

ESTUDIO DEL TERREMOTO DE 23 DE SEPTIEMBRE DE 2001 EN PEGO (ALICANTE). OBTENCIÓN DE UNA RELACIÓN m_bLg-M_w PARA LA PENÍNSULA IBÉRICA

J. Rueda¹ y J. Mezcua^{1,2}

¹ Instituto Geográfico Nacional, General Ibáñez de Ibero 3, 28003 Madrid, (juan@ign.es).

² Universidad Politécnica de Madrid, Ríos Rosas 21, 28003 Madrid.

Resumen: El estudio detallado de la serie sísmica de Pego (Alicante), iniciada el 23 de septiembre de 2001 con un terremoto de magnitud 4,17 M_w , ha permitido deducir que la falla responsable del mismo es una falla inversa, de unos 10 km de longitud, con componente de desgarre dextrorso y que hemos denominado falla de Pego. Del análisis espectral de todos los terremotos de la serie, en instrumentos de banda ancha, se ha obtenido el momento sísmico, la magnitud momento M_w y una expresión que relaciona ésta magnitud con la m_bLg , junto con su incertidumbre. En esta relación se han considerado también terremotos de otras zonas de España lo que permitirá que sea utilizada en los futuros estudios de peligrosidad sísmica en la Península Ibérica.

Palabras clave: Réplicas, mecanismo focal, momento sísmico, magnitud momento, sismotectónica.

Abstract: A study of the Pego (Alicante) earthquake dated September 23, 2001 of moment magnitude 4.17 is performed together with its aftershock sequence. Main seismotectonic result is that the focal mechanism corresponds with a thrust fault with a dextral strike slip component which is identified as the Pego fault. Considering the spectral analysis of the broad band waveforms of the series of earthquakes, source characteristics including seismic moment values has been obtained. So as to obtain a relationship between moment magnitude M_w and m_bLg we extend our study with another spanish earthquakes. The correlation obtained with its uncertainty may be used in future hazard studies for the Iberian Peninsula.

Key words: Aftershocks, focal mechanism, seismic moment, moment magnitude, seismotectonics.

Rueda, J. y Mezcua, J. (2002): Estudio del terremoto de 23 de septiembre de 2001 en Pego (Alicante). Obtención de una relación m_bLg-M_w para la Península Ibérica. *Rev. Soc. Geol. España*, 15 (3-4): 159-173.

Las réplicas de un terremoto no son el resultado pasivo de la ocurrencia del terremoto principal, sino una continuación que complementa la liberación de energía provocada por él (Udías y Mezcua, 1997), por lo que el estudio detallado de ellas nos conduce a la obtención de conclusiones sobre el total de la falla responsable y sus implicaciones sismotectónicas.

La importancia del estudio de réplicas de terremotos reside en que de cada uno de ellos se obtiene un conocimiento exhaustivo de las condiciones sismotectónicas en las que estos ocurren. De esta forma son numerosos los trabajos recientes que abordan el estudio sismotectónico de series de terremotos en España (e.g., Mezcua *et al.*, 1984; Carreño *et al.*, 1991; Mezcua *et al.*, 1992; Rueda *et al.*, 1992; Mezcua y Rueda, 1994; Rueda *et al.*, 1996; Bezzeghoud y Buforn, 1999; Rueda y Mezcua, 2001).

En las zonas donde la cobertura de estaciones sísmicas no es muy extensa, una vez ocurrido un terremoto de importancia, se hace necesario desplegar aparatos portátiles con el fin de obtener datos suficientes para abordar el estudio completo de la serie de réplicas. Desde el año 1985, el aumento sustancial del número de estaciones sísmicas permanentes con registro digital en

tiempo real en España, permite en la actualidad que muchas veces no sea imprescindible desplegar aparatos portátiles y se pueda realizar el estudio con las estaciones permanentes. Esto supone ventajas en cuanto a que la serie estudiada resulta homogénea, ya que tanto el terremoto principal como las réplicas están registrados con los mismos instrumentos, y además es posible hacer su seguimiento y análisis en tiempo casi real. Este ha sido el caso de la serie objeto de estudio, con la particularidad de que además las estaciones de registro son de banda ancha, lo que ha permitido una mayor resolución de los datos.

En los estudios de peligrosidad sísmica, cada vez más, se generaliza el uso de la magnitud momento M_w para cuantificar el tamaño del terremoto (Reiter, 1991) y concretamente para España (Rueda y Mezcua, 2001), ya que ésta es una magnitud directamente relacionada con el momento sísmico M_o y por lo tanto con la energía liberada por el terremoto. Además, existe una ventaja adicional que es la linealidad de su definición en contraposición a las magnitudes local y m_bLg , que en general sufren saturación por encima de valores de 6. Los datos de terremotos históricos, en intensidades, son convertidos en valores de magnitud momento mediante la utili-

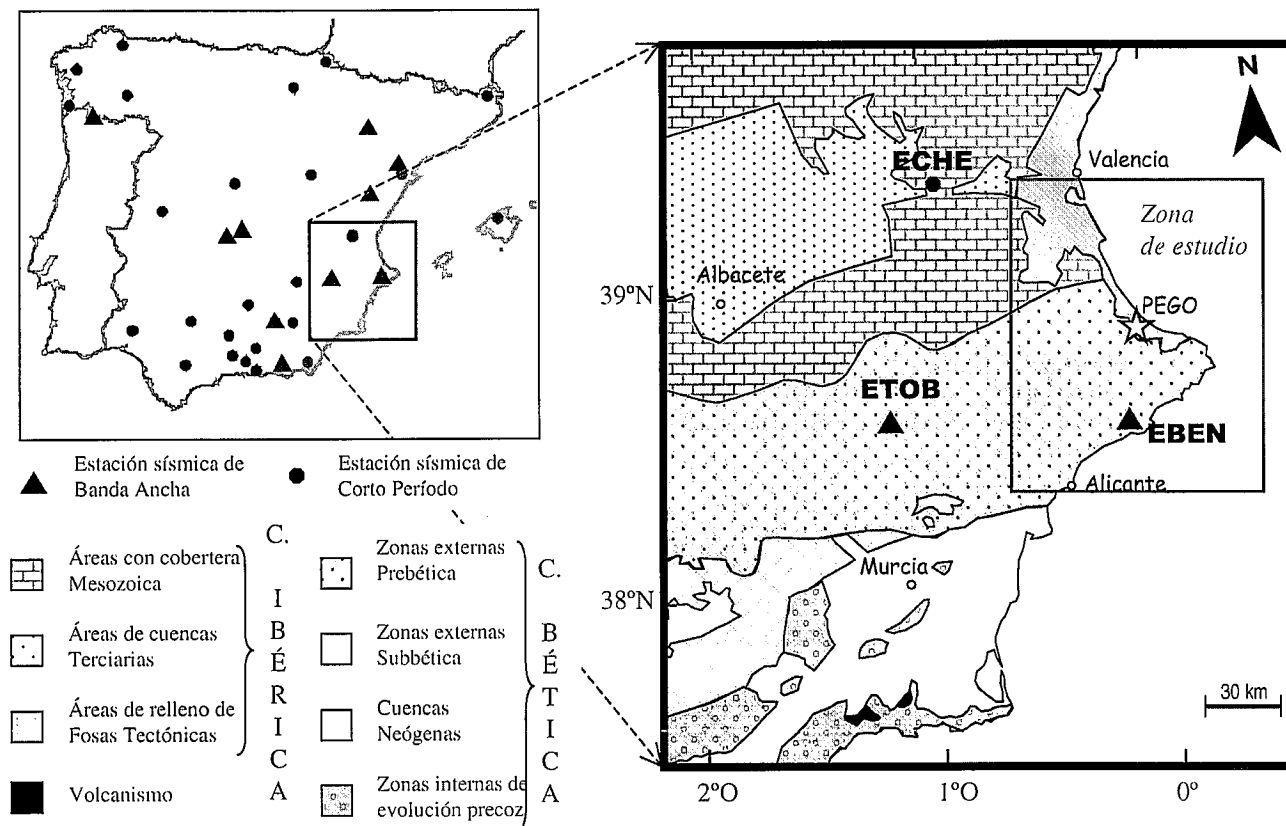


Figura 1.- Esquema tectónico de la zona de estudio. Se han señalado con un círculo las estaciones sísmicas de corto periodo y con un triángulo las de banda ancha.

zación de relaciones globales que utilizan el área de las curvas isosistas (Johnston, 1994), o usando formulas específicas para una región obtenidas mediante ajuste también de áreas que encierran las distintas intensidades (Mezcua, 2002). Para los datos instrumentales, la mayor parte de los catálogos disponen de valores de magnitudes locales, o como es el caso del catálogo sísmico español, de magnitudes m_bLg . Estas magnitudes están muy influenciadas por la estructura de velocidades en las que la onda Lg se propaga, por lo que para una región como la Península Ibérica, de estructura bastante heterogénea, las correlaciones $m_bLg - M_w$ obtenidas de forma general (Jhonston, 1994) para otras partes del mundo, no funcionan correctamente. En estos casos, la obtención de relaciones propias mediante ajuste, que permitan obtener magnitud momento a partir de esa magnitud m_bLg , es un paso necesario e implica la obtención previa de la magnitud momento de la mayor cantidad posible de terremotos.

El momento sísmico M_o y por consiguiente la magnitud momento M_w , es proporcional a la amplitud espectral medida en el espectro de amplitudes. Los datos digitales de banda ancha permiten obtener espectros fiables en una amplia gama de frecuencias, siempre que se conozca la respuesta instrumental, y además una buena cobertura acimutal minimiza la influencia del patrón de radiación sobre el cálculo del momento sísmico.

El 21 de septiembre de 2001 a las 4 horas 33 minutos (UTC) la serie sísmica de Pego (Alicante) comenzó con un terremoto de magnitud 4,3 m_bLg que fue seguido por un total de 14 réplicas. Toda la serie ha sido registrada en

las estaciones digitales y de banda ancha del Instituto Geográfico Nacional (IGN) de tal forma que es posible no solamente precisar al máximo en la localización hipocentral y mecanismo focal, sino también obtener mediante análisis espectral los valores del momento sísmico y de las dimensiones de la fractura. Todos estos datos serán usados para la interpretación sismotectónica y para la obtención de una relación $m_bLg - M_w$ necesaria para los futuros estudios de peligrosidad sísmica en la zona.

Encuadre sismotectónico

La zona de estudio está situada en el este peninsular, en las proximidades del Cabo de la Nao que es la zona de contacto de las dos grandes unidades estructurales de la Península Ibérica, la Cordillera Ibérica y las Cordilleras Béticas (Fig. 1). La Cordillera Ibérica es la unidad más importante en la Comunidad Valenciana, ya que se extiende por todo el oeste de la provincia de Castellón y centro oeste de la de Valencia. Los pliegues y fracturas de este dominio siguen una dirección general noroeste sureste y su conexión con las béticas se efectúa de forma progresiva en las proximidades del área de estudio.

