

LOS TERREMOTOS Y SUS CAUSAS

Francisco Vidal Sánchez

*Instituto Andaluz de Geofísica
y Prevención de Desastres Sísmicos*

INTRODUCCIÓN

Los terremotos se presentan de forma instantánea y sacuden a la vez una gran área provocando serios daños; esto hace que sean uno de los fenómenos naturales más destructores y temidos. Sus consecuencias sobre las personas y su actividad pueden ser directas e indirectas. Directamente provoca muertos, heridos, destrucción de viviendas, de instalaciones públicas e industriales, etc. y de forma indirecta provoca deslizamientos, fuegos, inundaciones, tsunamis, epidemias y la ruina económica de una región.

Para dar una idea del tamaño destructor de los terremotos, sepamos que p. e. el terremoto del 27 de Julio de 1976 produjo en China unos 650.000 muertos y unos 780.000 heridos aproximadamente, que el sismo del 19 de Septiembre de 1985 de México provocó unos 9.500 muertos, unos 300.000 heridos y unas pérdidas de unos 3 billones de dólares y que el del 25 de Agosto de 1804 de Dalías causó mas de 300 muertos en Dalías y Berja y varios pueblos arrasados.

Los tipos de efectos de un terremoto son bien conocidos y los peligros que llevan asociados son debidos a la vibración o sacudida como son: compactación y hundimientos, licuefacción, deslizamientos, asentamientos, agrietamientos, balanceo, etc o bien como consecuencia de ruptura de las rocas: agrietamientos y deslizamientos (fallamiento), tsunamis, etc. todos estos fenómenos pueden producir daños y pérdidas que pueden ser estimados (con métodos probabilísticos o deterministas) y por tanto reducido su grado de daños: reforzando

las construcciones existentes, construyendo edificios sismorresistentes, planificando las áreas urbanas, etc todo en función de la peligrosidad local real.

La provincia de Almería se ha visto sacudida por terremotos destructores, como p.e. los de la cuenca del Almanzora de los años 1406, 1518 y 1863, los de la zona de los Vélez del año 1751, los de la cuenca del Andarax de los años 1487, 1522 y 1658, los de la zona de Adra - Berja - Dalias de los años 1804, 1932 y 1910, que han ocurrido dentro de su territorio más también por otros ocurridos en provincias limítrofes o en el mar.

La importancia de unas medidas preventivas y de preparación adecuadas ante los terremotos, debido al impacto que los mismos pueden tener sobre nuestras vidas y nuestro entorno, es evidente ya que aunque el peligro sísmico de nuestra región no cambia con el tiempo, sin embargo el riesgo sísmico sí puede crecer, por aumentar la vulnerabilidad de las construcciones o por no actuar adecuadamente durante las crisis sísmicas.

La Peligrosidad Sísmica pretende “determinar el tamaño de las fuerzas o el conjunto de acciones esperadas que afectarán el suelo en un lugar determinado durante sismos futuros” y que, por tanto, actuarán sobre las construcciones, implicando una capacidad de producir daños.

El Riesgo Sísmico es “la estimación de daños o pérdidas esperadas”, consecuentemente este daño o pérdida final debida a sacudidas sísmicas futuras es fuertemente dependiente de la vulnerabilidad de las construcciones y cuando lo que se estiman son pérdidas sobre sistemas además de la vulnerabilidad influye lo que se denomina factores de riesgo.

Para abordar el estudio de los fenómenos sísmicos y sus consecuencias es necesario el conocimiento de los mismos; en este trabajo se exponen conceptos fundamentales sobre los terremotos, su generación, sus parámetros, etc. y en los siguientes sobre la actividad sísmica en Almería.

CONCEPTO DE TERREMOTO

Un terremoto es un movimiento o vibración repentina causada por la relajación brusca y súbita de energía, acumulada por deformación de la Litosfera, que se propaga en forma de ondas sísmicas. Es por tanto un fenómeno transitorio. La mayoría de los terremotos son de origen tectónico; en éstos debido a que la fricción en las fallas es a menudo inestable, ocurren desplazamientos muy rápidos como una ruptura que se propaga dinámicamente sobre la superficie de la falla,

estos movimientos generan las ondas sísmicas y estas, al llegar a la superficie, provocan las sacudidas sísmicas del terreno.

Indiferentemente se ha venido hablando de terremoto desde dos puntos de vista: uno como “*fente sísmica*”, o sea el de la zona donde se libera la energía, y otro como “*sacudida sísmica*”, que es el movimiento del terreno causado por la llegada de sucesivos trenes de ondas sísmicas desde el foco hasta el lugar. La primera acepción nos describe el fenómeno natural originario y la segunda el conjunto de efectos del primero.

TIPOS DE TERREMOTOS

Si atendemos al modo de generación los terremotos pueden clasificarse en:

Terremotos ligados a causas naturales:

Terremotos tectónicos: Son debidos a la ruptura súbita y violenta de las rocas por efecto de la deformación que se ha acumulado en el medio. Existe pues una etapa previa de acumulación de la deformación elástica de la corteza terrestre debido al movimiento lento de las placas. Ello provoca una acumulación de esfuerzos hasta que se supera la resistencia del material. Cuando ello sucede se produce una dislocación, los esfuerzos se relajan súbitamente, parte de la energía elástica se disipa en forma de calor y procesos no elásticos en la zona de ruptura y otra parte en forma de ondas sísmicas. La etapa de acumulación de esfuerzos dura generalmente muchos años, la relajación por medio de terremotos solamente unos segundos. Se producen generalmente en las zonas de contacto entre placas (*terremotos entre placas*) y más raramente en zonas de debilidad dentro de las placas (*terremotos intra-placa*).

