La intensidad, una herramienta para medir los terremotos a partir de sus efectos

Intensity, a tool to measure earthquakes from their effects

Albert Macau, Sara Figueras
Institut Geològic de Catalunya. Balmes 209-211. Barcelona. E-mail: amacau@igc.cat

Resumen Intensidad y magnitud son dos conceptos que muchas veces se toman como sinónimos pero no lo son. En efecto, los dos miden el tamaño de un terremoto. Pero la magnitud es un indicador de la energía liberada por el terremoto, por tanto, su valor es único. La intensidad, en cambio, indica el grado en que un terremoto afecta a un lugar determinado. Tendremos tantos valores de intensidad como puntos donde se haya percibido el sismo. Habitualmente la intensidad máxima se observa en la zona epicentral. A medida que nos alejamos del epicentro el valor de la intensidad va disminuyendo a causa de la atenuación del movimiento sísmico. En algunos casos, debido a las propiedades y a la geometría de los materiales del subsuelo o a la presencia de relieves topográficos observamos variaciones de intensidad entre dos puntos próximos, es lo que definimos como efecto local.

Palabras clave: Intensidad, efecto de suelo, efecto local, atenuación.

Abstract *Intensity and magnitude are two concepts that are often considered as synonyms but they are not. Both measure the size of an earthquake, but the magnitude is a measure of the energy released by the earthquake; therefore, it is a unique value. However, the intensity indicates how an earthquake affects a specific place. We can obtain as many intensity values as points affected by an earthquake. Usually the maximum intensity is observed in the epicentral area. As we move away from the epicenter the intensity value decreases due to attenuation of seismic motion. In some cases, different intensity values can be observed in two neighboring points due to the properties and the geometry of the subsurface materials or the presence of topographic reliefs. This is known as local effect.*

Keywords: I*ntensity, soil effect, local effect, attenuation.*

INTRODUCCIÓN

Tanto a nivel popular como en los medios de comunicación, la confusión entre los términos intensidad y magnitud de un terremoto continúa siendo hoy en día muy habitual.

El tamaño de un terremoto se define de forma cualitativa a partir de la intensidad y de forma cuantitativa a partir de la magnitud.

Tanto a nivel científico como didáctico es imprescindible conocer bien estos parámetros y saber diferenciarlos.

Este artículo se centra en el análisis de la intensidad, qué es, cómo se mide o cómo varía espacialmente.

Como complemento a este trabajo se puede consultar el de Peláez (2011), en este mismo volumen, que se centra en la magnitud.

¿QUÉ ES LA INTENSIDAD?

El día 2 de Febrero de 1428 se produjo un sismo en los Pirineos Orientales que causó numerosos daños y alrededor de 1000 muertos. Se estima que este sismo tuvo una magnitud de 6.5 grados y una profundidad de 8 km, con el epicentro situado cerca de la población de Camprodon en la comarca del Ripollès (Girona). Pero ¿Cómo se pudo localizar este sismo y calcular su magnitud si los sismómetros aparecieron 500 años más tarde? La intensidad nos ayuda a resolver esta pregunta.

La intensidad es un parámetro que indica el grado en que un terremoto afecta a un lugar específico, ya sea en los efectos percibidos por las personas, los efectos sobre los objetos y el entorno, o en los daños en las construcciones. La magnitud es una medida del tamaño del terremoto, es un indica-

