

LA SERIE SÍSMICA DE MANCHA REAL DE 1993

José A. Peláez¹

Mario Sánchez Gómez²

Carlos López Casado³

¹ Departamento de Física. Universidad de Jaén

² Departamento de Geología. Universidad de Jaén

³ Departamento de Física Teórica y del Cosmos.
Universidad de Granada

RESUMEN

En este trabajo queremos dar a conocer la serie sísmica que se produjo en las inmediaciones de Mancha Real en el verano de 1993. En algo menos de un mes, se llegaron a registrar y localizar en los alrededores de esta ciudad 28 terremotos.

Ninguno de los terremotos de esta serie llegó a sentirse por la población, al menos no se tiene constancia de ello, debido fundamentalmente a los bajos valores de sus magnitudes. En concreto, el mayor de ellos alcanzó sólo la magnitud 3.0 m_{bLg} .

Aunque desde los puntos de vista puramente sismológico o de la peligrosidad sísmica no revista una especial importancia este agrupamiento, la falta de datos sobre este tipo de sucesos en nuestra provincia, así como el hecho de que son indicativos

Abstract

In this work we want to present the seismic swarm that took place nearby Mancha Real in the summer of 1993. In less than one month, 28 earthquakes were recorded and located in the neighborhood of this town.

None of them was felt by the population, at least there is no evidence of this, due to the low value of their magnitudes. In fact, the biggest one reached the magnitude m_{bLg} 3.0.

Although from the seismological and seismic hazard points of view this seismic swarm was not too important, the lack of this type of data about such events in our province, and the fact that they are

de una cierta actividad tectónica, hacen que merezca destacarse.

Todos los datos sobre los terremotos de la serie que aquí se presentan han sido proporcionados por el Instituto Geográfico Nacional, organismo que tiene entre otras la misión de observar, detectar y comunicar, mediante la llamada Red Sísmica Nacional, los terremotos ocurridos en el territorio nacional.

indicative of a certain tectonic activity, make them worth to be reported.

All data about the earthquakes of this seismic swarm have been provided by the Instituto Geográfico Nacional. This is the Spanish institution responsible for observing, detecting and communicating, by means of the National Seismic Network, the earthquakes that take place in our country.

INTRODUCCIÓN

EL responsable último de los terremotos es el movimiento de las placas tectónicas y el mecanismo que lo genera. Este movimiento produce acumulaciones de esfuerzos en diferentes zonas, que llegan, al superar un cierto valor crítico, a generar rupturas repentinas de la corteza terrestre. Este proceso de ruptura es complejo, y función de las características de la corteza en dicha región y de los esfuerzos que actúan. Aunque el proceso de liberación de la energía, es decir, el suceso del terremoto, dura un intervalo relativamente corto de tiempo, la acumulación de energía y esfuerzos se realiza a lo largo de meses o años.

La ciencia que estudia los terremotos es la Sismología. Podemos decir que es una ciencia interdisciplinar, tal que es común la interacción de ésta con la Geología y ciertas ramas de la Ingeniería. Por ejemplo, hablamos de Sismotectónica como la disciplina que estudia la interrelación entre la ocurrencia de terremotos y las características tectónicas y geodinámicas en una

determinada región. Lo que se ha pretendido plantear en este trabajo es justamente dar un enfoque sismotectónico a la ocurrencia de la serie sísmica que se produjo en Mancha Real durante 1993.

Antes de comenzar vamos a aclarar dos conceptos que aparecen repetidamente en el trabajo y que se manejan habitualmente en Sismología. Éstos son la magnitud y la intensidad, dos formas diferentes de medir el tamaño de un terremoto. Normalmente suelen llevar a confusión a los no especialistas, e incluso se les considera sinónimos.

La intensidad es una medida del grado en que un terremoto es sentido en una determinada localización, en términos del daño a las edificaciones y estructuras, efectos sobre el terreno y sobre las personas. La escala que se utiliza en Europa, y empleada en este trabajo, es la EMS-98 (*European Macroseismic Scale* 1998), prácticamente equivalente a la MSK (llamada así por sus proponentes, S.V. Medvedev, W. Sponheuer y V. Karnik), escala oficial en España desde 1974. La intensidad ha sido muy utilizada como tamaño de un terremoto, inicialmente, en el caso de terremotos históricos, en donde sólo disponemos de información sobre sus efectos. También, debido a la ausencia de sismógrafos en algunas regiones donde se han producido terremotos más o menos importantes, incluso en épocas en las que ya se disponía de estos instrumentos. Los grados de intensidad se designan mediante números romanos, de I a XII.

