leer en los periódicos las declaraciones hechas por adivinadores, mediums y astrólogos, sobre la futura ocurrencia de temblores en algún lugar del planeta. Estas declaraciones distan mucho de ser predicciones. Se ha visto (tabla II) que, en promedio, ocurren cerca de 120 temblores de magnitud mayor a 6 anualmente. Se conocen también las zonas sísmicas del planeta, de manera que el afirmar que durante el año de 1984 ocurrirá un temblor en la costa occidental de México no contiene información novedosa ni útil. Tampoco la contiene la declaración de que en un año dado ocurrirá un gran temblor en el planeta.

Sin embargo, la predicción como resultado de la comprensión de un proceso de la naturaleza es una de las metas de toda ciencia. La sismología no es ajena a estas aspiraciones y en la actualidad se realizan intensos esfuerzos por desarrollar una metodología confiable que pueda emplearse con éxito en el futuro.

Existen esencialmente dos maneras de atacar el problema. En una de ellas se estudia la variación de ciertos parámetros físicos debido a la acumulación de los esfuerzos cuya relajación ocasiona el temblor. Así, por ejemplo, se ha observado que la región focal sufre una dilatación que altera la velocidad de las ondas que se propagan en ella. Otros de los parámetros que se alteran son, por ejemplo, la resistencia del terreno al paso de la corriente eléctrica y la posición del nivel de las aguas subterráneas. También se producen cambios en el valor de la gravedad del terreno así como cambios topográficos. Todos estos factores pueden ser medidos y correlacionados con la ocurrencia final de un temblor.

A la vez, se estudian también los aspectos empíricos de la ocurrencia de temblores en las zonas sísmicas. Se ha observado, por ejemplo, que los epicentros a lo largo de una zona de subducción no se distribuyen al azar sino siguiendo un patrón geográfico y temporal. Puede entonces estudiarse la historia sísmica de una región, estimar los períodos de recurrencia de temblores de cierta magnitud y evaluar, de esta manera, la posibilidad de ocurrencia de un nuevo sismo.

Este breve bosquejo trata solamente de poner de manifiesto que los sismólogos actuales se encuentran trabajando sobre bases científicas, para lograr en un futuro la predicción de temblores; pero es conveniente saber que no ha podido lograrse aun una metodología confiable para precisar el lugar, la fecha y la magnitud de un temblor. Es un hecho comprobable que a la ocurrencia de un gran temblor se sigue la aparición de un gran número de farsantes, pseudo-científicos y rumores y es necesario que el público pueda discernir entre el sin número de declaraciones que se hacen cuando ocurre una catástrofe. Es muy común que al sismólogo se le formulen preguntas a las que le es imposible contestar de manera simple. Preguntas tales como ¿volverá a temblar?, ¿se había previsto la ocurrencia de este sismo?. no pueden ser contestadas de una manera simple y categórica como lo esperaría mucha gente. No es poco frecuente que la conducta reservada del científico sugiera a los espíritus poco preparados y supersticiosos la existencia de imaginarios complots para ocultar la verdad o que sus intentos de explicar los hechos se tomen como palabrería con el mismo fin. Sin embargo la conducta apropiada para una población cuyo discurso vital se desarrolla en una zona sísmica es adoptar una actitud previsor y considerar que un terremoto puede ocurrir en cualquier momento.

¿QUE HACER CUANDO OCURRE UN TEMBLOR?

Existen varias medidas que pueden tomarse en caso de ocurrir un temblor. Naturalmente, en regiones sísmicamente activas existen medidas que deben tomarse *antes* de que ocurra uno. Estas consisten en buscar las condiciones mas adecuadas de seguridad de los sitios donde se permanece más tiempo: la casa, el trabajo, la escuela, y mantener a la mano un pequeño equipo con linterna, botiquín de primeros auxilios, un radio de baterías y llaves de mecánico, pinzas y desarmador.



La seguridad de toda construcción se garantiza construyéndolas de acuerdo con los códigos de construcción antisísmica de la región; si en los centros de trabajo se observa poca seguridad en las instalaciones, se debe solicitar que sean reforzadas. En la Ciudad de México, las escuelas y en general las obras civiles deben ser construidas, por ley, tomando en cuenta el código de construcción, pero si se observa alguna anomalía conviene reportarla a las autoridades competentes.

