

# Caracterización geológica y sismotectónica del terremoto de Mula (febrero de 1999, Mb: 4,8) mediante la utilización de datos geológicos, sismológicos y de interferometría de RADAR (INSAR)

J. J. Martínez-Díaz<sup>1</sup>, A. Rigo<sup>2</sup>, L. Louis<sup>2</sup>, R. Capote<sup>1</sup>, J. L. Hernández-Enrile<sup>1</sup>, E. Carreño<sup>3</sup> y M. Tsige<sup>1</sup>

(1) Departamento de Geodinámica, Fac. de CC. Geológicas, Universidad Complutense de Madrid, 28040 Madrid.  
E-mail: jmdiaz@geo.ucm.es

(2) Centre National de la Recherche Scientifique, France. Observatoire Midi-pyrénées Toulouse. 14, Av. Edouard Belin-F 31400 Toulouse.  
E-mail: Alexis.Rigo@cnes.fr

(3) Instituto Geográfico Nacional, General Ibáñez de Ibero, 3. 28003 Madrid.  
E-mail: emilio@ign.es

## RESUMEN

La secuencia sísmica de Mula (Murcia) iniciada el 2 de Febrero de 1999 con un terremoto máximo de Mb: 4,8 alcanzó una intensidad MSK máxima de VI-VII causando numerosos daños materiales. Los datos sismológicos existentes hasta la fecha, y concretamente la profundidad hipocentral y los mecanismos focales difieren de forma significativa en función del método de cálculo usado. En este trabajo se ha utilizado una técnica novedosa como es la interferometría de RADAR (INSAR) con el fin de identificar posibles deformaciones superficiales asociadas al terremoto que ayuden a identificar la fuente sismogénica. La combinación de los resultados obtenidos con esta técnica unidos a los datos geológicos de superficie apunta, como fuente más probable, a la reactivación de la falla de Crevillente con una componente de desgarre importante y con un epicentro somero (profundidad inferior a 10 km).

Palabras clave: Cordillera Bética, deformación cosísmica, falla de Crevillente, interferometría de RADAR (INSAR), Mula, tectónica activa

## ***Seismotectonic and geologic characterization of the february 1999 Mb: 4,8 Mula earthquake using geological data, seismological data and RADAR interferometry (INSAR)***

### ABSTRACT

*The 1999 Mula (Murcia) seismic sequence started in February 2nd with a Mb: 4.8 mainshock, that reached a MSK intensity VI-VII. This earthquake produced significant economic losses in the region. The seismological data available to date give different focal mechanisms and different focal depths depending on the applied method. In this work we used a modern technique as RADAR interferometry (INSAR) with the aim to identify coseismic surface displacements linked with the Mula earthquake. The correlation of the results from RADAR interferometry with geological data support a reactivation of the Crevillente fault, with a high strike-slip component and a shallow hypocenter (less than 10 km), as the more likely seismic source.*

*Key words: active tectonics, Betic Cordillera, Coseismic deformation, Crevillente fault, Mula, RADAR interferometry (INSAR)*

## Introducción

El 2 de Febrero de 1999 se produjo en las cercanías de la localidad de Mula (Murcia) un terremoto de magnitud Mb: 4,8 que alcanzó una intensidad máxima (MSK) VI-VII (IGN, 1999). A pesar de ser una zona con escasa población y con una concentración de bienes limitada, los daños producidos por el evento se estiman en 7.000 millones de pesetas (García Barona,

2001). La cercanía de poblaciones importantes a la zona epicentral de este terremoto, como es la ciudad de Murcia, otorga un interés especial al estudio de la falla responsable de este terremoto.

El sureste de la Cordillera Bética (Fig. 1) es una zona de actividad sísmica moderada, caracterizada por terremotos de magnitud igual o inferior a 5,0. Sin embargo, tanto en el registro de la sismicidad histórica (Mezcua y Martínez Solares, 1983), como en el

registro paleosísmico (Martínez-Díaz *et al.*, 2001) se identifican eventos sísmicos de magnitudes superiores a 6,0 que en el caso de los históricos han ocasionado numerosas víctimas y daños materiales importantes. La baja magnitud de los eventos registrados instrumentalmente da lugar a que los datos sismológicos disponibles para caracterizar las fuentes sean escasos y a veces imprecisos y de difícil interpretación. Ello hace necesaria, a la hora de identificar las fallas sismogénicas, la combinación de distintos tipos de observaciones sismotectónicas (tanto geológicas como geofísicas).

En este trabajo se realiza una correlación de entre, la secuencia sísmica de Mula de 1999 y algunas fallas, mediante la utilización de datos geológico-estructurales de superficie, sismológicos y con el apoyo de una técnica novedosa como es la interferometría diferencial por RADAR (INSAR).

La interferometría diferencial por RADAR (INSAR) es una técnica aplicada a la observación y cuantificación de deformaciones ocurridas en la superficie

terrestre, mediante la utilización y comparación de imágenes de radar de apertura sintética (SAR), tomadas con un cierto intervalo temporal. En la década de los 90, la existencia de aparatos de RADAR a bordo de varios satélites, especialmente los satélites europeos ERS-1 y 2 y el japonés J-ERS-1 ha propiciado la realización de numerosos estudios en los que se identifican y cuantifican importantes deformaciones superficiales causadas por terremotos (ver Massonnet y Feigl (1998) para una revisión del método). Esta técnica ha permitido cuantificar principalmente la deformación superficial producida por grandes terremotos. Sin embargo, la gran precisión del método también ha permitido identificar deformaciones causadas por terremotos de magnitudes moderadas como por ejemplo fue el caso de una de las réplicas de magnitud 5.0 del terremoto de Landers (California, USA) en 1994 (Massonnet *et al.*, 1994a). En el entorno de la Península Ibérica esta metodología también ha sido utilizada para investigar las fuentes generadoras de eventos de magnitud moderada como el terremoto de los Pirineos de 1996 (Ms 5.2) (Rigo y Massonnet, 1999).

