

EL TAMAÑO DE LOS TERREMOTOS: INTENSIDAD Y MAGNITUD

Earthquakes' size: Intensity and Magnitude

Sergio Molina, Jose J. Giner y Pedro Jáuregui (*)

RESUMEN

La confusión entre los términos intensidad y magnitud de un terremoto continua siendo hoy en día uno de los errores más comunes en los medios de comunicación. Por tanto, dentro del contexto de la enseñanza de las Ciencias de la Tierra, este error ha de ser subsanado por medio de una explicación didáctica y razonada. Proponemos una serie de actividades enfocadas a mostrar al alumno tanto el hecho de que nuestro planeta puede considerarse como un laboratorio de Ciencias, como el que la caracterización del fenómeno sísmico puede hacerse de dos formas diferentes: subjetiva y cualitativamente mediante la intensidad y/o objetiva y cuantitativamente mediante la magnitud. Aprovechamos también para recalcar la importancia de la medida en la Ciencia en general.

ABSTRACT

The confusion between intensity and magnitude of an earthquake is still nowadays one of the most common errors among the media, and it is in the context of the Earth Science teaching where it has to be rectified by means of educational and well-reasoned explanations. We propose some activities focused to show to the students not only the fact that our planet is a big Science laboratory but also that the earthquake size can be characterized in two ways: one subjectively and qualitatively named intensity and/or objectively and quantitatively named magnitude. Also we want to stress the importance of the measure in the Science in general.

Palabras claves: *intensidad y magnitud, mapas de isosistas, ondas sísmicas, simulador de escenarios sísmicos.*

Keywords: *intensity and magnitude, isoseismal maps, seismic waves, seismic scenarios simulator*

EL FENÓMENO SÍSMICO

Desde la más remota antigüedad, el hombre ha sentido curiosidad por conocer y comprender el mundo que le rodeaba y siempre ha estado preocupado por imponer un orden en la gran diversidad de hechos y fenómenos que observaba: el movimiento, la luz, la caída de los cuerpos, etc. En definitiva la Tierra es un laboratorio de Ciencias a gran escala. Por tanto, el fenómeno sísmico, es decir, la ocurrencia periódica de terremotos, no pasó desapercibido para el ser humano, que desde siempre buscó la manera de interpretar por qué el suelo, que tan firme parecía, se movía bajo sus pies cada cierto tiempo.

Actualmente se admite que la litosfera terrestre está dividida en un conjunto de placas litosféricas cuyo movimiento relativo es el responsable de la aplicación de esfuerzos con las consiguientes deformaciones elásticas y, por tanto, acumulación de energía elástica en el material. Cuando la deformación supera la resistencia del material (límite de carga o ruptura), se produce una ruptura que conlleva un desplazamiento relativo del material a ambos lados de la fractura y la consiguiente liberación de

la energía elástica acumulada. Se ha producido un terremoto y la energía liberada se propaga por el medio en forma de ondas sísmicas, de forma parcialmente similar a las ondas que se generan en un estanque al caer una piedra.

ONDAS SÍSMICAS

Hay dos clases de ondas sísmicas. Las ondas internas, que a su vez se dividen en ondas primarias u ondas P y ondas secundarias u ondas S, y las ondas superficiales, que se dividen en ondas Rayleigh y ondas Love. Las ondas internas o de volumen se transmiten a través del interior de la Tierra y se generan en el foco del terremoto, emergiendo a la superficie libre, mientras que las ondas superficiales se propagan en zonas de discontinuidad en el interior de la Tierra y por la superficie libre de la Tierra, puesto que su generación se debe a procesos de acoplamiento de energía en superficies de discontinuidad.

Las ondas primarias o P son ondas longitudinales, por lo que el movimiento de vibración de las

(*) Dpto. Ciencias de la Tierra y del Medio Ambiente- Fac. Ciencias- Univ. Alicante. Campus S. Vicente del Raspeig- Ap. Correus 99 E-03080 Alacant. E-mail: Sergio.molina@ua.es; jj.giner@ua.es ; pedro.jauregui@ua.es



partículas es en la dirección de propagación de la onda, semejante a las ondas sonoras, de forma que la roca se comprime y dilata con el paso de la onda. Las ondas secundarias o S son ondas transversales, es decir, el movimiento de vibración de la partícula es perpendicular a la dirección de propagación de la onda, siendo su velocidad (2 a 5 km/s en roca) menor que las de las P (4 a 7 km/s en roca), por lo que siempre llegan tras ellas. Este tipo de ondas no puede propagarse en los fluidos.

Las ondas Rayleigh son consecuencia de la propagación de las ondas al incidir sobre una superficie libre de esfuerzos como la superficie de la Tierra. Los desplazamientos que produce están contenidos en el plano de incidencia, perturbando a las partículas a su paso, horizontal y verticalmente. El movimiento que describen las partículas es una elipse contenida en el plano vertical a la dirección de propagación de la onda y girando en el sentido retrógrado del avance. Las ondas Love se producen por un fenómeno de transmisión por la litosfera terrestre y su movimiento es muy parecido al de las ondas S, sin ningún desplazamiento vertical, de manera que el suelo se moverá de un lado a otro respecto de un plano horizontal y paralelo. Las ondas Rayleigh se mueven más deprisa que las Love y estas últimas tampoco se propagan en los fluidos.

Los sismogramas son registros temporales en los que se nos muestra el movimiento del suelo debido al terremoto y por lo tanto, las ondas anteriormente mencionadas así como numerosas reflexiones y refracciones que dependerán de la distancia del foco del terremoto hasta el sismógrafo que esté registrando la señal. De este argumento se deduce que las características propias de cada terremoto han de venir reflejadas en el trazado de cada sismograma y se revela, de esta manera, su importancia.

ACTIVIDAD 1: Análisis de sismogramas.