ISSN: 1132-9157 – Pags. 123-132

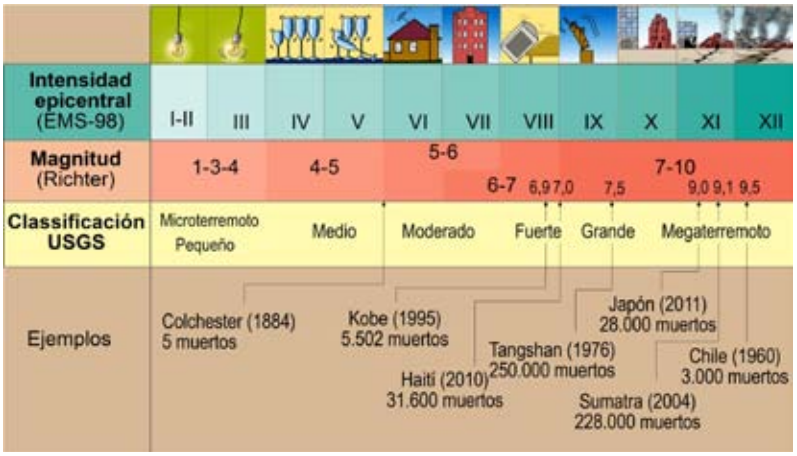


Fig. 1. Descripción gráfica de la escala de intensidad y su equivalencia con la magnitud del sismo cuando se considera como intensidad epicentral, clasificación del sismo según el USGS y ejemplos de sismos conocidos. Modificada de Albert Martinez (2010).

dor de la energía que ha liberado. A diferencia de la magnitud de un sismo, que es única, podemos tener tantos valores de intensidad como puntos donde se haya percibido el sismo o haya producido daños.

Se diferencian dos tipos de intensidad: la macrosísmica y la epicentral.

Intensidad macrosísmica

Es la cuantificación de los efectos de un sismo en un lugar particular. Se realiza a partir de una estimación estadística de la información disponible de los efectos del sismo sobre la población y las infraestructuras de la zona de estudio.

Intensidad epicentral

Es la intensidad observada en el epicentro del terremoto. Se evalúa a partir de un mapa macrosísmico en el que se anotan todas las intensidades que se han determinado en distintos lugares en función de las informaciones disponibles. En general, la intensidad es máxima en el epicentro y decrece a medida que nos alejamos de éste.

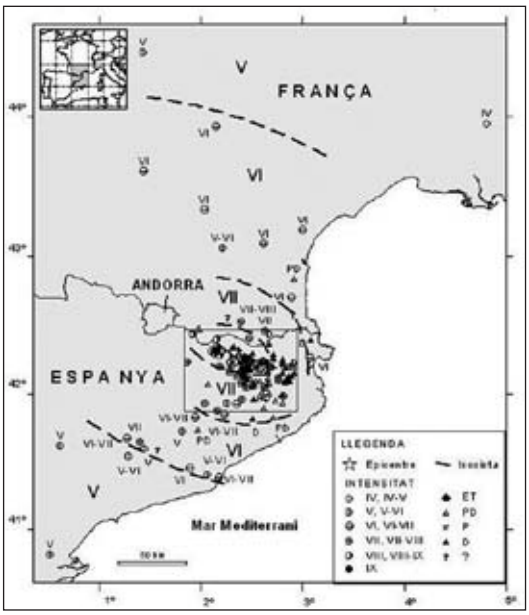
A partir de información disponible de terremotos registrados con sismógrafos, se han establecido relaciones entre la magnitud y la intensidad epicentral. Éstas permiten a su vez estimar la magnitud probable de los sismos históricos. De esta forma se ha podido estimar que el terremoto de 1428, en Camprodon, tuvo una magnitud aproximada de 6.5.

En la figura 1 se muestra una representación gráfica de los distintos grados de intensidad, los valores de magnitud que se asocian a cada grado de intensidad cuando ésta es la epicentral. También incluye la clasificación del sismo según el USGS (United States Geological Survey) y algunos ejemplos de sismos conocidos.

Estudiando los daños descritos en los textos se puede: asignar una intensidad macrosísmica a cada localidad (Fig. 2), encontrar la intensidad epicentral (IX) y, a partir de relaciones magnitud-intensidad epicentral, calcular la magnitud del sismo. Esta metodología se usa habitualmente para estudiar el tamaño de los sismos históricos, y aporta información muy valiosa para la realización de los estudios de peligrosidad sísmica. La intensidad se utiliza tanto para analizar los sismos del pasado como los actuales, ya que los instrumentos pueden decirnos cuál es la magnitud o tamaño de un terremoto, aun cuando éste ocurre muy lejos, pero no nos dicen nada de sus efectos sobre las personas y las cosas. Para obtener esta información hay que ir a los lugares donde se ha percibido el terremoto y recoger información de lo que ha ocurrido y de lo que la gente dice haber visto y sentido. Esta información permite conocer la intensidad del terremoto.

