

## Sobre las escalas de magnitud

### *On the earthquake magnitude scales*

**JOSÉ ANTONIO PELÁEZ**

*Dpto. de Física, Universidad de Jaén, Campus de Las Lagunillas s/n, Edificio A3, 23071-Jaén. E-mail: japelaez@ujaen.es*

**Resumen** La magnitud, junto con la localización, es el principal parámetro que nos interesa conocer cuando se produce un terremoto. El hecho de que sean muchas las escalas utilizadas a la hora de expresarla ( $M_L$ ,  $m_b$ ,  $m_{bLg}$ ,  $M_S$ , etc.), hace que lleve a cierta confusión al estudiante. Esto es debido a que el uso de una escala u otra es función de múltiples factores, como el tipo de sismógrafo en que se registre el movimiento del suelo, la distancia al epicentro, o el tipo de onda (fase) sobre el que se mida la amplitud del movimiento, entre otros. Últimamente está habiendo un consenso para utilizar la escala de magnitud momento ( $M_W$ ), en especial cuando las redes sísmicas internacionales proporcionan la magnitud de los grandes terremotos mediáticos. Aún así, las redes sísmicas locales y nacionales continúan utilizando las escalas convencionales. En este trabajo se describen los principios básicos de algunas de las escalas de magnitud más utilizadas.

**Palabras clave:** Sismología, magnitud, escalas de magnitud, ondas sísmicas, terremoto.

**Abstract** *Earthquake magnitude, together with the location, is the main parameter that we want to know when an earthquake occurs. The fact that there are many magnitude scales ( $M_L$ ,  $m_b$ ,  $m_{bLg}$ ,  $M_S$ , etc.), may cause some confusion among students. This is unavoidable, because the use of a specific earthquake magnitude scale depends on several factors. Among them, we can quote the type of seismograph that records the ground motion, the epicentral distance, or the type of wave (phase) that is used to measure the amplitude of the movement. Recently there has been an agreement on using the moment magnitude scale ( $M_W$ ), especially when international seismic networks provide the magnitude of significant mediatic earthquakes. And yet, local and national seismic networks continue using conventional scales. Here, a review of some earthquake magnitude scales currently in use is presented, describing their main basic principles.*

**Keywords:** *Seismology, magnitude, magnitude scales, seismic waves, earthquake.*

## INTRODUCCIÓN

Cuando tenemos noticia de la ocurrencia de un terremoto, posiblemente sea la magnitud de éste el primer parámetro que nos interesa conocer, junto con su localización. A partir de ella, y comparándola con la de otros terremotos para los que tenemos constancia de los daños que causaron, nos hacemos una idea de lo importante que ha sido el sismo, y de la destrucción que ha podido llegar a generar.

En realidad, no podemos hacer una inferencia directa entre la magnitud de un terremoto y sus efectos, es decir, entre la magnitud y la intensidad con la que se ha sentido en una determinada ciudad o región. Molina *et al.* (2004) detallan la diferencia entre estos dos conceptos, el de magnitud, un concepto puramente instrumental que mide la energía elástica liberada mediante ondas sísmicas en el foco del

terremoto, y el de intensidad, con un cierto carácter subjetivo, que nos indica los efectos de la sacudida sobre las personas y edificaciones.

Dos terremotos de igual magnitud podrían generar diferentes efectos (diferentes valores de intensidad) en una determinada ciudad dependiendo de la distancia del terremoto a ésta, de la profundidad del foco, del tipo de falla que lo haya generado, del tipo de ruptura y patrón de radiación (directividad) de ésta, o del tipo de terreno en el que se encuentre asentada la población. También tendríamos que considerar posibles efectos sismogeológicos, como deslizamientos, licuefacción o efectos topográficos.

Es importante hacer hincapié en el hecho de que la magnitud es una medida de la energía liberada por el terremoto mediante ondas sísmicas, y que se estima que ésta es un pequeño porcentaje de la energía total puesta en juego durante la ruptura. Es

Fig. 1. Charles F. Richter en el Caltech (California Institute of Technology).



lo que se denomina eficiencia sísmica. La mayor parte de la energía se invierte en desplazar los bloques de la falla y en vencer la resistencia al movimiento, la cual se convierte finalmente en energía calorífica. Las estimaciones realizadas de la eficiencia sísmica son, en el mejor (realmente peor) de los casos, del orden de sólo un 6% (McGarr, 1999).

El cálculo de la magnitud es importante para diversos estudios. En primer lugar, la determinación de la energía liberada permite calcular lo que podríamos llamar el tamaño del terremoto. Junto con otros factores, también es utilizada a la hora de estimar el daño potencial que puede haber generado. Finalmente, es una variable fundamental para estimar/predecir el movimiento del suelo y calcular la peligrosidad sísmica en una determinada región.

Tal y como está definida, la magnitud no tiene límite superior ni inferior. Se han llegado a registrar valores de magnitud de 9.5, y hoy en día, es posible localizar terremotos en España corrientemente con valores de magnitud del orden de sólo 1.0, e incluso menos. En el ranking de magnitudes se encuentran en el escalón más alto los terremotos de Chile de 1960 (9.5  $M_w$ ), de Alaska de 1964 (9.2  $M_w$ ), llamado también de Viernes Santo (*Alaska's Good Friday earthquake*) por la fecha en la que se produjo, de Sumatra de 2004 (9.1  $M_w$ ), o el reciente de Japón de 11 de marzo de 2011 (9.0  $M_w$ ), a unos 130 km al Este de la

ciudad de Sendai. Todos ellos se han localizado en zonas de subducción, que son las zonas del planeta donde se acostumbra a localizar los terremotos de mayor magnitud. En González Herrero *et al.* (2005) se explica el mecanismo de estos grandes sismos.

También ha de quedar claro que previamente al cálculo de la magnitud se ha de localizar el terremoto, ya que la distancia a la estación es clave para poder determinarla. No se tratará aquí esta cuestión, ya considerada en el trabajo anteriormente citado de Molina *et al.* (2004).

## ESCALAS DE MAGNITUD

No hay una única escala de magnitud, sino que la escala dependerá de la distancia a la que se ha generado el terremoto, de su tamaño e incluso del tipo de sismógrafo que utilizemos. Esto hace que sea un concepto no bien entendido por los estudiantes, llevando a la confusión. A continuación haremos una revisión de diferentes escalas de magnitud en uso, no todas, empezando por mostrar el concepto de magnitud tal y como fue introducido por Richter, en 1935.

### Magnitud Richter o magnitud local ( $M_L$ ) en su definición original

El término magnitud lo introduce Charles F. Richter (Fig. 1) por analogía al concepto de magnitud estelar empleado en Astronomía para expresar el brillo intrínseco de una estrella (Richter, 1958). La magnitud estelar, debido a que el ojo humano es sensible a cambios logarítmicos en el brillo de las estrellas, es logarítmica, y así plantea también Richter utilizar una escala de este tipo. La diferencia estriba en que la magnitud estelar, a diferencia de la sísmica, es una escala inversa: cuanto mayor es la magnitud, más débil es la estrella.