En nuestro hogar debemos asegurarnos de saber que sitio ofrece mayor seguridad con objeto de dirigirnos a él sin apresuramiento cuando ocurre un sismo. El lugar debe ser de fácil acceso y el camino hacia el mismo debe estar libre de obstáculos. Si la salida al exterior es considerada como lo mas conveniente es importante asegurarse de que no existen anuncios cercanos u otros objetos pendientes y de cual es la localización de los cables de electricidad.

Deben evitarse el colocar objetos pesados o peligrosos, como lámparas, botellas, adornos o libros, en repisas y lugares elevados, a no ser que estén bien sujetos.

Aquí es preciso insistir que estas medidas deben tomarse antes de la ocurrencia de un sismo y como medida de hacer nuestros lugares de residencia (casa, oficina, taller etc.) mas seguros.

Cuando ocurra un temblor, es conveniente tomar en cuenta lo siguiente:

1. Conservar la calma y tratar de serenar a las personas que nos rodean. Evitar dar gritos ya que éstos infunden pánico, y éste es el origen, en muchos casos, de más fatalidades que el temblor mismo.

2. Dirigirse rápidamente; pero sin apresuramiento al sitio designado previamente como mas seguro en el inmueble o fuera de él, de acuerdo con lo ya mencionado en párrafos anteriores. Si esto no es posible, es conveniente buscar los sitios que ofrezcan mayor seguridad dentro del inmueble (debajo del dintel de puertas, debajo de mesas robustas, lugares con techumbres livianas, etcétera).

3. Tener cuidado de no permanecer debajo de objetos colgantes u objetos mal colocados. Alejarse de las ventanas, ya que los vidrios se rompen con las sacudidas, tampoco permanecer cerca de objetos que se puedan desplazar o derribar (como armarios altos, vitrinas, muebles con ruedas, etcétera).

4. En las escuelas, los maestros deben conservar la serenidad y tratar de dar confianza a los alumnos, pedir a éstos que se alejen de las ventanas y, de ser posible, protegerse debajo de las mesas o pupitres de trabajo o los dinteles de las puertas. Si están en los patios de recreo, pedir que permanezcan lejos de los edificios. Estas explicaciones y un simulacro deberían constituir práctica ordinaria al inicio de las clases en todas las escuelas.

5. En otros centros de mucha concentración se aconseja no salir precipitadamente, ya que ésta es la actitud de la mayor parte de la gente y se ha visto que esto causa muchos accidentes personales. Lo mejor es buscar sitios seguros debajo de estructuras reforzadas.

6. Se debe tomar en cuenta que los temblores no duran mucho tiempo, pero a veces ocurren otros a continuación (las réplicas de párrafos anteriores). De manera que debe obrarse con cautela al final de cada uno.

Estas indicaciones no podrán nunca por si mismas sustituir las medidas de seguridad que representa un edificio bien construido y en el que se respetan las normas de seguridad. Muchas veces nos es imposible personalmente tener control sobre esto pero podemos sumarnos siempre a la opinión pública que exige se respeten los reglamentos respectivos de construcción y operación de lugares de reunión masiva denunciando cuando se hace caso nulo de los mismos.



Para finalizar es conveniente insistir en que los efectos de un terremoto son de una escala que involucra a toda la sociedad. Mientras no exista una cultura de previsión continuaran presentándose grandes catástrofes. Si bien muchas medidas deben ser tomadas por las autoridades, estas solo las tomarán en la medida en la que la población las exija. Por otro lado una actitud personal de previsión evitará también en gran medida la ocurrencia de desgracias. Esta actitud se traducirá en medidas continuas de previsión y no solo en las momentáneas adoptadas cuando ocurre un terremoto; por ejemplo, en aquellas tomadas para asegurar el mantenimiento de los sistemas eléctricos o de gas en nuestros hogares.

¿QUE HACER DESPUÉS DE OCURRIR UN TEMBLOR?

Después de ocurrir un temblor se debe revisar si hubo daños y accidentados y suministrar ayuda si es necesario. Es muy importante revisar si las diferentes instalaciones eléctricas, de gas y agua, no sufrieron daños. Si es de noche, no encender fuego para alumbrarse (utilizar una lámpara de baterías) hasta no estar seguro de que no existen fugas de gas. No use el teléfono si no es para transmitir un mensaje de mucha urgencia.