El profesor mencionará el hecho de que un sismograma recoge las llegadas de las diferentes fases de las ondas sísmicas, mostrando a continuación el

registro de la figura 1. En ella se hará notar como la duración del evento sísmico es de aproximadamente 8 minutos desde la llegada de la onda P hasta el final del registro. Mencionaremos también que a la hora de llevar a cabo estas determinaciones conviene tener en cuenta que la llegada de la onda P corresponde al primer impulso que se aparta de la tendencia general que el nivel base o ruido de fondo tiene. En el ejemplo, las fases correspondientes a las ondas primarias P, llegan a las 7 horas, 14 minutos y 12 segundos aproximadamente. La llegada de la onda S se manifiesta por la llegada de nuevos impulsos con una frecuencia diferente a la tendencia del tren de ondas correspondiente a las ondas P. En el ejemplo, las ondas secundarias S, llegan a partir de las 7 horas, 17 minutos y 25 segundos, aproximadamente y su máxima amplitud es del orden de los 16 mm, medida respecto al nivel base (ruido de fondo). De igual forma, las ondas superficiales, que llegan a continuación, manifiestan un comportamiento frecuencial diferente a las ondas internas. En el ejemplo, las ondas superficiales (Rayleigh y Love) llegan a partir de las 7 horas, 18 minutos y 15 segundos, aproximadamente.

En cualquier caso, en el aula siempre habremos de tratar de buscar ejemplos en los que estas diferencias se observen claramente.

Seguidamente haremos que el alumno compruebe por sí mismo la veracidad de los datos anteriores y lo animaremos a resolver los siguientes ejemplos (figura 2).

Es muy importante recalcar al final de esta actividad la importancia que la medida tiene en cualquier aspecto de la ciencia y que la caracterización de los parámetros físicos de un terremoto sólo es posible gracias a la existencia de instrumentos que registran los sismogramas y al hecho de llevar a cabo mediciones de este tipo.

Soluciones:

Sismograma superior: 100 s, 350 mm, 0 s, 36 s, 54 s,

Sismograma central: 13 min., 13 mm, 0.4 min., 5.5 min, 7.7 min.

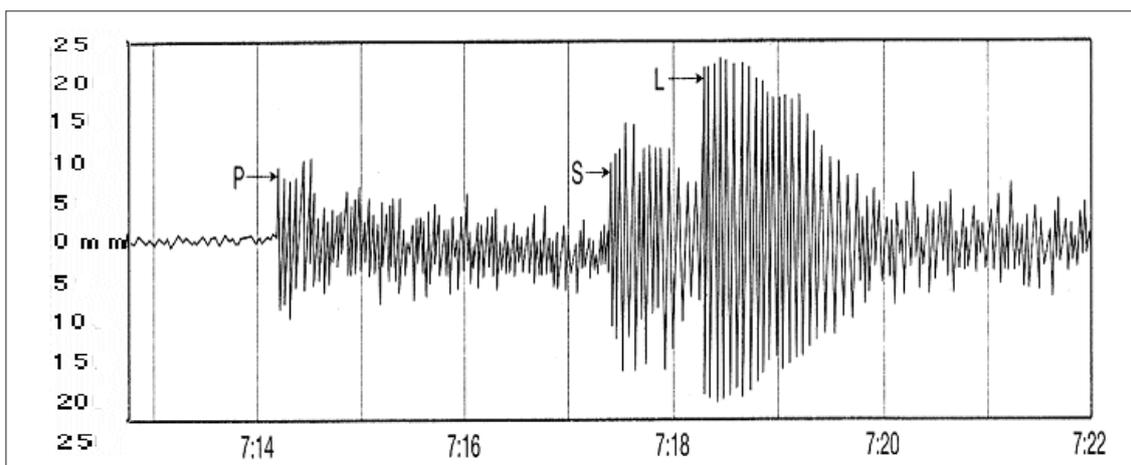


Fig. 1. Sismograma en el que se han señalado las llegadas de las fases P, S y ondas superficiales L.