En los años 30, cuando se encontraba en el laboratorio de sismología de la *Carnegie Institution of Washington*, en Pasadena (California), tenía como una de sus misiones la de catalogar los terremotos localizados por esta red sísmica y asignarles tamaño. Define entonces la magnitud a partir de la expresión

$$M = \log A - \log A_0 \quad (1)$$

Aquí,  $A$  es la amplitud máxima en milímetros registrada en el sismograma (Fig. 2), y  $A_0$  la amplitud

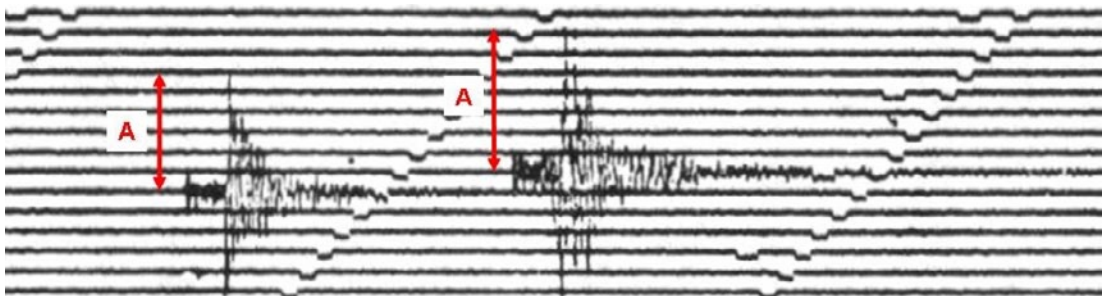


Fig. 2. Amplitud máxima registrada en dos terremotos locales.

que se registraría de un terremoto estándar (*zero shock*) a igual distancia que el terremoto considerado. La magnitud la tomaba como el valor medio entre los resultados obtenidos al considerar los registros de las componentes NS y EW del movimiento del suelo. El terremoto estándar, al que se le asignaría magnitud cero, sería aquel que a una distancia de 100 km el sismograma nos daría una traza con una amplitud de una milésima de milímetro. Definida así la escala, era fácil darle magnitud a los numerosos terremotos locales localizados en California sin más que medir directamente sobre el papel la amplitud máxima de las ondas sísmicas en milímetros y utilizar unos valores tabulados, en función de la distancia epicentral, de  $-\log A_0$  (Fig. 3). Primeramente, había que determinar la distancia del foco del terremoto a la estación sísmica, al menos de forma aproximada.

Esta escala depende del tipo de sismógrafo que se utilice. En aquel momento eran los antiguos sismógrafos de torsión Wood-Anderson (Fig. 4), los cuales amplificaban el movimiento del suelo unas 2800 veces. Pertenecían a lo que llamamos sismógrafos de corto período, tal que su frecuencia natural (frecuencia para la que el equipo tiene una máxima respuesta) era de 1.25 Hz, midiendo desplazamientos para frecuencias por encima de los 2 Hz. Los registros los realizaban sobre papel fotográfico. Por otro lado, Richter no especificó qué onda, o fase, era la que debía utilizarse a la hora de medir la amplitud (P, S u ondas superficiales), sino sólo la de mayor amplitud del registro. También, se ha de destacar el hecho de que la escala se define inicialmente para terremotos superficiales en California. Extender su uso a otras zonas no puede hacerse de forma inmediata.

$\Delta$ (km)	$-\log A_0$	$\Delta$ (km)	$-\log A_0$	$\Delta$ (km)	$-\log A_0$
0	1.4	150	3.3	390	4.4
5	1.4	160	3.3	400	4.5
10	1.5	170	3.4	410	4.5
15	1.6	180	3.4	420	4.5
20	1.7	190	3.5	430	4.6
25	1.9	200	3.5	440	4.6
30	2.1	210	3.6	450	4.6
35	2.3	220	3.65	460	4.6
40	2.4	230	3.7	470	4.7
45	2.5	240	3.7	480	4.7
50	2.6	250	3.8	490	4.7
55	2.7	260	3.8	500	4.7
60	2.8	270	3.9	510	4.8
65	2.8	280	3.9	520	4.8
70	2.8	290	4.0	530	4.8
80	2.9	300	4.0	540	4.8
85	2.9	310	4.1	550	4.8
90	3.0	320	4.1	560	4.9
95	3.0	330	4.2	570	4.9
100	3.0	340	4.2	580	4.9
110	3.1	350	4.3	590	4.9
120	3.1	360	4.3	600	4.9
130	3.2	370	4.3		
140	3.2	380	4.4		

Fig. 3. Valores tabulados de  $-\log A_0$  para diferentes valores de distancia (tomado de Richter, 1958).

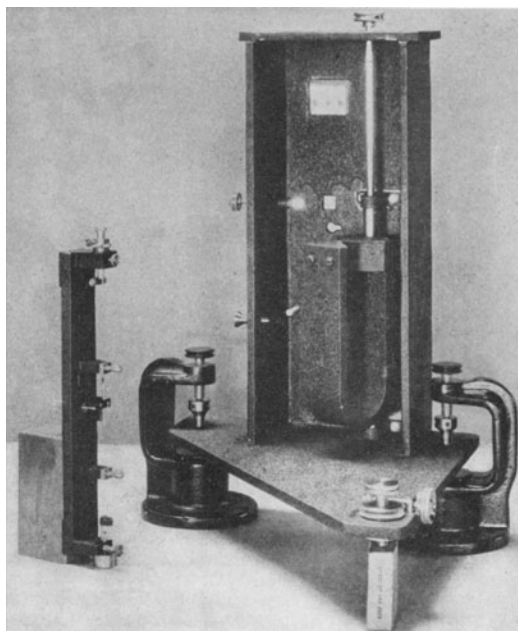
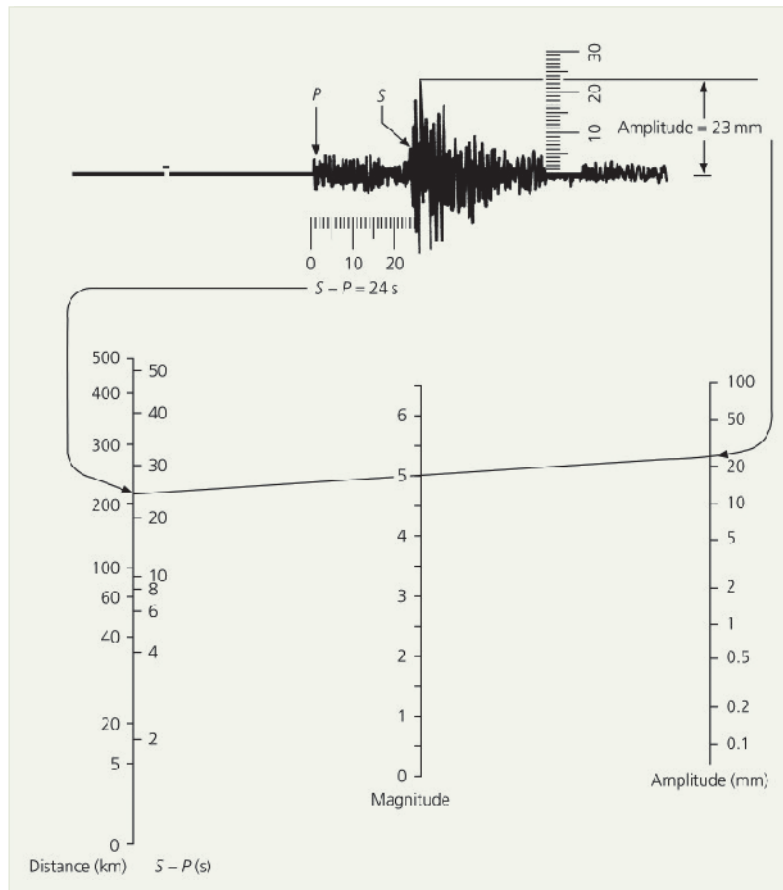