En las escuelas u oficinas, antes de movilizar a los alumnos o empleados, conviene inspeccionar el estado de los lugares de acceso: puertas, escaleras, barandales, etcétera. Posteriormente, evacuar la escuela para una revisión detallada de sus instalaciones y, finalmente, sintonizar el aparato de radio para verificar la existencia de mensajes a la población de parte de las autoridades competentes.

APENDICE A

HISTORIA DE LA SISMOLOGIA EN MEXICO

La República Mexicana está situada en una de las regiones sísmicamente más activas del mundo, como se puede apreciar en la figura 22. El estudio de la actividad sísmica en México es relativamente reciente, sin embargo, su observación tiene antecedentes remotos. Los primeros pobladores de México sufrieron los efectos de la actividad sísmica y volcánica en estas regiones dejando su testimonio de diversas maneras.

En la época de la colonia, la descripción de los temblores las llevaron a cabo principalmente los frailes; por ejemplo, Clavijero y Sahagún. Posteriormente, con el uso generalizado de la imprenta, se reportaban datos sismológicos en los periódicos de la época, con descripciones algunas veces exageradas aunque pintorescas. Con el desarrollo de la colonia como centro de cultura los temblores fueron descritos también por naturalistas a la vez que por publicistas y público en general, pues en todos los folletos antiguos se encuentran notas sobre temblores, cuyas áreas se empezaban a delimitar a medida que las comunicaciones entre los pueblos se establecían.

Cuando se instaló la red telegráfica en la República Mexicana, los telegrafistas suministraban datos referentes a temblores y se publicaban mensualmente en boletines.

La medición de los temblores por medio de instrumentos se inició a fines del siglo pasado. En la época de Mariano Bárcena, se instaló en el Observatorio Meteorológico Central un sismógrafo tipo Sechi. Por ese tiempo, Juan Orozco y Berra se dedicó a observar estos fenómenos y a formar estadísticas, reuniendo importantes datos de temblores desde tiempos precolombinos, coleccionados con cuidado y publicados en la sociedad científica Antonio Alzate. El 5 de septiembre de 1910, por Decreto Presidencial se creó e inauguró el Servicio Sismológico Nacional como una dependencia del Instituto Geológico Nacional. Este evento se enmarcó dentro de los festejos conmemorativos del primer centenario de la iniciación de la Independencia Nacional.



La red inicial estuvo constituida por el Observatorio Central de Tacubaya y estaciones ubicadas en Oaxaca, Mérida, Zacatecas, Mazatlán, Guadalajara y Monterrey. Se eligieron como detectores los sismógrafos Wiechert de período corto. Básicamente, estos sismógrafos con algunas modificaciones y mejoras han continuando en operación hasta nuestros días.

Hacia 1929, el Instituto Geológico Nacional pasó a ser el Instituto de Geología de la UNAM y el Servicio Sismológico formó parte de este nuevo Instituto. En 1949, se creó el Instituto de Geofísica y el Servicio Sismológico pasó a formar parte del mismo.

El Servicio Sismológico volvió a cobrar vida hacia 1965-1967, cuando se instalaron estaciones de mayor sensibilidad en Tehuantepec (PBJ), Vista Hermosa (VHO), Comitán (COM), Toluca (OXM), León (LCG), Presa Infiernillo (PIM), Presa Mal Paso (PMM), Ciudad Universitaria (UNM), Tepoztlán (TPM) y Popocatepetl (PPM). También se instaló por 1970 una red de estaciones en el noroeste, con el fin de observar la actividad sísmica del Golfo de California. Este conjunto de estaciones es controlado actualmente por el Centro de Investigaciones y de Educación Superior de Ensenada, Baja California (CICESE).

Hoy en día, el Servicio Sismológico opera una red de 35 estaciones (figura 1A), la mayoría de las cuales envía su información en forma telemétrica a una oficina central ubicada en el Instituto de Geofísica en la Ciudad Universitaria en México D.F. Allí se registran y procesan los datos y son posteriormente publicados en los boletines de información sismológica. La información sismológica ya sea en forma de sismogramas o datos digitales, se suman al archivo de datos sismológicos del país, que datan desde la fundación del Servicio en 1910