Desde que se dispone de forma generalizada de sismógrafos, se prefiere trabajar con un concepto puramente instrumental, la magnitud, basado principalmente en la amplitud de las ondas sísmicas registradas. No hay una única escala, sino que en función del tamaño del terremoto, la distancia a la que se ha producido, y el tipo de ondas que se utilicen para su determinación, hablaremos de una u otra. Para pequeños terremotos se prefiere trabajar con la magnitud m_b , si se utiliza la llamada onda P, y la m_{bLg} , en donde se utiliza la onda Lg. Para terremotos de tamaño intermedio se prefiere la magnitud M_s , para cuya determinación se utilizan las llamadas ondas superficiales. Para grandes terremotos, en cambio, se utiliza M_w , la llamada magnitud momento. La tan referida magnitud Richter es realmente la denominada magnitud local M_L , propuesta inicialmente por este investigador en la década de 1930 para medir el tamaño de los terremotos en el sur de California. Por desconocimiento, a todas las escalas de magnitud, sin serlo realmente, se las llama magnitud Richter. Los grados de magnitud se designan con la numeración árabe habitual, incluyendo decimales. El terremoto

de mayor tamaño registrado nunca ha sido el terremoto de Chile de 1960, que alcanzó la magnitud 9.5 M_w .

El trabajo que presentamos a continuación está organizado en cuatro secciones. En primer lugar mostraremos el contexto sismotectónico general de la región en el marco de la tectónica de placas, seguido de una revisión general de los terremotos más significativos que han afectado a esta zona. A continuación, se trata el marco tectónico local en el que se produce la serie sísmica, pasando finalmente a mostrar las características específicas de ésta.

CONTEXTO SISMOTECTÓNICO

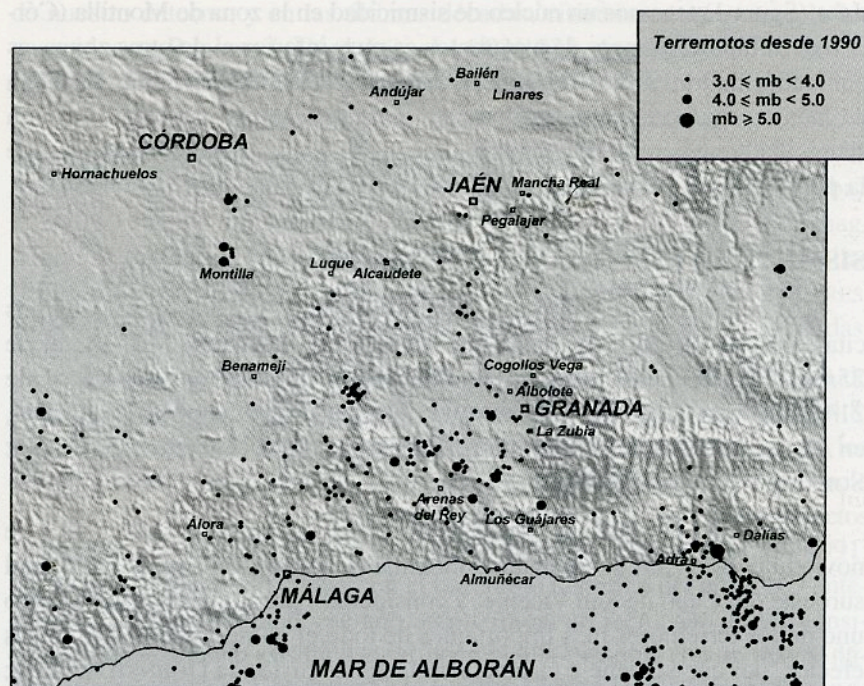
La sismicidad de la Península Ibérica está asociada al movimiento relativo entre las placas tectónicas de Eurasia y África, aunque ésta no se circunscribe al límite estricto de ambas placas. Podemos decir que el bloque cortical Ibérico es en sí una microplaca, en el límite entre las anteriores, con un comportamiento relativamente diferenciado. Sus límites son claros si consideramos los datos que poseemos de sismicidad y las cadenas montañosas recientes.

El sur de la Península se encuentra, en lo referente a nuestro entorno, aproximadamente en el segmento central de un alineamiento de terremotos que va desde las islas Azores, pasando por Gibraltar, hasta el sur de Italia. Este alineamiento nos delimita el borde a lo largo del que se produce el movimiento relativo entre las anteriores placas tectónicas. En el sur y sureste de España este movimiento es en la actualidad de clara convergencia o choque, con dirección noroeste-sureste (HENARES *et al.*, 2003) y una velocidad de 5 mm/año (DE METS *et al.*, 1994).

El área sísmicamente más activa de la Península Ibérica se sitúa al sur y este de las Sierras Subbéticas y Prebéticas, desde Ronda hasta Alicante, en lo que se denomina Dominio de Alborán o Zonas Internas de las Cordilleras Béticas (VERA *et al.*, 2004). No obstante, se producen también terremotos algo más al norte, en las Sierras Subbéticas y el Valle del Guadalquivir (figura 1).

La actividad sísmica y la peligrosidad sísmica del sur y sureste de España pueden considerarse como moderadas (PELÁEZ y LÓPEZ CASADO, 2002), sin alcanzar los niveles de otros países de nuestro entorno mediterráneo como Italia o Grecia. En el pasado se han llegado a producir terremotos destructivos, y de forma periódica está sujeta a terremotos de magnitud moderada que producen en ciertos casos daños significativos.