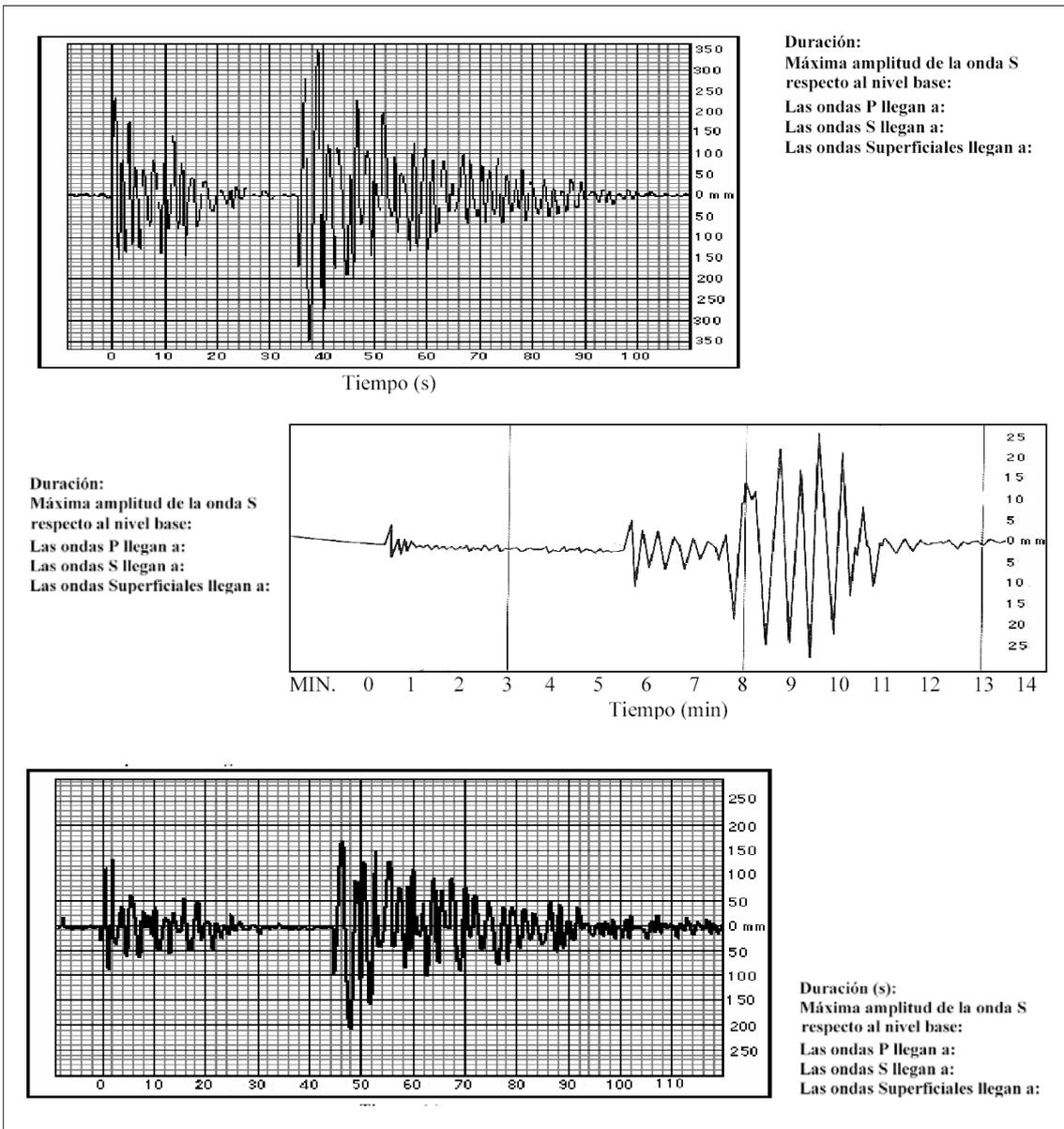


Fig. 2. Sismogramas correspondientes a diferentes terremotos.

Sismograma inferior: 120 s, 210 mm, 0 s, 44 s, 65 s

CARACTERIZACIÓN DE LOS TERREMOTOS

Los parámetros físicos que caracterizan un terremoto son la localización espacial y temporal de su foco (hipocentro) y su tamaño (energía liberada). A continuación describiremos estos parámetros.

Localización Espacial y Temporal

Con la llegada de la moderna instrumentación, las ondas sísmicas comenzaron a registrarse en papel (sismogramas), de manera que con la exten-

sión por todo el mundo de numerosos observatorios sismológicos empezaron a desarrollarse los métodos gráficos para la determinación de los epicentros (proyección vertical del foco del terremoto en la superficie de la Tierra). El método consistía en determinar a partir del sismograma, el intervalo de tiempo existente entre la llegada de la onda P y la llegada de la onda S, en al menos tres registros recogidos en estaciones diferentes (figura 3, arriba-izquierda). Teniendo en cuenta la velocidad de propagación de las ondas sísmicas por el interior de la Tierra, es posible correlacionar dichos intervalos de tiempo con unas distancias medias de recorrido (figura 3, arriba-derecha). Estas curvas, denominadas curvas domocrónicas, se han obtenido asumiendo una velocidad constante de propagación de la onda P de 7.74 km/s y de 4.28 km/s