Fig. 4. Sismógrafo de torsión Wood-Anderson (tomado de Hunter, 1936).

La definición dada para la magnitud es equivalente a ésta otra: la magnitud es directamente el logaritmo de la máxima amplitud registrada en el sismograma si el sismógrafo se situara a 100 km del epicentro del terremoto (o el epicentro a 100 km del sismógrafo).

Un nomograma que fue muy utilizado a la hora de calcular la magnitud  $M_L$  a partir de un sismograma puede verse en la figura 5. Dado el sismograma en la parte superior de la figura, en la escala de la

Fig. 5. Nomograma utilizado en el Caltech para calcular la magnitud  $M_L$  a partir de la máxima amplitud medida en el sismograma y la distancia epicentral.



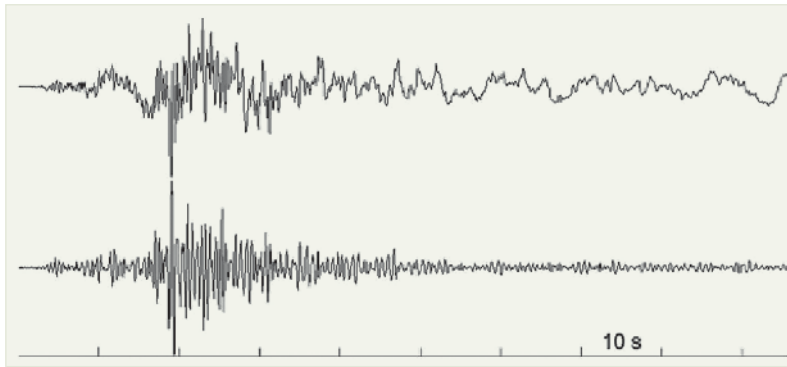


Fig. 6. Arriba: sismograma original. Abajo: simulación de un registro Wood-Anderson (tomado de Haskov y Ottemöller, 2010).

derecha se marca la amplitud máxima registrada en mm, y en la escala de la izquierda se marca la distancia al terremoto, o lo que es equivalente, el tiempo transcurrido entre la llegada de la onda P y la de la onda S. Uniendo ambas marcas por una línea recta, en la escala central puede leerse la magnitud.

Hoy en día no es posible medir en sentido estricto la magnitud local o Richter, debido simplemente a que, desde hace muchos años, ya no se utilizan los sismógrafos Wood-Anderson. Si queremos calcularla, tenemos que simular digitalmente la traza de uno de estos sismógrafos a partir del registro original (Fig. 6), conocida su curva de respuesta en el intervalo de frecuencias 2-20 Hz, y medir la máxima amplitud generada. Debido a las características del sismógrafo Wood-Anderson, es decir, al intervalo de frecuencias a las que responde, esta escala se satura para valores de la magnitud del orden de 7.0. Esto significa que, por mucho que aumente la energía liberada en forma de ondas elásticas, no crece el valor calculado para  $M_L$ , o lo que es igual, no aumenta la amplitud de las ondas registradas con el sismógrafo Wood-Anderson.

El uso de esta escala se puede extender, y así se hace en la actualidad, también a terremotos profundos, sin más que considerar la distancia hipocentral en vez de la epicentral.

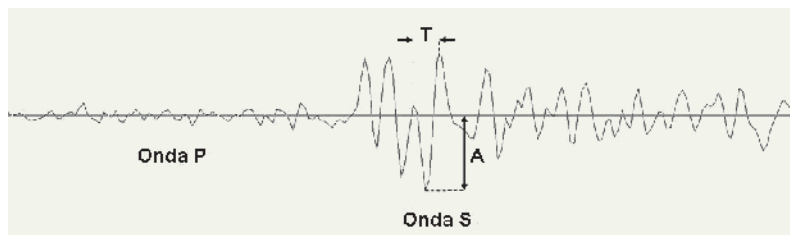
#### Definición general de la magnitud local ( $M_L$ )

La mayoría de las escalas de magnitud se basan en la fórmula (Haskov y Ottemöller, 2010)

$$M = \log(A/T)_{\max} + Q(\Delta, h) \quad (2)$$

en donde  $A$  es la amplitud máxima en el sismograma,  $T$  el período asociado a dicho máximo (Fig. 7), y  $Q$  es una función de la distancia epicentral ( $\Delta$ ) y la profundidad ( $h$ ). En principio, esta fórmula debería llevar a una sola definición de magnitud, pero el

Fig. 7. Ejemplo de determinación de la amplitud máxima ( $A$ ) y su período asociado ( $T$ ) a partir de un sismograma.



hecho es que a lo largo de los años se han utilizado diferentes tipos de sismógrafos registrando en diferentes intervalos de frecuencia, y la amplitud puede medirse en diferentes fases del sismograma. Como ejemplo, en López y Muñoz (2003), puede verse la evolución de las fórmulas utilizadas por los diferentes observatorios y redes sísmicas en España.

La anterior fórmula se transforma en esta otra

$$M = \log A + a \cdot \log r + b \cdot r + c \quad (3)$$

cundo consideramos cómo se atenúan las ondas de diferentes períodos o frecuencias con la distancia. Los parámetros  $a$ ,  $b$  y  $c$  son ajustados para cada región (condiciones locales) y red sísmica. La utilización de esta expresión nos lleva a lo que ahora conocemos con el nombre de magnitud local ( $M_L$ ) o magnitud Richter. Como ejemplo, hoy en día se utilizan en el Sur de California los valores  $a = 1.11$ ,  $b = 0.00189$ , y  $c = -2.09$  (Hutton y Boore, 1987), siendo el valor de  $A$  el obtenido en un registro que simule la respuesta del sismógrafo Wood-Anderson (ver Fig. 6). La expresión se considera válida para distancias epicentrales de hasta unos 700 km.