El Servicio Sismológico ha jugado un papel importante en el desarrollo de la sismología en México, además de tener una función social y económica palpable. Afortunadamente en la última década los estudios de sismología en México han progresado mas allá de la simple observación sismológica y se han formado distintos grupos de investigación que afrontan los diferentes problemas de la sismología. Existen en la Universidad Nacional Autónoma de México dos de estos grupos de trabajo. El grupo del Instituto de Geofísica, concentrado en el Departamento de Sismología y Vulcanología, que además de realizar labores de investigación tiene a su cargo el Servicio Sismológico Nacional que es el vocero oficial de la UNAM en la divulgación de los parámetros de los temblores. El Instituto de Ingeniería enfoca su trabajo principalmente a problemas de riesgo sísmico y maneja una red de estaciones telemétricas (SISMEX). Existe otro grupo de trabajo en el Centro de Investigaciones y de Educación Superior de Ensenada, B.C. (CICESE), que enfoca su estudio entre otros aspectos a la actividad sísmica asociada tanto al Golfo de California como a la falla de San Andrés, igualmente operan la Red Sismológica del Noroeste (RESNOR). Los diferentes grupos mantienen comunicación y frecuentemente se encuentran en congresos donde dan a conocer sus avances en el estudio de la Sismología.

Adicionalmente, existe interés en algunas instituciones de enseñanza superior en el interior de la República por el estudio de la sismicidad regional y recientemente han enfocando sus esfuerzos a la consolidación de grupos de trabajo apropiados para el desarrollo de esta disciplina en sus localidades. En este sentido existen ya tres redes locales: la red de Oaxaca instalada y operada por el Instituto Tecnológico Regional de Oaxaca, la red de Puebla instalada en 1984 por la Escuela de Ingeniería Civil de la Universidad Autónoma de Puebla y la Red Sismológica de Colima (RESCO) instalada entre 1989 y 1991 por el Centro Universitario de Investigación en Ciencias Básicas de la Universidad de Colima. Esta última es la primer red en nuestro país destinada a la vigilancia de un volcán activo, el volcán de Colima o volcán del fuego situado en la frontera entre los estados de Colima y Jalisco. Así mismo el gobierno del Estado de Chiapas planea desplegar, en un breve lapso de tiempo, una red sismológica para la observación del volcán Tacaná



APENDICE B TERREMOTOS HISTORICOS DE MEXICO

FECHA	Magnitud	CIUDADES o REGION	COMENTARIOS
1911, junio	7 7.0	Jalisco-Colima	45 muertos, gran destrucción en Cd. Guzmán Jal. Ha sido uno de los temblores mas fuertes que han ocurrido en los últimos 100 años, se reportaron 45 muertos en el Distrito Federal
1932, junio 3	8.2	Jalisco-Colima	Grandes daños en poblaciones de los Estados de Colima y el occidente de Jalisco. La ciudad de Colima fue la mas dañada
1937, julio 16	7.0	Oaxaca-Puebla	Grandes daños en Esperanza Pue.
1957, julio 29	7.8	Guerrero: San Marcos	55 muertos, miles de heridos y daños materiales en varios Estados. La población mas dañada fue San Marcos, Gro.
1968, agosto 2	6.3 7.1	Oaxaca: Pinotepa	Se estima que hubo varios muertos y miles de heridos. Grandes danos materiales en Pinotepa.
1973, enero 30	6.2 7.5	Colima	50 muertos, 300 heridos y 30 poblaciones afectadas severamente.
1973, agosto 28	6.8	Oaxaca-Puebla	600 muertos miles de heridos y damnificados. Cd. Serdán destruida: daños considerables en las ciudades de Puebla, Orizaba, Oaxaca y México. 77 pueblos dañados seriamente.
1978, noviembre 28	6.8	Oaxaca: Miahuatlán	Daños en Loxicha, Oaxaca. Es quizá el temblor que mas se ha estudiado en México
1980, octubre 24	6.5	Oaxaca: Huajuapán	50 muertos, fuertes daños en la región fronteriza de los estados de Puebla, Oaxaca y Guerrero. Principalmente en Huajuapán de León, Oaxaca.
1985, septiembre 19	8.1	Michoacán-Colima	Mas de 6 500 muertes, grandes daños en la región oeste de México. Principalmente los Estados de: Michoacán, Colima y Jalisco; Ciudad Guzmán fue la mas dañada de esta región. Este temblor ocasionó la muerte de miles de habitantes de la Ciudad de México y severos daños a obras civiles y particulares. Por la magnitud de este desastre, se resintió la economía del país a la vez que ocasionó un gran impacto emocional a la población. (Una buena descripción de las características de este sismo puede encontrarse en el cuaderno No2de esta misma serie))