¿CÓMO SE MIDE LA INTENSIDAD?

No se necesita ningún instrumento para medirla. Existen diferentes escalas para medir la intensidad de los sismos. Todas ellas atribuyen al sismo un grado según la gravedad de los daños observados de manera que permiten indicar la intensidad de la



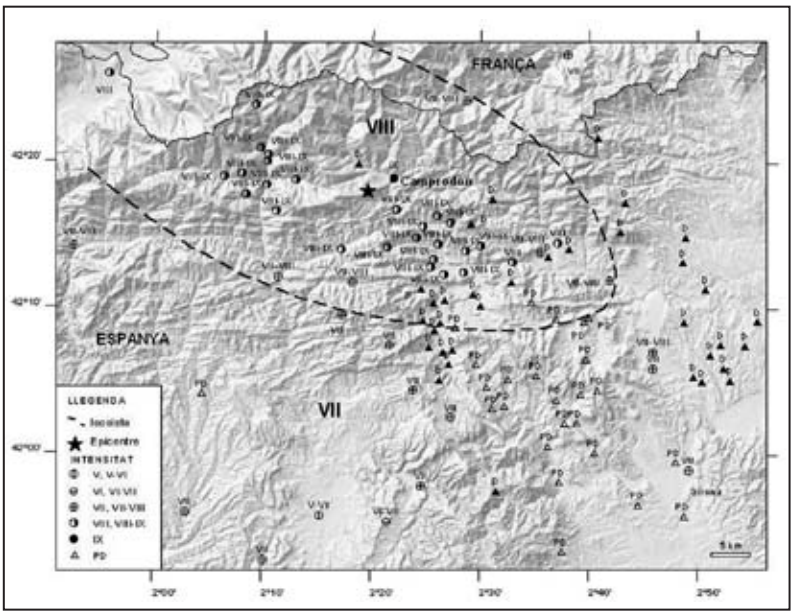


Fig. 2. Intensidades observadas en España y Francia en el sismo del 2 de Febrero de 1428 (Olivera et al., 2006).

ISSN: 1132-9157 – Pags. 1-XX

sacudida en un lugar determinado. Las utilizadas con mayor frecuencia son:

- La escala Modificada de Mercalli, creada en 1902 por Giuseppe Mercalli y reelaborada en 1931 por H. Wood y F. Neumann. La escala de Mercalli se emplea sobre todo en Sudamérica y Estados Unidos.
- La escala M.S.K., propuesta en 1964 por S.V. Medvedev, W. Sponheuer y V. Karnik, se ha empleado en Europa como escala oficial hasta que recientemente ha sido sustituida por la Escala Macrosísmica Europea.
- La Escala Macrosísmica Europea (EMS-98) es la escala oficial entre los países pertenecientes a la Unión Europea (Grünthal, 1998). Esta escala tiene en cuenta algunos parámetros referidos a la construcción que no están bien desarrollados en la M.S.K.

Todas ellas están divididas en 12 grados, que se expresan en números romanos (I-XII). En la siguiente tabla I se muestra una versión abreviada de la escala macrosísmica europea EMS-98. En algunos países se emplea la intensidad instrumental, que se obtiene a partir de leyes empíricas que relacionan la intensidad con la aceleración y/o la velocidad máximas que se obtienen en los acelerogramas. Un ejemplo de intensidad instrumental es la escala de intensidad japonesa (JMA Seismic Intensity Scale). Tiene 7 grados y se obtiene a partir de instrumentos instalados en los edificios. De la misma forma que las escalas anteriores, esta escala relaciona los grados de intensidad medidos con los posibles efectos sobre las personas o los edificios (Fig. 3).

Fig. 3. Imágenes que resumen la escala de intensidad japonesa (JMA). http://www.jma.go.jp/jma/en/Activities/earthquake.html

Tabla I. Versión abreviada de la escala de intensidad europea EMS-98.