La técnica de la interferometría diferencial aplicada al estudio de deformaciones cosísmicas consiste fundamentalmente en la comparación de la información de fase de dos imágenes SAR tomadas antes y después del evento sobre la zona afectada. La diferencia resultante de fases origina un nuevo tipo de imagen llamada interferograma. En los casos en los que exista deformación el interferograma registra un modelo de interferencia compuesto de franjas (*fringes*) que contienen toda la información sobre la geometría relativa entre las dos imágenes (ver Gens y Van Genderen, 1996). Cada franja, que corresponde con un ciclo de fase) equivale a un cambio de distancia suelo-satélite de 28 mm. Se trata de una deformación escalar y no vectorial como la obtenida con sistemas GPS. Para la construcción de los interferogramas se utiliza un modelo digital de terreno, que puede ser de 100 m o inferior, de cuya calidad depende de la resolución del interferograma.

Otra medida de la validez del interferograma, además de la resolución, es su precisión, que depende de la longitud de onda de la radiación electromagnética emitida por el RADAR. En el caso del ERS 2 ésta es de 56 mm y, por tanto, la precisión llega a ser de 28 mm (la mitad de la longitud de onda). En la precisión también influyen los errores procedentes de los efectos de la topografía y de las anomalías meteorológicas. La resolución y la precisión le otorgan un gran valor a esta técnica, aunque también contribuyen a sus limitaciones, ya que los errores son a veces difíciles de definir y, por tanto, de corregir.

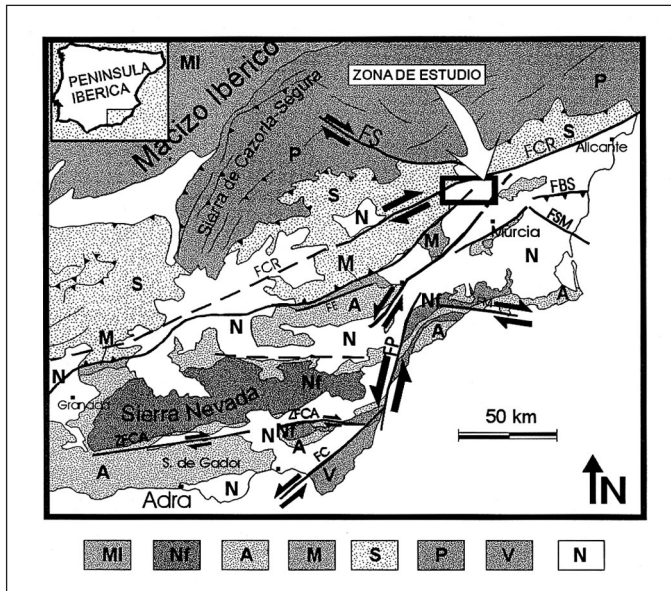


Fig. 1. Mapa geológico del sector oriental de la Cordillera Bética en el que se sitúa la zona estudiada. FC: falla de Carboneras. FCR: Falla de Crevillente. FBS: Falla del Bajo-Segura. ZFCA: Zona de Falla del Corredor de las Alpujarras. FS: Falla de Socovos. MI: Macizo Ibérico. NF, A, M: Complejos Nevadofilábride, Alpujárride y Maláguide de las Zonas Internas. S y P: unidades Subbética y Prebética de las Zonas Externas. V: Rocas volcánicas neógenas. N: Cuencas neógenas y pliocuaternarias

Fig. 1. Geological map of the eastern Betic Cordillera. The square points out the situation of the study area. FC: Carboneras fault. FCR: Crevillente fault. FBS: Bajo Segura fault. ZFCA: Alpujarras fault zone. FS: Socovos fault. MI: Iberian massif. NF, A, M: Nevadofilábride, Alpujárride and Malaguide complexes of the Internal Zones. S and P: Subbetic and Prebetic units of the External Zones. V: Neogene volcanic rocks. N: Neogene and Pliocquaternary basins

Otro parámetro importante en la interferometría diferencial es la *coherencia* entre las imágenes comparadas. Ésta depende sobre todo de los cambios del suelo entre una y otra y, sobre todo, de los cambios de vegetación y humedad. Por ello las zonas más aptas para estos estudios son las zonas áridas con poca vegetación.

La gran precisión de esta técnica, la hace capaz de detectar desplazamientos en la dirección suelo-satélite de orden centimétrico que, de otro modo, pueden pasar desapercibidas. Por tanto, es potencialmente aplicable al estudio de las deformaciones producidas por terremotos de magnitudes moderadas en torno a 5.0. La serie sísmica de Mula se inició con un evento principal de magnitud 4,8 localizado junto a la localidad de Mula, donde alcanzó una intensidad máxima MSK de VI-VII. En los últimos meses, han sido calculados varios mecanismos focales con el propósito de identificar la fuente sismogénica. Las soluciones de estos mecanismos focales han sido dispares, unas de tipo inverso (Buforn y Sanz de Galdeano, 2001), y otras de tipo desgarre (Mancilla *et al.*, en prensa). El objetivo de este trabajo consiste en aportar datos de tipo geológico y geodésico, que permitan seleccionar el mecanismo de foco más coherente entre las distin-

tas posibilidades propuestas hasta la actualidad. Para ello, se ha realizado una cartografía geológica (Fig. 2) que se discutirá junto con el análisis del contexto sismotectónico de la sismicidad. A continuación se realiza una discusión de los datos sismológicos existentes hasta la fecha, y finalmente se analizan los resultados de aplicación de la interferometría diferencial a la zona de Mula. Estos datos se combinan con los datos sismológicos previos en una interpretación y discusión final de la secuencia sísmica.

Este trabajo constituye por tanto un ensayo de aplicación de la interferometría diferencial al estudio de deformaciones corticales en la Península Ibérica. La gran precisión del método permite que su aplicación se extienda no sólo a problemas de tectónica activa sino también a movimientos lentos relacionados con fenómenos como la subsidencia, por lo que esta técnica presenta grandes perspectivas de futuro.