FIGURA 1



Sin embargo, la actual ausencia o escasez de registro de terremotos destructivos no es indicador de baja actividad tectónica. Al contrario, existe un gran número de estructuras que indican que ha habido, y sigue produciéndose, un continuo desplazamiento de masas rocosas que configura nuestro actual relieve. En este sentido cabe destacar el gran número de terremotos de baja magnitud que se registran en algunas zonas. En la figura 1 es claramente distinguible la sismicidad de la cuenca de Granada, seguramente la región más importante en lo que se refiere a densidad de terremotos en todo el sur y sureste de España. También observamos un núcleo importante de sismicidad en el sur y suroeste de Almería, el cual se prolonga hacia el sur, introduciéndose en el Mar de Alborán. Otro núcleo de terremotos se sitúa en el entorno de Málaga, también prolongándose hacia el sur en el Mar de Alborán. Una característica significativa de este último núcleo es el hecho de que nos encontramos con un gran número de terremotos con foco intermedio, es decir, con profundidades de entre 30 y 100 km.

En nuestro entorno más próximo, al oeste de Jaén y sur y sureste de Córdoba (figura 1) tenemos un núcleo de sismicidad en la zona de Montilla (Córdoba). Si bien el número de terremotos es muy inferior al de otras zonas, es generador de terremotos moderados con cierta frecuencia. En la provincia de Jaén no aparecen claros agrupamientos de terremotos, sino que la escasa sismicidad queda repartida, principalmente en el área montañosa del sur de la provincia.

SISMICIDAD HISTÓRICA E INSTRUMENTAL

Como ejemplo de terremotos destructivos en nuestro entorno podemos citar el de 9/10/1680, en el NW de Málaga, de intensidad VIII-IX, el de 25/08/1804, en Dalías (Almería), también de intensidad VIII-IX, el de 21/03/1829, en Torrevieja (Alicante), de intensidad IX-X, y el de 25/12/1884, en Arenas del Rey (Granada), con igual intensidad que el anterior (MARTÍNEZ SOLARES y MEZCUA, 2002).

Una mención especial merece el llamado terremoto de Lisboa de 1 de noviembre de 1755, de intensidad máxima X, localizado a unos 150 km al suroeste del Cabo de San Vicente, y considerado por muchos autores como uno de los terremotos más importantes de todo el mundo, atendiendo a sus efectos, del que se tiene constancia en la época histórica (JOHNSTON, 1996; MARTÍNEZ SOLARES, 2001). Estimaciones realizadas señalan que su magnitud fue de 8.7 M_w , y que la falla que lo generó se rompió a lo largo de entre 180 y 280 km, con un desplazamiento medio del orden de 10 a 14 m (JOHNSTON, 1996). Un detallado estudio de los efectos que produjo en España, incluyendo los efectos y daños en un número importante de pueblos de nuestra provincia, ha sido recientemente publicado por Martínez Solares (2001).

En lo concerniente a terremotos destructivos en nuestra provincia, hemos de destacar el llamado terremoto de Andújar de 1169, con intensidad asignada VIII-IX. Aunque la información de la que se dispone no es muy extensa ni detallada, con certeza es el terremoto del que se tiene conocimiento que más ha afectado a la provincia de Jaén (PELÁEZ y LÓPEZ CASADO, 1995). No se tiene constancia de que su epicentro se encontrara justamente en esta ciudad, pero es significativo el hecho de que las crónicas indiquen que se destruyeron muchas casas y torres de mezquitas en ella y su entorno. Es evidente que se necesitaría una revisión de la información histórica que poseemos de este evento, así como la búsqueda de más datos, que nos puedan mostrar y aquilatar mejor los efectos que produjo.

Entre los terremotos moderados con magnitud igual o superior a 5.0 $m_{bl.g}$ de nuestro entorno, y en las últimas décadas, citaremos como ejemplo los acaecidos en Benamejí (Córdoba), el 14/03/1935, de magnitud 5.0, en Cehégín (Murcia), el 23/06/1948, también de magnitud 5.0, en La Zubia (Granada), el 04/06/1955, de magnitud 5.1, en Albolote (Granada), el 19/04/56, de magnitud 5.0, en Álora (Málaga), el 24/08/1976, de magnitud 5.4, en Almuñécar (Granada), el 24/06/1984, de magnitud 5.0, en Montilla (Córdoba), el 26/05/1985, de magnitud 5.1, en Adra (Almería), el 23/12/1993, de magnitud 5.0, en Gergal (Almería), el 04/02/2002, de magnitud 5.1, y en Bullas (Murcia), el 6/08/2002, de magnitud 5.0 (MEZCUA y MARTÍNEZ SOLARES, 1983). Alguno de estos eventos ha llegado a producir importantes pérdidas.