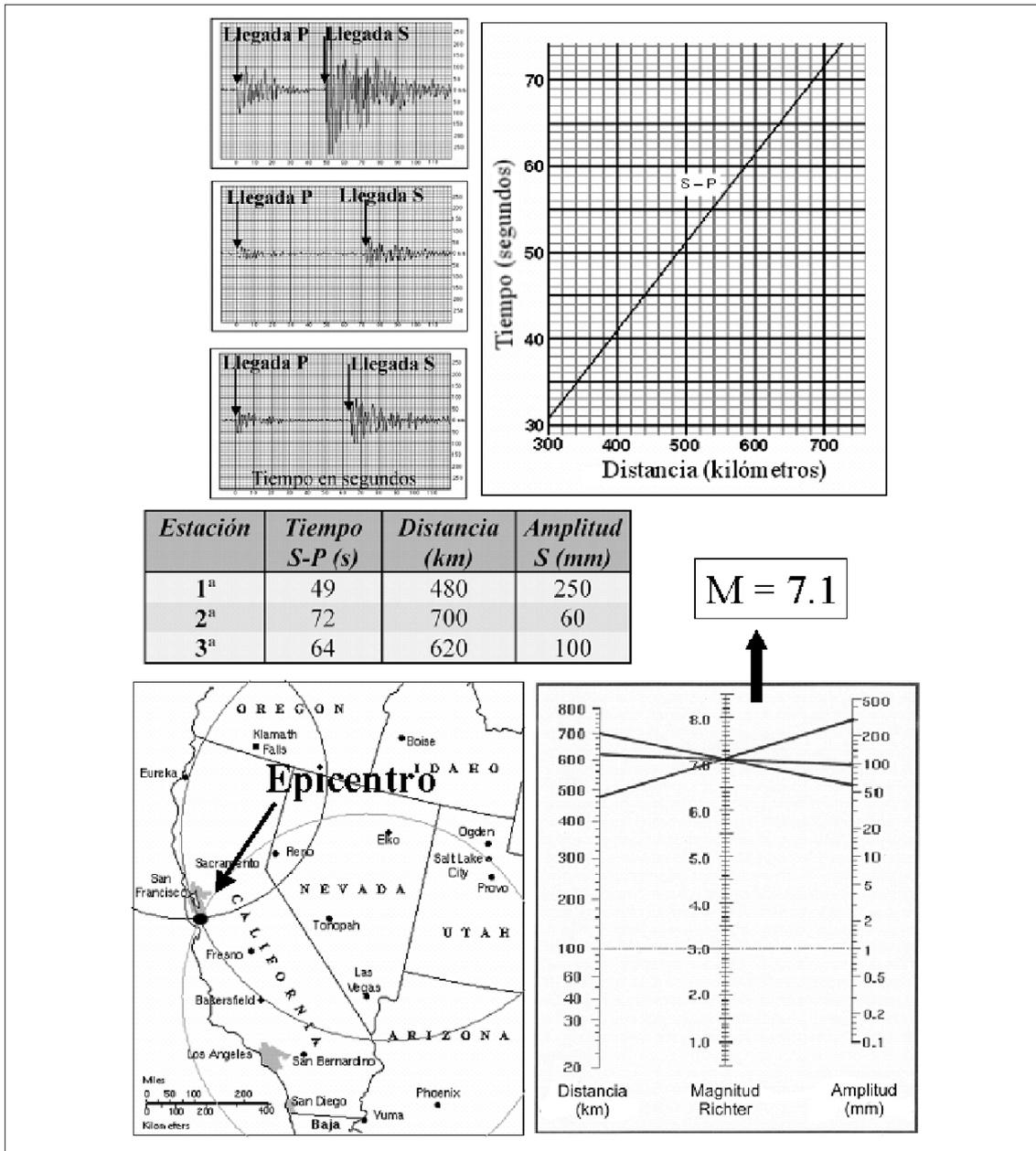


Fig. 3. Ejemplo de estimación de la localización epicentral y la magnitud de un terremoto.

para la onda S. Las distancias correspondientes a cada intervalo de tiempo S-P se recogen en la tabla que aparece en la figura 3.

Así será posible trazar desde cada estación un círculo cuyo radio es la distancia correspondiente al intervalo S-P en el sismograma allí registrado. El punto de intersección de los círculos nos dará la localización epicentral del terremoto en cuestión (figura 3, abajo-izquierda). Si ahora unimos con una línea recta la máxima amplitud de la onda S, medida respecto al nivel base, para cada sismograma, con la distancia media a cada estación, dentro de un nomograma (figura 3, abajo-derecha), el punto donde toque al eje de magnitud Richter determinará el tamaño del terremoto (Magnitud 7.1 en nuestro ejemplo).

Los métodos numéricos para la localización hi-

poentral empezaron a desarrollarse en 1919 por L. Geiger y por V. Inglada en 1926. Sin embargo el verdadero auge de estos métodos llegó con el desarrollo de los ordenadores, herramientas indispensables para llevar a cabo los cálculos numéricos con suficiente rapidez. Aunque el número de algoritmos usados para la localización de eventos sísmicos es muy numeroso, la mayoría de ellos se basan en un ajuste de mínimos cuadrados de los tiempos de llegada de las ondas P y S, observados en un cierto número de estaciones. Ésta es la razón por la cual es tan importante disponer de un tiempo universal en todas las estaciones y conocer un modelo de corteza terrestre aproximado a la realidad, es decir, el espesor de las diferentes capas y las velocidades de propagación de las ondas en cada una de ellas.



Tamaño del Terremoto: Intensidad y Magnitud

A la hora de definir el tamaño de un terremoto, esto suele hacerse por medio de dos parámetros con significados bien diferentes.

El primero de ellos, por motivos históricos, es la **Intensidad** del terremoto, y se trata de un parámetro cualitativo puesto que nace para asignar tamaño a aquellos terremotos que sucedieron antes de la llegada de los instrumentos sísmicos (sismógrafos). El segundo de ellos, la **Magnitud** del terremoto es una medida instrumental y cuantitativa, de la energía elástica liberada en el foco del terremoto.

En numerosas ocasiones nos hemos encontrado en casa oyendo música en nuestro equipo de alta fidelidad. A veces el sonido era tenue, y necesitábamos estar muy atentos para sentirlo; otras veces el sonido era audible de una forma fácil, sin necesidad de esfuerzo; en ocasiones el sonido nos parecía elevado y empezaba a molestarnos; y finalmente el sonido era escandaloso y nos hacía daño en los oídos. Así podríamos, sin necesidad de ningún instrumento de medida, redactar una escala que nos permitiera distinguir cada tipo de sonido: “Tenue”, “Normal”, “Elevado” y “Escandaloso”. Cada uno de nosotros entendería esta escala pero diferentes per-

sonas podrían considerar el mismo sonido como “Normal” o “Elevado”. Se trata de una asignación subjetiva y tan solo usando nuestros sentidos.

En el caso del fenómeno sísmico, y cuando no había instrumentos, la única forma de medir el tamaño de los terremotos era a través de una escala subjetiva basada en el efecto que el terremoto tenía en el entorno en que sucedía, es decir, como lo sentían las personas, que daños producía en las estructuras y como afectaba al paisaje. Información, toda ella, que se adquiría a través de nuestros sentidos y, por tanto, subjetivamente.

Inicialmente fueron Rossi y Forel en 1883, los que propusieron la primera escala dividida en diez grados y que fue modificada por Mercalli en 1902. Esta última sirvió de base a las que existen en la actualidad y que son: la Mercalli Modificada (MM) propuesta por Wood y Newmann (1931) de amplio uso en América y la propuesta por Medvedev (1962), Sponheuer y Karnik (1964) – MSK y que ha sido la aceptada en Europa desde 1967. Ambas poseen doce grados de intensidad. En 1992, la escala MSK fue actualizada pasando a denominarse EMS-92 y volviendo a ser actualizada en 1998 (EMS-98) que es la que se aplica en Europa actualmente (tabla I).