La unidad estructural bética abarca toda la provincia de Alicante y el sur de la de Valencia. En esta zona (Prebética) dominan los pliegues de dirección noreste suroeste siendo en general las estructuras sencillas, con pliegues y fallas normales e inversas. La unidad Subbética aparece en la sierra de Crevillente y se caracteriza por sus estructuras conformes mientras que la unidad Prebética se ca-

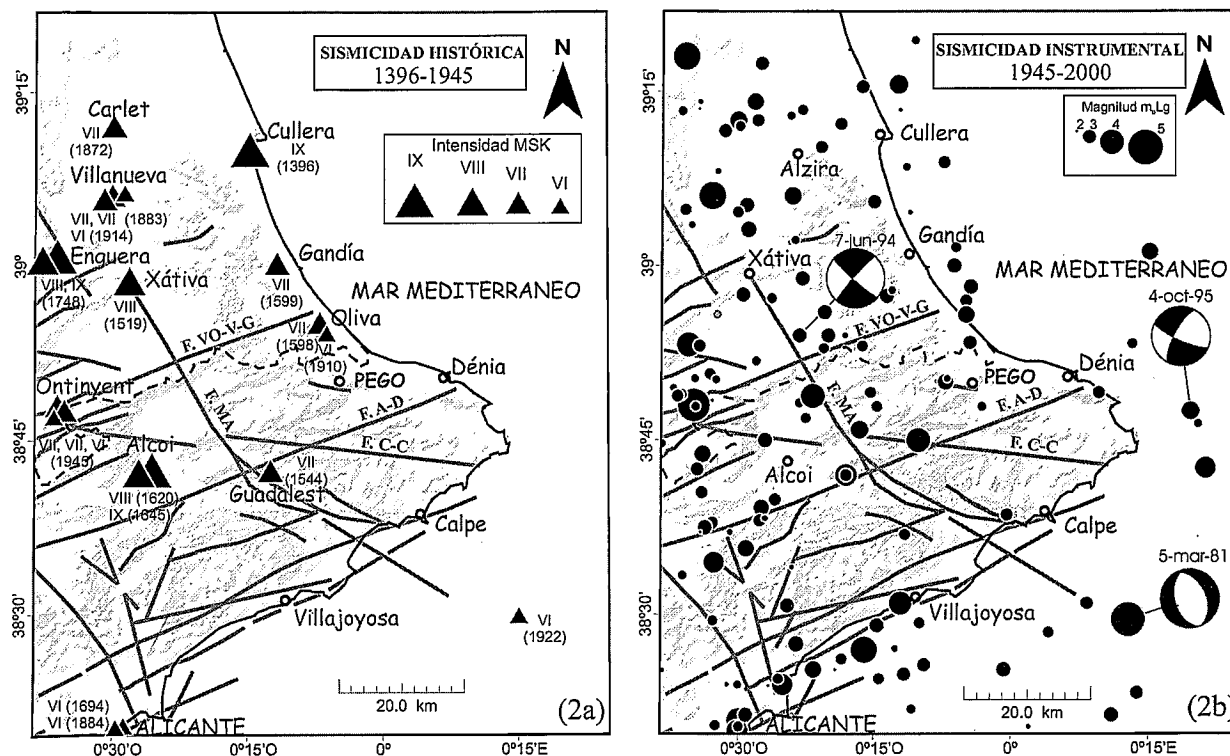


Figura 2.- (a)- Sismicidad histórica (1396-1945). (b)- Sismicidad instrumental previa a la serie de Pegu (1945-2000) junto con los mecanismos focales calculados en la zona por otros autores. (F. VO-V-G) Falla de Venta del Olivo-Villena-Gandía, (F. A-D) Falla Alcoi-Denia, (F. C-C) Falla Cocentaina-Calpe, (F. MA) Falla Muro de Alcoi.

racteriza por los mantos de corrimiento de las sierras de Orihuela y Callosa de Segura.

La región de Pegu (Alicante), se encuentra afectada por fracturas de dirección Bética noreste suroeste resultado de la orogenia alpina, fracturas que son fundamentalmente fallas inversas, aunque existen también fallas normales (Fig. 2). La existencia de terremotos con mecanismo de falla normal dentro de un régimen claramente compresivo, como ocurre más al sur, en la falla de Alhama de Murcia, donde tuvo lugar el terremoto de Lorca (Murcia) de 6 de junio de 1977 (Mezcua *et al.*, 1984), es compatible ya que este proceso compresivo deducido para el cuaternario actual no es total (Mezcua, 1985). Además, según Vegas (1992), la coexistencia de ambos mecanismos en la zona es coherente con un dispositivo tectónico de deformación por cizalla pura en el contacto África-Iberia.

Otras fracturas de dirección Ibérica noroeste sureste más recientes cortan a las anteriores unas veces en dirección prácticamente norte sur y otras en dirección aproximadamente este oeste. Son posteriores en el tiempo a las de dirección bética y funcionan principalmente con mecanismo de falla de desgarre siendo las primeras sinestrasas y las segundas dextroras, que son las que originan los giros más importantes en las estructuras (Rodríguez Estrella, 1977). Todo este sistema de fallas dominante en la zona, define una serie de bloques, que en respuesta al empuje tectónico general actual de la placa Africana sobre la placa Euroasiática en dirección sureste noroeste, deducido de los mecanismos focales de los terremotos más importantes, (Buforn *et al.*, 1988 a; Mezcua *et al.*, 1991;

Mezcua y Rueda, 1997), son responsables de la actividad sísmica de la región.

Desde el punto de vista morfológico, se produce en esta zona el contacto entre coberteras mesozoicas y cenozoicas que dominan el Marjal de Pegu-Oliva. Este es una antigua albufera sometida a un avanzado proceso de colmatación con un plegamiento poco intenso y dominado por abundantes fallas normales de pequeña longitud y escaso movimiento. Las estructuras principales que bordean el Marjal son el anticlinal de Oliva y el sinclinal de Pegu, (Ríos *et al.*, 1961; Vegas *et al.*, 1975; Gabaldón *et al.*, 1994).

En la Figura 2a se muestra la sismicidad histórica en la región, obtenida del catálogo de Mezcua y Martínez Solares (1983), junto con el modelo digital del terreno del IGN. Este periodo histórico se puede considerar que llega hasta el año 1945. En la Fig. 2b se presenta la sismicidad instrumental desde 1945 hasta 2000 también obtenida de Mezcua y Martínez Solares (1983) complementada con las localizaciones hipocentrales de los Boletines Sísmicos del IGN. En ambas figuras se superponen además los accidentes más importantes obtenidos del Análisis Sismotectónico de la Península Ibérica, Baleares y Canarias (Grupo de Trabajo sobre el Mapa Sismotectónico, 1992) modificados a partir de los datos existentes de fracturas en la cartografía geológica 1:50.000 del Instituto Geológico y Minero de España (IGME): hoja 822 Benisa (Ríos *et al.*, 1961) y hoja 796 Gandía (Vegas *et al.*, 1975).

La sismicidad histórica es importante con tres terremotos catalogados por Mezcua y Martínez Solares (1983)

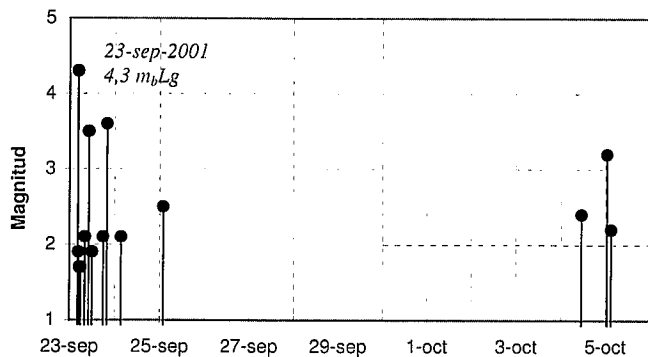


Figura 3.- Distribución temporal de la serie de réplicas del terremoto de Pego (Alicante) de 23 de septiembre de 2001.

con intensidad IX en la escala MSK: 1396 en Cullera, 1645 en Alcoi y 1748 en Enguera. La sismicidad instrumental aparece muy difuminada por toda la región, resultando difícil la asociación inequívoca entre terremotos y fallas.

El bloque de Pego (Fig. 2a) está limitado al noroeste por el sector de traza más meridional de la falla de Venta del Olivo-Villena-Gandia (F. VO-V-G) que constituye el límite norte del prebético meridional (Rodríguez Estrella, 1977) y que al igual que su falla paralela de Alcoi-Dénia (F. A-D) tiene estructura de cabalgamiento. El 1 de julio de 1945 ocurrieron tres terremotos de intensidades: VI, VII y VII en la escala MSK en las proximidades de Ontinyent y que podrían estar asociados a esta fractura junto con los ocurridos en Oliva en 1598 de intensidad VII y en 1910 con intensidad VI.

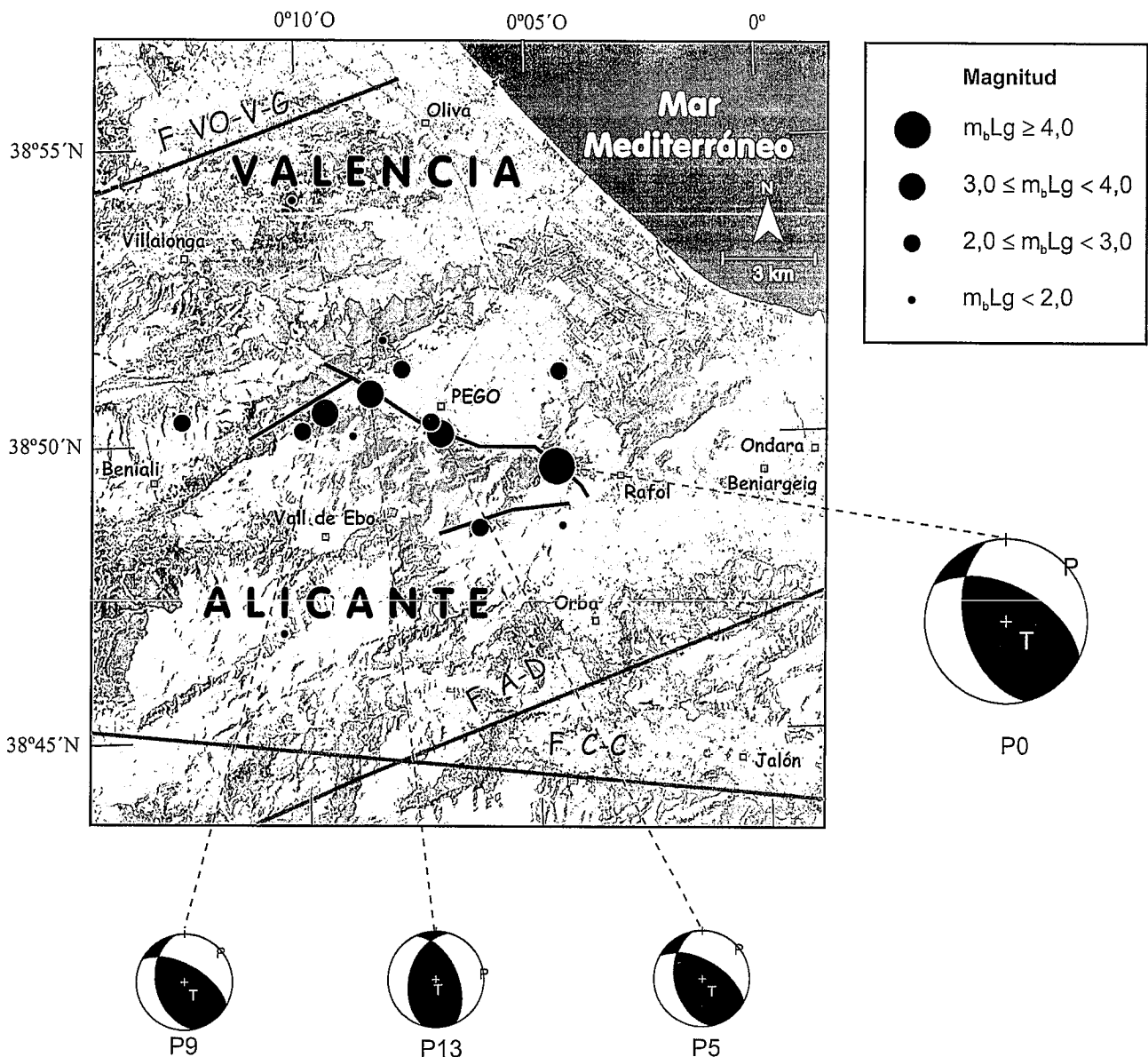


Figura 4.- Mapa de epicentros de la serie de réplicas del terremoto de Pego (Alicante) de 23 de septiembre de 2001. Las líneas grises son las fallas del Análisis Sismotectónico de la Península Ibérica, Baleares y Canarias (Grupo de Trabajo sobre el Mapa Sismotectónico, 1992): Falla de Venta del Olivo-Villena-Gandía (F. VO-V-G), Falla Alcoi-Denia (F. A-D), Falla Cocentaina-Calpe (F. C-C) y las líneas negras fracturas cartografiadas por el Instituto Geológico y Minero de España 1:50.000: hoja 822 Benisa (Ríos *et al.*, 1961) y hoja 796 Gandía (Vegas *et al.*, 1975). La base del mapa es la ortoimagen espacial. Los mecanismos focales representados han sido obtenidos en este trabajo.