Mención aparte merecen dos terremotos acaecidos en la provincia de Jaén en 1951. Son el terremoto de Linares de 10 de marzo, de magnitud 4.8, y el de Alcaudete de 19 de mayo del mismo año, de magnitud 5.1. Son los dos terremotos más importantes registrados instrumentalmente en la provincia de Jaén. También, son los terremotos que han producido los mayores efectos de los que se tiene constancia en nuestra provincia (BERNAL *et al.*, 1991; UDIAS *et al.*, 2004), sin contar con el terremoto histórico del año 1169 anteriormente citado. Durante ese año, la provincia de Jaén pasó de ser considerada prácticamente asísmica, a ser la provincia española con un mayor número de terremotos sentidos por la población (PELÁEZ y LÓPEZ CASADO, 1995). Esto se debió a que ambos terremotos vinieron acompañados por un importante número de réplicas. Éstas, son terremotos que siguen al más importante en una secuencia de sacudidas. Son terremotos más pequeños que el principal y, suelen continuar durante semanas, meses o incluso años.

Como se ha comentado, la provincia de Jaén ha sido considerada como prácticamente asísmica. Esto no significa que no puedan producirse terremotos en ella, sino que los terremotos que se espera que se produzcan no son significativos. Esto creemos que es ciertamente discutible, no sólo a la luz del terremoto de Andújar de 1169, sino también como consecuencia de los más recientes terremotos de Linares y Alcaudete de 1951.

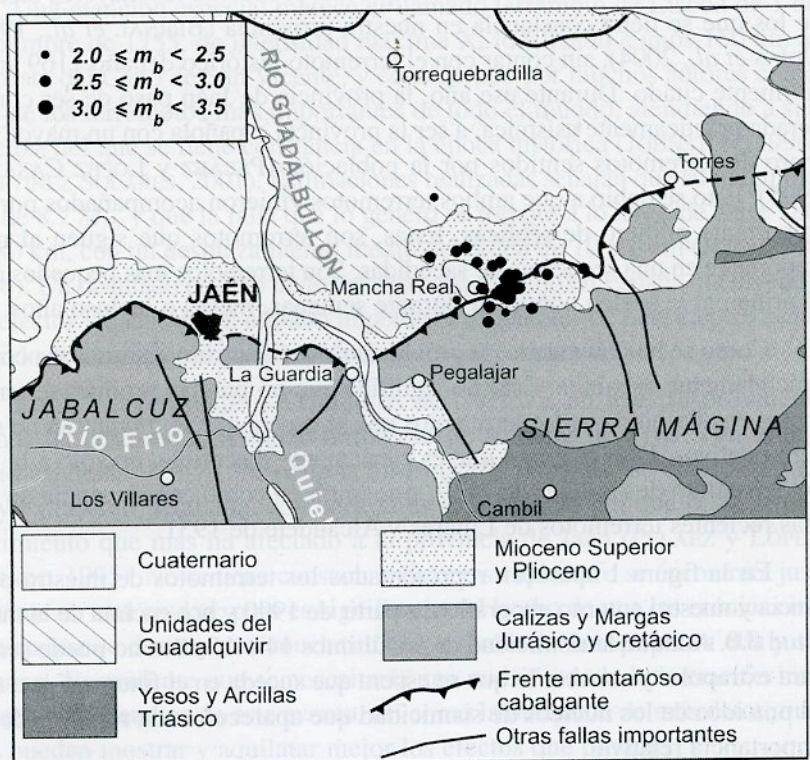
En la figura 1 aparecen representados los terremotos de nuestra provincia y nuestro entorno geográfico, a partir de 1990 y por encima de la magnitud 3.0. Aunque la sismicidad de los últimos 14 ó 15 años no puede servir para extrapolar y conocer lo que se espera que suceda en el futuro, sí que nos da una idea de los núcleos de sismicidad que aparecen en la región y de su importancia relativa.

MARCO TECTÓNICO DE LA SERIE SÍSMICA DE MANCHA REAL

La zona donde se produjo la serie sísmica se enmarca en el límite norte del frente de cabalgamiento de las Cordilleras Béticas sobre la Depresión del Guadalquivir (figura 2). Este frente, fue especialmente activo hasta el Mioceno superior, hace 10 millones de años (MOLINA CÁMARA, 1987; SANZ DE GALDEANO y VERA, 1992), sin embargo existen evidencias de que la actividad tectónica no terminó totalmente en ese período (SÁNCHEZ GÓMEZ y TORCAL, 2002).

Este frente constituye la terminación hacia el noroeste de las estructuras debidas a la colisión del Dominio de Alborán con el Margen Sudibérico. La colisión, que comenzó en el Mioceno inferior-medio, hace 18 millones de años, despegó las coberteras sedimentarias y las fue acumulando en lo que actualmente son las Sierras Subbéticas. Este sobrepeso de materiales es el

FIGURA 2



responsable del hundimiento relativo de la Depresión del Guadalquivir, que constituye lo que se denominaría una cuenca de antepaís. En este contexto, los terremotos de la serie de Mancha Real se sitúan en una localización singular, en el límite de dos dominios tectónicos donde es probable la existencia de estructuras activas.