Terremotos Volcánicos: Son los producidos en las zonas afectadas por los fenómenos o la actividad volcánica. Estos terremotos pueden ser : **Tipo tectónico:** Por ruptura de rocas debida a la deformación producida por los cambios de densidad en la zona. **Explosivos :** Debido a la explosión de las zonas donde existe magma. **Temblores largos o tremores volcánicos:** No muy bien explicados aún y que duran de minutos a horas, están generalmente asociados a fenómenos eruptivos o intrusivos. Suelen tener una frecuencia dominante entre 1 y 5 Hz. **Terremotos de frecuencia dominante (alta, media o baja):** Están ligados a fenómenos eruptivos, intrusivos o de desgasificación.

Terremotos de colapso: Son causados por hundimiento de zonas con un estado local de esfuerzos diferentes al entorno debido a la existencia de cavidades

o áreas de baja densidad con huecos sometidos a cargas, sobre todo verticales. Entre estos existen **terremotos de colapso asociados a desplazamientos de masas de tierra**. Son causados por movimientos bruscos de masas de roca o de tierra, como por ejemplo caída de grades bloques o por el deslizamiento rápido de laderas. Generalmente los movimientos de laderas son el efecto de grandes terremotos, p.e. el terremoto de Perú de Mayo de 1970 provocó una ruptura en el monte Huascarán y una avalancha de rocas, nieve, hielo y suelos de unos 50 millones de metros cúbicos con una velocidad de unos 200 km/h.

Terremotos por impacto de meteoritos: Son muy infrecuentes pero han producido sacudidas violentas cuando el meteorito ha llegado hasta el suelo. Existen vestigios terrestres de algunos de estos grandes impactos como p.e. el cráter meteorítico de Arizona con un diámetro de 1.2 km y 100 m de profundo. Son altamente infrecuentes cuando se consideran masas de impacto superiores a 100 Tm, pero hay que tenerlos en cuenta cuando se analizan períodos de más de 10^4 años. Son frecuentes en cuerpos planetarios con una atmósfera poco densa o que carecen de ella (p.e. la Luna).

Terremotos ligados a causas antrópicas:

Estos terremotos, denominados también artificiales, son producidos a consecuencia de diversas actividades humanas:

Terremotos inducidos por grandes embalses: Son debidos a la sobrecarga de la masa de agua embalsada, y sobre todo en casos de cambios bruscos en ésta, lo que altera las condiciones locales de esfuerzos y libera energía de deformación previamente acumulada o facilita la relajación brusca de esfuerzos en zonas tectónicamente activas. En muchos casos la inyección de agua en las zonas subyacentes al embalse facilita esta relajación de esfuerzos. (En algunos casos puede alterar suficientemente el estado local de esfuerzos y liberar una acumulación de esfuerzos litostáticos, acumulados por deformación previa, que estaban en un equilibrio cuasi-estable).

Terremotos por explosiones nucleares: Que a veces producen una liberación de energía equivalente a terremotos de magnitud similar a 5 y 6. El control de este tipo de explosiones llevó a desarrollar la red sísmica mundial (WWSSN) en los años 60 y redes especiales (arrays) a modo de radares sísmicos.

Terremotos debidos a explosiones de minas y canteras: Normalmente de baja intensidad, pero de un efecto local notable dependiendo de las cargas.

Terremotos debidos a inyección o extracción de fluidos: Cuando se hacen inyecciones de fluidos (p.e. con residuos químicos, radiactivos, ..) se producen un aumento de microterremotos y de terremotos, incluso en zonas que estaban en zonas sísmicas tranquilas. También en algunos campos petrolíferos la extracción masiva de petróleo desestabiliza el estado local de esfuerzos lo que provoca microterremotos y terremotos.



Fig. 1. Representación esquemática del modelo elástico de Reid

CAUSAS DE LOS TERREMOTOS

Los terremotos más importantes son los tectónicos. Para éstos el modelo más coherente es el de deslizamiento de una falla a base de desplazamientos bruscos de partes de la falla .

Teoría del rebote elástico

El modelo mecánico para explicar los terremotos corticales está basado en la “teoría del rebote elástico” propuesto por Reid (1911) para explicar el terremoto de 1906 de San Francisco. Según dicha teoría los terremotos ocurren en regiones sujetas a deformación debida a causas externas, generalmente esfuerzos tectónicos regionales provocados por el movimiento de placas litosféricas. Cuando los esfuerzos acumulados en un lugar superan la resistencia de la roca se produce una fracturación de la roca y/o un desplazamiento en zonas de debilidad preexistentes. La zona de fracturación se denomina falla sísmica. La deformación producida por los esfuerzos tectónicos es debida a la dinámica terrestre. (Fig. 1).

FALLAS

Una falla es una zona de fracturas donde han ocurrido desplazamientos de un lado respecto al otro del plano o superficie de fractura. Los terremotos tectónicos se producen por fracturación de la roca o desplazamientos en zonas de debilidad preexistentes.

Una **falla activa** es aquella que sobre bases históricas, sismológicas o geológicas evidencia que tiene alta probabilidad de producir un movimiento relativo. Cuando este deslizamiento es mediante terremotos se la denomina **falla sísmica**.

Los elementos descriptores de una falla son los siguientes: **Labios de la falla**, se denominan a los bordes de la falla, se distinguen el labio levantado y el hundido. El **plano de falla** es la superficie aproximadamente plana a lo largo de la cual se han desplazado los dos bloques. El **buzamiento** es el ángulo que forma el plano de falla con un plano horizontal. La **línea de falla** es la traza del plano de falla con la superficie terrestre. El **rumbo** de la falla es el ángulo formado por la línea de falla y el meridiano que pase por uno de sus puntos, (Fig. 2).