EMS	Definición	Descripción
I	No sentido	No se siente, ni en las circunstancias más favorables.
II	Apenas sentido	La vibración se percibe solo por algunas personas (1%), especialmente personas en reposo en los pisos superiores de los edificios.
III	Débil	La vibración es débil y se percibe en interiores sólo por unas pocas personas. Las personas en reposo sienten un balanceo o ligero temblor.
IV	Ampliamente observado	El terremoto se percibe en interiores por muchas personas, pero al aire libre por muy pocas. Algunas personas se despiertan. El nivel de vibración no es alarmante. Traqueteo de ventanas, puertas y platos. Los objetos colgados se balancean.
V	Fuerte	El terremoto se percibe en interiores por la mayoría, al aire libre por unos pocos. Muchas personas que dormían se despiertan. Algunos escapan de los edificios, que tiemblan en su totalidad. Los objetos colgados se balancean considerablemente. Los objetos de porcelana y cristal entrechocan. La vibración es fuerte. Los objetos altos se vuelcan. Puertas y ventanas se abren y cierran solas.
VI	Levemente dañino	Sentido por la mayoría en los interiores y por muchos en el exterior. En los edificios muchas personas se asustan y escapan. Los objetos pequeños caen. Daño ligero en los edificios corrientes, por ejemplo, aparecen grietas en el enlucido y caen trozos.
VII	Dañino	La mayoría de las personas se asustan y escapan al exterior. Los muebles se desplazan y los objetos caen de las estanterías en cantidad. Muchos edificios corrientes sufren daños moderados: pequeñas grietas en las paredes, derrumbe parcial de chimeneas.
VIII	Gravemente dañino	Pueden volcarse los muebles. Muchos edificios corrientes sufren daños: las chimeneas se derrumban; aparecen grandes grietas en las paredes y algunos edificios pueden derrumbarse parcialmente.
IX	Destructor	Monumentos y columnas caen o se tuercen. Muchos edificios corrientes se derrumban parcialmente, unos pocos se derrumban completamente.
X	Muy destructor	Muchos edificios corrientes se derrumban.
XI	Devastador	La mayoría de los edificios corrientes se derrumban.
XII	Completamente devastador	Prácticamente todas las estructuras por encima y por debajo del suelo quedan gravemente dañadas o destruidas.

Para poder asignar un valor de intensidad a un emplazamiento se utilizan los cuestionarios macrosísmicos. Estos son unos formularios con preguntas referentes a los efectos producidos por los sismos en las personas y en los objetos. Por ejemplo se pregunta cuantas personas lo notaron, si se movían cuadros o ventanas, si se produjeron daños en los edificios, etc.

En los siguientes enlaces podemos encontrar ejemplos de cuestionarios macrosísmicos, del Instituto Geográfico Nacional y del Institut Geològic de Catalunya:

http://www.ign.es/ign/layoutIn/geofisicaCuestionarioMacrosismico.do

http://www.igc.cat/web/ca/sismologia_questionari.html

Molina et al. (2004) proponen una actividad didáctica para la realización del mapa de isosistas o de efectos causados por el sismo de Torrevieja (Alicante), acaecido en 1829. La actividad se realiza con los datos obtenidos a partir de la simulación de este terremoto con la herramienta desarrollada por la Dirección General de Protección Civil, llamada Simulador de Escenarios Sísmicos (SES-2002). De esta forma, se proporcionan las localidades con las intensidades simuladas y a partir de su situación en un mapa se dibujaba el mapa de isosistas.

ATENUACIÓN DEL MOVIMIENTO SÍSMICO

El análisis estadístico de la información contenida en las encuestas macrosísmicas permite asignar valores de intensidad en los distintos emplazamientos afectados por el terremoto. Cuando se representan en un mapa, se pueden trazar curvas que unen puntos de igual intensidad, estas curvas se conocen con el nombre de Isosistas. En la figura 4 se muestra un ejemplo que corresponde al mapa de isosistas del terremoto de Arenas del Rey de 1884, también conocido como terremoto de Andalucía (ver Martínez Solares, 2011, en este mismo volumen). Se observa como la intensidad epicentral es de X y, a medida que nos alejamos del epicentro, va disminuyendo. Es un fenómeno parecido al que se produce cuando tiramos una piedra en un estanque; mientras las pequeñas olas viajan del centro hacia las orillas su amplitud se reduce. Los efectos de un terremoto son más fuertes en las zonas cercanas al epicentro; a medida que las ondas se propagan en todas las direcciones, éstas van perdiendo energía y su amplitud va disminuyendo. Esta pérdida de energía se conoce como atenuación por extensión geométrica.