#### Magnitud $m_b$

La magnitud  $m_b$  o de ondas internas (*body waves*) es posiblemente la más utilizada hoy en día, en especial para terremotos a largas distancias, instaurándose su uso principalmente a partir de la instalación de la WWSSN (*World Wide Standardized Seismograph Network*) a principios de los años 60, con una estación en España, en el Observatorio Geofísico de Toledo. Esta magnitud se calcula a partir del máximo de amplitud de la onda P.

En España, el Instituto Geográfico Nacional (IGN) utiliza desde 1998 la expresión propuesta por Veith y Clawson (1972) para terremotos localizados fuera de la Península (Marruecos, Argelia, zona Azores-Gibraltar, etc.), la cual responde a la expresión

$$m_b = \log(A/T) + P(\Delta, h) \quad (4)$$

de igual tipo que la ecuación (2), en donde  $A$  y  $T$  son las consabidas amplitud máxima y período (Fig. 7), en este caso medidos sobre la onda P, y  $P$  una función de la distancia y profundidad tabulada para distancias angulares de hasta  $100^\circ$  (Fig. 8). En este caso, la amplitud se mide sobre la componente vertical, habiéndose previamente simulado la respuesta de corto período de los sismógrafos WWSSN. Al igual que los sismógrafos Wood-Anderson, los sismógrafos WWSSN dejaron de utilizarse hace algunas décadas.

La anterior expresión es la utilizada también por el *US Geological Survey* y el *Internacional Seismological Centre*. Esta magnitud presenta el mismo problema que la magnitud  $M_L$ , y es el de saturarse a partir del valor 7.0. Esto es consecuencia del hecho

de que la amplitud de la onda P se mide a una frecuencia cercana a 1 Hz.

### Magnitud $m_{bLg}$

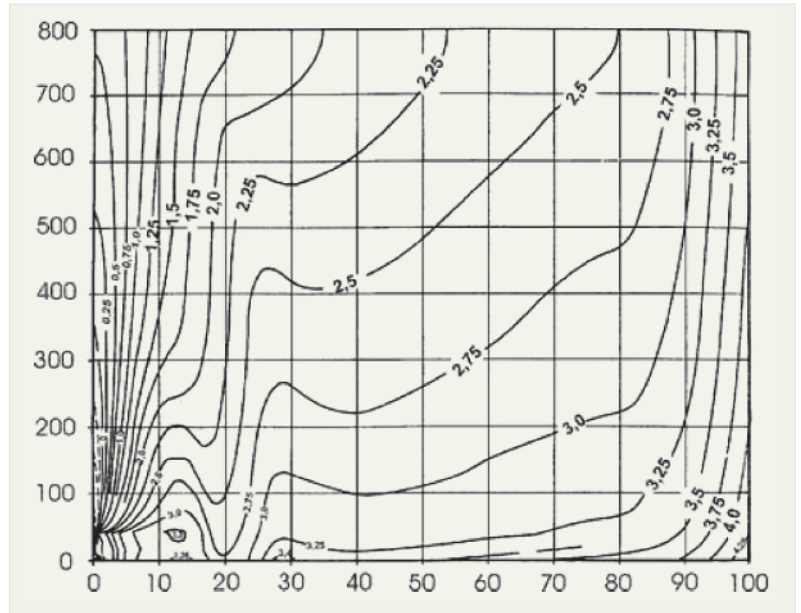
La fase Lg está constituida por las múltiples reflexiones de las ondas transversales (ondas S) que se producen en la corteza terrestre. Son ondas de corto período (1-7 s), con una cierta polarización horizontal, las cuales nos dan información de las heterogeneidades de la corteza. A cortas distancias son las que predominan en los sismogramas (Fig. 9). El cálculo de la magnitud a partir del máximo de estas ondas es ampliamente utilizado en muchas redes para el cálculo de terremotos cercanos. En concreto, es la utilizada por el IGN a partir de marzo de 2002 para dar magnitudes de terremotos cercanos, es decir, para aquellos localizados en la Península Ibérica.

Se utiliza la fórmula (3) con valores para las constantes  $a = 1.17$ ,  $b = 0.0012$ , y  $c = 0.67$  (López, 2008). Podríamos decir que es una magnitud Richter medida en el máximo de la fase Lg. Los valores de las constantes se han elegido para que esta escala coincida estrictamente con la inicial definida por Richter para un terremoto a 100 km de distancia y un período de la onda medida de 1 s.

### Magnitud $M_s$

En los registros de largo período y banda ancha de terremotos superficiales y distantes, la fase que predomina en el sismograma son las ondas superficiales (Fig. 10). Los sismógrafos de banda ancha son instrumentos que registran el movimiento del suelo en un intervalo de frecuencias más amplio que el de los sismógrafos convencionales de corto período. Estas ondas tienen períodos comprendidos entre los 3 y los 60 s, aunque predominan los períodos del orden de los 20 s.

En la actualidad, para su cálculo se utiliza la expresión



$$M_s = \log(A/T) + 1.66 \cdot \log(\Delta) + 3.3 \quad (5)$$

recomendándose que se mida la amplitud máxima de las ondas superficiales en la componente vertical del sismógrafo, en el rango de períodos entre 18 y 22 s. Esta escala debe utilizarse para terremotos localizados a menos de 60 km de profundidad en el rango de distancias angulares entre los 20° y los 160° (IASPEI, 2005). Empieza a saturarse a valores de magnitud del orden de 8.0, saturándose completamente a partir del valor 8.5.

### Magnitud duración o magnitud coda ( $m_r$ , $m_r$ o $M_d$ )

La magnitud duración es una de las escalas más utilizada en el caso de terremotos locales. Es la calculada, por ejemplo, por las redes de Marruecos y Argelia, y en España, por las redes del Instituto Andaluz de Geofísica (IAG) y del Real Instituto y Observatorio de la Armada (ROA) de San

Fig. 8. Gráfico con los valores de P (ecuación 4) en función de la distancia y profundidad (tomado de Veith y Clawson, 1972). Abscisas: distancia angular (°). Ordenadas: profundidad (km).