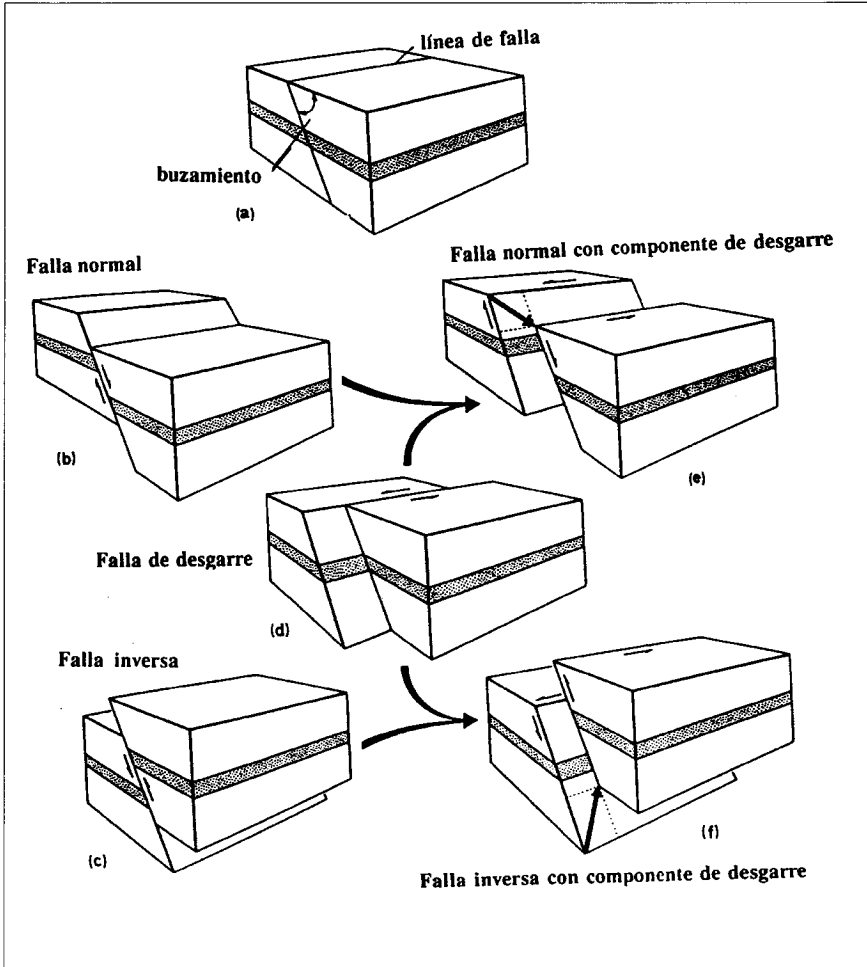


Figura 2. Tipos de falla. a) Nombres de los componentes de una falla. b) Falla normal. c) Falla inversa. d) Falla de desgarre. e) Falla normal con componente de desgarre. f) Falla inversa con componente de desgarre.

Tipos de fallas

Las fallas se clasifican según el desplazamiento que se produzca entre los bloques y dependiendo del buzamiento de la mismas. Los tipos más sencillos son:

Falla normal: También denominadas fallas tensionales, de deslizamiento normal, etc. En ellas el bloque superior se desliza descendiendo en la dirección del plano de falla.

Falla inversa: También denominadas fallas compresionales, de deslizamiento inverso, etc. En ellas el bloque superior se desliza ascendiendo en la dirección del plano de falla.

Falla de desgarre: También denominadas fallas de salto en dirección, de rumbo, de deslizamiento lateral, etc. En ellas un bloque se desliza lateralmente respecto al otro siguiendo la dirección del plano de falla.

Los fallamientos producidos en los terremotos suelen corresponder a uno de los tipos anteriores o a una combinación de ellos (Fig. 2).

SISMICIDAD Y TECTÓNICA DE PLACAS

La tectónica de placas es una hipótesis de trabajo unificadora que proporciona un modelo cinemático de las capas superiores de la Tierra. La teoría de la tectónica de placas considera que la Litosfera (parte rígida superficial terrestre, que tiene una profundidad aproximada de 100 km, y que se halla por encima de la capa “blanda” y deformable que es la Astenosfera), está dividida en un conjunto de trozos o placas rígidas que se desplazan unas respecto de a otras (con unas velocidades de unos pocos centímetros/año). Existen una docena de grandes placas y algunas más pequeñas (Fig. 3). Este movimiento entre las placas es el que da lugar a los terremotos.

Actividad sísmica en los bordes de las placas

El movimiento relativo de las placas se manifiesta, sobre todo, en los bordes de las placas y en ellos se produce una zona relativamente estrecha de deformación donde se concentra la actividad sísmica. (Fig. 3) (el 90 % de los terremotos que ocurren a nivel global son tectónicos).

Los bordes de placa revelan el tipo de movimiento que se producen entre las placas y, consecuentemente, condiciona el tipo de actividad sísmica que se origina en ellos. Son fundamentalmente de 3 tipos:

- **Zonas de expansión o divergentes**, cuando las placas se separan (generalmente en zonas de corteza oceánica). Dan lugar a nueva corteza y producen terremotos superficiales. Un ejemplo es la dorsal Centroatlántica (Fig. 3). La sismicidad asociada evidencia los procesos termales y mecánicos que controlan la evolución de la corteza oceánica. En las zonas de dorsal existen valles axiales paralelos a la dorsal, donde se forma nueva corteza, ésta se va enfriando paulatinamente al moverse alejándose de la dorsal, siendo éste el proceso tectónico primario que se produce en la corteza oceánica.

- **Zonas convergentes**, cuando las placas se acercan y chocan. Pueden ser de dos tipos:

Zonas de subducción, donde una placa oceánica se introduce debajo de otra continental, y en las que se producen grandes terremotos superficiales (profundidad de 0 a 60 km.), intermedios (60 a 300 km.) y profundos (300 a 700 km.). Un ejemplo es la zona Sudamericana, (Fig. 3). La nueva corteza creada en las dorsales a partir de material del manto obliga que una cantidad equivalente ha de retornar hacia el mismo, de otro modo la Litosfera y la superficie de las placas tendría que crecer indefinidamente, lo cual es imposible. El consumo de placas se hace generalmente en las zonas de subducción.