Además, las ondas sísmicas se propagan por la corteza terrestre a través de capas formadas por materiales con distintas propiedades físicas y con presencia de irregularidades que dificultan su propagación produciendo una pérdida de energía debida a la atenuación anelástica.

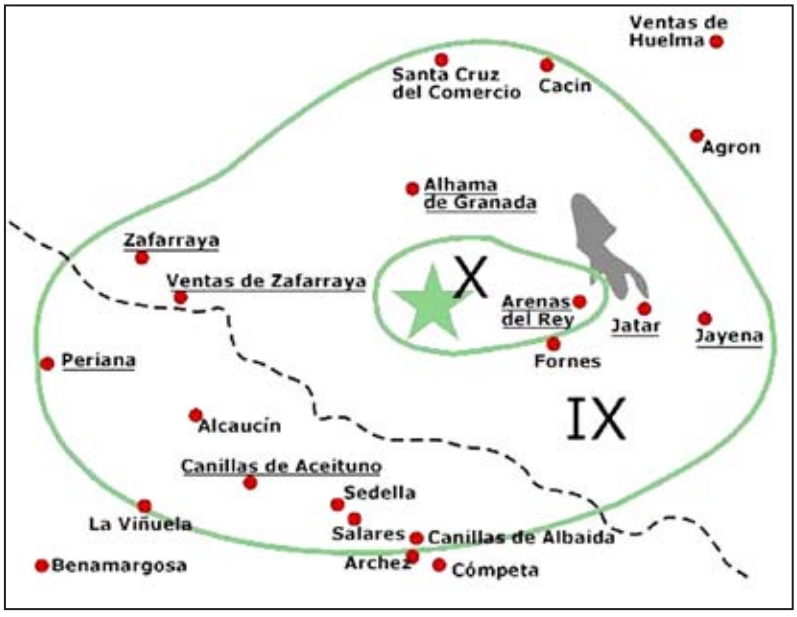


Fig. 4. Mapa de isosistas del terremoto de Arenas del Rey (Granada), del año 1884.(Instituto Andaluz de Geofísica. Universidad de Granada).

AMPLIFICACIÓN DE LAS ONDAS SÍSMICAS

Por tanto, teniendo en cuenta la atenuación, se espera que los efectos sobre las personas y los daños en los edificios vayan disminuyendo a medida que nos alejamos del epicentro, de modo que los valores de intensidad asignados también serán menores (Fig. 5). Pero ¿esto pasa siempre? No, algunos materiales presentes en el subsuelo pueden amplificar las ondas sísmicas aumentando el valor de la intensidad, debido a lo que se conoce como efecto de suelo. Esta amplificación puede provocar que *un sismo moderado se transforme en un sismo destructor*. Esto es lo que sucedió en el sismo de Michoacán (México) de 1985. El día 19 de septiembre de 1985 tuvo lugar un terremoto de magnitud Ms = 8,1 en la zona de subducción situada en la costa oeste de México, en el límite de las placas Cocos y América del Norte. Las consecuencias de

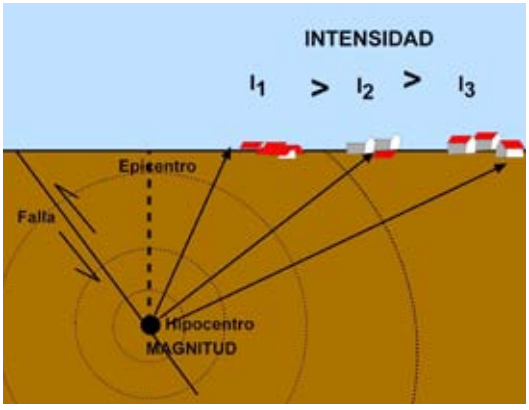


Fig. 5. (derecha)Atenuación de la intensidad con la distancia al epicentro.