Nº SISMO	Fecha	Hora	Latitud	Longitud	Prof	m_bLg	I (ems)	Localización
P0	23-sep-01	4:33:49	38,8256	-0,0757	6	4,3	V	S.O. PEGO (ALICANTE)
P5	23-sep-01	10:04:42	38,8344	-0,1163	5	3,5	III	S. PEGO (ALICANTE)
P9	23-sep-01	19:46:24	38,8411	-0,1580	6	3,6	III-IV	S.O. PEGO (ALICANTE)
P13	05-oct-01	0:50:10	38,8470	-0,1419	5	3,2	IV	N.O. PEGO (ALICANTE)

Tabla I.- Localizaciones de los cuatro terremotos de mayor magnitud de la serie sísmica de Pego (Alicante).

La falla de Muro de Alcoi (F. MA) de dirección ibérica transcurre al oeste del bloque y fue ya reconocida por Rey Pastor (1951). Es una falla de desgarre sinistrorso en su zona norte como indica el terremoto de 7 de junio de 1994 (Fig. 2b) y termina como falla normal en su prolongación hacia el mar como pone de manifiesto el mecanismo focal del terremoto de 5 de marzo de 1981. En época histórica, el terremoto de Xativa de intensidad VIII ocurrido en 1519 en el extremo norte de la falla podría estar asociado a este accidente (Fig. 2a). En época instrumental, el terremoto con epicentro en Muro ocurrido el 2 de agosto de 1984, de magnitud $4,0 m_bLg$, se localiza en las proximidades de esta falla.

Al sur de Pego la falla de Cocentaina-Calpe (F. C-C) transcurre en dirección este oeste siendo una falla de desgarre de tipo dextrorso. El terremoto de 26 de noviembre de 1964 con magnitud $4,0 m_bLg$ ocurrido en Castell esta-
ría asociado a este accidente.

El borde sureste del bloque está limitado por el extremo oriental de la falla de directriz bética de Alcoi-Denia (F. A-D). La sismicidad a lo largo de esta falla está concentrada en su extremo suroeste con varios terremotos en época instrumental y dos terremotos en época histórica, ocurridos en 1620 y 1645 de intensidades VIII y IX en la escala MSK respectivamente y catalogados en la ciudad de Alcoi.

Ya en el interior del bloque, en época instrumental se han localizado tres terremotos en las proximidades de Pego, el 8 de agosto de 1998 de magnitud $2,4 m_bLg$, el 19 de septiembre de 1992 de magnitud $2,8 m_bLg$ y el 11 de noviembre de 1955 de magnitud $3,2 m_bLg$ sentido con intensidad IV (MSK) en Pego.

En cuanto a los estudios de mecanismo focal realizados previamente en la zona (Fig. 2b), Mezcua *et al.* (1984) calculan el mecanismo focal del terremoto ocurrido en el mar, 39 km al este de Villajoyosa, el 5 de marzo de 1981, de magnitud $4,9 m_bLg$. Corresponde este mecanismo a una falla normal de dirección noroeste sureste y eje de tensión prácticamente vertical. Posteriormente, Buforn *et al.* (1988 b) obtienen otra solución bastante distinta para este mismo terremoto en falla inversa con plano de falla orientado en dirección noreste suroeste y eje de presión en dirección noreste suroeste. De esta última solución podría deducirse que el terremoto correspondiera a una fractura de directriz bética, prolongación del accidente Cádiz-Alicante. En el trabajo de Herraiz *et al.* (2000) el mecanismo de este terremoto se calcula por dos métodos distintos: mediante la determinación conjunta del tensor de esfuerzos y mecanismo con el método de Rivera y Cisternas

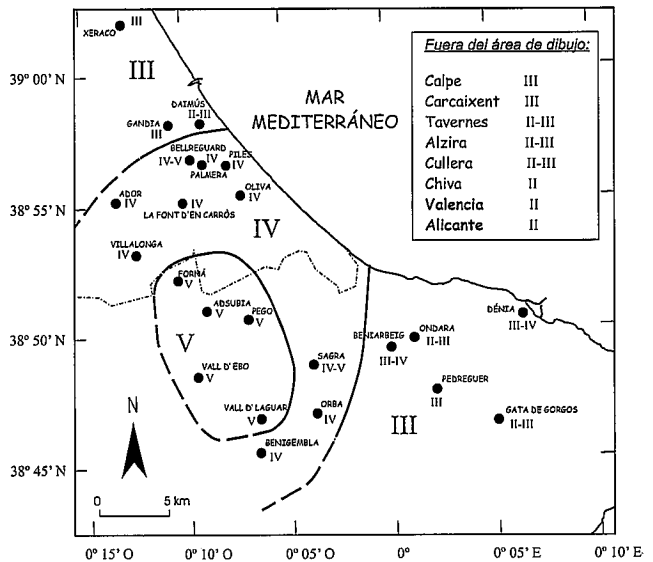


Figura 5.- Isosista del terremoto de Pego de 23 de septiembre de 2001, $4,3 m_bLg$, ocurrido a las 6 horas 33 minutos (hora oficial), en la escala EMS98 (Grunthal, 1998).

(1990) y mediante el análisis poblacional ponderado de mecanismos focales de Giner (1996). En ambas determinaciones se obtiene un mecanismo de falla normal que se corresponde con el obtenido por Mezcua *et al.* (1984), con lo que damos este como correcto y asociamos este terremoto a la prolongación en el mar de la falla de Muro de Alcoi.

Herraiz *et al.* (2000) calculan también el mecanismo focal del terremoto de 5 de julio de 1986 de magnitud $3,4 m_bLg$ con epicentro próximo al cruce de la falla Cocentaina-Calpe con la de Muro de Alcoi. Por el método de Rivera y Cisternas (1990) obtienen un mecanismo de falla normal con componente de desgarre mientras que por el método de Giner (1996) la solución obtenida es de falla inversa con un plano casi vertical. Esta ambivalencia consideramos que inutiliza este mecanismo para la interpretación sismotectónica posterior.

El terremoto de 7 de junio de 1994 de magnitud $3,1 m_bLg$ y epicentro próximo a la traza del accidente de Muro de Alcoi tiene un mecanismo focal de falla normal con componente de desgarre y eje de presión en dirección noroeste sureste según el cálculo de Rodríguez Pascua (1997). Herraiz *et al.* (2000) obtienen para este mismo terremoto también un mecanismo de falla normal con desgarre y eje de presión norte sur por el método de Giner (1996). Por el método de Rivera y Cisternas (1990) obtienen una solución en falla de desgarre con eje de presión de orientación norte sur.

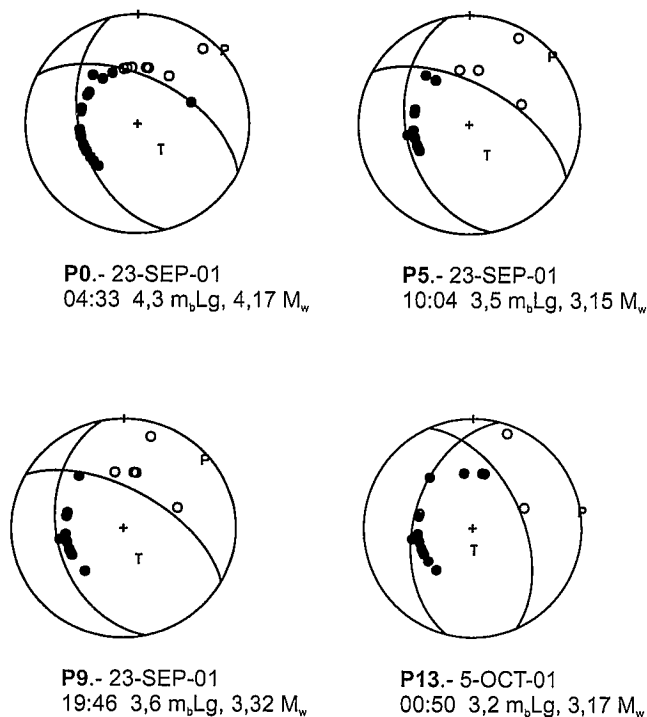


Figura 6.- Mecanismos focales de los terremotos más importantes de la serie sísmica de Pego (Alicante). En círculos blancos se muestran las observaciones en dilatación y en círculos negros las observaciones en compresión. También aparecen las posiciones del eje de presión (P) y del eje de tensión (T). La representación es una proyección estereográfica por el nadir del epicentro.

Para el terremoto de 4 de octubre de 1995 de magnitud 3,4 y epicentro localizado en el mar, al este de Javea, Herráiz *et al.* (2000) obtienen un mecanismo en falla de desgarre con componente de falla inversa por el método de Giner (1996) y con componente de falla normal por el método de Rivera y Cisternas (1990). En ambos, el mecanismo dominante sería el de desgarre.

El terremoto de 23 de septiembre de 2001 y su serie de réplicas

La serie se inicia de forma repentina el 23 de septiembre de 2001 a las 4 horas 33 minutos (UTC) con el terremoto principal de magnitud 4,3 m_bLg , ya que el antecedente más próximo de actividad sísmica localizado en la zona data del 1 de marzo de 2001 cuando ocurrió un terremoto de magnitud 1,8 m_bLg . Entre éste y el ocurrido el 23

de septiembre no se ha localizado en la zona ningún evento que pudiera considerarse premonitor.

En la Tabla I aparecen las localizaciones calculadas por el IGN para el terremoto principal y las tres réplicas de magnitud mayor de 3,0 ocurridas en la serie sísmica de Pego de septiembre de 2001. La cobertura acimutal de estaciones sísmicas de corto periodo y de banda ancha del IGN para esta zona es bastante buena (Fig. 1) disponiendo de la estación más cercana (EBEN) a una distancia de 20 km, de tal forma que la elipse de error para el terremoto principal tiene unos semiejes de $e_x = \pm 3,8$ km y $e_y = \pm 2,0$ km respectivamente, siendo el error en profundidad de $e_z = \pm 2,5$ km.