Zonas de colisión, cuando el choque es entre placas continentales se produce una gran deformación pero el proceso de subducción no se desarrolla, producen terremotos de gran magnitud, superficiales y hasta unos 150 km de profundidad. Un ejemplo es la placa Indo-arábica contra la Euroasiática (Fig. 3). En estas zonas, las dos placas continentales que convergen son mucho menos densas que el manto pero muy similares entre sí en cuanto a densidad, ello implica que ninguna de ellas subduce, produciéndose una deformación y una tectónica de bordes en una región mucho más amplia y de una forma más compleja.

Zona de fallas transformantes o de bordes transcurrentes, donde el movimiento es lateral y no existe ni creación ni destrucción de material cortical, producen terremotos de gran magnitud. Un ejemplo es el de la falla de San Andrés que separa las placas Pacífica y la de América del Norte y otro el de la zona entre el medio-Atlántico y cabo San Vicente (Fig. 3). Cuando las dos placas son continentales la sismicidad está en una zona más ancha (hasta de centenares de km) y compleja (caso de California) o más sencilla y estrecha (decenas de km) (caso de Atlántico - cabo San Vicente).

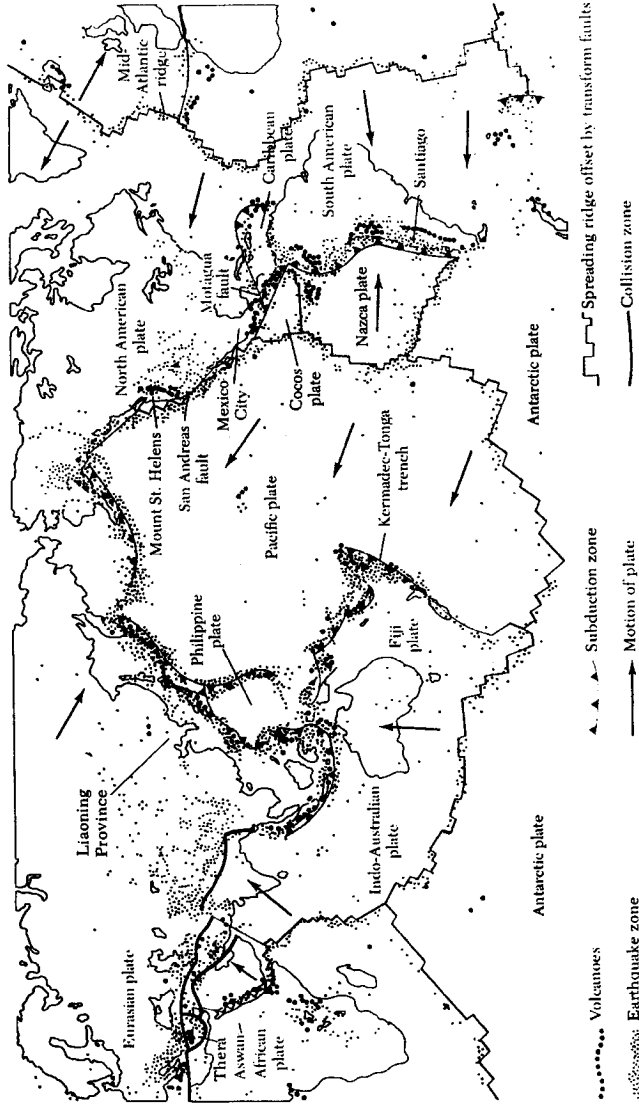


Figura 3. Representación de las placas tectónicas más importantes y de la actividad sísmica y volcánica.

Actividad sísmica dentro de las placas. Terremotos intraplaca.

Como ya se ha dicho, además de los terremotos que se producen en los bordes de las placas (terremotos entreplacas) existen los terremotos que se producen dentro de las placas y se denominan terremotos intraplaca. Estos terremotos ocurren lejos de los bordes de placa (al menos a unos 500 km del borde de la placa), en zonas de debilidad cortical y evidencian que las placas no son bloques rígidos indeformables, sino que pueden existir zonas intraplaca con tasas de deformación anormalmente altas (Fig. 3). Estos terremotos dan una evidencia directa de la distribución y estado de esfuerzos dentro de las placas litosféricas, lo cual está relacionado con las propiedades térmicas de la Litosfera, la viscosidad y estructura del flujo dentro del manto y con el grado de esfuerzos aplicados en los bordes de las placas. Un ejemplo de grandes terremotos de este tipo son los que ocurren en Asia Central (p.e. el terremoto de Mongolia de 1905 de magnitud 8,3). Otro ejemplo es el terremoto de New Madrid, Missouri, de 1811.

ONDAS SÍSMICAS

Las ondas sísmicas son producidas por la liberación de energía mecánica en el proceso de ruptura en la fuente sísmica y son las que transportan la energía sísmica del foco al lugar. Son de dos tipos: Internas y Superficiales. Internas, que viajan en todas direcciones desde el foco sísmico, y superficiales que se generan por composición de las primeras (debido a la existencia de las capas superficiales) y que se propagan fundamentalmente en las zonas más superficiales de la Tierra.

Ondas sísmicas internas: viajan en todas direcciones desde el foco. Son de dos tipos: P y S.

Ondas P: Son ondas longitudinales de naturaleza similar a las ondas sonoras, que producen movimientos de las partículas en la misma dirección de la propagación de la onda y que hacen que la roca se comprima y dilate a su paso. Son las primeras ondas que llegan, ya que su velocidad de propagación es la mayor. (Fig. 4)

Ondas S: Son ondas transversales, que hacen vibrar lateralmente la roca a su paso y producen por tanto esfuerzos cortantes. No se propagan en líquidos y fluidos. Son las ondas que llegan en segundo lugar y son de mayor energía que las P. (Fig. 4).