Intensidad EMS	Definición	Descripción típica de efectos observados (resumida)
I	No sentido	No sentido ni aún en las circunstancias más favorables
II	Poco sentido	Sentido sólo por algunas personas en reposo.
III	Débil	Sentido por algunas personas en el interior de los edificios. Las personas descansando en la cama sienten un ligero cimbreo o temblor.
IV	Observado Ampliamente	Sentido en el interior de las casas por muchas personas y por pocas en el exterior. Algunas pocas personas se despiertan. Las ventanas, vajillas y puertas repiquetean.
V	Fuerte	Sentido en el interior de las casas por muchas personas y por pocas en el exterior. Algunas pocas personas se atemorizan. Las estructuras tiemblan. Los objetos colgante se balancean considerablemente y los pequeños objetos caen. Las puertas y ventanas hacen ruidos.
VI	Ligeramente Dañino	Mucha gente se asusta y corre hacia el exterior. Muchas casas sufren daño no estructural como pequeñas fisuras en la paredes, caída de revestimiento, etc.
VII	Dañino	La mayoría de la gente se asusta y corre fuera de sus casas. Los muebles se agitan y caen la mayoría de las cosas de los estantes. Muchas de las edificaciones nuevas sufren daños moderados: grietas en la paredes, caída de revestimientos, caída de chimeneas, etc. Las construcciones más viejas sufren daños mayores.
VIII	Muy Dañino	A la mayoría de la gente le cuesta quedarse en pie. Muchas casas tienen grandes fisuras en las paredes. Unas pocas de las edificaciones recientes pueden mostrar serios daños en las paredes y la edificaciones más viejas pueden colapsar.
IX	Destructor	Pánico general. Muchas construcciones colapsan. Incluso las construcciones recientes muestran daños graves en la paredes y colapso parcial.
X	Muy Destructor	Muchas de las construcciones recientes colapsan. Serios daños en puentes y presas. Grandes grietas en el terreno con fuertes deslizamientos.
XI	Devastador	La mayoría de las construcciones colapsan, incluso las construidas con diseño sismorresistente. Deformaciones considerables en el terreno con anchas grietas y muchos deslizamientos de tierra
XII	Completamente Devastador	Todas las estructuras destruidas o gravemente dañadas. Cambios en la topografía.

Tabla I Escala Macrosísmica Europea (EMS-98) resumida.



Por otra parte, la magnitud de un terremoto nos indica la energía de tipo elástico que se ha liberado en el foco. Hay que señalar que en la actualidad no existe un acuerdo absoluto entre la manera de medir este parámetro, lo que lleva a la existencia de numerosas escalas, en función de los parámetros medidos en el sismograma. En nuestro país, la magnitud viene asignada según la escala M_L , o magnitud local Richter, y que se calcula a partir de la medida de la amplitud y frecuencia en le máximo sostenido de la onda Lg (también conocida como m_b (Lg) (Mézcua y Martínez Solares, 1983).

Además esta escala, así definida, tiene un comportamiento exponencial, de manera que un incremento en una unidad de la escala representa un aumento de 30 veces la energía liberada. Así un terremoto de magnitud 7.0 es aproximadamente 900 veces mayor que uno de magnitud 5.0. La escala de magnitud no posee límite inferior ni superior aunque el límite superior en cierta forma viene determinado por la resistencia de las rocas en el interior de la Tierra, siendo el máximo registrado hasta la actualidad, el terremoto de Chile de 1960 con una magnitud de 9.5.

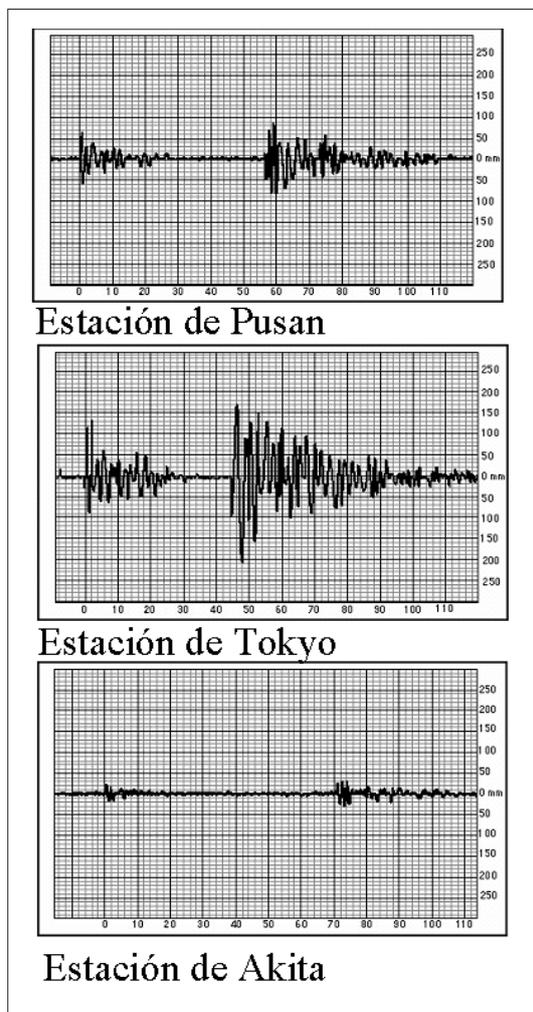


Fig. 4. Sismogramas recogidos en tres estaciones del Japón.

ACTIVIDAD 2. Obtención de la localización epicentral y la magnitud Richter de un terremoto.

Empezaremos recordando la figura 3 en la que se mostraba un ejemplo de cómo se obtiene la localización epicentral de un terremoto a partir de sismogramas recogidos en tres estaciones y la magnitud usando el valor de la máxima amplitud de las ondas S respecto al nivel base.

En el aula, usando los siguientes registros (figura 4), y el método explicado anteriormente, se obtendrá la localización epicentral y la magnitud correspondiente a dicho terremoto. Para ello, proporcionaremos al alumno un mapa con la localización geográfica de las estaciones sísmicas (figura 5), la domocrónica de la figura 6 y el nomograma (Relación distancia-magnitud-amplitud) de la figura 7.