### Marco tectónico de la serie sísmica de Mula

La estructura geológica de la zona donde se produjo la secuencia sísmica de Mula (Fig. 2) está dominada por fallas inversas y pliegues de dirección NE-SO. El

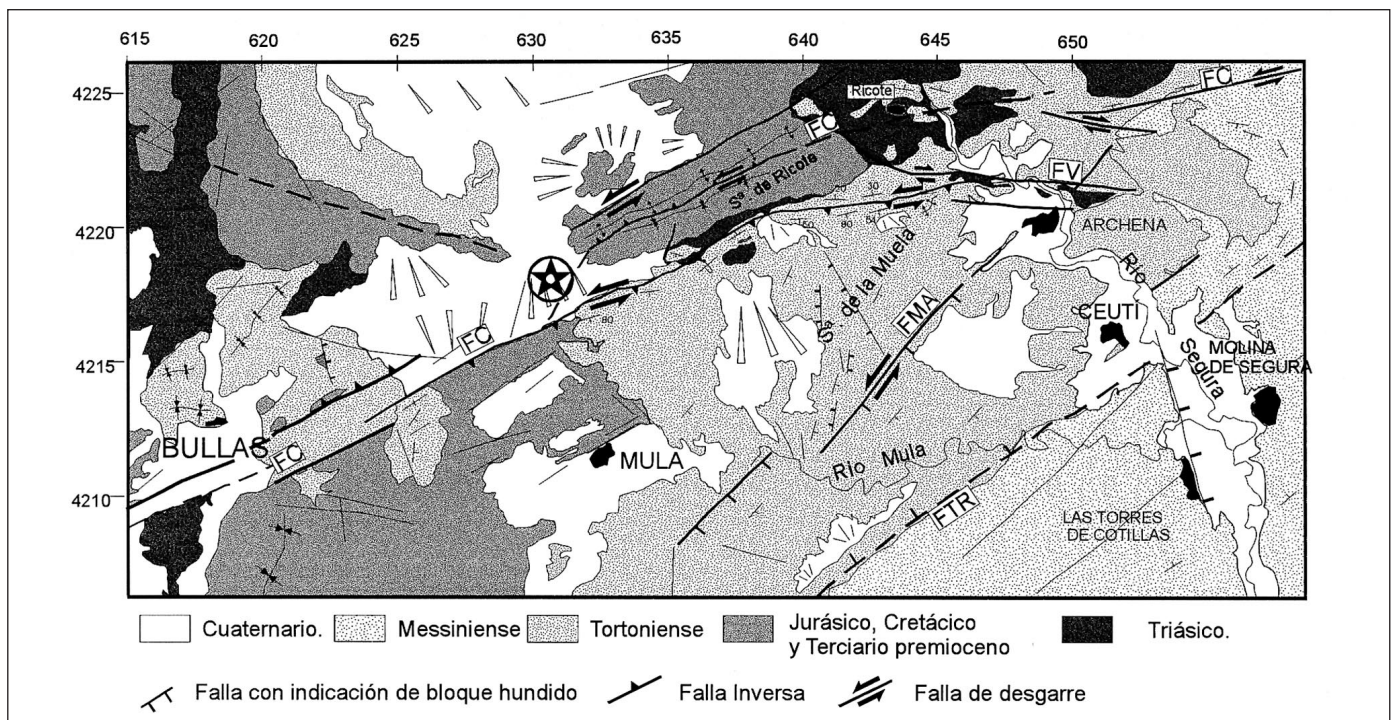


Fig. 2. Mapa geológico de la zona epicentral de la secuencia sísmica de Mula de febrero 1999. Para la elaboración de esta cartografía se han integrado datos propios y datos de Jerez Mir *et al.* (1972), Loiseau (1988) y Silva *et al.* (1996). FC: Falla de Crevillente. FMA: Falla Mula-Archena. FV: Falla de Villanueva. FTR: Falla Tollos-Rodeos. La estrella indica la posición del epicentro del terremoto principal  
 Fig. 2. Geological map of the epicentral area of the Mula (February 1999) seismic sequence. This map was made using our structural data and data from Jerez Mir *et al.* (1972), Loiseau (1988) y Silva *et al.* (1996). FC: Crevillente fault, FMA: Mula-Archena fault. FV: Villanueva fault. FTR: Tollos-Rodeos fault. The star represents the epicentre of the main shock



epicentro del terremoto principal se localizó en el borde oeste de la sierra de Ricote, formada por materiales carbonatados de edad mesozoica pertenecientes al Subbético Interno (Hermes, 1985). Estas unidades están afectadas por fallas inversas de alto y bajo ángulo, asociadas a la compresión alpina y a la actividad transpresional de la zona de cizalla de la falla de Crevillente. Hacia el sureste se sitúa la cuenca neógeno-cuaternaria de Mula, que constituye una subcuenca dentro de la cuenca de Alhama-Fortuna. La cuenca de Mula está rellena de depósitos carbonatados y margosos del Mioceno Superior. En la zona central estos materiales buzan suavemente hacia el sureste, mientras que en su borde norte estos depósitos se verticalizan e incluso se invierten debido a la actividad de la falla de Crevillente. Esta cuenca está afectada además por varias fallas importantes de dirección NE-SO: la falla Mula-Archena y la falla Tollos-Rodeos (Silva *et al.*, 1996). Los niveles carbonatados duros que alternan con las margas del Mioceno Superior constituyen un buen marcador de la fracturación de escala menor de la zona que presenta carácter extensional y direcciones entre N-S y NNE-SSO. Esto es apreciable claramente en el modelo digital del terreno (Fig. 3).