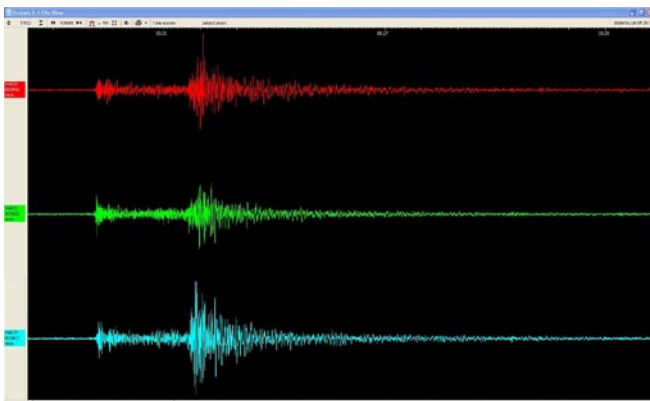


Fig. 9. Sismograma del terremoto de El Romeral, Toledo, de 28/04/2008, de magnitud 3.5  $m_{bLg}$ , registrado en el sismógrafo de banda ancha de la Universidad de Jaén. La fase Lg es la que predomina en el registro. De arriba a abajo: componentes NS, vertical y EW. Ventana de tiempo que se muestra: aprox. 2 min 50 s



Fig. 10. Sismograma del terremoto de Costa de Maule, Chile, de 27/02/2010, de magnitud 8.8  $M_w$ , registrado en el sismógrafo de banda ancha de la Universidad de Jaén. Las ondas superficiales son las que predominan en el registro. De arriba a abajo: componentes NS, vertical y EW. Ventana de tiempo que se muestra: aprox. 107 min.

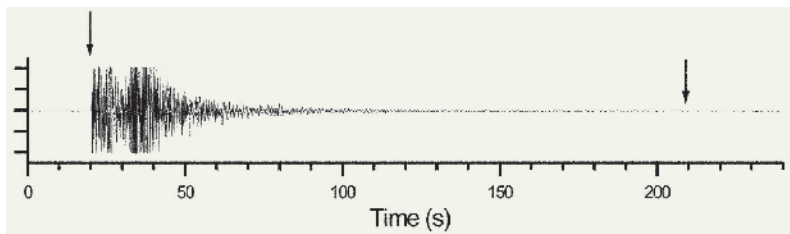


Fig. 11. Sismograma saturado. Las flechas indican la llegada de la onda P y el final de la coda de la fase Lg ( $t_{coda}$ : 191 s).

Fernando. Se basa directamente en la duración total del registro, desde la llegada de la onda P hasta que la cola (coda) de la S se confunde con el nivel de ruido, es decir, el final de la señal (Fig. 11). No es fácil determinar el final de la señal manualmente. En la actualidad, con los registros digitales, se determina de forma automática mediante la utilización de filtros.

Esta escala ha sido muy útil en redes locales, en donde los registros de terremotos cercanos se saturan y no es posible conocer el máximo de amplitud (Fig. 11). La fórmula utilizada es

$$m_t = a \cdot \log(t_{coda}) + b \cdot r + c \quad (6)$$

en donde  $t_{coda}$  es la duración del registro y  $r$  la distancia hipocentral. Es una escala fuertemente dependiente de la región en la que se define, o lo que es igual, los parámetros  $a$ ,  $b$  y  $c$  son fuertemente dependientes de la atenuación y dispersión de las ondas sísmicas en la zona. En el caso de la red del IAG,  $a = 2.99$ ,  $b = 0$ , y  $c = -3.25$  (de Miguel *et al.*, 1988) para terremotos con magnitud superior a 3.1. En el caso de la red del ROA,  $a = 2.24$ ,  $b = 0$ , y  $c = -1.44$  (López y Muñoz, 2003).

Generalmente, los valores de  $a$ ,  $b$  y  $c$  se obtienen calibrando la expresión (6) con terremotos de los que se conocen su magnitudes  $m_b$  o  $m_{bLg}$  proporcionadas por otra red sísmica.

### Magnitud momento ( $M_w$ )

Es la escala más utilizada hoy en día, especialmente, para altos valores de magnitud. Su principal ventaja es que no se satura, a diferencia de cual-

quier otra escala. Su principal desventaja es que no es tan intuitivo ni inmediato su cálculo, aunque sí su definición. Otro inconveniente de utilizar esta escala es que no refleja exactamente la energía elástica radiada en el foco, debido a que ésta depende de la caída de esfuerzos en la falla, y el momento sísmico se calcula para una caída de esfuerzos constante. Sin embargo, es independiente del tipo de instrumento, y es el mejor reflejo, por definición, del tamaño de la ruptura, o mejor dicho, del tamaño tectónico de la ruptura.

La magnitud momento fue definida por Hanks y Kanamori (1979) a través de la expresión

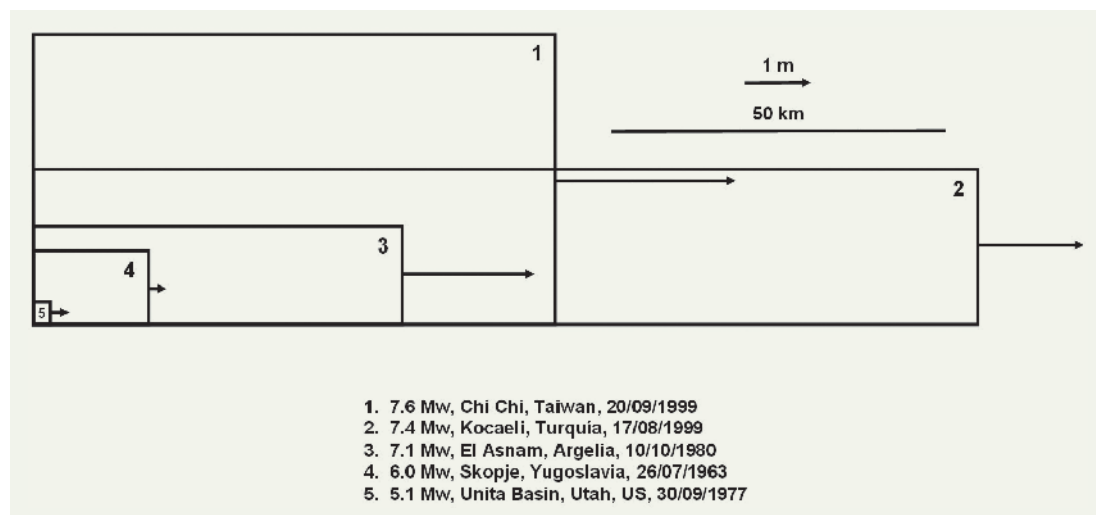
$$M_w = \frac{2}{3} \log M_o - 16.0 \quad (7)$$

en donde  $M_o$  es el llamado momento sísmico, expresado en dyn-cm. Éste a su vez se define a través de la expresión