Los indicios más remarcables de la existencia de actividad tectónica, aparte de la sismicidad, son la existencia de un frente montañoso con una topografía rectilínea (SÁNCHEZ GÓMEZ y TORCAL 2002; RUANO, 2003). Si este frente fuera antiguo, por ejemplo del Mioceno inferior, la erosión, mucho más agresiva en las zonas elevadas, lo habría seccionado, y en la actualidad presentaría una geometría festoneada por barrancos y valles. En cambio, desde la Sierra al norte de Pegalajar hasta el final noreste de Sierra Mágina (figura 2), las montañas terminan en tramos rectos, con longitudes de varios kilómetros, que deben corresponder a diferentes segmentos de fallas activas más o menos ocultos.

El frente montañoso está a su vez cortado por fallas transversales, de dirección nornoroeste-sursureste, con una clara expresión topográfica, como se puede observar en las proximidades de la localidad de La Guardia (Figura 2). Estas fallas, por tanto, también son candidatas a ser responsables de terremotos en la región.

Para conocer cuáles son las fallas responsables de los terremotos, se necesitaría calcular el denominado mecanismo focal, el cual nos informa del estado de esfuerzos en el entorno del terremoto en el momento de producirse. Pero para ello, se necesitan terremotos con suficiente magnitud que nos permitan obtener el número suficiente de registros, lo que no ha sido posible en este caso. Sánchez Gómez y Torcal (2002) lograron analizar tres terremotos recientes, próximos a la ciudad de Jaén, ocurridos el 09/11/1985 y el 24/06/2001, con magnitudes comprendidas entre los valores 3.0 y 3.4 m_{BLG} . Estos terremotos mostraban mecanismos focales compatibles, unos con los cabalgamientos que dan lugar al frente montañoso y otros con las fallas transversales, lo que parece confirmar la actividad de estas estructuras.

Los epicentros de los terremotos de la serie sísmica de Mancha Real, que nos ocupa, se sitúan casi exactamente sobre el frente montañoso (figura 2), por lo que no es descabellado sugerir que se corresponden con el desplazamiento del mismo. Este desplazamiento sería coherente con una compresión nornoroeste-sursureste, debida a la aproximación entre Iberia y

África (RUANO *et al.*, 2004), aunque no se pueden descartar totalmente otros orígenes, tales como reajustes isostáticos locales. El rejuvenecimiento del frente montañoso y la posible sismicidad asociada, constituiría por tanto uno de los efectos directos más distantes de la colisión del límite de placas.

CARACTERÍSTICAS DE LA SERIE SÍSMICA DE MANCHA REAL

Esta serie o enjambre sísmico está compuesta por 28 terremotos que sucedieron a lo largo de 26 días, entre los días 8 de julio y 2 de agosto de 1993. El mayor de ellos, un terremoto de magnitud 3.0 m_{bLg} , se produjo el día 16 de julio. En la figura 2 se puede observar la distribución espacial de este agrupamiento de terremotos, y en la tabla 1, las características más destacables de los terremotos que lo conformaron, esto es, fecha y hora, coordenadas, magnitud y profundidad. Posiblemente se llegó a producir en estos días un número muy superior de terremotos con magnitud inferior a 2.5, que no pudieron detectarse o localizarse. Hemos de tener en cuenta que en esa época, el límite de detectabilidad de terremotos en nuestra provincia se encontraba en un valor ligeramente por encima de la magnitud 2.0. Hoy en día, en cambio, es posible detectar y localizar terremotos en la misma zona con magnitudes ligeramente superiores al grado 1.0.

Incluso terremotos tan pocos energéticos como éstos pueden llegar a registrarse en estaciones sísmicas a distancias significativas. Como ejemplo, el terremoto principal de esta serie se llegó a registrar en las estaciones sísmicas situadas en Baños de la Encina, en Jaén, Cogollos Vega, Huéscar y Los Guájares, en Granada, Luque y Hornachuelos, en Córdoba, Vianos, en Albacete, Níjar, en Almería, Alhama de Murcia, en Murcia, Valverde del Camino, en Huelva, Guadarrama, en Madrid, o Plasencia, en Cáceres. Los registros obtenidos fueron utilizados para su localización y determinación de su magnitud.

Utilizando una relación simple, con la que se trabaja en Sismología, entre la energía radiada (E) y la magnitud (m_b) de un terremoto (RICHTER, 1958),

$$\log E = 5.8 + 2.4 m_b$$

podemos indicar que el conjunto de terremotos de la serie es equivalente (la energía que liberaron) a un sólo terremoto de magnitud 3.3 m_b . En concreto, se liberó una energía total del orden de $4.6 \cdot 10^{13}$ ergios.