El epicentro del terremoto de Mula, de magnitud 4,8, se localizó sobre la zona de cizalla N 70° de la falla de Crevillente (FC), reconocida como tal por Paquet (1969), y denominada con su nombre actual por Foucault (1974). Estévez y Sanz de Galdeano (1983) y Sanz de Galdeano (1983) reconocieron su continuidad de forma intermitente hacia el oeste hasta las proximidades de Cádiz y la denominaron por ello Accidente Cádiz-Alicante. Además, reconocieron su complejidad estructural describiéndola como una zona de cizalla de anchura considerable, superior a 1 km en algunos puntos. La falla de Crevillente ha actuado, al menos hasta el Mioceno Medio, con un desplazamiento absoluto de desgarre dextroso mínimo de 20 km y probablemente superior a 100 km (Hermes, 1978, Sanz de Galdeano, 1983, De Smet, 1984). Sin embargo, en este sector, a partir del Tortonense, el movimiento dextroso de la falla sufre un bloqueo progresivo debido a la rotación de la dirección de acortamiento regional hacia NNO-SSE a la vez que pasa a tener una cinemática sinestrosa u oblicua inverso-sinestrosa (Loiseau, 1988). La cartografía geológica (figura 2) muestra que esta zona de falla está constituida a su vez por varias fallas que forman una zona de cizalla de al menos 2 km de anchura, con una cierta complejidad estructural, distinguiéndose varios planos de deslizamiento principal (planos "Y") y planos oblicuos de tipo Riedel sinestrosos. En algunos puntos la intersección de ambos planos genera bloques con cinemática individualizada. El buzamiento de las fallas principales es elevado,

pero su sentido es de difícil observación. El carácter transpresivo de la deformación, provoca la elevación de la sierra de Ricote, situada al NO en relación con la cuenca Neógeno-Cuaternaria de Alhama-Fortuna que queda al SE (Fig. 3).

La posición de la mayoría de las réplicas, así como la del evento precursor de magnitud Mb 3.6, está alejada más de 5 km al SE del epicentro principal, lo que dificulta a priori su asociación con una misma falla sismogenética. La nube de réplicas, se alarga según una dirección NE-SO, entre las fallas de Crevillente y Mula-Archena. Esta falla controla el hundimiento del bloque sur, si bien su buzamiento no está claro. La cinemática de la falla de Tollos-Rodeos es de más difícil interpretación. Controla el límite noroeste del afloramiento de las margas mesinienses al oeste del río Segura, probablemente debido al basculamiento hacia el sur del bloque levantado.

La neotectónica y la tectónica activa de la zona así como su relación con la sismicidad, ha sido hasta ahora poco estudiada. La sismicidad instrumental es escasa y los estudios sobre deformaciones cuaternarias se restringen al análisis de la dinámica cuaternaria del río Mula que parece haber estado controlada por la actividad paleosísmica de la falla Tollos-Rodeos (Silva *et al.*, 1996). Según estos autores la actividad de esta falla produjo una obturación temporal del río Mula que indujo un régimen endorreico en la cuenca de Mula durante el Pleistoceno Superior, así como varios paleodeslizamientos.

La geología de la zona epicentral apoyan la existencia de varias fallas que por su tamaño y actividad neotectónica podrían ser candidatas a ser la fuente generadora del terremoto estudiado, aunque la posición del epicentro y los antecedentes de la falla de Crevillente apuntan hacia ésta como la fuente más probable.

### La serie sísmica de Mula

El sureste de la Cordillera Bética ha sufrido importantes terremotos en los últimos 500 años (Fig. 4). Entre ellos destaca el terremoto de Torre Vieja de 1829 de intensidad X, los terremotos de Jacarilla de 1919 (magnitud 5,2 y 5,1) y los terremotos de intensidad VIII ocurridos a lo largo de la falla de Alhama de Murcia y a lo largo del valle del Segura. La sismicidad ocurrida en la zona de Mula, previamente a la secuencia de 1999, se reduce a dos terremotos de intensidad VI (similar a la del evento estudiado) ocurridos en 1787 y 1908 (Fig. 4). Tenemos que abrir la ventana de observación un radio de 50 km para encontrar hasta 7 eventos de intensidad MSK igual o mayor a VII, destacando los terremotos de Lorquí y Cotillas de 1911 y el terremoto de Cehegín de 1948 todos de intensidad