Soluciones:

Estación de Pujan: Intervalo S-P = 56 s; Distancia = 549 km; Máxima amplitud S= 90 mm

Estación de Tokio: Intervalo S-P = 44 s; Distancia = 434 km; Máxima amplitud S = 170 mm

Estación de Akita: Intervalo S-P = 71 s; Distancia = 697 km; Máxima amplitud S = 30 mm

Epicentro= Kobe; Magnitud = 6.8



Fig. 5. Mapa con la localización geográfica de las estaciones sísmicas.

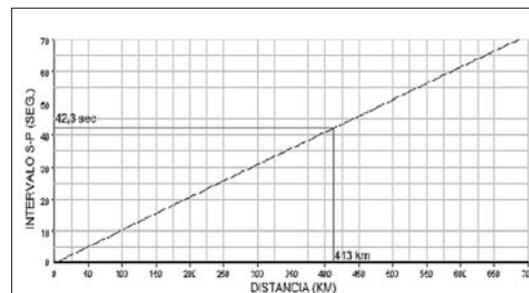


Fig. 6. Domocrónica correspondiente al intervalo S-P



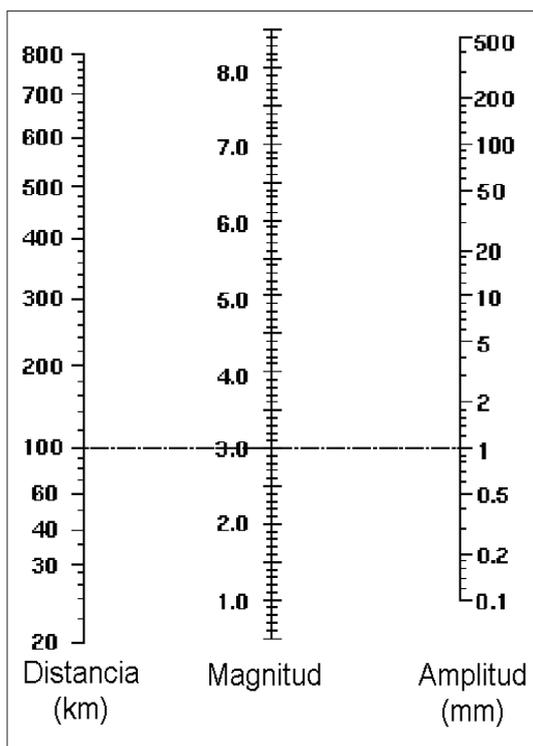


Fig. 7. Nomograma para la obtención de la magnitud Richter a partir de la máxima amplitud de la onda S respecto al nivel base.

ACTIVIDAD 3. Mapas de isosistas.

Una manera didáctica de diferenciar los conceptos de intensidad y magnitud es llevar a cabo un proceso en el cual a partir de información sobre daños sísmicos, se asigne una determinada intensidad y se representen dichos datos en el área afectada por el terremoto. La unión de las líneas de igual valor de intensidad (isosistas) nos daría una representación espacial de los efectos causados por el terremoto y pondría de manifiesto para el alumno tanto la subjetividad de la escala como la diferencia con la magnitud Richter.

Para ello vamos a simular que en el futuro se repite el terremoto de Torrevieja (Alicante), acaecido en 1829. Supondremos que el epicentro del terremoto tiene de coordenadas geográficas 38.10 N y 0.70 W, y utilizaremos la herramienta gratuita que recientemente ha desarrollado la Dirección General de Protección Civil, denominada *Simulador de Escenarios Sísmicos* (SES-2002). Información adicional y formas de obtener este simulador se pueden encontrar en <http://www.proteccioncivil.org/pefn/ses2002.htm>. De esta forma, proporcionaremos al alumno una recopilación de los efectos del terremoto. En nuestro caso consideraremos sólo aquellas localidades que han sufrido daños iguales o superiores a los recogidos en el grado VI de la intensidad EMS-98 (tabla II). Con la ayuda de la tabla I donde se resumía la escala de intensidad EMS-98 y fijando criterios objetivos, como por ejemplo, que