TABLA I

Fecha y hora	Coordenadas	Magnitud	Profundidad (km)
08/07/1993 04:37:41.0	3°35.4'W 37°47.7'N	2.5	6
14/07/1993 22:01:52.8	3°36.4'W 37°47.3'N	2.6	5
16/07/1993 00:02:10.1	3°35.0'W 37°47.3'N	2.7	5
16/07/1993 09:51:45.6	3°35.4'W 37°47.0'N	3.0	2
16/07/1993 17:55:29.7	3°35.7'W 37°47.2'N	2.5	6
16/07/1993 20:40:31.3	3°35.5'W 37°46.5'N	2.3	—
17/07/1993 00:38:42.4	3°35.5'W 37°47.1'N	2.5	5
17/07/1993 13:46:28.5	3°35.2'W 37°47.2'N	2.8	9
18/07/1993 22:29:43.5	3°32.5'W 37°47.9'N	2.6	—
18/07/1993 22:52:36.4	3°34.5'W 37°46.6'N	2.5	16
19/07/1993 11:45:10.4	3°37.4'W 37°48.5'N	2.5	9
21/07/1993 02:23:13.6	3°35.4'W 37°47.4'N	2.6	3
21/07/1993 19:56:11.8	3°37.0'W 37°48.6'N	2.5	9
21/07/1993 20:02:27.3	3°35.1'W 37°47.7'N	2.9	4
21/07/1993 21:35:49.5	3°36.0'W 37°48.0'N	2.5	6
22/07/1993 02:27:14.8	3°38.2'W 37°50.2'N	2.4	9
22/07/1993 22:52:54.3	3°35.5'W 37°47.6'N	2.7	9
23/07/1993 13:32:35.5	3°33.9'W 37°47.7'N	2.6	9
24/07/1993 02:36:12.3	3°36.1'W 37°46.7'N	2.6	4
24/07/1993 13:44:05.1	3°38.4'W 37°48.3'N	2.5	5
25/07/1993 01:54:27.5	3°35.7'W 37°48.1'N	2.6	5
27/07/1993 03:15:01.5	3°37.4'W 37°46.9'N	2.4	5
27/07/1993 03:15:40.9	3°35.9'W 37°47.1'N	2.5	7
01/08/1993 06:48:59.2	3°35.3'W 37°47.5'N	2.9	2
01/08/1993 13:23:50.5	3°36.3'W 37°47.2'N	2.4	5
01/08/1993 18:34:51.2	3°35.4'W 37°47.6'N	2.6	5
02/08/1993 06:49:01.4	3°36.2'W 37°46.2'N	2.7	7
02/08/1993 20:14:27.5	3°36.6'W 37°48.1'N	2.5	5

No se tiene constancia de que ninguno de los terremotos llegara a percibirse por la población, ni siquiera el mayor de ellos. En principio esto es normal, dados los valores de magnitud de los terremotos registrados. Lo esperable es que, incluso un terremoto de magnitud 3.0 sólo sea detectado por

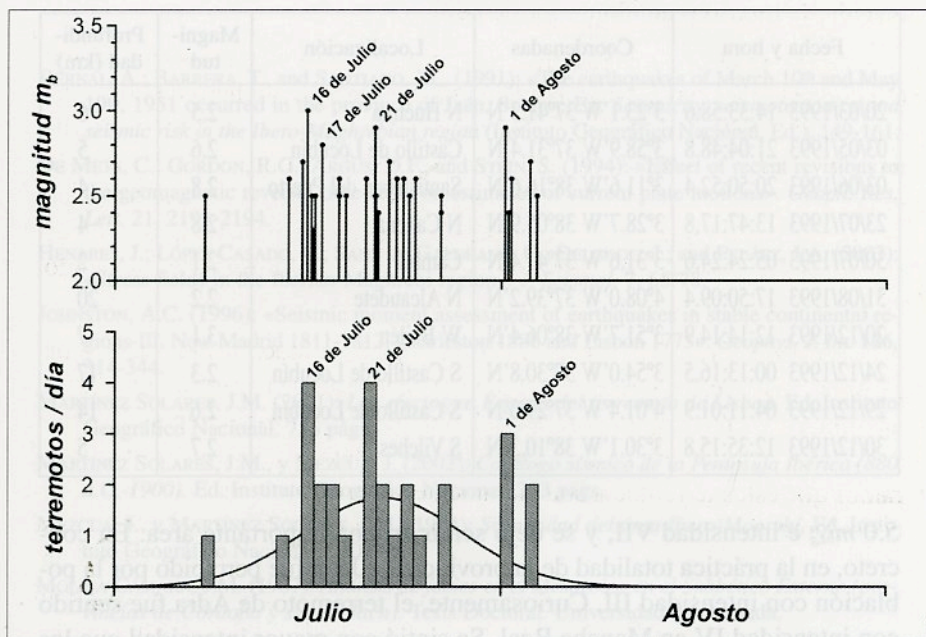
un número pequeño de personas, y normalmente sólo si se encuentran en situación de reposo o en el interior de edificios.

En la figura 2 se muestra la distribución de estos eventos, agrupados y muy cercanos al casco urbano de la ciudad. El mayor número de ellos, incluyendo el principal, se localizó ligeramente al este de la ciudad, en dirección a Torres. De todas formas, no debemos olvidar que los errores en la localización en superficie de estos terremotos son en todos los casos del orden de entre 1 y 2 km. Las localizaciones representadas se refieren a los valores medios obtenidos, y las localizaciones reales pueden diferir algo, teniendo en cuenta el error citado.