Ondas superficiales: Son ondas que se propagan fundamentalmente por las capas más superficiales de la Tierra (son del mismo tipo que las ondas que viajan por la superficie del agua) y el desplazamiento de las partículas debido a ellas disminuye al aumentar la profundidad. Ambas transportan gran cantidad de energía y pueden provocar serios destrozos. Existen dos tipos de ondas superficiales: Ondas Love y Rayleigh. (Fig. 4). La velocidad de las ondas sísmicas depende de las densidades de las diferentes capas de roca.

TAMAÑO DE LOS TERREMOTOS

El foco de un terremoto libera energía mecánica en función del tamaño del evento y esta energía radiada desde la fuente llega hasta la superficie terrestre provocando el movimiento del suelo. Si se tienen en cuenta las características de la radiación se puede evaluar mediante el registro de un sismógrafo la energía emitida en el foco en forma de ondas sísmicas y, por tanto, el tamaño del terremoto. Si por el contrario lo que se pretende es evaluar el efecto del movimiento del terreno generado por el terremoto en un determinado lugar tenemos la intensidad sísmica. Las escalas de intensidad sísmica no instrumentales fueron introducidas antes del concepto de magnitud y de la existencia de sismógrafos y son fundamentales para obtener datos de las sacudidas tanto de terremotos históricos como actuales. Ello tiene, además de un interés sismológico, un claro interés ingenieril.

MAGNITUD

El tamaño de los terremotos se mide con la magnitud, que es una medida instrumental del terremoto basada en el valor de la amplitud de las ondas sísmicas registradas por un sismógrafo. Por tanto está íntimamente relacionada con la emisión de energía liberada por el terremoto en el foco. Existen diferentes escalas de magnitud, que a continuación se definen.

Magnitud local (M_L)

La primera escala de magnitud fue definida por Richter (1935) para terremotos de California a partir de las medidas de amplitud de un registro Wood-Anderson (W-A) (período $T_0 = 0.8$, Amplificación máxima = 2.800, y razón de amortiguamiento $Y = 0.8$), como:

$$M_L = \text{Log } A_L(D) + F_L(D)$$

donde $A_L(D)$ es la amplitud máxima del registro horizontal en un sismógrafo W-A situado a una distancia D del epicentro y la función de calibración $F_L(D)$ es:

$$F_L(D) = - \text{Log } A_0(D / M_L = 0)$$

siendo A_0 la amplitud máxima, en milímetros, para un terremoto de magnitud cero registrado a la distancia D . (Tabla 1).

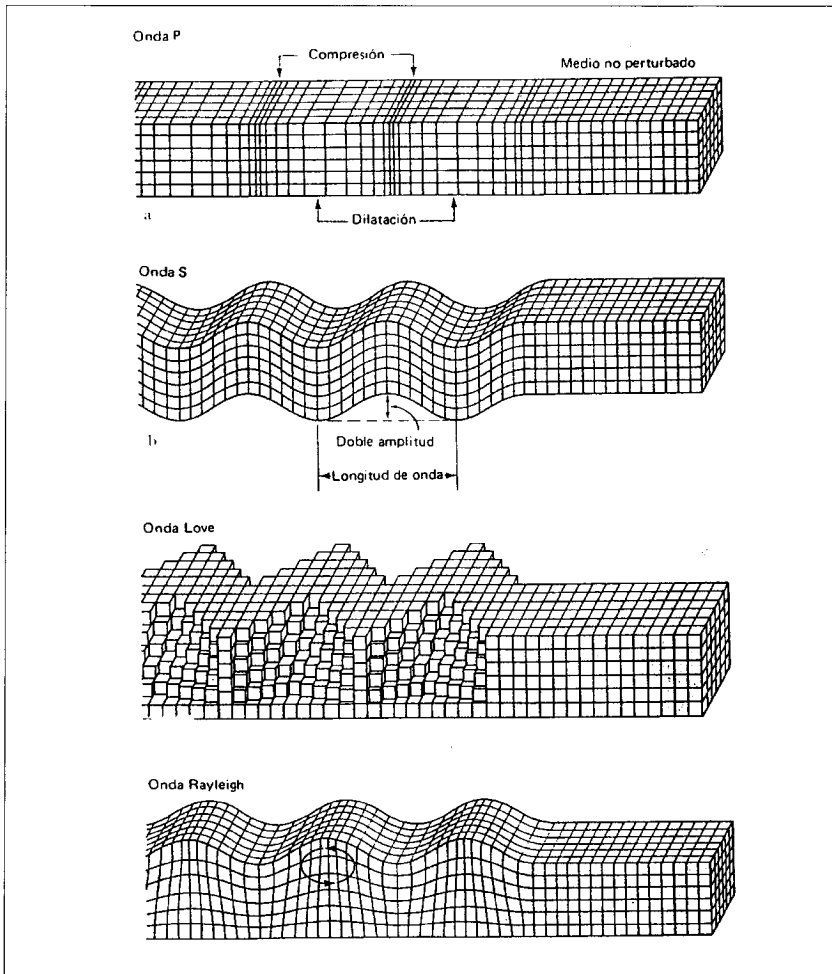


Fig. 4. Representación esquemática del movimiento del suelo para diferentes tipos de ondas sísmicas (Bolt, 1976)

Como puede verse en esta tabla, un terremoto de magnitud 3 tendría a $D = 100$ km una amplitud máxima de 1 mm).

TABLA 1. Función de calibración de la magnitud.