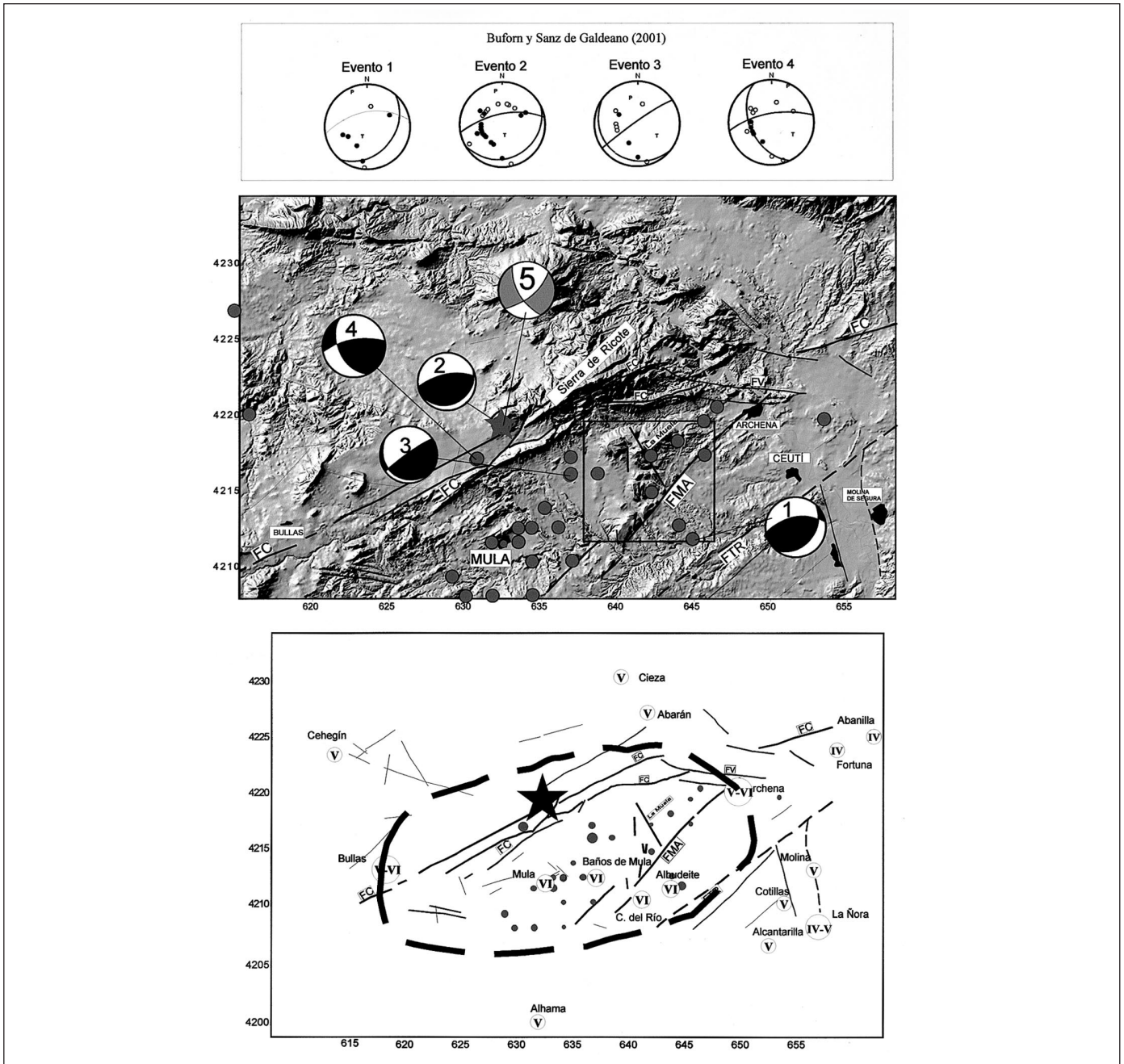


Fig. 3. En la parte superior se muestra el modelo digital del terreno de la zona epicentral de la serie sísmica de Mula sobre el que se han superpuesto los mecanismos focales calculados por Mancilla *et al.* (en prensa) para el evento principal (nº 5) y Buforn y Sanz de Galdeano (2001) para el evento principal (nº 2), el precursor (nº 1) y las dos principales réplicas (nº 3 y 4). Se han representado asimismo las réplicas de mayor magnitud que se disponen en la dirección NE-SO entre las trazas de las fallas de Mula-Archena y de Crevillente. Únicamente se han representado las réplicas con menor error de localización (ver figura 5) tras la última relocalización realizada por el Instituto Geográfico Nacional. En la parte inferior se han representado las intensidades macrosísmicas máximas registradas en las poblaciones más importantes del entorno de la zona epicentral (según datos del Instituto Geográfico Nacional). La isosista que separa las intensidades V y VI presenta una forma alargada según la dirección ENE-OSO y engloba a la mayoría de las réplicas. Coordenadas UTM (huso 30)

Fig. 3. The upper figure is a digital elevation model of the epicentral area of the Mula earthquake. On this DEM the focal mechanisms calculated by Mancilla *et al.* (in press) for the mainshock (nº 5) and Buforn y Sanz de Galdeano (2001) for the mainshock (nº 2), the foreshock (nº 1) and the two major aftershocks (nº 3 and 4) are represented. Well located aftershocks epicentres relocated by the Instituto Geográfico Nacional (see figure 5) were projected. These epicentres show a NE-SW lengthened clustering. The lower figure represents the higher macroseismic intensities felt in the main villages around the epicentre (data from the Instituto Geográfico Nacional). The isoseismal line that separates the intensities V and VI shows a lengthened ENE-WSW direction and embrace most of the aftershocks. Projection UTM (huse 30)

VIII. La distancia que los separa de Mula y su localización en relación con la estructura geológica local parece indicar que se trataría de fuentes sismogénicas distintas a la responsable del terremoto de Mula. Es interesante notar que el segmento oriental de la falla de Crevillente presenta una actividad histórica de intensidad >III significativa, mientras que desde el valle del Segura hacia el oeste, dicha actividad desaparece de manera que únicamente se ha registrado el evento aquí estudiado.

La serie sísmica de Mula se inició el 2 de febrero de 1999 a las 14 h 45 m con un terremoto de magnitud  $M_b$ : 4,8, precedido por un evento precursor de magnitud  $M_b$ : 3.6 ocurrido 23 minutos antes. El terremoto principal alcanzó una intensidad máxima MSK VI-VII (IGN, 1999). La intensidad VI se alcanzó en un área aproximada de 800 km<sup>2</sup> (localidades de Albudeite, Baños de Mula, Mula, Campos del Río, Archena y Bullas) y fue sentido con intensidad III en localidades bastante alejadas de Valencia, Alicante, Jaén, Albacete y Castellón. La isosista V-VI se alarga en la dirección NE-SO abarcando la traza de la falla de Crevillente y la mayoría de las réplicas (Fig. 3). En los días siguientes al evento principal se produjeron más de 45 réplicas con una magnitud máxima de 3,9. Casi todas ellas se localizaron al sureste del evento principal (Figura 3) alineadas según la dirección NE-SO e incluidas dentro de la citada isosista.

La longitud de la dimensión máxima de la nube de réplicas supera los 20 Km, longitud que excede de forma clara la dimensión de ruptura esperable para un evento de magnitud 4,8. Es probable por tanto que parte de las réplicas se localicen en fallas distintas a la falla responsable del evento principal, o en sectores de la misma falla fuera de la zona de ruptura. No obstante, hay que tener en cuenta que dada la configuración regional de la Red Sísmica, para eventos de magnitud inferior a 3,0, la dimensión del semieje mayor de la elipse de error en la localización epicentral va aumentando a medida que disminuye la magnitud, con lo que se produce un aumento de la dispersión de la nube de réplicas. En este caso las elipses de error epicentral para las réplicas más orientales muestran un alargamiento importante en la dirección NE-SO (Figura 5). Sin embargo, las elipses de error de las réplicas más próximas al evento principal presentan una relación entre semiejes muy próxima a 1 y el semieje mayor se dispone entre las orientaciones NO-SE y N-S. Por tanto el alargamiento NE-SO de parte importante de la nube de réplicas no parece asociarse al error de localización, sino a la geometría de la fuente sismogénica.