este sismo en Ciudad de México, situada a unos 300 km del epicentro, fueron excepcionalmente catastróficas: el número de víctimas se estimó en 9.500, hubo unos 30.000 heridos y 100.000 personas se quedaron sin hogar. Además, 420 edificios colapsaron y 3.124 resultaron seriamente dañados. La ocurrencia de daños importantes en una zona tan alejada del epicentro sorprendió a la comunidad de sismólogos, ya que en otras poblaciones más cercanas al epicentro no se observaron daños importantes. En la figura 6 se muestran los acelerogramas obtenidos en estaciones sísmicas situadas a distintas distancias del epicentro. Se puede observar cómo la amplitud del registro va disminuyendo en función de la distancia al epicentro, de manera que la amplitud del movimiento del suelo registrada a unos 237 kilómetros (Teacalco) es del orden de 5 veces inferior a la registrada cerca del epicentro (Caleta de Campos). Esto es debido a la atenuación de las ondas sísmicas durante su propagación por el medio. La zona universitaria de Ciudad de México (UNAM) se encuentra más alejada del epicentro, pero el movimiento del suelo se amplificó ligeramente debido a un efecto topográfico. El registro del movimiento del suelo obtenido en la estación (SCT), situada en el centro de Ciudad de México, a unos 300 kilómetros del epicentro, presenta un importante incremento del valor pico de aceleración llegando a un valor de 1,7 m/s², observando también una modificación del contenido frecuencial y un incremento de la duración del registro.

¿Por qué se produjeron tantos daños a una distancia tan alejada del epicentro? Como hemos dicho, los importantes daños causados en Ciudad de México por el sismo de Michoacán de 1985 tienen su origen en el fenómeno de amplificación de las ondas sísmicas debida a los efectos de suelo. Cuando se produce un sismo el comportamiento del suelo puede ser muy diferente en función de las características geomecánicas de los materiales que forman el subsuelo. En aquellos casos en que el subsuelo está compuesto por materiales blandos y/o poco consolidados se pueden producir variaciones del movimiento del suelo respecto al valor registrado en emplazamientos cercanos situados sobre roca. Estas variaciones se pueden manifestar como un aumento de la amplitud de las ondas sísmicas, como un aumento de la duración del movimiento del suelo y como una modificación del contenido frecuencial de la señal sísmica. La combinación de estos fenómenos supuso que se produjeran daños muy importantes a centenares de kilómetros del epicentro del terremoto de Michoacán.

Importancia de la velocidad de propagación de las ondas de cizalla

Un parámetro muy importante para la evaluación de la amplificación de las ondas sísmicas es la velocidad de propagación de las ondas de cizalla[1] (V_S) de los materiales presentes en el subsuelo. En aquellos emplazamientos donde se encuentran materiales con valores bajos de la velocidad de las ondas de cizalla, por ejemplo por debajo de 400 m/s, se amplificará el movimiento del suelo en caso de que ocurra un terremoto. Esta amplificación será mayor cuanto más grande sea el contraste de V_S entre las capas de suelo blando y la roca que hay debajo. Esto explica la distribución irregular de los daños, ya que la Ciudad de México está construida sobre materiales con diferentes propiedades geomecánicas. Por ejemplo, las áreas donde se observaron los mayores daños están construidas sobre el lecho del antiguo Lago Texcoco, una zona de arcillas con velocidades de propagación de las ondas de cizalla muy bajas, entre 30 y 200 m/s. En cambio, en las zonas construidas sobre roca con velocidades de propagación de las ondas de cizalla muy altas, por encima de 2.000 m/s, no se produjeron daños significativos.