D	F_L(D)	D	F_L(D)	D	F_L(D)	(D)	F_L(D)
0	1.4	90	3.0	260	3.8	440	4.6
10	1.5	100	3.0	280	3.9	460	4.6
20	1.5	120	3.1	300	4.0	480	4.7
30	2.1	140	3.2	320	4.1	500	4.7
40	2.4	160	3.3	340	4.2	520	4.8
50	2.6	180	3.4	360	4.3	540	4.8
60	2.8	200	3.5	380	4.4	560	4.9
70	2.8	220	3.6	400	4.5	580	4.9
80	2.9	240	3.7	420	4.5	600	4.9

Para terremotos que no pueden ser registrados con las condiciones impuestas en la magnitud local se definieron otras magnitudes.

Magnitud de ondas internas (m_b)

Usando la amplitud de ondas internas y para terremotos de cualquier profundidad focal (h):

$$m_b = \text{Log} (A(D) / T) + F_b(D,h)$$

donde $A(D)$ es la amplitud del máximo de la velocidad del terreno (en micrones), a la distancia D y T es el periodo correspondiente (en segundos), y $F_b(D,h)$ es la función de calibración de la escala.

Magnitud de ondas superficiales (M_s)

Se utiliza sobre todo para calcular la magnitud de grandes terremotos superficiales a grandes distancias. Se usa la amplitud de ondas superficiales (a un periodo de unos $20 + 3$ seg) y se define como:

$$M_s = \text{Log } A(D) + F_s(D)$$

donde $A(D)$ es la amplitud del desplazamiento del suelo en micrones de la onda superficial registrada en la componente horizontal. Si se quieren utilizar períodos diferentes a 20 seg se puede utilizar la fórmula:

$$M_s = \text{Log } (A(D)/T) + F_s(D)$$

donde:

$$F_s(D) = 1.66 \text{ Log } D + 3.3$$

Una relación entre las magnitudes m_b y M_s es la siguiente:

$$m_b = 0.56 M_s + 2.9$$

$$M_s = 1.79 m_b - 5.18$$

MOMENTO SÍSMICO ESCALAR (M_0)

Es otra manera de medir el tamaño de un terremoto y se define (AKI, 1966) como:

$$M_0 = \mu u S$$

donde S es la superficie de fractura, u es el desplazamiento medio durante el terremoto y μ es la rigidez elástica del material rocoso.

Magnitud momento (M_w)

Ya que la m_b se satura hacia el valor 6.5 y la M_s hacia el 7.5, Kamamori ideó una nueva magnitud, la momento M_w , que depende directamente del momento sísmico escalar M_0 :

$$M_w = \text{Log } ((M_0) / 1.5) - 10.7$$

Así, terremotos que tenían M_s parecidas pero cuya superficie de fracturación, dislocación, etc. eran diferentes tienen diferentes M_w ; p.e. el terremoto de 1960 de Chile $M_w = 9.5$, terremoto de Alaska de 1964 $M_w = 9.2$, el terremoto de San Francisco $M_w = 7.9$.

Magnitud duración

En el registro de terremotos locales, sobre todo con equipos de alta amplificación, el leer el período de la traza en el máximo es muy difícil, por lo que se ha propuesto una magnitud en función de la duración del registro como:

$$M_i = a + b \text{ Log } t + c D$$

donde t es la duración del sismograma , D es la distancia al epicentro y a , b , y c constantes que han de determinarse para cada región.

INTENSIDAD SÍSMICA

La intensidad sísmica (I) es una medida de la sacudida sísmica basada en los efectos sobre el terreno, los daños estructurales y en la forma en que es sentido el terremoto. La intensidad sísmica refleja el efecto integral de todos los elementos del movimiento del terreno. Las escalas más utilizadas actualmente son la Mercalli Modificada (MM) (usada en América) y la escala MSK (usada en Europa) . Ambas escalas están divididas en 12 grados (normalmente expresados en números romanos).

La evaluación del grado de intensidad tiene en cuenta los efectos producidos sobre las personas, sobre el terreno y sobre las construcciones. Se tiene en cuenta el grado o tanto por ciento de daño en cada uno de los diferentes tipos de construcciones. Como en temas posteriores se hará un análisis detallado de este parámetro, tan solo añadiremos que los daños empiezan a tener gravedad a partir del grado VII(MSK). El parámetro I es muy importante y es un buen descriptor de la severidad del movimiento del suelo.

Las áreas con igual intensidad se bordean con una línea denominada *isosista*. El mapa de isosistas es aquel que representa las diferentes áreas que han sufrido con diferente intensidad las sacudidas del terremoto, nos informan de los fenómenos de atenuación con la distancia y de las áreas donde se producen fenómenos de amplificación ya sea por las condiciones geológicas, hidrológicas o topográficas.

Los tsunamis

Denominados también “olas de marea” son generalmente un efecto de grandes terremotos de epicentro marino cuando el movimiento de los bloques de la falla tiene una componente vertical importante (también pueden ser producidos por grandes deslizamientos submarinos). A medida que las olas producidas por el desplazamiento del suelo oceánico llegan a las costas crece la altura de las mismas pudiendo alcanzarse alturas superiores a los 30 m, sobre todo en ensenadas. Debido a su gran peligrosidad y la posibilidad de ser previstos, en 1946 se creó la Red de Alerta de Tsunamis para el Pacífico, cuyo centro de

control se encuentra en Hawai. España se ha visto afectada por tsunamis, como p.e. el producido por el terremoto de 1755, que produjo más de 2000 muertos en las costas del golfo de Cádiz.

RELACIÓN ENTRE MAGNITUD Y ENERGÍA

La energía sísmica liberada por un terremoto es muy grande y su relación con la magnitud obtenida empíricamente por Gutenberg y Richter es:

$$\text{Log } E = 5.8 + 2.4 m_b$$

$$\text{Log } E = 11.8 + 1.5 M_s$$

y ligeramente diferente es la obtenida por Båth (1973):

$$\text{Log } E = 4.78 + 2.57 m_b$$

$$\text{Log } E = 12.24 + 1.44 M_s$$

donde E está expresada en ergios. Ello implica que un terremoto de un grado de magnitud M_s mayor que otro es unas 32 veces mayor y que uno de un grado de magnitud m_b mayor lo es unas 250 veces.