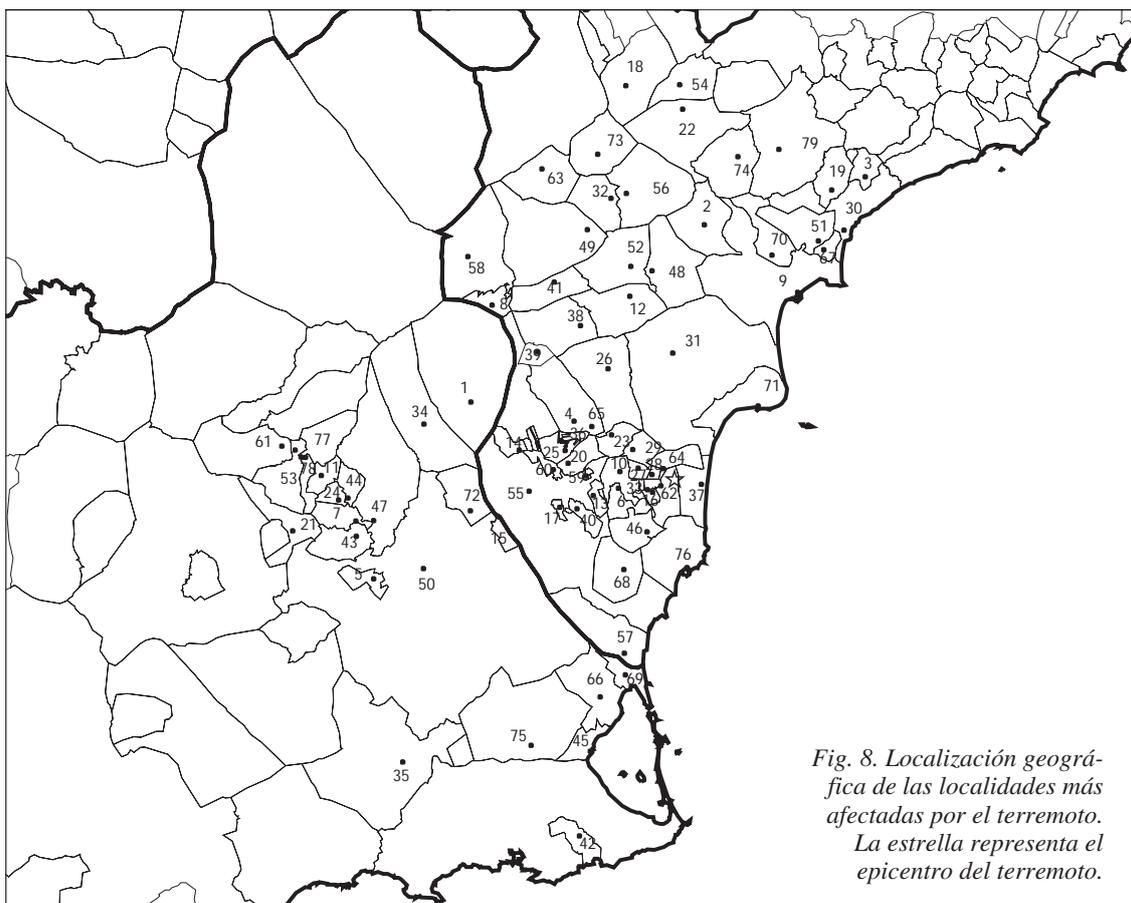


Fig. 8. Localización geográfica de las localidades más afectadas por el terremoto. La estrella representa el epicentro del terremoto.



ORDEN	NOMBRE	EFECTOS EN LA POBLACIÓN				EFECTOS EN LAS CONSTRUCCIONES					
		MUERTOS	HERIDOS	SIN HOGAR	POBLACION TOTAL	COLAPSO	DAÑO MUY GRAVE	DAÑO GRAVE	DAÑO MODERADO	DAÑO LEVE	SINDAÑO
1	Daya Vieja	18	109	133	163	43	39	25	8	1	0
2	Hondón de los Frailes	3	17	138	563	7	41	103	135	85	29
3	Agües	0	0	0	579	0	0	0	26	99	374
4	Ojós (Mu)	0	0	0	589	0	0	0	26	96	310
5	Ulea (Mu)	0	0	0	956	0	0	0	33	118	354
6	Benferri	4	22	199	1026	6	39	107	160	125	70
7	Daya Nueva	129	771	938	1139	208	189	117	33	5	1
8	Tibi	0	0	0	1176	0	0	0	32	125	508
9	Salinas	0	0	0	1188	0	0	0	37	146	600
10	Algorta	112	675	908	1220	157	160	127	53	12	2
11	San Isidro	24	142	481	1249	11	30	52	51	24	6
12	Algueña	0	0	110	1459	0	15	83	204	258	191
13	Jacarilla	48	291	784	1540	67	152	213	148	50	9
14	Millanueva del Río Segura (Mu)	0	0	0	1555	0	0	0	39	144	473
15	Ricote (Mu)	0	0	0	1579	0	0	0	82	290	887
16	Hondón de las Nieves	7	43	351	1604	19	112	297	421	303	124
17	Busot	0	0	0	1615	0	0	0	39	170	891
18	Benijófar	151	905	1236	1655	279	292	229	93	22	3
19	Granja de Rocamora	8	50	435	1962	6	37	102	148	98	33
20	La Romana	0	0	122	1992	0	18	107	284	397	366
21	Campos del Río (Mu)	0	0	0	2005	0	0	0	54	193	607
22	Formentera del Segura	225	1352	1684	2111	337	313	211	71	13	2
23	Los Montesinos	63	377	1127	2526	98	242	376	315	129	23
24	Rafal	61	366	1211	3123	61	163	278	276	132	26
25	San Fulgencio	203	1217	2182	3384	1306	1849	2119	1088	176	-1
26	Bihar	0	0	0	3537	0	0	0	128	474	1643
27	San Miguel de Salinas	61	363	1292	3691	164	463	847	933	483	110
28	Agost	0	0	214	4053	0	22	138	377	559	611
29	Bigastro	89	535	1837	4829	104	287	504	508	241	46
30	Catral	157	940	2532	4879	220	498	697	483	165	34
31	Benejuzar	161	964	2005	5007	192	436	612	417	136	24
32	Monforte del Cid	0	0	273	5178	0	25	152	420	624	695
33	Redován	19	113	987	5398	20	122	347	541	461	234
34	Lorquí (Mu)	0	0	0	5527	0	0	0	90	358	1513
35	Cox	140	839	2550	5806	158	395	622	525	219	48
36	Pinoso	0	0	0	6064	0	0	0	171	629	2140
37	Abanilla (Mu)	0	0	417	6153	0	47	275	704	938	760
38	Dolores	623	3737	4869	6239	910	899	651	233	39	3
39	Fortuna (Mu)	0	0	415	6652	0	43	249	647	887	861
40	Onil	0	0	0	6777	0	0	0	168	649	2529
41	Los Alcázares (Mu)	0	0	0	6877	0	0	0	9	54	511
42	Aguzas (Mu)	0	0	0	7021	0	0	0	134	525	2122
43	Rojales	414	2484	4411	7099	1202	1681	1918	1055	280	48
44	Ceuti (Mu)	0	0	0	7153	0	0	0	105	426	1884
45	Xixona	0	0	0	7436	0	0	0	241	903	3161
46	Castalla	0	0	0	7631	0	0	0	153	621	2812
47	Beniel (Mu)	23	138	1420	7974	30	211	631	1018	846	390
48	Sax	0	0	0	8602	0	0	0	211	829	3377
49	Abatera	186	1118	3589	8661	270	707	1166	1059	467	96
50	Guardamar del Segura	536	3215	5523	8845	2418	3262	3594	1985	593	122
51	Fuente Álamo de Murcia	0	0	0	9606	0	0	0	366	1351	4702
52	Santomera (Mu)	0	0	395	10594	0	36	240	744	1266	1895
53	Pilar de la Horadada	23	135	1379	10723	94	610	2038	3776	4126	2754
54	Monóvar	0	0	728	11909	0	91	554	1467	2049	1878
55	Almoradí	1206	7233	10127	13806	1729	1871	1514	609	117	14
56	Murciamej	0	0	535	14087	0	51	328	1005	1701	2573
57	La Unión (Mu)	0	0	0	14386	0	0	0	326	1249	4843
58	Archena (Mu)	0	0	0	14398	0	0	0	226	890	3680
59	San Pedro del Pinatar (Mu)	0	0	506	15008	0	122	809	2598	4606	7481
60	Callosa de Segura	445	2671	7537	15291	568	1340	1954	1418	491	82
61	Las Torres de Cotillas (Mu)	0	0	0	15617	0	0	0	288	1147	4848
62	Aspe	59	352	3247	16492	84	543	1533	2326	1796	796
63	San Juan de Alicante	0	0	644	16910	0	70	454	1398	2371	3505
64	El Campello	0	0	0	17564	0	0	0	663	2816	13903
65	Santa Pola	285	1710	6271	18253	816	2367	4409	4893	2559	638
66	San Javier (Mu)	0	0	543	18267	0	226	1502	5081	9484	16574
67	Torre Pacheco (Mu)	0	0	0	21937	0	0	0	348	1429	6545
68	Novelda	0	0	1182	23665	0	113	723	2040	3100	3525
69	Creventente	85	507	4684	24408	131	825	2349	3631	2996	1412
70	Petrer	0	0	0	28223	0	0	0	495	2019	9201
71	Alcantarilla (Mu)	0	0	0	32982	0	0	0	860	2823	14065
72	San Moente del Raspeig	0	0	1465	37484	0	158	1065	3263	5474	7829
73	Torre Vieja	526	3155	12927	42278	3231	10232	20730	25628	14348	3759
74	Molina de Segura (Mu)	0	0	0	43097	0	0	0	653	2786	14072
75	Elda	0	0	0	51228	0	0	0	1146	4433	17111
76	Orihuela	144	866	8115	51649	316	1995	6042	10114	9635	5836
77	Elche/Elx	558	3348	33504	193174	817	5572	16659	27067	23280	11467
78	Alicante/Alicant	0	0	11889	272432	0	1579	10986	32620	52385	64487
79	Murcia	0	0	15305	353504	0	1499	10113	29904	48040	81859