Tanto el mecanismo focal, como la profundidad hipocentral calculados hasta ahora difieren de forma significativa en función del método utilizado. Buforn y Sanz de Galdeano (2001) mediante el método de las

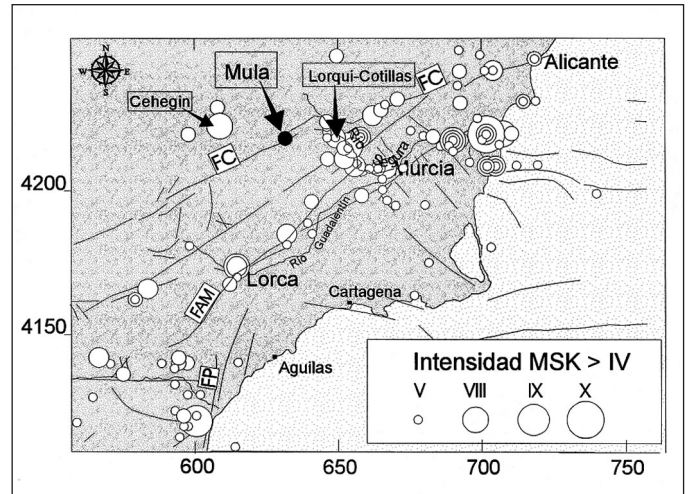


Fig. 4. Sismicidad histórica de intensidad MSK>III ocurrida en el sureste de la cordillera Bética en los últimos 500 años. Se señala la posición del terremoto de Mula de 1999, así como de los terremotos de mayor intensidad ocurridos en su entorno: Cehegín 1948, y Lorquí y Cotillas 1911. Puede apreciarse que la falla de Crevillente presenta sismicidad importante solamente al este del valle del río Segura. Al oeste solamente se ha registrado el terremoto estudiado en este trabajo

Fig. 4. Historical seismicity with intensity MSK>III occurred in the southeastern Betic Cordillera for the last 500 years. Mula earthquake epicentre and the major historical earthquake close to the study area are represented: Cehegín 1948 and Lorquí and Cotillas 1911. The Crevillente fault shows a related seismicity only to the east of the Segura River. To the west only the earthquake studied in this work took place during that period

polaridades de las primeras llegadas de ondas, utilizando el algoritmo de Brillinger, Udías y Bolt, (Udías y Buforn, 1988), obtienen un mecanismo de tipo inverso (figura 3) con dos planos de dirección E-NE, subparalela a la falla de Crevillente. Uno de los planos tiene un buzamiento alto hacia el NO y otro buza menos de 30° hacia el SE. También calcularon los mecanismos del evento precursor, y de las dos mayores réplicas (ver tabla I). Todos los mecanismos son de tipo inverso y presentan un plano coincidente en dirección con la de la falla de Crevillente. El número de polaridades utilizadas para estos mecanismos oscila entre 9 para el precursor y 27 para el evento principal. La profundidad hipocentral calculada por el Instituto Geográfico Nacional es de 4 +/- 1,5 km.

Por otro lado, Mancilla *et al.*, (en prensa) han calculado el mecanismo focal del evento principal mediante la inversión del momento del tensor utilizando la modelización de veinte sismogramas regionales. El mecanismo obtenido es de desgarre predominante (figura 3) con un plano N 50° y buzamiento 70° SE de orientación semejante a la falla de Crevillente. El momento sísmico estimado por estos autores corresponde con un evento de magnitud  $M_w$ : 4.7 a una profundidad de 12,5 km.



Los mecanismos calculados por ambos métodos presentan un plano de orientación semejante, coincidente con la dirección de la falla de Crevillente, aunque con buzamientos contrarios. La dirección de compresión es NNO-SSE para el mecanismo inverso y más próxima a N-S para el mecanismo de desgarre y para una de las réplicas calculada con polaridades. La discrepancia es mayor en lo que se refiere a la profundidad hipocentral. La consideración de uno u otro mecanismo o de una u otra profundidad tiene implicaciones importantes a la hora de relacionar la secuencia sísmica con una falla concreta.

Los datos sismológicos existentes hasta la fecha no son suficientes por tanto para asociar de forma clara la secuencia a una falla determinada y a una cinemática concreta. Por ello es necesario algún dato de fuente distinta que ayude a delimitar mejor la solución. El estudio interferométrico realizado y los datos geológicos de superficie se pueden utilizar para discutir y establecer el mecanismo de foco más coherente con todas las observaciones.

### Interferometría de radar aplicada al terremoto de Mula

Para realizar el estudio interferométrico se han utilizado imágenes de RADAR de apertura sintética del satélite ERS-2. Para el "enfoco" de las imágenes se utilizó el algoritmo *PRISME* de Massonnet *et al* (1994b). El estudio interferométrico (ver descrip-

ción metodológica en el capítulo de introducción) se ha llevado a cabo mediante el análisis de cinco imágenes, dos registradas antes del evento sísmico y tres después. Se han construido un total de ocho interferogramas, cinco de ellos cosísmicos (combinando una imagen anterior y otra posterior al terremoto), dos presísmicos (combinando imágenes previas al evento) y uno postsísmico con dos imágenes posteriores al mes de marzo de 1999 (ver datos de todos los pares interferométricos en la tabla II). Mediante la realización de estos interferogramas se pretendía identificar y cuantificar el desplazamiento del suelo (según el vector suelo-satélite) producido por el terremoto, sin olvidar la posibilidad de que existiese deformación presísmica y postsísmica que pudiese sumarse a dicho desplazamiento. Para la elaboración de los interferogramas se utilizó el programa *DIA-PASÓN* desarrollado por el CNES de Toulouse (Francia), y un modelo digital a escala 1:25.000 del Instituto Geográfico Nacional, para realizar las correcciones topográficas y simulaciones. Las altitudes de ambigüedad para cada par interferométrico presentan valores adecuados para que las anomalías topográficas sean pequeñas (Tabla II), según los valores establecidos en estudios previos (Massonnet y Feigl, 1998). Asimismo, la escasa vegetación existente en la zona da lugar a que la coherencia entre las imágenes de RADAR comparadas en cada par sea muy elevada, lo que hace de esta zona un área especialmente adecuada para la aplicación de la interferometría de RADAR.