$$M_o = \mu \cdot A \cdot D \quad (8)$$

en donde  $\mu$  es el llamado módulo de rigidez o de cizalla,  $A$  es la superficie de ruptura y  $D$  el desplazamiento medio en la superficie de ruptura. Esta fórmula nos indica que lo que condiciona el momento sísmico, y por ende la magnitud del terremoto, no es sólo la superficie de la ruptura, sino el producto de la superficie y el desplazamiento (Fig. 12).  $\mu$  es un parámetro elástico que relaciona los esfuerzos y las deformaciones cortantes o de cizalla. Para la corteza terrestre se acostumbra a tomar un valor medio de  $3.2 \cdot 10^{11}$  dyn/cm<sup>2</sup>, mientras que para el manto toma un valor medio del orden de  $7.5 \cdot 10^{11}$  dyn/cm<sup>2</sup>. Los valores de  $A$  y  $D$ , aunque en contados casos pueden obtenerse a partir de estimaciones/observaciones geológicas (desplazamiento observado en la superficie de ruptura, área de ruptura a partir del área de las réplicas, etc.), lo normal es que se obtienen, y que el valor de  $M_o$  se obtenga directamente mediante análisis espectral en el caso de terremotos locales, o mediante modelización de las ondas sísmicas de largo período observadas

Fig. 12. Áreas de ruptura y deslizamientos medios para diversos terremotos en el intervalo de magnitudes 5.1-7.6  $M_w$ . Datos tomados de Haiyun y Xiabin (2003). La superficie de ruptura del terremoto de Lorca de 11/03/2011 es aproximadamente la misma que la del terremoto de Unita Basin, Utah, de 1977.



1. 7.6 Mw, Chi Chi, Taiwan, 20/09/1999
2. 7.4 Mw, Kocaeli, Turquía, 17/08/1999
3. 7.1 Mw, El Asnam, Argelia, 10/10/1980
4. 6.0 Mw, Skopje, Yugoslavia, 26/07/1963
5. 5.1 Mw, Unita Basin, Utah, US, 30/09/1977

en los sismogramas (polaridades y amplitudes de las ondas P y S, y formas de onda).

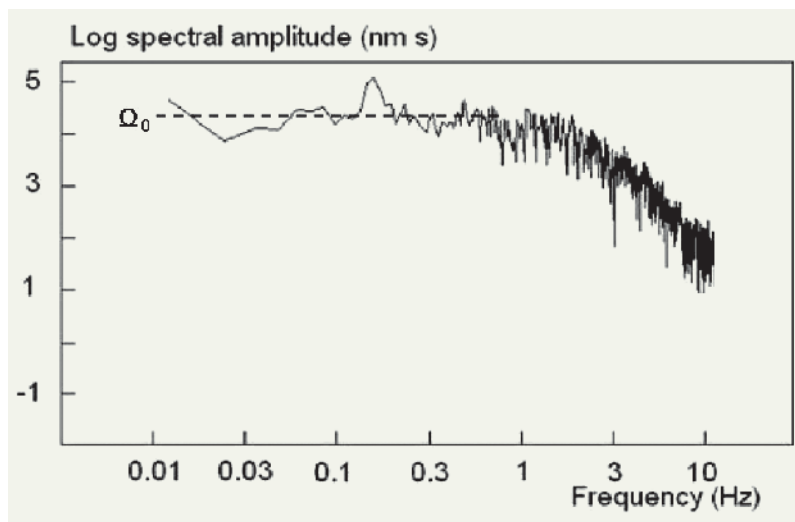
Cuando se utiliza el análisis espectral, es decir, se representa la señal en el dominio de la frecuencia en vez del tiempo, puede utilizarse indistintamente la fase P o S. En la figura 13 se observa el espectro de la onda S para un sismograma corregido de atenuación inelástica. Para ello necesitamos conocer el llamado factor de calidad  $Q$  del terreno, dependiente de la frecuencia.  $M_0$  puede calcularse a partir del nivel constante del espectro a bajas frecuencias ( $\Omega_0$ ) utilizando un determinado modelo de ruptura de la fuente llamado modelo de Brune (1970); en el caso de la figura 13, el nivel constante se observa para frecuencias inferiores aproximadamente a 1 Hz. El resultado se corrige por la distancia y por la atenuación de las ondas cerca de la superficie del suelo, utilizando diferentes expresiones en función del modelo que se considere.

Cuando se modelizan las ondas se trabaja con el concepto de tensor momento. Mientras que para la solución del plano de falla (mecanismo focal) de un terremoto se trabaja con el modelo llamado del doble par de fuerzas, a la hora de modelizar una ruptura y su patrón de radiación se utiliza un modelo más complejo, llegando a intervenir hasta nueve pares de fuerzas diferentes. Toda esta información se integra por razones de cálculo matemático en un tensor simétrico llamado tensor momento

$$M = \begin{Bmatrix} M_{xx} & M_{xy} & M_{xz} \\ M_{yx} & M_{yy} & M_{yz} \\ M_{zx} & M_{zy} & M_{zz} \end{Bmatrix} \quad (9)$$

tal que el momento sísmico  $M_0$  se obtiene a partir de los elementos de dicho tensor. Podemos decir que dichos elementos representan la contribución de los nueve pares de fuerzas que explican el proceso de ruptura de la fuente, es decir, el movimiento de la falla que genera el terremoto. Una vez conocido este tensor, no solamente tendremos el momento sísmico  $M_0$ , y por ende la magnitud momento  $M_W$ , sino que también obtendremos el mecanismo focal del terremoto, y podremos reconstruir (modelizar) los sismogramas registrados.

Aquí solamente indicaremos que, a partir de los registros obtenidos en diferentes estaciones de banda ancha, tras corregirlos por la respuesta del instrumento y transformarlos en desplazamientos, junto con la localización del terremoto y un modelo de velocidades, es posible obtener el tensor momento. Las observaciones necesarias son de polaridad de las ondas P y S, cocientes de amplitud, valores espectrales, y forma de las ondas P y S, y ondas superficiales. Para el cálculo del tensor momento se utilizan hoy en día diferentes métodos matemáticos, implementados en diferentes programas, que utilizan diferentes tipos de observaciones.