APENDICE C TERREMOTOS HISTORICOS DEL MUNDO

FECHA	Magnitud	CIUDADES o REGION	COMENTARIOS
1906, abril 18	8.3 (Ms)	Estados Unidos: California	700 muertos. Llamado "Temblor de San Francisco". Ocasionó grandes danos; se observaron desplazamientos en el suelo. Después del temblor ocurrieron grandes incendios. Este fue el primer terremoto estudiado con detalle.
1906, agosto 16	8.6 (Ms)	Chile: Valparaiso, Santiago	20 000 muertos
1908, diciembre 28	7.5 (Mb)	Italia: Reggio	29 980 muertos
1920, diciembre 16	8.5 (Mb)	China: Kansu y Stransi	200,000 muertos



1923, septiembre 1	8.3 (Mb)	Tokio, Yokohama	99,330 muertos, conocido como el terremoto de Kwanto. Tuvo desplazamientos de hasta 4.5m y le sucedieron grandes incendios.
1927, mayo 22	8.0 (Ms)	China, Nan Shan	200,000 muertos, grandes fallas, se sintió hasta Pekín.
1935, mayo 30	7.5 (Ms)	Paquistán, Quetta	30 000 muertos, la ciudad de Quetta fue totalmente destruida.
1939, junio 25	8.3 (Ms)	Chile	28,000 muertos
1939, diciembre 26	7.9 (Mb)	Turquia: Erzincan	30,000 muertos, se detectaron movimientos oscilatorios de 3.7 m de desplazamiento con movimientos trepidatorios menores.
1960, febrero 29	5.8 (Ms)	Marruecos: Agadir	De 10 000 a 15 000 muertos, es uno de los temblores que mas muertes ha ocasionado a pesar de ser baja su magnitud.
1960, mayo 22	8.5 (Ms)	Chile: Concepción Valparaiso	De 6 000 a 10 000 muertos, causo muchas victimas y grandes daños en Concepción y áreas circunvecinas, dejando cerca de 2'000,000 damnificados y daños cuantificados en mas de 300 millones de dólares. Produjo un maremoto que causo danos en Hawai y Japón.
1964, marzo 28	8.3 (Ms)	Alaska, Anchorage	173 muertos, destrucción en Alaska. Se abrieron grietas en las carreteras y los vehículos en movimiento fueron sacados de su curso. Se estimó en 129,500 kilómetros cuadrados el área de danos y produjo un maremoto registrado en las costas de Hawai. Se quebranto seriamente la economía de Alaska.
1970, mayo 31	7.7 (Ms)	Perú: Huara, Chimbote, Yungay	De 50 000 a 70 000, derrumbes e inundaciones. La peor catástrofe registrada en Perú por un terremoto en este siglo
1972, diciembre 23	5.6(Mb) 6.2(Ms)	Nicaragua, Managua	De 4 000 a 6 000 muertos, miles de heridos. La ciudad de Managua fue casi totalmente destruida
1976, febrero 4	6.2 (Mb) 7.5(Ms)	Guatemala, Guatemala	3 000 muertos y se calculan 76 000 heridos. La mayor intensidad de ubicó en el área de México
1976, agosto 27	6.3 (Mb) 7.9 (Ms)	China: Noreste	655 237 muertos cerca de 800 000 heridos y danos en el área de Tanshan. Este terremoto es probablemente el mas mortífero de los últimos 4 siglos y el 2o. mas fuerte que registra la historia moderna.
1978, septiembre 16	7.7 (Mb)	Irán	De 11 000 a 15 000 muertos, muchos heridos y daños considerables en Bozonabad y áreas circunvecinas.
1994, enero 17	6.6 (Ms)	Estados Unidos:	Aprox. 76 muertos, sentido en el sureste de Estados Unidos y noroeste de México. Grandes danos en obras civiles y particulares. La ciudades mas dañadas fueron los Angeles y Santa Mónica, California

APENDICE D

ESCALA DE INTENSIDADES SISMICAS

Escala de Mercalli modificada en 1931 por Harry O. Wood y Frank Newman.