Evento	Fecha	Hora	Eje T( $\theta$ )	Eje T( $\Phi$ )	Eje P( $\theta$ )	Eje P( $\Phi$ )	N	SCORE
4	02-02-99	13H22M50,5S	65+/-35	215+/-22	13+/-79	334+/-30	9	1,00
1	02-02-99	13H45M17,1S	66+/-6	179+/-49	23+/-5	346+/-24	27	0,93
2	02-02-99	17H13M17,6S	48+/-30	131+/-49	38+/-18	340+/-51	9	0,89
3	03-02-99	02H02M29,6S	42+/-8	127+/-4	15+/-6	23+/-6	15	0,87

Tabla I. Datos de los mecanismos focales (ejes P y T) calculados por Buforn y Sanz de Galdeano (2001) para la secuencia sísmica de Mula de Febrero 1999. 4: premonitor. 1: evento principal 2, 3: réplicas. N: número de polaridades usadas

*Table I. Focal mechanism data (P and T axis) calculated by Buforn y Sanz de Galdeano (2001) for the Mula 1999 seismic séquence. 4: foreshock. 1: mainshock. 2, 3: aftershocks. N: number of first arrivals*

Orbita 1	Fecha	Orbita 2	Fecha	Alt. Am. (m)	Intervalo
14348	19980117	21362	19990313	-55.36	Cosísmico
15350	19980328	20360	19990313	-538.77	Cosísmico
15350	19980328	21362	19990522	169.15	Cosísmico
18857	19981128	20360	19990313	-102.21	Cosísmico
18857	19981128	21362	19990522	-495.99	Cosísmico

Tabla II. Datos de los pares interferométricos calculados mediante el programa *DIAPASÓN* indicando las fechas de adquisición de cada imagen, la altitud de ambigüedad de cada par y el tipo de deformación buscada en cada uno de ellos

*Table II. Data of the five interferometric pairs calculated. Orbit numbers, acquisition dates (fecha), ambiguity height (alt. am.) and type of deformation searched with the covered interval*

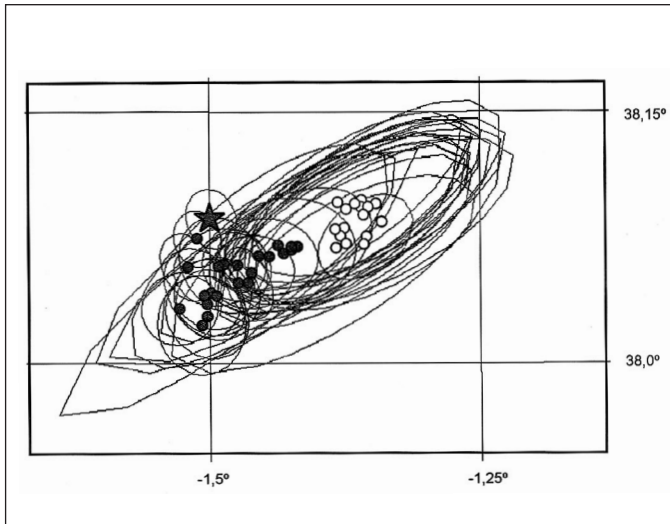


Fig. 5. Elipses de error epicentral de para el evento principal (estrella) y las réplicas de la serie sísmica de Mula en función de las características de la red sísmica en la zona y la magnitud de cada evento. Los epicentros con menor error de localización se representan en color oscuro

Fig. 5. Error ellipses for the mainshock (star) and the aftershocks of the Mula sequence based on the local seismic network features and the magnitude values. The dark points are the epicentres of the aftershocks with the lower location error

En la figura 6 se muestran los interferogramas cosísmicos obtenidos en los que se marca con una estrella la posición del epicentro del terremoto junto con la posición de la traza de la zona de falla de Crevillente. La escala de grises representa el cambio de fase existente al realizar la resta de las dos imágenes comparadas en cada par interferométrico, de manera que el cambio de fase de un ciclo completo representa un desplazamiento suelo-satélite de 28 mm. De la interpretación de los interferogramas se desprende en primer lugar una ausencia de errores de tipo topográfico debido fundamentalmente a la buena correlación con el modelo digital del terreno. A pesar de ello no se observa ningún modelo de franjas indicativo de deformación superficial. Se observan, sin embargo, influencias de tipo meteorológico debido fundamentalmente a gradientes en el contenido de humedad atmosférico. Estas anomalías atmosféricas pueden estar enmascarando una señal de deformación sísmica. Se ha realizado por ello una corrección del efecto meteorológico (Louis, 2001) que indica que podría llegar a observarse una señal de deformación sísmica máxima de 12 mm.