RELACIÓN ACELERACIÓN, INTENSIDAD Y MAGNITUD

Unas relaciones medias entre intensidad y aceleración (en cm/s^2) obtenidas fueron:

$$\text{Log } a = (I/3) - (1/2)\text{Richter (1958)}$$

$$I_0 = 3 \text{ Log } a + 1.5\text{Båth (1973)}$$

y entre M_s e I_{\max} :

$$M_s = 1 + (2/3) I_{\max}$$

La relación entre intensidad, aceleración y velocidad fué dada por Bolt (1978) (Tabla 2) y por Båth (1973) (Tabla 3). En cuanto a la relación de estos parámetros con la distancia epicentral puede verse en la figura 5.

RELACION MAGNITUD-LONGITUD DE FALLA

Bolt (1978) estableció una relación empírica entre longitud de la falla L (en km) y la magnitud de ondas superficiales M_s :

$$M_s = 6.03 + 0.73 L$$

y más recientemente de Darragh y Bolt (1987) entre L y M_L :

$$M_L = (3.82 \pm 0.28) + (1.58 \pm 0.52) \text{ Log } L$$

Tabla 2. Relación entre Intensidad y Velocidad máxima y Aceleración máxima. (Bolt, 1978)

Velocidad máxima (cm/s)	Intensidad sísmica (MM)	Aceleración máxima (en g.)
1 - 2	IV	0.015 g - 0.02 g
2 - 5	V	0.03 g - 0.02 g
5 - 8	VI	0.03 g - 0.04 g
8 - 12	VII	0.10 g - 0.15 g
20 - 30	VIII	0.25 g - 0.30 g
45 - 55	IX	0.50 g - 0.55 g
> 60	X	> 0.6 g

Tabla 3. Relación entre Energía Sísmica, Magnitudes, Intensidad y Aceleración máxima. (Bäth, 1973)

E (ergios)	M_s	m_b	I_0	a_0 (cm / s ²)
10^{20}	5.4	5.9	VI - VII	40
10^{21}	6.1	6.3	VII - VIII	100
10^{22}	6.8	6.7	VIII - IX	200
10^{23}	7.5	7.1	IX - X	400
10^{24}	8.2	7.5	X - XI	1000
10^{25}	8.9	7.9	XII	2000

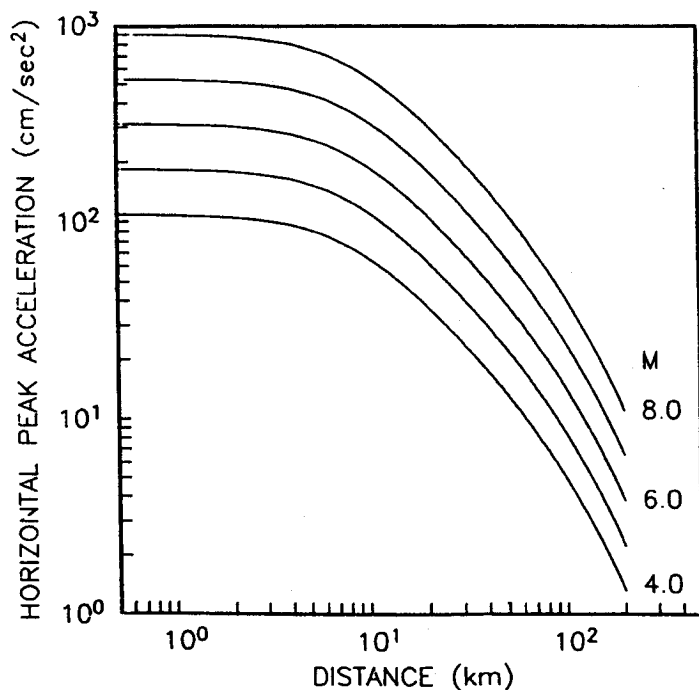


Figura 5. Relación entre magnitud, aceleración máxima y distancia epicentral

REFERENCIAS

- ARAÑA, V. y ORTIZ, R. (1984) - "Volcanología". Rueda. Madrid.
- BÄTH, M. (1973) - "Introduction to Seismology". Wiley. New York.
- BOLT, B.A. (1982) - "Inside the Earth". W.H. Freeman. San Francisco.
- BOLT, B.A. (1981) - "Terremotos". Ed. Reverté y Ed. Orbis. Barcelona.
- BULLEN, K.E. (1976) - "An introduction to the theory of seismology". Modificado por Bullen y Bolt. Cambridge Univ. Press.

- COULOMB, J. y JOBERT, G. (1973, 1976) - "Traité de Géophysique interne". Masson et Cie. 2 vol. París.
- GUTENBERG, B. y RICHTER, C.F. (1954) - "Seismicity of the Earth and associated phenomena". Princeton Univ. Press.
- LEE, W.H.K. y STEWART, S.W. (1981) - "Principles and applications of microearthquake networks". Academic Press.
- LOZANO, L. (1972) - "Introducción a la Geofísica". Ed. Paraninfo. Madrid.
- LOMNITZ, C. y ROSENBLUETH, E. (1976) - "Fundamentos de ingeniería sísmica". Diana. México.
- RICHTER, C.H. (1941, 1958) - "Elementary Seismology". W.H. Freeman and co., San Francisco.
- RIKITAKE, T (1986) "Earthquake prediction". Elsevier
- SMITH, P. (1975) - "Temas de Geofísica". Reverté. Barcelona.
- UDÍAS, A. (1981) - "Física de la Tierra". Alhambra. Madrid.
- UDÍAS, A. (1987) - "La Tierra. Estructura y dinámica". Libros de Investigación y Ciencia. Prensa Científica S.A. Barcelona.
- UDÍAS, A y MEZCUA, J. (1986) - "Fundamentos de Geofísica". Ed. Alhambra. Madrid.