I. Sacudida sentida por muy pocas personas en condiciones especialmente favorables.

II. Sacudida sentida sólo por pocas personas en reposo, especialmente en los pisos altos de los edificios. Los objetos suspendidos pueden oscilar.

III. Sacudida sentida claramente en los interiores, especialmente en los pisos altos de los edificios, muchas personas no lo asocian con un temblor. Los vehículos de motor estacionados pueden moverse ligeramente. Vibración como la originada por el paso de un carro pesado. Duración estimable.

IV Sacudida sentida durante el día por muchas personas en los interiores, por pocas en el exterior. Por la noche algunas despiertan. Vibración de vajillas, vidrios de ventanas y puertas; los muros crujen.



Sensación como de un carro pesado chocando contra un edificio, los vehículos de motor estacionados se balancean claramente.

V. Sacudida sentida casi por todo el mundo; muchos despiertan. Algunas piezas de vajillas, vidrios de ventanas, etcétera, se rompen; pocos casos de agrietamiento de aplanados; caen objetos inestables. Se observan perturbaciones en los árboles, postes y otros objetos altos. Se detienen de relojes de péndulo.

VI. Sacudida sentida por todo mundo; muchas personas atemorizadas huyen hacia afuera. Algunos muebles pesados cambian de sitio; pocos ejemplos de caída de aplanados o daño en chimeneas. Daños ligeros.

VII. Advertido por todos. La gente huye al exterior. Daños sin importancia en edificios de buen diseño y construcción. Daños ligeros en estructuras ordinarias bien construidas; daños considerables en las débiles o mal planeadas; ruptura de algunas chimeneas. Estimado por las personas conduciendo vehículos en movimiento.

VIII. Daños ligeros en estructuras de diseño especialmente bueno; considerable en edificios ordinarios con derrumbe parcial; grande en estructuras débilmente construidas. Los muros salen de sus armaduras. Caída de chimeneas, pilas de productos en los almacenes de las fábricas, columnas, monumentos y muros. Los muebles pesados se vuelcan. Arena y lodo proyectados en pequeñas cantidades. Cambio en el nivel del agua de los pozos. Pérdida de control en la personas que guían carros de motor.

IX. Daño considerable en las estructuras de diseño bueno; las armaduras de las estructuras bien planeadas se desploman; grandes daños en los edificios sólidos, con derrumbe parcial. Los edificios salen de sus cimientos. El terreno se agrieta notablemente. Las tuberías subterráneas se rompen.

X. Destrucción de algunas estructuras de madera bien construidas; la mayor parte de las estructuras de mampostería y armaduras se destruyen con todo y cimientos; agrietamiento considerable del terreno. Las vías del ferrocarril se tuercen. Considerables deslizamientos en las márgenes de los ríos y pendientes fuertes. Invasión del agua de los ríos sobre sus márgenes.

XI. Casi ninguna estructura de mampostería queda en pie. Puentes destruidos. Anchas grietas en el terreno. Las tuberías subterráneas quedan fuera de servicio. Hundimientos y derrumbes en terreno suave. Gran torsión de vías férreas.

XII. Destrucción total. Ondas visibles sobre el terreno. Perturbaciones de las cotas de nivel. Objetos lanzados en el aire hacia arriba.

BIBLIOGRAFIA

Bolt, B., A., Terremotos, Ediciones Orbis, Barcelona, 1986

Espíndola, J.M., Catástrofes Geológicas, Cuadernos del Instituto de Geofísica, No. 3, 1990 Espíndola, J.M., El Tercer Planeta: Edad, estructura y composición de la Tierra,

Fondo de Cultura Económica, Col. La Ciencia desde México, 2a. reimpresión, 1993

Jimenez, Z., Algunos aspectos relevantes a la interpretación de sismogramas, Ciencia y Desarrollo, No. 26, 1979

Nava, A.F., Terremotos, Fondo de Cultura Económica, Col. La Ciencia desde México, 1987

Muñoz, M., La sismología en México hasta 1917, Instituto Geológico de México, Boletín No. 36, 1918

Yamamoto, J. Cronología de Terremotos: Historia del miedo, Comunidad CONACYT, No. 111, 1980

Suarez, G. y Z. Jimenez, Sismos en la Ciudad de México y el terremoto de septiembre de 1985, Cuadernos del Instituto de Geofísica, No. 3, 1986

Segunda versión de terremotos y ondas sísmicas.htm