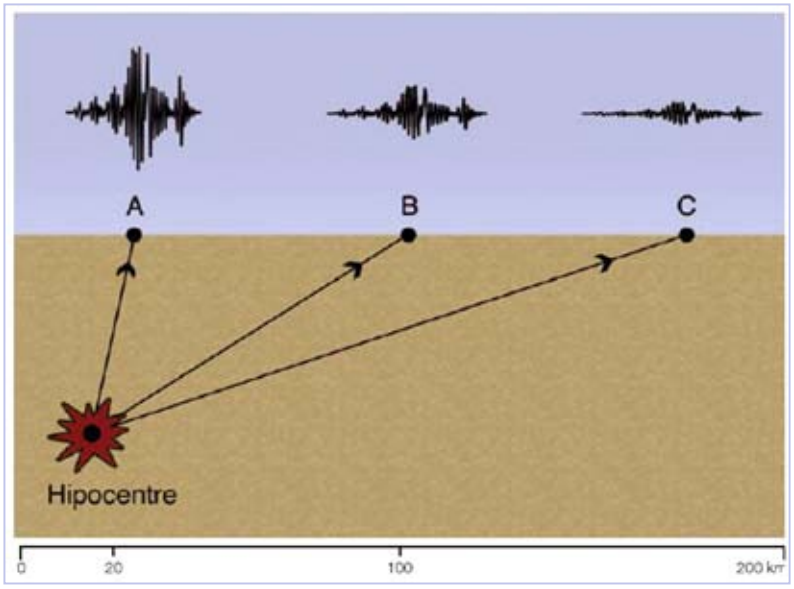


Fig. 6. comparación de los acelerogramas obtenidos en emplazamientos situados a diferente distancia del epicentro del sismo de México del año 1985 y en distintas condiciones del suelo.

La frecuencia fundamental del suelo

Otro fenómeno que se observó en la Ciudad de México en el sismo de Michoacán es que los edificios que tenían de 8 a 16 plantas sufrieron más daños que otras edificaciones de diferente altura. Este comportamiento está relacionado con el fenómeno de la resonancia. Cuando se produce un sismo, la energía liberada se propaga en forma de ondas que hacen que el suelo oscile con su frecuencia fundamental de vibración propia, que se relaciona con el grosor de la capa de suelos blandos y su velocidad

1 Ondas de cizalla o secundarias, su vibración es perpendicular al sentido de propagación de las ondas sísmicas. Estas ondas sólo se propagan a través de los sólidos. Su velocidad es inferior a la velocidad de las ondas P (primarias o de compresión), por eso llegan más tarde y aparecen en segundo lugar en los sismogramas. Su amplitud es varias veces superior a la de las ondas P.

de propagación de ondas de cizalla. Si la frecuencia fundamental del suelo coincide con la frecuencia de oscilación de los edificios que están construidos encima, puede que estos edificios entren en resonancia. Es decir, se pueden producir interferencias constructivas en la estructura del edificio que harán aumentar la amplitud de las oscilaciones produciendo graves daños en él, hasta llegar al extremo de destruirlo. La frecuencia de oscilación de los edificios está relacionada con la altura de éstos y, por tanto, con su número de plantas. En este caso, los edificios de 8 a 16 plantas tienen una frecuencia fundamental de entre 0.3 y 1 Hz.

También se han observado fenómenos de amplificación del movimiento del suelo en terremotos más recientes: Spitak, Armenia (1986); Loma Prieta, Estados Unidos (1989); Kobe, Japón (1995) y Kocaeli, Turquía (1999). Todos estos ejemplos han puesto de manifiesto que el movimiento sísmico del suelo puede variar a menudo y de forma drástica en función de la naturaleza, las propiedades mecánicas y la topografía del sitio. *Efectos sísmicos locales*

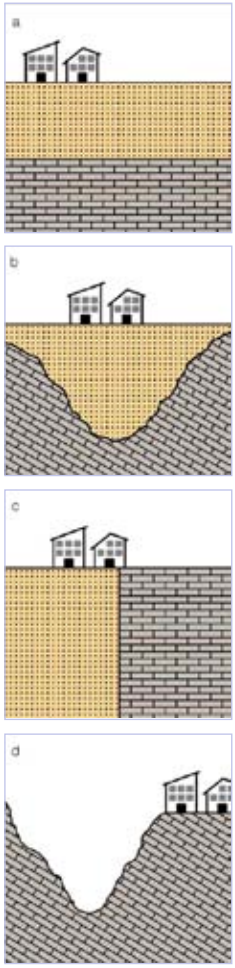
Definimos el efecto sísmico local como la variación del movimiento del suelo entre dos puntos próximos, debida a la configuración geológica, la geometría, las propiedades dinámicas de la formación superficial y la topografía de la superficie y del subsuelo.

Los efectos sísmicos locales pueden modificar el movimiento del suelo en su amplitud, duración y contenido frecuencial. Tienen por tanto un papel muy importante en el grado y la distribución de los daños durante un terremoto.