En la tabla 1, como se indicó anteriormente, se muestran los valores de profundidad de estos terremotos. Aunque el cálculo de la profundidad lleva aparejado un error superior al del cálculo de su localización en superficie, en la mayor parte de los casos este error no supera los 3 km. Así, consideramos que estos terremotos son claramente superficiales. En Sismología, se consideran así los terremotos que se localizan en la corteza terrestre, es decir, a menos de unos 30 km, aproximadamente, de profundidad. Aquí, la velocidad de las ondas sísmicas es del orden de entre 6.1 y 6.9 km/s. Aun así, el que sean superficiales no significa que podamos asociarlos claramente a estructuras tectónicas que se observen en la superficie terrestre, directamente sobre el terreno.

En la figura 3 se muestra la evolución temporal de la serie. En el gráfico superior podemos ver la evolución de los terremotos y sus magnitudes en el tiempo, mientras que en el inferior se muestra gráficamente la tasa de terremotos, en este caso, el número de terremotos diarios. Podemos decir que responde, de forma aproximada a las características típicas de una serie sísmica. En primer lugar, no hay un terremoto que destaque especialmente sobre los demás. Aunque anteriormente se le ha llamado terremoto principal al acaecido el día 16 de julio, con magnitud 3.0 m_{bLg} , podemos ver que se han producido otros con una magnitud parecida. Por ejemplo, también se registraron dos eventos con magnitud 2.9, los días 21 de julio y 1 de agosto, y uno con magnitud 2.8 el día 17 de julio. No se observa un claro comportamiento en forma de campana en el número de terremotos diarios; en series que incluyen un número mayor de terremotos, el número de éstos por día normalmente aumenta de forma paulatina hasta llegar a un máximo y disminuye a partir de este instante. En todo caso vemos cómo sí se registran algunos terremotos antes del principal, eso sí, produciéndose la mayor parte

FIGURA 3



de ellos a continuación de éste. Tampoco se observa que el número de terremotos tenga el comportamiento que predice la conocida ley de Omori (OMORI, 1895), es decir, que el número de terremotos diario disminuya con el tiempo de forma paulatina (el número de terremotos diario es inversamente proporcional al número de días que transcurren desde la sacudida principal). Este comportamiento es típico de una secuencia de réplicas tras un terremoto de cierta importancia.

Finalmente, y como información adicional, en la tabla 2 mostramos, excluyendo la serie de Mancha Real, el resto de terremotos registrados durante el año 1993 en la provincia de Jaén. Esto nos da una idea del número de terremotos anual que normalmente se registra en nuestra provincia, y de las magnitudes de éstos. Podemos observar cómo el más energético de ellos fue el registrado el día 20 de diciembre, al oeste de Bailén, con magnitud 3.1 $m_{bl.g}$. Hay que decir que tampoco se tiene constancia de que este terremoto fuera sentido por la población.

Durante 1993, el terremoto más importante que se registró en España fue el terremoto de Adra (Almería), el día 23 de diciembre. Tuvo magnitud

TABLA 2

Fecha y hora	Coordenadas	Localización	Magnitud	Profundidad (km)
20/03/1993 14:33:58.6	3°23.1'W 37°41.3'N	N Huelma	2.5	6
03/05/1993 21:04:48.8	3°58.9'W 37°31.4'N	Castillo de Locubín	2.6	5
03/06/1993 20:50:52.4	3°11.6'W 38°16.6'N	Santisteban del Puerto	2.8	4
23/07/1993 13:47:17.8	3°28.7'W 38°05.9'N	N Canena	2.8	4
30/07/1993 05:24:24.6	3°31.6'W 37°41.4'N	Cambil	2.1	2
31/08/1993 17:50:09.4	4°08.0'W 37°39.2'N	N Alcaudete	2.2	20
20/12/1993 12:14:14.9	3°51.7'W 38°06.4'N	W Bailén	3.1	7
24/12/1993 00:13:16.5	3°54.0'W 37°30.8'N	S Castillo de Locubín	2.3	17
29/12/1993 04:11:01.9	4°01.4'W 37°29.0'N	S Castillo de Locubín	2.6	14
30/12/1993 12:35:15.8	3°30.1'W 38°10.3'N	S Vilches	2.7	5

5.0 m_{bLg} e intensidad VII, y se dejó sentir en una importante área. En concreto, en la práctica totalidad de la provincia de Jaén fue percibido por la población con intensidad III. Curiosamente, el terremoto de Adra fue sentido con intensidad IV en Mancha Real. Se sintió con mayor intensidad que los propios terremotos de la serie sísmica de 1993, localizados justamente en el entorno del propio pueblo.