APÉNDICE 1. OTROS CONCEPTOS BÁSICOS.

A continuación se definen una serie de conceptos ligados con los terremotos y las sacudidas sísmicas:

Hora origen: Tiempo en el que se inicia la ruptura cuando ocurre el terremoto.

Foco sísmico: Es el lugar donde se produce la ruptura de un terremoto y desde donde se radia la energía mecánica en forma de ondas sísmicas. La fuente sísmica es toda la zona de fracturación que se ha deslizado en el terremoto.

Hipocentro: Es el lugar donde se inicia la ruptura sísmica, y se considera de forma simplificada como un punto.

Epicentro: Es el punto de la superficie terrestre bajo el cual se ha producido un terremoto. Se encuentra encima del hipocentro.

Profundidad del terremoto: Distancia entre el epicentro y el hipocentro.

Magnitud: Medida cuantitativa de la cantidad de energía total liberada por un terremoto y que nos informa del tamaño de éste.

Sacudida sísmica: Es el conjunto de movimientos del terreno debido a la llegada de las ondas sísmicas tanto directas como reflejadas. Estos movimientos afectan también a construcciones y edificios. La violencia de las sacudidas es función de la magnitud del terremoto, de la cercanía del mismo, de la superficialidad del foco, de las características atenuadoras del medio de propagación y de las condiciones geológicas e hidrológicas del lugar.

Intensidad: Medida cualitativa de la severidad del movimiento del suelo en un lugar específico basada en la reacción de las personas, el daño causado en construcciones y en las perturbaciones provocadas en el terremoto (grietas, deslizamientos, etc.). Las medidas se refieren a una escala que divide los efectos de la sacudida en grados. La escala oficial en España (y Europa) es la MSK, dividida en 12 grados. Los destrozos empiezan a ser importantes a partir del grado VII. (Se analizará en detalle en los temas 3 y 4 de este Curso). Se denominan **área macrosísmica** a aquella en la que se siente el terremoto y **área mezosísmica** a aquella en la cual se producen los mayores daños.

Daño sísmico: Cualquier pérdida económica o destrucción producida por terremotos. Representa el cambio negativo en la calidad de los materiales. Los daños se clasifican generalmente en grados, normalmente de 0 a 5. (0 = ningún daño, 1 = ligero, 2 = moderado, 3 = alto, 4 = total, 5 = colapso).

Vulnerabilidad sísmica: Viene dada por la propensión de un sistema o estructura a sufrir daños. Es el grado de pérdidas para uno o varios elementos en riesgo como resultado de la ocurrencia de un terremoto de una magnitud o intensidad dada y que se expresa en una escala que va de 0 (ninguna pérdida) a 1 (pérdida total).

Movimiento del suelo: Representa la causa inmediata primaria del efecto sísmico y depende de la función de respuesta del terreno ante la excitación sísmica.

Atenuación: Decrecimiento de la amplitud de la señal (y por tanto de la energía) con la distancia. La atenuación depende de las características físicas del medio transmisor debido a la absorción y dispersión que realiza el mismo.

Amplificación: Modificación de las características del movimiento del suelo debido a los materiales inconsolidados que cubren el substrato rocoso. La amplificación causa un incremento en la amplitud del movimiento del suelo en un determinado rango de frecuencias y un decrecimiento en otras. Esta amplificación está relacionada con la potencia de los sedimentos, el contenido de agua de éstos, su grado de compactación, la velocidad de las ondas S y de la energía sísmica que recibe del substrato rocoso.

Elementos en riesgo: Son aquellos que pueden ser afectados dañinamente por los terremotos (p.e. población, propiedades, patrimonio artístico, producción industrial, etc).

Peligro sísmico: La probabilidad de que un movimiento del suelo destructor de una determinada intensidad ocurra en un período de tiempo y lugar dado. También puede definirse como el conjunto de características de los fenómenos que acompañan al terremoto más grande o dañino que se espera afecte a un lugar dado.

Riesgo sísmico: Es la probabilidad de que se produzca un determinado grado de pérdidas en un período específico de tiempo, basada en la extrapolación en futuro de experiencias pasadas y datos actuales.

Período de retorno: Es el promedio de tiempo entre dos terremotos en una región o entre dos movimientos del suelo que superen una característica específica en un lugar dado (p. e. una aceleración horizontal pico $> 0.1g$). No se debe confundir con una ocurrencia cíclica, estrictamente periódica. El período de retorno medio es igual a la inversa de la probabilidad anual de excedencia.

Terremoto de diseño: El mayor terremoto que tiene una alta probabilidad de ocurrir en un lugar basándose en estudios de sismicidad histórica, de las características sísmicas y de la geología estructural de una región. Movimiento del suelo esperado en un lugar debido a un terremoto, usado para realizar diseños de estructuras arquitectónicas sismorresistentes. Estas características del movimiento del suelo pueden superarse, pero la probabilidad de que esto suceda es muy pequeña.

Amplitudes pico o máximas: Los valores máximos o pico de la aceleración han sido parámetros clave en la especificación de la severidad del movimiento del terreno. Actualmente se ha comprobado que los valores pico se suelen dar a veces en uno o dos únicos pulsos. Además a veces se dan valores muy altos en terremotos pequeños (p. e. el terremoto de Beer Valley, California, de 1972, $M_c = 4.7$, $a_{\max \text{ hor.}} = 0,6 g$).

Zonación ó zonificación sísmica: Es la división del territorio en áreas de diferente peligrosidad sísmica en función de las características del movimiento sísmico del terreno. Cuando esto se realiza en detalle se denomina **microzonificación sísmica**.