En las primeras horas desde que ocurrió el terremoto principal, se concentran la mayor parte de las réplicas, como se muestra en la Fig. 3. El mismo día 23 se localizaron 9 terremotos, dos de ellos de magnitud superior a 3,5 m_bLg fueron sentidos en la zona epicentral. La actividad sísmica continúa disminuyendo llegando a desaparecer el 25 de septiembre, hasta que el día 5 de octubre de 2001 ocurre un terremoto de magnitud 2,2 m_bLg y que se puede considerar el último de la serie. En la Fig. 4 se muestra el mapa de epicentros de la serie sísmica junto con los mecanismos focales calculados para el terremoto principal y sus réplicas más importantes. Las fallas cartografiadas proceden del Análisis Sismotectónico de la Península Ibérica, Baleares y Canarias, (Grupo de Trabajo sobre el Mapa Sismotectónico, 1992) en color gris claro, modificadas a partir de los datos de fracturas de la cartografía 1:50.000 del IGME: hoja 822 Benisa (Ríos *et al.*, 1961) y hoja 796 Gandia (Vegas *et al.*, 1975), en color negro. La información de base de este mapa es la ortomagen espacial generada a partir de imágenes del satélite Landsat TM por el IGN.

El terremoto principal, ocurrido a las 6 horas 33 minutos (hora oficial) del 23 de septiembre, fue sentido en una amplia zona alcanzando una intensidad máxima de V en la escala EMS98 (Grunthal, 1998) en las poblaciones alicantinas más próximas al epicentro como son: Pego, Adsubia, Forná, Vall d'Ebo y Vall d'Laguart, dejando sentir sus efectos aproximadamente hasta los 80 km de distancia con intensidad II en las capitales de Alicante y Valencia. En la Fig. 5 se muestra el mapa de isosistas en la escala EMS98 trazado a partir de los datos de información macrosísmica que constan en el Banco de Datos Sísmicos del IGN, pro-

Nº SISMO	PLANO A			PLANO B			EJE T		EJE P		NO	ac.
	Azimet ^º	Buz. ^º	Desl. ^º	Azimet ^º	Buz. ^º	Desl. ^º	Azimet ^º	Buz. ^º	Azimet ^º	Buz. ^º		
P0	165±2	47±1	52±1	296±2	55±1	124±1	148±2	62±1	49±2	4±1	30	0.97
P5	168±13	42±2	49±8	299±10	60±5	121±4	159±13	62±6	50±11	10±5	16	1.00
P9	168±19	40±3	48±15	299±13	61±9	119±6	162±18	72±8	50±14	12±8	17	1.00
P13	194±10	44±2	61±8	336±11	52±3	115±6	184±11	70±8	84±9	4±3	18	0.94

Tabla II.- Valores de orientación (azimet), buzamiento (Buz.) y ángulo deslizamiento (Desl.) para los planos A y B y orientación (azimet) y buzamiento (Buz.) del eje de presión (P) y del eje de tensión (T), junto con sus desviaciones estándar, de los mecanismos focales calculados en la serie sísmica de Pego (Alicante). NO indica numero de observaciones en el cálculo del mecanismo. Ac. es el índice de acierto.

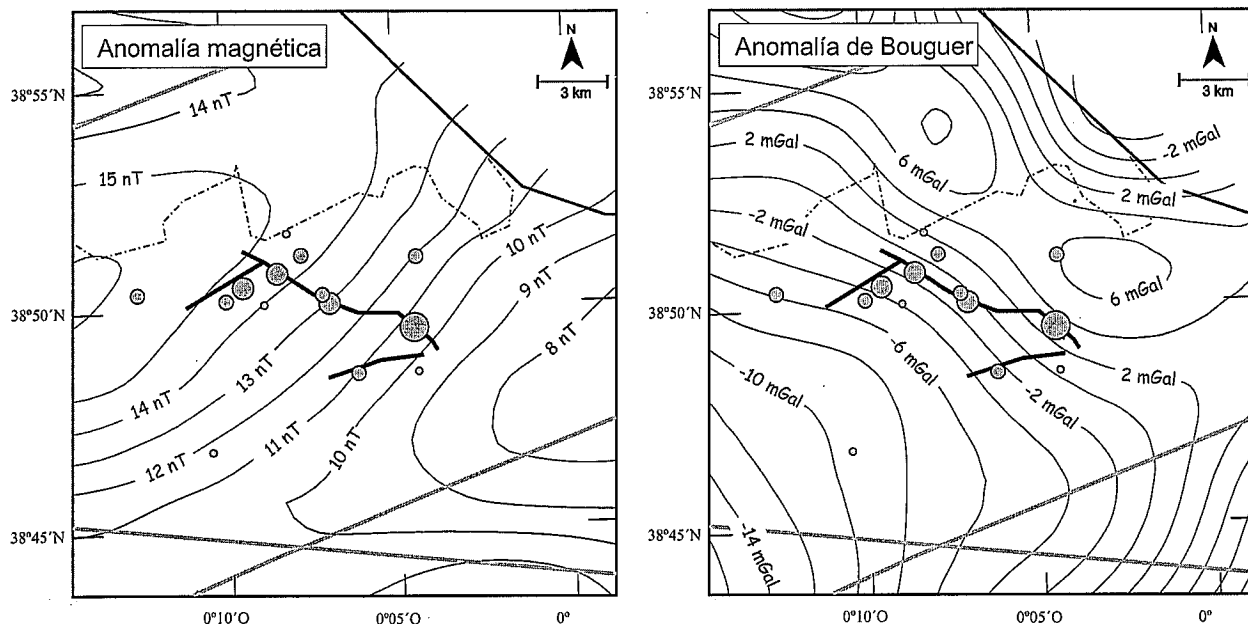


Figura 7.- Anomalías magnética y gravimétrica de Bouguer en la zona de estudio junto con la distribución epicentral de la serie de Pego (Alicante) y las fracturas responsables.

cedentes de las encuestas telefónicas realizadas, en el que se pone de manifiesto la falta de datos en la zona oeste que permitiera completar y cerrar las isosistas de intensidad III y IV, a pesar de lo cual se ha cuantificado un área pleistosista para la intensidad V de 105 km².

Estudios de mecanismo focal

Centrándonos en la serie sísmica de Pego de septiembre-octubre de 2001 se han calculado los mecanismos focales del terremoto principal y de tres de sus réplicas. Para ello se ha utilizado el método numérico basado en el algoritmo de Brillinger *et al.* (1980) que permite estimar la orientación de ejes y planos de falla así como sus desviaciones estándar (Udías y Buforn, 1988). El modelo de tierra utilizado es el propio para trayectorias continentales que son las que se dan en esta serie. Consta de una capa con un espesor de 30 km, velocidad para las ondas P en la superficie de 5,0 km/s y un gradiente de 0,083 km/s/km y a continuación un semiespacio con velocidad 8,0 km/s en su parte superior y gradiente de 0,00185 km/s/km.

En la Fig. 6 se muestran los mecanismos focales de los cuatro terremotos de magnitud superior a 3,0 m_bLg que ha sido posible realizar su cálculo con los datos de las estaciones sísmicas del IGN operativas en ese momento. Se muestra una proyección estereográfica sobre el plano tangente a la esfera focal por el nadir del epicentro. Las observaciones de polaridad que corresponden con círculos negros son compresiones y las de los blancos son dilataciones, asimismo se señalan las posiciones de los ejes de tensión y de presión. En el caso del terremoto principal (P0) y sus dos primeras réplicas (sismos P5 y P9) de magnitudes m_bLg : 4,3; 3,5 y 3,6 respectivamente, ocurridos los tres el día 23 de septiembre, el mecanismo resultante es de falla inversa con componente de desgarre y eje de presión horizontal de dirección suroeste noreste. El meca-

nismo del terremoto de 5 de octubre (P13) presenta una solución también en falla inversa con componente de desgarre y eje de presión horizontal pero orientado en dirección casi este oeste. En la Tabla II figuran los valores calculados para ejes y planos junto con sus desviaciones estándar.

Ante el empuje general sureste noroeste de África sobre Iberia, detectado con el estudio del mecanismo focal de terremotos importantes, (Buforn *et al.*, 1988 a; Mezcuca *et al.*, 1991; Mezcuca y Rueda, 1997; Herraiz *et al.*, 2000), el bloque de Pego se encuentra sometido a una compresión que se resuelve con la existencia de dos fallas inversas que lo limitan por el norte y por el sur (Fig. 2). Estas fallas son la falla de Venta del Olivo-Villena-Gandía (F. VO-V-G) y la de Alcoi-Dénia (F. A-D).

La falla normal de Muro de Alcoi (F. MA), con el bloque oriental hundido y componente sinistrorsa junto con el movimiento de desgarre dextrorso de la falla de Cocentaina-Calpe (F. C-C) hacen que se produzca un empuje al bloque en dirección suroeste noreste. Este empuje sería el responsable en parte de la elevación de la línea de costa y por consiguiente de la formación del Marjal de Pego.

En la Fig. 4 se observa que la asociación de terremotos y fallas es clara, además según Ríos *et al.* (1961) y Vegas *et al.* (1975) la falla que nosotros denominamos como falla de Pego es descrita como una falla inversa que se ciñe al contacto entre el Mioceno y el pliegue anticlinal volcado del oeste. Los rasgos morfológicos de la falla están claramente definidos tanto por el modelo digital de terreno como por la imagen de satélite como se aprecia en las Figs. 2 y 4. Esta falla es también responsable del terremoto de 1955 de magnitud 3,2 m_bLg y de los de 1992 y 1998 de magnitudes 2,8 y 2,4 m_bLg respectivamente (Fig. 2b).

Los mecanismos focales calculados de los cuatro terremotos mayores de la serie resultan ser en falla inversa con componente de desgarre de tipo dextrorso y además

están distribuidos a todo lo largo de la fractura, por lo que podemos decir que el plano de falla, dependiendo de la posición, tiene una orientación entre 116° y 156° y un buzamiento entre 52° y 61°. La consecuencia del empuje en dirección suroeste noreste a todo el bloque se pone de manifiesto en la dirección que toma el eje de presión en todos los mecanismos focales calculados y que oscila de los 49° a los 84°.

Con el fin de encontrar posibles correlaciones entre la sismicidad y distintos campos geofísicos hemos representado en la Fig. 7 la anomalía magnética obtenida del trabajo de Ardizzone *et al.* (1989) junto con las fallas cartografiadas en la zona y la distribución de los epicentros. En la interpretación de mapas de anomalías magnéticas, las fallas se caracterizan por estar comprendidas entre máximos y mínimos relativos, como ocurre en nuestro caso. La dirección de la falla en la que se sitúa el terremoto principal esta determinada por un mínimo relativo de 7 nT y un máximo de 16 nT para el valor de la anomalía. Se ha utilizado la relación de homogeneidad de Euler (Thomson, 1982; Reid *et al.*, 1990), no encontrándose la situación de posibles fuentes generadoras de esta anomalía. La escasa dimensión de la fractura comparada con el ancho de malla del vuelo aeromagnético, que es de 2,5 km, podría ser la causa de esta indeterminación.

En la misma Fig. 7 se representa la anomalía gravimétrica de Bouguer obtenida del trabajo de Mezcua *et al.* (1996) para la zona, junto con las fallas y la serie de terremotos. La actividad sísmica se concentra en la zona de contraste de anomalías, donde el gradiente es mayor y de dirección perpendicular a la falla, pasándose de una anomalía positiva a negativa. El ancho de malla en este caso es de 1 km.

Determinación de parámetros de la fuente sísmica mediante el análisis espectral

Una medida del tamaño de la fuente sísmica es el llamado momento sísmico escalar, introducido por Aki (1966) y definido como:

$$M_0 = \mu \Delta \bar{u} A$$

siendo μ el modulo de rigidez [$3,24 \times 10^{10} \text{ kg m}^{-1} \text{ s}^{-2}$], $\Delta \bar{u}$ el valor medio de la dislocación y A el área de ruptura.