Tabla II. Efectos de la simulación del terremoto de Torre Vieja en diferentes localidades. La columna orden corresponde con el número representado en el mapa de la Figura 8.

el alumno calcule el porcentaje de muertos, heridos respecto al total de la población y/o de daños en las construcciones respecto al total de ellas, se asociará a cada localidad su grado de intensidad correspondiente, representándolo posteriormente en el mapa de la figura 8. El alumno podrá pintar con lápices de igual color los municipios que presentan igual

intensidad, obteniendo como resultado un mapa de isosistas o de efectos causados por el terremoto.

Para finalizar el profesor volverá a recalcar que cuando no existían instrumentos, ésta era la única manera de asignar tamaño a un terremoto (mayor cuanto más daño) y localización epicentral (el centro de la isosista de mayor grado, que solía coincidir



con la población donde se habrían producido los mayores daños).

Soluciones

Intensidad X = 1, 7, 10, 18, 22, 25, 38, 43, 50, 55

Intensidad IX = 11, 13, 23, 24, 27, 29, 30, 31, 35, 49, 60, 65, 73

Intensidad VIII = 2, 6, 16, 19, 33, 47, 53, 62, 69, 76, 77

Intensidad VII = 12, 20, 28, 32, 37, 39, 52, 54, 56, 59, 63, 66, 68, 72, 78, 79

Intensidad VI = 3, 4, 5, 8, 9, 14, 15, 17, 21, 26, 34, 36, 40, 41, 42, 44, 45, 46, 48, 51, 57, 58, 61, 64, 67, 70, 71, 75

CONCLUSIONES

Desde el punto de vista de la enseñanza de las Ciencias de la Tierra y en el caso del fenómeno sísmico es muy importante que los alumnos diferencien entre los conceptos de intensidad y magnitud de un terremoto. En el proceso de aprendizaje de dichas diferencias el alumno podrá considerar nuestro planeta como un laboratorio de Ciencias a gran escala, y tomará conciencia de la importancia de la medida y de la metodología científica en la interpretación de los fenómenos naturales, en particular

el fenómeno sísmico. Por otra parte, podrá comprobar como la elaboración de mapas de isosistas para cuantificar rápidamente los efectos de un terremoto, es muy importante con vistas a actuaciones de planes de emergencia.

BIBLIOGRAFÍA

Giner, J.J. y Molina, S. (2001). *Sismicidad y Riesgo Sísmico en la C.A.V.* Editorial Club Universitario, Alicante.

Medvedev, S.V., (1962). *Engineering Seismology* (in Russian). Academy of Sciences, Inst. of Physics of the Earth, Publ.house for literature on Civil Engineering, Architecture and Building Materials, Moscow.

Mézcua J. y Martínez solares, J.M. (1983). *Sismicidad del área ibero-mogrebí*. Publicación 203 del Instituto Geográfico Nacional, Madrid.

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

Sponheuer, W. y Karnik, V., (1964). *Neue seismische Skala*, in Sponheuer, W., (ed), Proc. 7th Symposium of the ESC, Jena, 24-30 Sept. 1962, Veröff. Inst. f. Bodendyn. u. Erdbebenforsch. Jena d. Deutschen Akad. d. Wiss., No 77, pp 69-76.

Wood, H. O. y Newmann (1931). Modified Mercalli intensity scale of 1931, *Bull. Seism. Soc. Am.* 21, 277-283.

<http://vcourseware3.calstatela.edu/VirtualEarthquake/> ■