CONCLUSIONES

La serie sísmica de Mancha Real de 1993 está formada por un agrupamiento de 28 terremotos, que sucedieron a lo largo de 26 días, con magnitudes comprendidas entre 2.3 y 3.0 m_{bLg} . La energía radiada total que se liberó es equivalente a un terremoto de magnitud 3.3 m_b . Ninguno de los terremotos llegó a sentirse por la población, y en principio no es una serie que tenga una especial relevancia desde el punto de vista sísmico.

Sin embargo, desde el punto de vista tectónico, la distribución espacial de los epicentros, tal y como se ha descrito en este trabajo, sugiere que el límite norte del frente de cabalgamiento de las Cordilleras Béticas sobre la Depresión del Guadalquivir es activo en la actualidad. El desplazamiento de este frente estaría en concordancia con la compresión nornoroeste-sursureste debida a la aproximación en nuestro entorno de las Placas Eurasiática y Africana.

REFERENCIAS

- BERNAL, A.; BARRERA, T., and SANTIAGO, J.L. (1991): «The earthquakes of March 10th and May 19th, 1951 occurred in the province of Jaén, Spain». En: *Seismicity, seismotectonics and seismic risk in the Ibero-Maghrebian region* (Instituto Geográfico Nacional, Ed.). 149-161.
- DE METS, C.; GORDON, R.G.; ARGUS, D.F., and STEIN, S. (1994): «Effect of recent revisions to the geomagnetic reversal time-scale on estimates of current plate motions». *Geoph. Res. Lett.* 21, 2191-2194.
- HENARES, J.; LÓPEZ CASADO, C.; SANZ DE GALDEANO, C.; DELGADO, J.; and PELÁEZ, J.A. (2003): «Stress fields in the Iberian-Maghrebi region». *J. Seismol.* 7, 65-78.
- JOHNSTON, A.C. (1996): «Seismic moment assessment of earthquakes in stable continental regions-III. New Madrid 1811-1812, Charleston 1886 and Lisbon 1775». *Geophys. J. Int.* 126, 314-344.
- MARTÍNEZ SOLARES, J.M. (2001): *Los efectos en España del terremoto de Lisboa*. Ed. Instituto Geográfico Nacional. 756 págs.
- MARTÍNEZ SOLARES, J.M., y MEZCUA, J. (2002): *Catálogo sísmico de la Península Ibérica (880 a.C.-1900)*. Ed. Instituto Geográfico Nacional. 253 págs.
- MEZCUA, J., y MARTÍNEZ SOLARES, J.M. (1983): *Sismicidad del área Ibero-Mogrebí*. Ed. Instituto Geográfico Nacional. 210 págs.
- MOLINA CÁMARA, J.M. (1987): *Análisis de facies en el Mesozoico en el Subbético Externo (provincias de Córdoba y sur de Jaén)*. Tesis Doctoral. Universidad de Granada.
- OMORI, F. (1895): «On the aftershocks of earthquakes». *J. College Sci. Imper. Univ. Tokyo* 7, 111-200.
- PELÁEZ, J.A., y LÓPEZ CASADO, C. (1995): «Sismicidad y peligrosidad sísmica en la provincia de Jaén». *Boletín del Instituto de Estudios Giennenses* 155, 187-214.
- PELÁEZ, J.A., and LÓPEZ CASADO, C. (2002): «Seismic hazard estimate at the Iberian Peninsula». *Pure Appl. Geophys.* 159, 2.699-2.713.
- RICHTER, Ch.F. (1958): *Elementary Seismology*. Ed. W.H. Freeman. 768 págs.
- RUANO, P. (2003): *Estructuras tectónicas recientes en la Transversal central de las Cordilleras Béticas*. Tesis Doctoral, Universidad de Granada.
- RUANO, P.; GALINDO ZALDIVAR, J., and JABALOY, A. (2004): «Recent tectonic structures in a transect of the Central Betic Cordillera». *Pure Appl. Geophys.* 161, 541-563.
- SÁNCHEZ GÓMEZ, M., and TORCAL, F. (2002): «Recent tectonic activity on the south margin of the Guadalquivir basin, between Cabra y Quesada towns (provinces of Jaén and Cordoba, Spain)». *Primer Centenario del Observatorio de Cartuja. Cien años de Sismología en Granada*. 8-11 de octubre de 2002, Granada. España.
- SANZ DE GALDEANO, C., and VERA, J.A. (1992): «Stratigraphic record and paleogeographical context of the Neogene basins in the Betic Cordillera, Spain». *Basin Res.* 4, 155-181.
- UDÍAS, A.; MUÑOZ, D.; BUFORN, E.; SANZ DE GALDEANO, C.; DEL FRESNO, C., y RODRÍGUEZ, I. (2004): «Reevaluación de los parámetros y daños de los terremotos del 10 de marzo y 19 de mayo de 1951 en la provincia de Jaén». *4.ª Asamblea Hispano-Portuguesa de Geodesia y Geofísica*. 3-7 de febrero de 2004, Figueira da Foz, Portugal.
- VERA, J.A. (editor) (2004): «Cordillera Bética y Baleares». En: *Geología de España* (J.A. Vera, Ed.). SGE-IGME, Madrid. 345-464.