M_0 es pues una medida de la deformación inelástica irreversible en el área de ruptura y tiene una relación directa con la energía liberada, por eso es mas correcto el uso de la magnitud momento M_w , definida por Hanks y Kanamori (1979), para la cuantificación del tamaño del terremoto, ya que la relación que liga el momento sísmico en [din×cm] con la magnitud momento es:

$$M_w = \frac{2}{3} \log M_0 - 10,7$$

El espectro de amplitudes del registro en desplazamiento de un terremoto depende de las dimensiones y de la función temporal de la fuente sísmica, por lo que está relacionado con el momento sísmico. La expresión que permite obtener M_0 , partiendo de la amplitud espectral

para las frecuencias bajas u_0 , que constituye la parte plana del espectro, es según Keilis-Borok (1959):

$$M_0 = \frac{4 \pi d \rho V_{p,s}^3 u_0}{K R_{\theta,\phi}}$$

siendo ρ la distancia hipocentral, ρ la densidad, $V_{p,s}$ la velocidad de propagación para la onda P o S utilizada en el espectro de amplitudes. K es la función correctora de la amplificación superficial debida a dos efectos. El primero es el llamado de superficie libre, que tiene lugar al producirse reflexiones y transformaciones de ondas en las últimas capas de la trayectoria. El segundo es el de amplificación local por las características geológicas bajo el lugar de registro. Por último $R_{\theta,\phi}$ es la función correctora por la influencia del patrón de radiación de la fuente sísmica sobre las amplitudes observadas.

El procedimiento operativo desarrollado en este trabajo para la formación de los espectros de amplitud y cálculo de parámetros de la fuente comienza con la obtención de los registros digitales de banda ancha en la componente vertical que han sido corregidos de respuesta instrumental para obtener el registro en velocidad del movimiento del suelo. Mediante la integración del mismo se obtiene el registro en unidades de desplazamiento. Se seleccionan segmentos de unos 5 segundos de registro en torno a las fases P y S a los que se les aplica una ventana coseno al 10% en el dominio del tiempo y se almacena también un segmento de señal previa al terremoto representativo del nivel de ruido propio de la estación. Mediante la aplicación de la transformada discreta de Fourier (TDF) se pasa al dominio de la frecuencia formándose los espectros de amplitud que se corrigen de atenuación con una función en la que interviene el factor de calidad promedio para la trayectoria del rayo. En estos espectros corregidos se determinan de forma manual la amplitud de la parte plana en las bajas frecuencias u_0 y el valor de la frecuencia a partir del cual el espectro muestra un amortiguamiento dependiente de f^2 hacia las altas frecuencias, llamada frecuencia esquina f_c y que es proporcional a las dimensiones de la fractura.

Para la estimación del tamaño de la ruptura y de la dislocación hemos adoptado tres modelos simples de falla circular, que son los apropiados para terremotos de magnitudes pequeñas y medias. Las diferencias que se obtendrán en los parámetros calculados con uno u otro modelo obedecen a las diferentes velocidades de ruptura y a la propia función temporal de ruptura que se considera en cada uno de ellos. El primero, propuesto por Brune (1970), es un modelo cinemático que relaciona la función temporal del desplazamiento con el esfuerzo efectivo, modelando la fuente en el campo cercano y en el lejano, donde supone una geometría de falla circular. El radio de la falla r es función de la frecuencia esquina f_c de acuerdo a Brune (1970) corregido por Brune (1971):

$$r = \frac{\beta K_{p,s}}{2 \pi f_{c,p,s}}$$

siendo β la velocidad para las ondas S y $f_{c,p,s}$ la frecuencia esquina tomada en el espectro de amplitudes de la onda

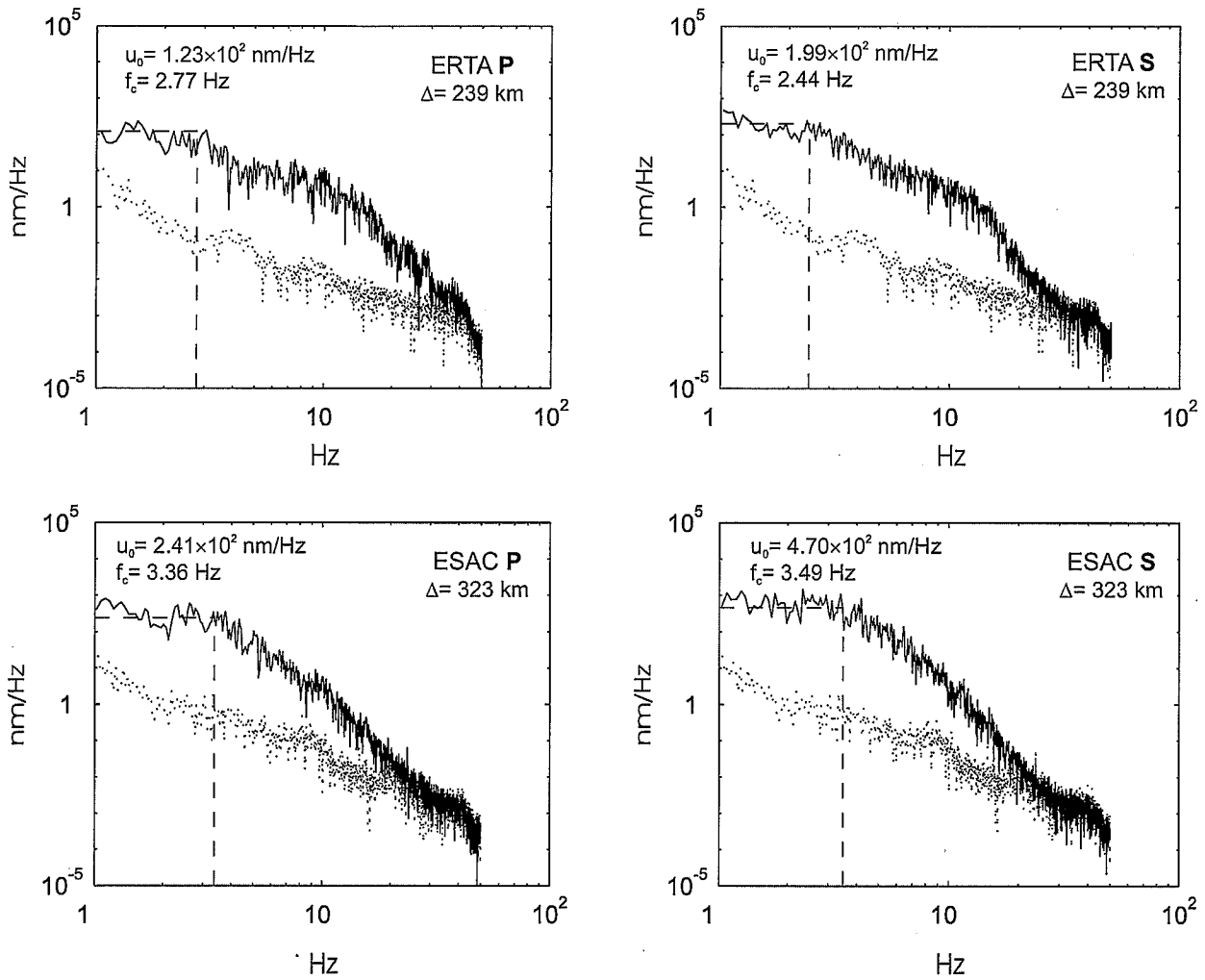


Figura 8.- Espectros de la onda P y la onda S no filtrada en las estaciones de Banda Ancha del Instituto Geográfico Nacional ERTA y ESAC para el terremoto de Pego de 23 de septiembre de 2001, 4,17 M_w . En línea de puntos se superpone el espectro del ruido propio de la estación. Se indican también los valores extraídos del espectro para la frecuencia esquina f_c y para la amplitud u_0 .

P o de la onda S. Los valores de la constante del modelo K para la onda P y para la onda S son respectivamente $K_p = 3,36$ y $K_s = 2,34$.

El tamaño de la dislocación $\Delta \bar{u}$ se obtiene de la relación que liga ésta con el momento sísmico y el área de ruptura A , Aki (1966):

$$\Delta \bar{u} = \frac{M_0}{\mu A}$$

La dislocación $\Delta \bar{u}$ puede relacionarse con la caída de esfuerzos $\Delta \sigma$ que es la diferencia entre los esfuerzos de cizalla que actúan sobre el plano de falla antes y después del terremoto. En el caso de falla circular según Brune (1970) corregido por Brune (1971):

$$\Delta \sigma = \frac{7 \mu \pi}{16 r} \Delta \bar{u}$$

Los otros dos modelos considerados han sido los denominados *primer modelo de Madariaga* y *segundo modelo de Madariaga*, Madariaga (1976). En el primer modelo la ruptura se presenta de forma instantánea mientras que en el segundo comienza en un punto y se extiende a gran velocidad hasta que de forma repentina se para en un cierto

radio r . La geometría de la falla también es circular, por lo que son de aplicación las relaciones anteriores pero con las constantes $K_p = 1,88$, $K_s = 1,32$ para el primer modelo y $K_p = 2,07$ y $K_s = 1,38$ para el segundo.

Cálculo de los parámetros de la fuente sísmica de los terremotos de la serie de Pego

Para el cálculo de los parámetros de la fuente del terremoto principal de la serie de Pego de septiembre de 2001 se han utilizado los datos de las estaciones de banda ancha del IGN en su componente vertical (Fig. 1). Un total de nueve estaciones de banda ancha han sido seleccionadas, con distancias epicentrales desde los 20 a los 380 km. Al localizarse el terremoto en las proximidades de la costa y no estar en ese momento instaladas todavía las estaciones de banda ancha de las Islas Baleares, la distribución acimutal de los registros no es homogénea siendo el ángulo de no cobertura de 157°.

Con los datos de la respuesta instrumental de cada una de las estaciones en su forma de polos y ceros se ha realizado la corrección instrumental en el dominio de la frecuencia para obtener el registro en velocidad en unidades

Nº	Fecha	Hora	m_bLg	M_0 [N m]	$N_{M_0}^o$	M_w	$N_{M_w}^o$
P0	23-09-2001	04:33:48	4,3	$1,76 \times 10^{15} \pm 6,92 \times 10^{14}$	14	$4,17 \pm 0,06$	11
P1	23-09-2001	04:40:41	1,9	$5,13 \times 10^{11} \pm 1,63 \times 10^{11}$	5	$1,76 \pm 0,09$	5
P2	23-09-2001	05:08:15	1,7	$2,44 \times 10^{11} \pm 2,60 \times 10^{11}$	4	$1,46 \pm 0,26$	4
P3	23-09-2001	05:54:03	1,7	$3,73 \times 10^{11} \pm 3,01 \times 10^{11}$	4	$1,60 \pm 0,25$	4
P4	23-09-2001	08:00:20	2,1	$9,68 \times 10^{11} \pm 6,49 \times 10^{11}$	9	$1,91 \pm 0,18$	9
P5	23-09-2001	10:04:42	3,5	$6,52 \times 10^{13} \pm 2,63 \times 10^{13}$	16	$3,15 \pm 0,13$	16
P6	23-09-2001	11:37:02	1,9	$8,01 \times 10^{11} \pm 3,27 \times 10^{11}$	4	$1,89 \pm 0,12$	4
P7	23-09-2001	11:47:23	1,9	$7,07 \times 10^{11} \pm 2,75 \times 10^{11}$	4	$1,85 \pm 0,13$	4
P8	23-09-2001	17:37:28	2,1	$1,31 \times 10^{12} \pm 8,62 \times 10^{11}$	4	$2,01 \pm 0,17$	4
P9	23-09-2001	19:46:24	3,6	$1,31 \times 10^{14} \pm 8,81 \times 10^{13}$	16	$3,32 \pm 0,19$	16
P10	24-09-2001	03:17:06	2,1	$8,44 \times 10^{11} \pm 2,09 \times 10^{11}$	5	$1,91 \pm 0,07$	5
P11	25-09-2001	01:50:58	2,5	$2,15 \times 10^{12} \pm 7,47 \times 10^{11}$	9	$2,17 \pm 0,10$	9
P12	04-10-2001	11:00:35	2,4	$1,36 \times 10^{12} \pm 8,13 \times 10^{11}$	4	$2,00 \pm 0,19$	4
P13	05-10-2001	00:50:10	3,2	$5,53 \times 10^{13} \pm 2,20 \times 10^{13}$	13	$3,17 \pm 0,10$	12
P14	05-10-2001	03:10:24	2,2	$9,43 \times 10^{11} \pm 3,60 \times 10^{11}$	8	$1,93 \pm 0,11$	8

Tabla III.- Resultados del cálculo del momento sísmico (M_0) y de la magnitud momento (M_w), junto con sus desviaciones estándar, para el terremoto principal y sus catorce réplicas en la serie sísmica de Pego (Alicante). $N_{M_0}^o$ indica el número de observaciones utilizadas en el cálculo del momento sísmico. $N_{M_w}^o$ indica el número de observaciones utilizadas en el cálculo de la magnitud momento.

de [nm/s]. Mediante integración hemos obtenido los registros en desplazamiento en los que se han seleccionado ventanas de la onda P, de la onda S y de una muestra de ruido para las que se ha obtenido por aplicación de la TDF el espectro de amplitud en unidades de [nm/Hz].