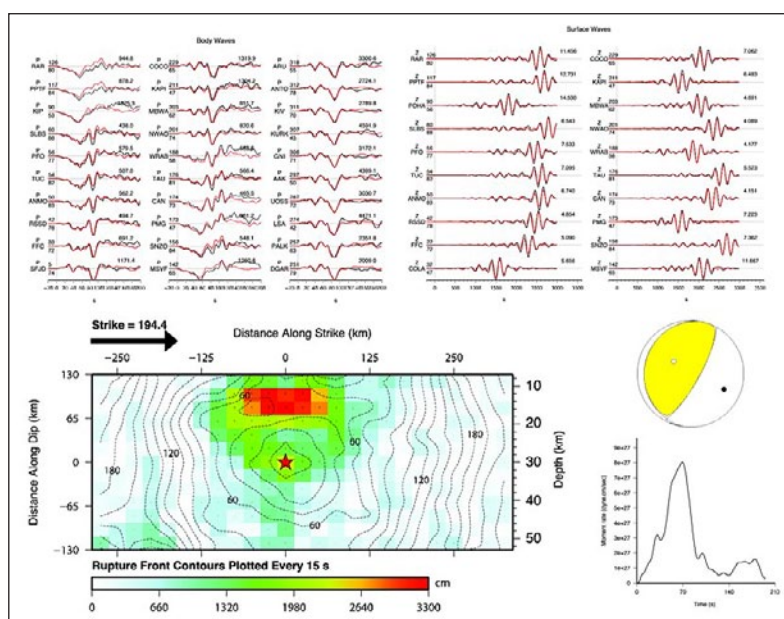


Un ejemplo de solución es el mostrado en la figura 14. Es la modelización preliminar realizada por el US Geological Survey de la ruptura del reciente terremoto de Japón de 12 de marzo de 2011, de magnitud 9.0  $M_W$ . En el gráfico se observa la modelización hecha para los sismogramas de diversas estaciones, tanto para las ondas P y S (*body waves*) como para las ondas superficiales (*surface waves*). La modelización permite obtener la ruptura del plano de falla, el mecanismo focal y la llamada función tiempo de la fuente, es decir, la variación con el tiempo del momento sísmico relajado. Como se puede observar, la ruptura comienza en un punto (foco o hipocentro), pero no es hasta unos 70 s después cuando se producen los máximos desplazamientos, del orden de 33 m y a unos 65 km de distancia del foco. En ese momento es cuando se produce la máxima liberación de energía (momento) en la falla.

En España, desde aproximadamente el año 2002, el IGN calcula de forma automática el mecanismo focal y los valores de magnitud momento para aquellos terremotos con magnitud superior aproximadamente

Fig. 13. Espectro de la onda S para la componente vertical de un registro de un terremoto local (modificado de Haskov y Ottemöller, 2010).

Fig. 14. Solución a la modelización del terremoto de Japón de 12 de marzo de 2011 (9.0  $M_W$ ) realizada por el US Geological Survey. Arriba: modelización de las ondas P y S, y superficiales en diferentes estaciones. Abajo izquierda: modelización de la ruptura en el plano de falla. Abajo derecha: mecanismo focal y función tiempo de la fuente.



a 4.0 (Rueda y Mezcuca, 2005). Esto está permitiendo tener una base de datos de mecanismos focales que nos dan una importante información sobre la tectónica de nuestro entorno. Conocido el mecanismo focal, es más fácil asociar los terremotos registrados a fallas activas conocidas, o bien, relacionarlos con el estado de esfuerzos de la región.

## ALGUNAS ACTIVIDADES DIDÁCTICAS CON LA MAGNITUD

Existen numerosas actividades didácticas para trabajar el concepto de magnitud en el aula. A continuación se exponen algunas de ellas a modo de ejemplo, aunque los docentes podrán encontrar muchas más posibilidades en internet y en diversas publicaciones.

### Programa educativo del USGS

El Servicio Geológico de los Estados Unidos (USGS), en su programa *Earthquake Hazards Program* (<http://earthquake.usgs.gov/learn/classroom.php>) dispone de un buscador de enlaces (*Search Learning Links*). Si se usa como *topic* el tema de magnitudes, aparecen más de 30 enlaces con una amplia variedad de textos y algunas actividades didácticas dirigidas a diferentes niveles educativos.

### ¿Dónde se producen los terremotos de mayor magnitud?

Una actividad interesante para los estudiantes es que investiguen dónde se producen los terremotos de mayor magnitud en el planeta, por ejemplo, con magnitud momento igual o superior a 8.5. En [http://es.wikipedia.org/wiki/Anexo:Terremotos\\_de\\_mayor\\_magnitud](http://es.wikipedia.org/wiki/Anexo:Terremotos_de_mayor_magnitud) puede consultarse un listado de los terremotos con mayor magnitud estimada o registrada, los cuales pueden representarse sobre un mapamundi o, lo que sería mejor, en un mapa con las principales placas tectónicas. A excepción de alguno de ellos, se observa que estos se producen en zonas de subducción, como se indicó antes. En González Herrero *et al.* (2005) se puede consultar el apartado *¿Dónde se producen los terremotos de mayor magnitud?* para comprender el por qué se localizan en estas zonas del planeta.

### ¿Cuáles son los terremotos de mayor magnitud que se están produciendo en la actualidad en el planeta?

El estudiante suele tener la impresión de que los terremotos de una magnitud importante (p.e., terremotos de magnitud superior a 6.0 ó 7.0) ocurren de forma muy ocasional. Sin embargo, son mucho más frecuentes de lo que nos imaginamos. No tienen repercusión en los medios de comunicación porque la mayoría de ellos se localizan en zonas deshabitadas o zonas oceánicas muy alejadas de poblaciones en las que pueden generar destrucción.

En <http://earthquake.usgs.gov/earthquakes/eqinthenews/> (*Significant Earthquake and News Headlines Archive*) aparecen relacionados los grandes terremotos que se producen en el mundo, catalogados por años. Pulsando sobre cada uno de ellos nos aparece toda la información que se dispone de cada terremoto. Puede observarse cómo sólo en el último mes o dos meses aparecen varios terremotos de magnitud considerable. El alumnado, a partir de estos datos, puede reflexionar sobre el por qué estos terremotos no han tenido eco en los medios de comunicación, o lo contrario, si por desgracia alguno sí lo ha tenido.

### Los grandes terremotos son generados por grandes fallas

Una pregunta que inquieta a los estudiantes (también a los periodistas), es si en nuestro país se pueden producir grandes terremotos o terremotos catastróficos. Como se ha explicado anteriormente, la magnitud momento depende de la superficie de ruptura, y ésta suele estar relacionada con la longitud de la traza observada de la falla. Es decir, las grandes fallas son las que producen los grandes terremotos.

En <http://www.igme.es/infoigme/aplicaciones/qafi/> se accede a la base de datos de fallas activas en el Cuaternario de la Península Ibérica (QAFI). A partir de las fallas representadas, se puede pedir al alumno que haga una estimación de la máxima magnitud que podría llegar a generar algunas de ellas si rompieran en toda su longitud. Para ello puede utilizarse la relación de Wells y Coppersmith (1994) entre la longitud de ruptura observada en superficie (SRL) y la magnitud del terremoto que ha generado

$$M_w = 5.08 + 1.16 \cdot \log(SRL) \quad (10)$$

en donde SRL viene dada en km. Esta expresión es utilizada, a falta de más información, a la hora de estimar lo que se denomina el potencial sísmico de una falla (Sanz de Galdeano *et al.*, 2003), es decir, la máxima magnitud que podría llegar a generar si rompiera en toda su longitud, tomando como valor de SRL el valor de la longitud de la falla o de la traza observada. La fórmula anterior es un valor medio de lo observado con independencia del tipo de falla, siendo válida para valores de SRL en el rango 1.3-432 km. Hay que tener en cuenta que, aunque podamos estimar la máxima magnitud, no podemos conocer la probabilidad de que suceda.