En la figura 7 se presentan distintas estructuras y configuraciones típicas que pueden dar lugar a efectos locales. Éstas son:

- Las estructuras de capas planas sedimentarias de materiales poco consolidados sobre sustrato rocoso producen amplificaciones del movimiento del suelo debidas al contraste de velocidades de propagación de las ondas. La frecuencia de resonancia del emplazamiento estará relacionada con la profundidad del basamento.
- La geometría de las cuencas sedimentarias favorece el atrapamiento de las ondas dando lugar a fenómenos de resonancia al interferir entre ellas, que se traducen en una amplificación del movimiento del suelo y un aumento de la duración de la vibración.
- En zonas de fuertes discontinuidades laterales las ondas se difractan provocando también efectos locales importantes además de problemas estructurales en los edificios debidos a asentamientos diferenciales.
- Las observaciones realizadas en diversos terremotos permiten concluir que, en el caso de relieves topográficos, los registros de mayor amplitud se obtienen cerca de las cimas y es aquí donde se concentran los daños observados. Los principales resultados obtenidos en la caracterización del efecto topográfico son: amplificación de las ondas de corte cerca de las crestas, presencia de resonancias fundamentales en un rango de 3 a 5 Hz y dependencia de estos efectos con el ángulo de incidencia de la onda y las dimensiones del relieve.

Fig. 7. Estructuras y configuraciones típicas que pueden dar lugar a efectos locales: a) capas sedimentarias horizontales sobre un sustrato rocoso; b) relleno sedimentario de un valle; c) fuertes discontinuidades laterales; d) relieves (efecto topográfico)



CONCLUSIONES

En el ámbito de la enseñanza de las Ciencias de la Tierra, concretamente en el caso del fenómeno sísmico, es importante conocer el significado de la intensidad sísmica y saber diferenciarla de la magnitud de un terremoto. Un terremoto tiene habitualmente una intensidad máxima en el epicentro (intensidad epicentral) que disminuye progresivamente a medida que nos alejamos de éste. Sin embargo, algunas circunstancias pueden amplificar las ondas sísmicas provocando daños en zonas muy alejadas del epicentro. Además, a escala local, un terremoto puede producir daños muy diferentes en los barrios de una ciudad (asumiendo que todas las viviendas tienen la misma calidad de construcción), si estos están construidos sobre rocas y/o suelos de diferente resistencia o si tienen una topografía diferente.

BIBLIOGRAFÍA

Grünthal, G., (ed.), (1998). "European Macroseismic Scale 1998", Cahiers du Centre Européen de Géodynamique et de Séismologie Volume 15, Luxembourg.

Japan Meteorological Agency http://www.jma.go.jp/jma/en/Activities/earthquake.html [última entrada 30/03/2012]

Martínez, A. (2010). Guia geológica del parque nacional de Aigüestortes i Estany de Sant Maurici. Editorial Everest. 227pp.

Martínez-Solares, J.M. (2011). Sismicidad pre-instrumental. Los grandes terremotos históricos en España. Enseñanza de las Ciencias de la Tierra, 19.3, xxxxxx.

Molina, S., Giner, J.J. y Jáuregui P. (2004). El tamaño de los terremotos:intensidad y magnitud. Enseñanza de las Ciencias de la Tierra, 12.1, 99-107.

Olivera, C., Redondo, E., Lambert, J., Riera Melis, A. y Roca, A. (2006). Els terratrèmols dels segles XIV i XV a Catalunya, Institut Cartogràfic de Catalunya, Barcelona. 407 pp.

Peláez, J.A. (2011). Xxxx magnitud. Enseñanza de las Ciencias de la Tierra, 19.3, xxxxx.

SES-2002 (2002). Estimación de los daños producidos en España por terremotos. Simulación de escenarios sísmicos. Dirección general de Protección Civil, Madrid.

United States Geological Survey. http://www.usgs.gov/ [última entrada 30/03/2012] ■

Este artículo fue solicitado desde E.C.T. el día 6 de junio de 2011 y aceptado definivamente para su publicación el 1 de octubre de 2011.