Se han medido las amplitudes espectrales de la parte plana u_0 y las frecuencias esquina f_c en los 16 espectros formados obteniéndose para cada amplitud espectral medida un valor del momento sísmico y de la magnitud momento. En la Fig. 8 se muestran a modo de ejemplo los espectros para las ondas P y S en las estaciones de ERTA y ESAC con el espectro del ruido superpuesto. En las zonas del espectro en las que el ruido supera a la señal, las amplitudes espectrales no han sido consideradas.

El promedio calculado para el momento sísmico es de $M_0 = 1,76 \times 10^{15}$ N m con una desviación estándar de $\pm 6,92 \times 10^{14}$ N m para un total de 14 observaciones. La magnitud momento calculada con 11 observaciones, de acuerdo a Hanks y Kanamori (1979), es de $M_w = 4,17 \pm 0,06$.

Considerando cerrada la isosista de intensidad V, Fig. 5, con un área pleistosista de 105 km² y utilizando la relación de Johnston (1994),

$$\log M_0 = 19,83 + 0,788 \log A_V + 0,00260 A_V$$

siendo A_V el área en km² de la isosista de grado V, obtenemos una magnitud momento de $M_w = 3,76$.

Si utilizamos la relación de Johnston (1994) para obtener el momento sísmico a partir de la magnitud m_bLg ,

$$\log M_0 = 17,76 + 0,360 m_bLg + 0,140 m_bLg^2$$

obtenemos un valor para M_w de 3,90.

La magnitud obtenida utilizando el ajuste para todo el sur de España de Mezcuca (2002),

$$M_w = 0,96 + 0,6 I_{\max}$$

que liga la intensidad máxima con la magnitud momento es para este caso $M_w = 3,96$.

Se deduce pues, que las magnitudes momento calculadas con formulas procedentes de ajustes realizados con datos generales o de otras regiones son ligeramente menores que las magnitudes calculadas directamente del análisis espectral. Esto pone de manifiesto la necesidad de obtener nuevos parámetros de ajuste específicos para la Península Ibérica, que permitan trasladar los datos de m_bLg contenidos en los catálogos sísmicos a M_w como paso previo al cálculo de la peligrosidad sísmica.

Siguiendo la metodología expuesta con anterioridad y con los datos obtenidos de los 16 espectros de los registros del terremoto principal, se ha calculado el tamaño del radio de la falla circular siguiendo el modelo de Brune (1970) obteniéndose $r = 735 \pm 219$ m. El área de ruptura correspondiente a este radio es de $A = 1,66 \pm 0,83$ km², la dislocación calculada es de $\Delta \bar{u} = 2,1 \pm 1,0$ cm con una caída de esfuerzos de $\Delta \sigma = 1,2 \pm 0,7$ MPa.

En los modelos de Madariaga (1976) los valores obtenidos para el radio y el área de ruptura son significativamente menores, no así para la dislocación y la caída de esfuerzos en los que se obtienen valores superiores. En el primer modelo, el radio alcanza el valor de $r = 412 \pm 122$ m, con un área de ruptura de $A = 0,52 \pm 0,26$ km², una dislocación de $\Delta \bar{u} = 6,7 \pm 3,1$ cm y caída de esfuerzos de $\Delta \sigma = 6,8 \pm 3,8$ MPa. Para el segundo modelo el radio es $r = 443 \pm 134$ m, área de ruptura de $A = 0,60 \pm 0,30$ km², dislocación $\Delta \bar{u} = 5,8 \pm 2,7$ cm y caída de esfuerzos $\Delta \sigma = 5,6 \pm 3,1$ MPa.

Con el mismo procedimiento de análisis espectral se han calculado los momentos sísmicos, magnitud momen-

Nº	Modelo	Radio m	Nº _R	Área km ²	Nº _A	Dislocación cm	Nº _D	Caida esf. MPa	Nº _{Ce}
P0	Brune	735 ± 219	14	1,66 ± 0,83	13	2,106 ± 0,988	14	1,22 ± 0,67	14
	Madariaga I	412 ± 122	14	0,52 ± 0,26	13	6,672 ± 3,131	14	6,82 ± 3,78	14
	Madariaga II	443 ± 134	14	0,60 ± 0,30	13	5,799 ± 2,721	14	5,55 ± 3,08	14
P1	Brune	185 ± 72	6	0,12 ± 0,10	6	0,022 ± 0,006	6	0,06 ± 0,03	6
	Madariaga I	104 ± 40	6	0,04 ± 0,03	6	0,070 ± 0,020	6	0,34 ± 0,17	6
	Madariaga II	112 ± 44	6	0,04 ± 0,04	6	0,061 ± 0,017	6	0,28 ± 0,15	6
P2	Brune	269 ± 95	4	0,25 ± 0,19	4	0,003 ± 0,001	4	0,01 ± 0,01	4
	Madariaga I	151 ± 53	4	0,08 ± 0,06	4	0,008 ± 0,003	4	0,03 ± 0,01	4
	Madariaga II	163 ± 60	4	0,09 ± 0,07	4	0,007 ± 0,002	4	0,02 ± 0,01	4
P3	Brune	370 ± 176	4	0,50 ± 0,44	4	0,002 ± 0,001	4	0,01 ± 0,01	4
	Madariaga I	208 ± 99	4	0,16 ± 0,14	4	0,008 ± 0,001	4	0,02 ± 0,01	4
	Madariaga II	224 ± 109	4	0,18 ± 0,16	4	0,007 ± 0,001	4	0,02 ± 0,01	4
P4	Brune	220 ± 66	9	0,16 ± 0,10	9	0,019 ± 0,009	9	0,04 ± 0,02	9
	Madariaga I	123 ± 37	9	0,05 ± 0,03	9	0,059 ± 0,028	9	0,21 ± 0,12	9
	Madariaga II	133 ± 41	9	0,06 ± 0,04	9	0,051 ± 0,024	9	0,18 ± 0,11	9
P5	Brune	478 ± 66	13	0,73 ± 0,19	13	0,218 ± 0,120	12	0,16 ± 0,09	11
	Madariaga I	276 ± 83	18	0,26 ± 0,14	18	1,100 ± 0,825	16	1,07 ± 0,77	12
	Madariaga II	297 ± 91	18	0,23 ± 0,10	15	0,676 ± 0,420	13	0,74 ± 0,44	11
P6	Brune	200 ± 112	4	0,16 ± 0,14	4	0,032 ± 0,025	4	0,12 ± 0,12	4
	Madariaga I	113 ± 63	4	0,05 ± 0,04	4	0,101 ± 0,079	4	0,68 ± 0,70	4
	Madariaga II	121 ± 68	4	0,06 ± 0,05	4	0,087 ± 0,066	4	0,55 ± 0,55	4
P7	Brune	161 ± 69	4	0,09 ± 0,07	4	0,043 ± 0,038	4	0,17 ± 0,18	4
	Madariaga I	90 ± 39	4	0,03 ± 0,02	4	0,136 ± 0,121	4	0,97 ± 1,01	4
	Madariaga II	97 ± 43	4	0,03 ± 0,03	4	0,117 ± 0,101	4	0,77 ± 0,78	4
P8	Brune	239 ± 88	4	0,20 ± 0,13	4	0,023 ± 0,007	4	0,05 ± 0,04	4
	Madariaga I	134 ± 49	4	0,06 ± 0,04	4	0,072 ± 0,023	4	0,29 ± 0,20	4
	Madariaga II	145 ± 54	4	0,07 ± 0,05	4	0,061 ± 0,018	4	0,23 ± 0,15	4
P9	Brune	492 ± 131	16	0,70 ± 0,38	15	0,531 ± 0,331	15	0,36 ± 0,25	12
	Madariaga I	268 ± 81	17	0,23 ± 0,12	16	1,685 ± 1,057	15	2,01 ± 1,43	12
	Madariaga II	286 ± 85	17	0,28 ± 0,15	17	1,574 ± 0,982	16	1,63 ± 1,13	12
P10	Brune	254 ± 65	5	0,21 ± 0,11	5	0,016 ± 0,010	6	0,02 ± 0,01	5
	Madariaga I	156 ± 47	6	0,08 ± 0,05	6	0,051 ± 0,032	6	0,12 ± 0,07	5
	Madariaga II	168 ± 52	6	0,10 ± 0,06	6	0,045 ± 0,029	6	0,10 ± 0,06	5
P11	Brune	393 ± 130	10	0,53 ± 0,30	10	0,011 ± 0,004	9	0,01 ± 0,01	9
	Madariaga I	253 ± 99	12	0,17 ± 0,10	9	0,036 ± 0,014	9	0,06 ± 0,03	9
	Madariaga II	272 ± 109	12	0,19 ± 0,10	10	0,031 ± 0,012	9	0,05 ± 0,03	9
P12	Brune	341 ± 73	4	0,38 ± 0,15	4	0,011 ± 0,006	4	0,02 ± 0,01	4
	Madariaga I	192 ± 41	4	0,12 ± 0,05	4	0,035 ± 0,018	4	0,09 ± 0,05	4
	Madariaga II	206 ± 44	4	0,14 ± 0,06	4	0,030 ± 0,016	4	0,07 ± 0,03	4
P13	Brune	469 ± 98	14	0,72 ± 0,28	14	0,240 ± 0,103	12	0,19 ± 0,07	10
	Madariaga I	263 ± 55	14	0,18 ± 0,09	14	0,761 ± 0,330	12	1,05 ± 0,38	10
	Madariaga II	283 ± 60	14	0,21 ± 0,10	14	0,664 ± 0,279	12	0,97 ± 0,45	11
P14	Brune	356 ± 154	8	0,46 ± 0,37	8	0,010 ± 0,005	8	0,02 ± 0,01	8
	Madariaga I	200 ± 87	8	0,15 ± 0,12	8	0,031 ± 0,016	8	0,10 ± 0,07	8
	Madariaga II	215 ± 92	8	0,17 ± 0,13	8	0,027 ± 0,014	8	0,08 ± 0,06	8

Tabla IV.- Valores del radio de la falla circular, área, dislocación y caída de esfuerzos de acuerdo con los modelos de Brune (1970) y Madariaga I y II (1976), junto con sus desviaciones estándar, obtenidos a partir del análisis espectral de los 15 terremotos de la serie sísmica de Pego (Alicante). Nº_R indica el número de observaciones utilizadas en el cálculo del radio. Nº_A indica el número de observaciones utilizadas en el cálculo del área. Nº_D indica el número de observaciones utilizadas en el cálculo de la dislocación. Nº_{Ce} indica el número de observaciones utilizadas en el cálculo de la caída de esfuerzos.