## CONSIDERACIONES FINALES

Como se ha indicado a lo largo del trabajo, los cálculos de magnitud se hacen generalmente a partir de la amplitud registrada en el sismograma corregida por la distancia. Las diferentes escalas de magnitud tienen en cuenta diferentes fases (P, Lg, ondas su-



perforiales, ...), diferentes instrumentos (sismógrafos Wood-Anderson, WWSSN de corto período o banda ancha, ...) y, por ejemplo, diferente atenuación del terreno en la zona en la que se establece la red sísmica.

Además, hemos visto escalas basadas en la duración de la sacudida o en el momento sísmico, esto es, en lo que se ha llamado el tamaño tectónico del terremoto.

La verdad es que no acostumbra a haber una diferencia numérica muy importante entre los valores dados por unas escalas y otras, con la excepción de los grandes terremotos, en donde todas las escalas se saturan, a excepción de la magnitud momento. De todas formas, pequeñas diferencias numéricas, teniendo en cuenta que hablamos de escalas logarítmicas, implican grandes diferencias en la energía liberada en el foco o en la amplitud de las ondas registradas.

Por ejemplo, un aumento de 1.0 en la magnitud implica un aumento en 10 veces en la amplitud de las ondas registradas, y un aumento en 31.6 veces (exactamente,  $10^{1.5}$ ) en la energía liberada en el foco. Una diferencia de sólo 0.1 en la magnitud de dos terremotos implica diferencias de 1.26 veces ( $10^{0.1}$ ) en la amplitud de las ondas, y de 1.41 veces ( $10^{0.15}$ ) en la energía liberada. Esto significa que no es cierta la creencia de que si en una zona se registran pequeños terremotos, esto previene de la ocurrencia de grandes terremotos. Serían necesarios 1000 terremotos de magnitud 3.0 para liberar la misma energía que uno de magnitud 5.0, por ejemplo.

Si comparamos los recientes terremotos de Japón (9.0  $M_W$ ) de 11 de marzo de 2011 y de Lorca, Murcia (5.1  $m_{BLG}$  y 5.1  $M_W$ ) de 11 de mayo de 2011, podemos decir que la energía liberada en el primero fue del orden de 710000 veces superior que en el caso del terremoto de Lorca, y que la amplitud del registro en el sismograma del primero fue del orden de 7900 veces la amplitud máxima del registro del de Lorca. Es decir, serían necesarios del orden de 710000 terremotos como el de Lorca para liberar la misma energía mediante ondas sísmicas que el terremoto de Japón.

Finalmente, a modo de resumen, y aunque debemos fijarnos en la escala en la que se nos indica el valor de la magnitud, podríamos concluir que cuando nos referimos a grandes terremotos donde la magnitud viene dada por una agencia internacional, normalmente se expresa como magnitud momento, y sólo en ciertas ocasiones como magnitud de ondas superficiales. Cuando hablamos de terremotos en España, normalmente de magnitud baja o bajamoderada, al ser la agencia que da la información el IGN, vendrá dada como magnitud  $m_{BLG}$ . Si es una agencia local, como el IAG o el ROA, vendrá dada como magnitud duración.

En todo caso, sigue siendo habitual escuchar en los medios de comunicación cómo a todas las magnitudes se las “apellida”, de forma errónea, como magnitud Richter, e incluso cómo se llega a dar la magnitud indicando que es “la intensidad en la escala Richter”.

## BIBLIOGRAFÍA

Brune, J. (1970). Tectonic stress and seismic shear waves from earthquakes. *Journal of Geophysical Research*, 75, 4997-5009.

de Miguel, F., Alguacil, G. y Vidal, F. (1988). Una escala de magnitud a partir de la duración para terremotos del sur de España. *Revista de Geofísica*, 44, 75-86.

González Herrero, M., López Martín, J.A., Alfaro, P. y Andreu, J.M. (2005). Recursos audiovisuales sobre tsunamis en Internet. *Enseñanza de las Ciencias de la Tierra*, 13, 65-72.

Haiyun, W. y Xiabin, T. (2003). Relationships between moment magnitude and fault parameters: theoretical and semi-empirical relationships. *Earthquake Engineering and Engineering Vibration*, 2, 201-211.

Hanks, M. y Kanamori, H. (1979). A moment magnitude scale. *Journal of Geophysical Research*, 84, 2348-2340.

Haskov, J. y Ottemöller, L. (2010). *Routine data processing in Earthquake Seismology*. Springer Science.

Hunter, N. (1936). *Earthquakes*. Princeton University Press

Hutton, L.K. y Boore, D.M. (1987). The  $M_L$  scale in Southern California. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 77, 2074-2094.

IASPEI (2005). Summary of magnitude working group recommendations on standard procedures for determining earthquake magnitudes from digital data. <http://www.iaspei.org/commissions/CSOI.html>.

López, C. (2008). Nuevas fórmulas de magnitud para la Península Ibérica y su entorno. Trabajo de investigación del Máster de Geofísica y Meteorología. Universidad Complutense de Madrid.

López, C. y Muñoz, D. (2003). Fórmulas de magnitud en los boletines y catálogos españoles. *Física de la Tierra*, 15, 49-71.

McGarr, A. (1999). On relating apparent stress to the stress causing earthquake fault slip. *Journal of Geophysical Research*, 104, 3003-3011.

Molina, S., Giner, J.J. y Jáuregui, P. (2004). El tamaño de los terremotos: intensidad y magnitud. *Enseñanza de las Ciencias de la Tierra*, 12, 99-107.

Richter, C.F. (1935). An instrumental earthquake magnitude scale. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 25, 1-32.

Richter, C.F. (1958). *Elementary seismology*. W.H. Freeman & Co.

Rueda, J. y Mezcuca, J. (2005). Near-real-time seismic moment-tensor determination in Spain. *Seismological Research Letters*, 76, 455-465.

Sanz de Galdeano, C., Peláez, J.A. y López Casado, C. (2003). Seismic potential of the main active faults in the Granada Basin (Southern Spain). *Pure and Applied Geophysics*, 160, 1537-1556.

Veith, K.F. y Clawson, G.E. (1972). Magnitude from short period P-wave data. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 62, 435-452.

Wells, D.L. y Coppersmith, K.J. (1994). New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area, and surface displacement. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 84, 974-1002. ■

*Este artículo fue solicitado desde E.C.T. el día 24 de marzo de 2011 y aceptado definitivamente para su publicación el 5 de junio de 2011.*