Fecha	Epicentro	M_0 N m	M_w	m_bLg (IGN)	Referencia M_0 y M_w
12-03-1992	Melilla	2×10^{16}	4,83	5,3	Bezzeghoud y Buforn (1999)
23-12-1993	Adra (Almería)	$8,5 \times 10^{16}$	5,25	5,0	Dziewonski <i>et al.</i> (1994)
26-05-1994	Alhucemas	$5,0 \times 10^{17}$	5,77	5,7	Bezzeghoud y Buforn (1999)
21-05-1997	Sarriá (Lugo)	$9,3 \times 10^{17}$	5,38	5,3	Dziewonski <i>et al.</i> (1999)
2-02-1999	Mula (Murcia)	$1,77 \times 10^{16}$	4,80	4,8	J. Benito (Com.Per.)
4-02-2002	Gergal (Almería)	$1,06 \times 10^{16}$	4,65	5,1	Este trabajo

Tabla V.- Terremotos añadidos a los 15 de la serie sísmica de Pego (Alicante) para el cálculo de la relación $m_bLg - M_w$.

to (Tabla III) y dimensiones (Tabla IV) para el resto de los terremotos de la serie, obteniéndose valores en las dimensiones que están de acuerdo con los calculados en otras regiones para terremotos de similar magnitud y profundidad focal, Burton y Xu (1999).

El valor de la caída de esfuerzos obtenido para cada uno de los modelos, depende fundamentalmente del valor de r^{-3} , o lo que es lo mismo de la precisión en la determinación de las dimensiones del radio de la falla que se obtiene a partir de la frecuencia esquina f_c , que no es determinada en los espectros con gran precisión (Fig. 8). Suponiendo que esa indeterminación es del mismo orden para todos los terremotos de una serie, podemos decir que los valores de r y de $\Delta\sigma$ así calculados tienen sentido relativo de unos terremotos a otros dentro de la serie y escasa precisión absoluta en cuanto a la relación con las dimensiones reales de las fracturas y las caídas de esfuerzos que se producen.

Obtención de una relación entre M_w y m_bLg para la Península Ibérica

Partiendo de un conjunto de terremotos en los que ha sido posible calcular de forma independiente las magnitudes M_w y m_bLg , es posible mediante regresión determinar una relación que permita obtener M_w para terremotos en los que solamente se conoce m_bLg .

De acuerdo al estudio realizado por Johnston (1994) consideramos que la regresión que mejor resultados produce es la regresión cuadrática, desechándose por consiguiente la regresión lineal y la cúbica. Obtendremos pues mediante un proceso mínimo cuadrático, en el que el número de observaciones supera al número de incógnitas, los parámetros a , b y c de la expresión:

$$M_w = a + b m_bLg + c m_bLg^2$$

resultando imprescindible realizar un estudio de las incertidumbres y su propagación para que la fórmula obtenida no solamente proporcione el valor de M_w sino también el de su incertidumbre ($M_w \pm U_{M_w}$) para un 95 % de nivel de confianza que es $U_{M_w} = \pm 2 \sigma_{M_w}$, siendo σ_{M_w} la desviación estándar de la magnitud momento calculada mediante la aplicación de la ley de propagación de las varianzas al modelo matemático.

La serie sísmica de Pego, está formada únicamente por terremotos desde una magnitud de 1,7 m_bLg hasta 4,3

m_bLg , por lo que hemos considerado necesario incluir en el ajuste terremotos de magnitud superior con epicentro en otras zonas, con el fin de proporcionar una mayor extensión de aplicación a la relación obtenida. El objetivo es no solamente extender geográficamente la región de aplicación, sino también obtener un ajuste de una mayor longitud en términos de magnitud. Para esto se han extraído de los últimos trabajos los valores de la magnitud momento, calculados mediante análisis espectral o por inversión del tensor momento sísmico, para terremotos de magnitud superior a 4,3 m_bLg que se relacionan en la Tabla V.

La magnitud momento (4,8 M_w) del terremoto de Mula de 2 de febrero de 1999, ha sido calculada por J. Benito. Manzilla *et al.* (2002) calculan para este mismo terremoto una magnitud momento de 4,7 M_w . Las magnitudes momento de los terremotos de Lugo del 21 de mayo de 1997 (5,38 M_w) y del de Adra (Almería) de 23 de diciembre de 1993 (5,25 M_w) se han obtenido de las soluciones que para el tensor momento sísmico obtiene sistemáticamente la Universidad de Harvard (Dziewonski *et al.*, 1997 y 1994). Las de los terremotos de Melilla de 12 de marzo de 1992 y de Alhucemas de 26 de mayo de 1994 corresponden al trabajo de Bezzeghoud y Buforn (1999). El momento sísmico y la magnitud momento del terremoto de Gergal (Almería) del 4 de febrero de 2002 han sido calculados en este trabajo obteniéndose un valor de $1,06 \times 10^{16} \pm 0,40 \times 10^{16}$ para M_0 y de $4,65 \pm 0,12$ para M_w .

Establecido el modelo matemático del ajuste y una vez formadas las 21 ecuaciones correspondientes a los terremotos que poseen las dos magnitudes m_bLg y M_w (Tablas III y V)

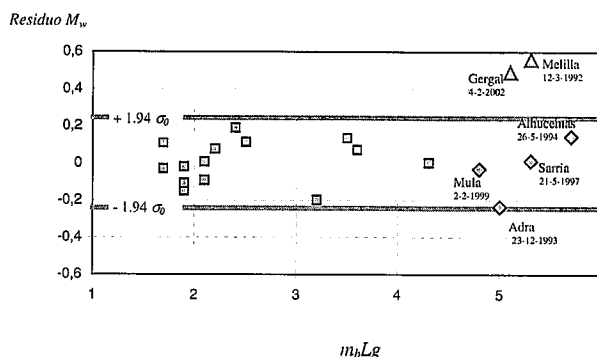


Figura 9.- Residuo para cada una de las observaciones de M_w una vez realizado el ajuste $M_w - m_bLg$. Los terremotos de Gergal y Melilla (triángulos) han sido eliminados del cálculo por superar el límite fijado por el criterio de Chauvenet. Con un cuadrado se representan los terremotos de la serie de Pego.

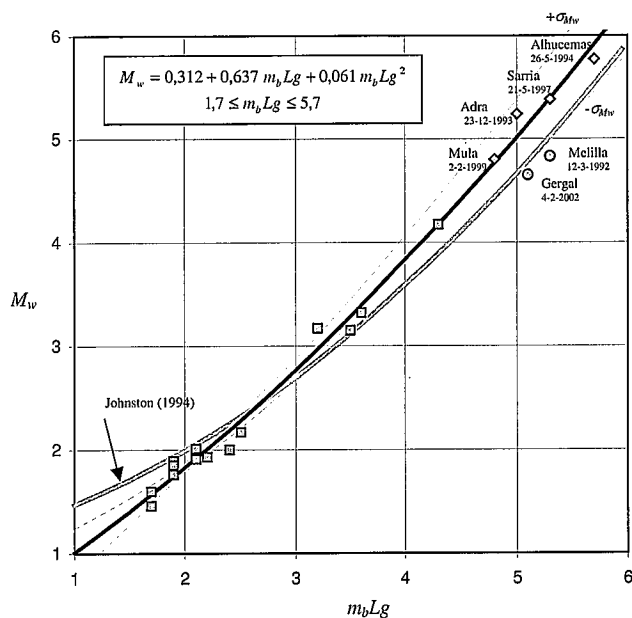


Figura 10.- Ajuste M_w - m_bLg . Se representa en línea discontinua la desviación estándar del ajuste y también en línea gris la relación obtenida por Johnston (1994). Los terremotos representados por círculos han sido eliminados del ajuste.

utilizamos un proceso mínimo cuadrático para obtener el valor más probable de los parámetros. Se ha utilizado el criterio de Chauvenet para la eliminación de las observaciones cuyo residuo supere un cierto valor, que depende del número de observaciones y de la desviación estándar de referencia (Bevington y Robinson, 1992), con lo que en la primera iteración han sido eliminados del cálculo los terremotos de Gergal de 4 de febrero de 2002 y de Mellilla de 12 de marzo de 1992. En ambos casos la razón de la eliminación pudiera estar en una sobrevaloración en la magnitud calculada el los boletines de sismos próximos del IGN producida como consecuencia de la anomalía que se produce en la propagación de la onda Lg cuando atraviesa estructuras muy distintas (Gregersen, 1984; Kennett 1986).

Eliminados estos terremotos, en el siguiente cálculo no existe ya ningún residuo mayor que el nuevo límite como se aprecia en la Fig. 9, luego los parámetros así calculados nos definen la relación buscada, válida para magnitudes m_bLg entre 1,7 y 5,7,

$$M_w = 0,311 + 0,637 m_bLg + 0,061 m_bLg^2$$

La matriz simétrica varianza covarianza o matriz de error toma el valor:

$$\varepsilon = \begin{pmatrix} 0,066 & -0,042 & 0,006 \\ -0,042 & 0,028 & -0,004 \\ 0,006 & -0,004 & 0,001 \end{pmatrix}$$

con lo que las desviaciones estándar de los parámetros son: $\sigma_a = \pm 0,26$, $\sigma_b = \pm 0,17$ y $\sigma_c = \pm 0,02$. Los coeficientes de correlación entre los parámetros son: $\rho_{a,b} = -0,98$, $\rho_{a,c} = 0,95$ y $\rho_{b,c} = -0,99$, lo que indica una gran correlación de los mismos.

Aplicando la ley de propagación de las varianzas al modelo matemático se obtiene la ecuación que proporciona la desviación estándar de la magnitud M_w calculada,

$$\sigma_{M_w} = \sqrt{0,0662 - 0,0846 m_bLg + 0,0394 m_bLg^2 - 0,0078 m_bLg^3 + 0,0005 m_bLg^4}$$

En la Fig. 10 podemos ver representado el ajuste realizado junto con las observaciones de m_bLg y M_w para cada uno de los terremotos seleccionados. Con un cuadrado se han representado los terremotos de la serie de Pego, con un rombo los terremotos de magnitud superior a 4,3 m_bLg que se han utilizado con el fin de extender la relación y con un círculo aparecen los terremotos que se han eliminado del cálculo siguiendo el criterio de Chauvenet. En línea discontinua se han trazado los límites de las desviaciones estándar $+\sigma_{M_w}$ y $-\sigma_{M_w}$. También se dibuja la relación de Johnston 1994 poniéndose de manifiesto su no idoneidad para terremotos peninsulares.

El resultado final del ajuste para un nivel de confianza del 95 % es:

$$M_w = [0,311 + 0,637 m_bLg + 0,061 m_bLg^2] \pm \left[2 \sqrt{0,0662 - 0,0846 m_bLg + 0,0394 m_bLg^2 - 0,0078 m_bLg^3 + 0,0005 m_bLg^4} \right]$$

Conclusiones

El análisis espectral de los 15 terremotos de la serie sísmica de Pego nos ha permitido obtener sus magnitudes momento M_w . El uso de estos valores y los de terremotos de otras zonas con magnitudes momento M_w calculadas por otros autores y en este trabajo ha permitido obtener una expresión que relaciona esta magnitud con la magnitud m_bLg , ya que las relaciones obtenidas por otros autores con datos generales claramente no era válidas para la Península Ibérica. La relación obtenida, al haberse ampliado los datos de entrada hasta magnitud 5,7 m_bLg , es válida para la conversión del catálogo sísmico instrumental a magnitudes momento como paso previo necesario al cálculo de la peligrosidad sísmica.

Del estudio del terremoto principal y sus réplicas se deduce que la falla causante del terremoto de Pego del 23 de septiembre de 2001 es una falla inversa de unos 10 km, con dirección noroeste sureste, que buza hacia el suroeste unos 50° y que llamamos falla de Pego. Esta falla se activa como consecuencia de los esfuerzos que llegan a la zona procedentes del empuje general sureste noroeste de África sobre Iberia modificados en su dirección por el conjunto de fallas que rodean al bloque de Pego y que hacen que este se encuentre sometido a una compresión de dirección suroeste noreste.

Referencias

- Aki, K. (1966): Generation and propagation of G waves from the Niigata earthquake of June 16, 1964. Part 2. Estimation of earthquake moment, released energy, and stress-strain drop from the G wave spectrum. *Bulletin of the Earthquake Research Institute, Tokyo University*, 44: 73-88.
- Ardizzone, J. A., Mezcuca, J., y Socías, I. (1989): Mapa aeromagnético de la España Peninsular. *Instituto Geográfico Nacional, Madrid*, 29 p. + 3 mapas.
- Bevington, P.R. y Robinson, D.K. (1992): *Data reduction and error análisis for the physical sciences (2nd. Ed.)*. WCB McGraw-Hill, 328 p.

- Bezzeghoud, M. y Buforn, E. (1999): Source parameters of 1992 Melilla (Spain, Mw=4.8), 1994 Alhoceima (Morocco, Mw=5.8) and 1994 Mascara (Algeria, Mw=5.7) earthquakes and seismotectonic implications. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 89: 359-372.
- Brillinger, D.R., Udías, A. y Bolt, B.A. (1980): A probability model for regional focal mechanism solutions. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 70: 149-170.
- Brune, J.N. (1970): Tectonic stress and the spectra of seismic shear waves from earthquakes. *Journal of Geophysical Research*, 75: 4997-5009.
- Brune, J.N. (1971): Correction (to Brune (1970)). *Journal of Geophysical Research*, 76: 5002-5002.
- Buforn, E., Udías, A. y Colombás, M.A. (1988 a): Seismicity, source mechanisms and tectonics of the Azores-Gibraltar plate boundary. *Tectonophysics*, 152: 89-118.
- Buforn, E., Mezcua, J. y Udías, A. (1988 b): Seismicity and focal mechanisms in south Spain. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 78: 2008-2024.
- Burton, P.W. y Xu, Y. (1999): The Eigion Earthquake of 1995 June 15: Results for Rupture Properties of the Aftershocks. *Publication of the School of Environmental Sciences, University of East Anglia*, 27 p.
- Carreño, E., Rueda, J., López Casado, C., Galán, J. y Peláez, A. (1991): Spanish National Strong Motion Network. Recording of the Huelva Earthquake of 20 December, 1989. *Pure and Applied Geophysics (PAGEOPH)*, 136: 395-404.
- Dziewonski, A.M., Ekström, G. y Salganik, M.P. (1994): Centroid-moment tensor solutions for October-December 1993. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 85: 215, 225.
- Dziewonski, A.M., Ekström, G. y Maternovskaya, N.N. (1999): Centroid-moment tensor solutions for April-June 1997. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 112: 1, 9.
- Gabaldón, V., Alvaro, M., Apalategui, O., Baena, J., Balcells, R., Barnolas, A., Barrera, J.L., Bellido, F., Cueto, L.A., Díaz de Neira, A., Elízaga, E., Fernández Gianotti, J.R., Ferreiro, E., García Sansegundo, J., Gómez, J.A. Heredia, N., Hernández Urroz, J., Hernández Samaniego, A., Ledfnez, A., Leyva, F., López Olmedo, F.L., Lorenzo, S., Martín, L., Martín, D., Martín Serrano, A., Matas, J., Monteserín, V., Nozal, F., Olive, A., Ortega, E., Piles, E., Ramírez, J.I., Robador, A., Roldán, F., Rodríguez, L.R., Ruiz, P., Ruiz, M.T., Sánchez Carretero, R. y Teixell, A. (1994): *Mapa Geológico de la Península Ibérica, Baleares y Canarias Escala 1:1.000.000*. Publicación Instituto Tecnológico Geominero de España, 1 mapa.
- Giner, J.L., (1996): *Análisis Neotectónico y Sismotectónico en el Sector Centro-Oriental de la Cuenca del Tajo*. Tesis doctoral, Univ. Complutense de Madrid, 345 p.
- Gregersen, S. (1994): Lg-wave propagation and crustal structure differences near Denmark and the North Sea. *Geophysical Journal Royal Astronomical Society*, 79: 217-234.
- Grunthal, G. (1998): European Macroseismic Scale 1998. *Conseil de l'Europe Cahiers du Centre Européen de Géodynamique et de Sismologie*. Vol. 15.
- Grupo de Trabajo sobre el Mapa Sismotectónico (1992): Análisis sismotectónico de la Península Ibérica, Baleares y Canarias. *Publicación Técnica Instituto Geográfico Nacional* Nº 26, 43 p + 1 mapa.
- Hanks, T.C. y Kanamori, H. (1979): A moment magnitude scale. *Journal of Geophysical Research*, 84: 23480-23500.
- Herraiz, M., De Vicente, G., Lindo-Naurapi, R., Giner, J., Simón, J.L., Gonzalez Casado, J.M., Vadillo, O., Rodríguez-Pascua, M.A., Cicuéndez, J.L., Casas, A., Cabañas, L., Rincón, P., Cortés, A.L., Ramírez, M. y Lucini, M. (2000): The recent (upper Miocene to Quaternary) and present tectonic stress distributions in the Iberian Peninsula. *Tectonics*, 19: 762-786.
- Johnston, A. (1994): Moment magnitude assesment of stable continental earthquakes, Part 2: historical seismicity. *Geophysical Journal International*, 125: 639-678.
- Keilis-Borok, V.I. (1959): On estimation of the displacement in a earthquake source and of source dimensions. *Annales geophysicae*, 12: 205-214.
- Kennett, B.L.N. (1986): Lg waves and structural boundaries. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 76: 1131-1141.
- Madariaga, R. (1976): Dynamics of an expanding circular fault. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 66: 639-666.
- Mancilla, F.d.L., Ammon, C.J., Herrmann, R.B. y Morales, J. (2002): Faulting parameters of the 1999 Mula earthquake, southeastern Spain. *Tectonophysics*, 354: 139-155.
- Mezcua, J. (1985): Esquema sismotectónico del sureste de España. En: *Mecanismo de los terremotos y tectónica* (A. Udías, D. Muñoz y E. Buforn, Eds.), 225-232.
- Mezcua, J. (2002): Curso de ingeniería sísmica. *Universidad Politécnica de Madrid*, 327 p.
- Mezcua, J. y Martínez Solares, J.M. (1983): Sismicidad del área Ibero-Mogrebí. *Publicación 203 Instituto Geográfico Nacional*, 302 p + 1 mapa.
- Mezcua, J., Herraiz, M. y Buforn, E. (1984): Study of the 6 June 1977 Lorca (Spain) earthquake and its aftershock sequence. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 74: 167-179.
- Mezcua, J., Rueda, J. y Martínez Solares, J.M. (1991): Seismicity of the Ibero-Maghrebian region. En: *Monografía nº 8 Instituto Geográfico Nacional*, (J. Mezcua y A. Udías, Eds.), 17-28.
- Mezcua, J., Buforn, E., Udías, A. y Rueda, J. (1992): Seismotectonics of the Canary Islands. *Tectonophysics*, 208: 447-452.
- Mezcua, J. y Rueda, J. (1994): Earthquake relative location based on waveform similarity. *Tectonophysics*, 233: 253-263.
- Mezcua, J., Gil, A. y Benarroch, R. (1996): Estudio Gravimétrico de la Península Ibérica y Baleares. *Publicación Instituto Geográfico Nacional*, 22 p. + 2 mapas.
- Mezcua, J. y Rueda, J. (1997): Seismological evidence for a delamination process in the lithosphere under the Alboran Sea. *Geophysical Journal International*, 129: F1-F8.
- Reid, A.B., Allsop, J.M., Granser, H., Millet, A.J. y Somerton, I.W. (1990): Magnetic interpretation in three dimensions using Euler deconvolution. *Geophysics*, 55-1: 80-91.
- Reiter, L. (1991): Earthquake Hazard Analysis Issues and Insights. *Columbia University Press NY*, 254 p.
- Rey Pastor, A. (1951): Estudio sismotectónico de le región

- sureste de España. *Publicación Instituto Geográfico y Catastral*, 52 p + 25 mapas.
- Ríos, J.M., Navarro, A., Trigueros, E. y Villalón, C. (1961): *Mapa Geológico de España 1:50.000, hoja n° 822 (Benisa)*. IGME, Madrid.
- Rivera, L.A. y Cisternas, A. (1990): Stress tensor and fault plane solutions for a population of earthquakes. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 80: 600-614.
- Rodríguez Estrella, T. (1977): Los grandes accidentes tectónicos de la provincia de Alicante. *Tecniterrae*, 17: 8-17.
- Rodríguez Pascua, M.A. (1997): Paleosismicidad en emplazamientos nucleares. Estudio en relación con el cálculo de la peligrosidad sísmica. *Colección Otros Documentos, Consejo de Seguridad Nuclear*, 286 p.
- Rueda, J., Mezcua, J., Buforn, E. y Galán, J. (1992): Estudio del terremoto de 13 de septiembre de 1984 en la Sierra de Alhamilla (Almería) y su serie de réplicas. *Revista de Geofísica*, 48: 87-95.
- Rueda, J., Mezcua, J. y Sánchez Ramos, M. (1996): La serie sísmica de Adra (Almería) de 1993-1994 y sus principales consecuencias sismotectónicas. *Avances en Geofísica y Geodesia*, 1: 91-98.
- Rueda, J. y Mezcua, J. (2001): Sismicidad, sismotectónica y peligrosidad sísmica en Galicia. *Publicación Técnica Instituto Geográfico Nacional* 35, 64 p + 1 mapa.
- Thompson, D.T. (1982): EULDPH- A new technique for making computer-assisted depth estimates from magnetic data. *Geophysics*, 47: 31-47.
- Udías, A. y Buforn, E. (1988): Single and joint fault-plane solutions from first motion data. En: *Seismological Algorithms*. (D. Doonbos Ed.), Academic Press, London 443-453.
- Udías, A. y Mezcua, J. (1997): *Fundamentos de Geofísica*. Alianza Universidad Textos, 476 p.
- Vegas, R. (1992): Sobre el tipo de deformación distribuida en el contacto entre África y la Península Ibérica. *Física de la Tierra*: 4, 41-56.
- Vegas, R., Pedraza, J., Zazo, C., Goy, J.L., Cabañas, I., Uralde, M.A., Defalque, G., Hernando, M.I., Hoyos, M. y Meco, J. (1975): *Mapa Geológico de España 1:50.000, hoja n° 822 (Gandía)*. IGME. Madrid.

Manuscrito recibido el 20 de abril de 2002

Aceptado el manuscrito revisado el 20 de septiembre de 2002