Para corroborar el tipo de interferograma que debería haberse obtenido en caso de que existiese deformación en superficie se realizaron varios modelos de interferogramas sintéticos utilizando el programa RNGCHN (Feigl y Dupre, 1999). Se elaboraron

cuatro modelos con los parámetros de localización horizontal y vertical y geometrías de ruptura coincidentes con los cuatro planos nodales de los mecanismos focales calculados por Buforn y Sanz de Galdeano (2001) y Mancilla *et al.*, (en prensa). De las cuatro opciones, solamente una falla N 70° con buzamiento de 60° NO (coincidente con uno de los planos del mecanismo de Buforn y Sanz de Galdeano (2001) con una profundidad hipocentral de 4 km y una superficie de ruptura de 5 km de longitud por 4 km de anchura (siguiendo las relaciones de escala de área de ruptura/magnitud de Wells y Copersmith (1994)) generaría una deformación superficial claramente detectable. El modelo de interferograma obtenido para este tipo de falla (ver parte inferior de la figura 6) muestra un cambio de fase máximo de tres cuartos de ciclo justo al norte de la traza de la falla de Crevillente. Este cambio de fase, equivalente a una elevación del suelo en la dirección suelo-satélite mayor de 21 mm, debería detectarse en los interferogramas a modo de franjas siguiendo las orientaciones de las isóneas marcadas en el modelo de la figura 6. Por el contrario, los interferogramas no muestran dicho modelo de franjas y la máxima deformación que podría estar enmascarada por el efecto atmosférico sería como máximo la mitad de la que generaría una ruptura de falla inversa superficial.

Los pares interferométricos presísmicos y postsísmicos, como cabía esperar, tampoco mostraron un modelo de franjas interpretables como deformación. Por tanto, del estudio interferométrico se deduce que el terremoto de Mula de Febrero de 1999 no parece haber generado deformación en superficie asociada a un movimiento inverso superficial para los períodos de tiempo abarcados por los pares interferométricos realizados.

## Discusión y conclusiones

El campo de esfuerzos activo durante el pliocuaternario en la región de estudio obtenido a partir de datos microestructurales y paleosísmicos en el entorno de la zona, es de tipo compresivo con una dirección de acortamiento horizontal NNO-SSE (Galindo-Zaldívar *et al.*, 1993, Martínez-Díaz *et al.*, 2001). Los datos de mecanismos focales a escala regional muestran un campo de esfuerzos semejante (Herráiz *et al.*, 2000). Lo mismo ocurre con los modelos de campos de esfuerzos a nivel europeo basados en modelos de elementos finitos (Gölke y Koblentz, 1996) y con las extrapolaciones hacia el oeste de datos de GPS (Calais y Nocquet, 2001). Este campo de esfuerzos está promovido por la dinámica de las placas litosfé-



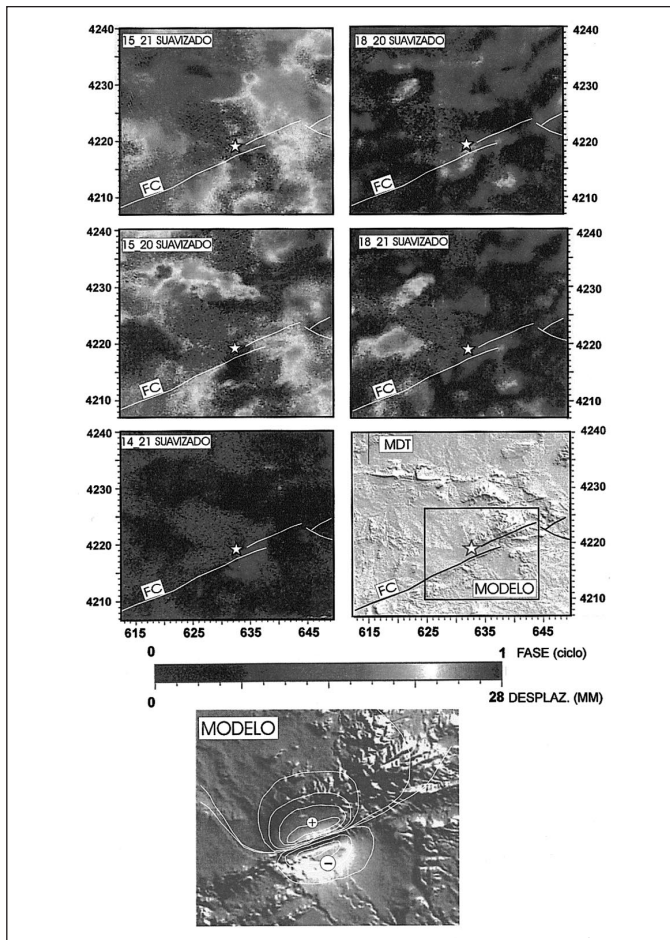


Fig. 6. Interferogramas cosísmicos calculados en la zona con el fin de identificar posibles deformaciones asociadas al terremoto de Mula. La pareja de números en cada interferograma indica los números de las imágenes utilizadas en cada uno (ver tabla II). En cada uno de los interferogramas se ha situado el epicentro del terremoto principal así como la traza de la falla de Crevillente. Asimismo se muestra el modelo digital de la zona con el área abarcada en los interferogramas. La escala de grises indica el valor de cambio de fase entre cada par de imágenes comparadas. Un ciclo completo de fase representa una variación de 28 mm en la dirección suelo-satélite. En la parte inferior se representa el modelo de interferograma que se ha obtenido para el caso de una falla inversa de dirección N 70° y buzamiento hacia el NE. El modelo muestra un diseño de cambio de fase en franjas siguiendo las direcciones marcadas con las isolíneas blancas para una mejor apreciación. Cada isolínea une puntos de igual cambio de fase y en conjunto representan tres cuartos de un ciclo completo. Como puede apreciarse, este diseño en franjas no es apreciable en los interferogramas realizados

*Fig. 6. Coseismic interferograms calculated for the epicentral area with the aim to identify coseismic deformation linked to the Mula sequence. The numbers on the upper right corner indicate the image couple combined in each interferogram (see table II). The epicentre and the Crevillente fault trace are projected on each interferogram. The grey scale represent the phase change. The complete change cycle represents 28 mm of displacement along the target-satellite direction. In the lower part is showed the synthetic interferogram modelled for a N 70° southward dipping reverse fault, 5 km deep. The model shows a clear fringe pattern (3/4 of a cycle) that is not observed in the real interferograms*

ricas que convergen en esta zona con una dirección N 150°. Esta dirección de movimiento está relacionada con la posición del polo euleriano del movimiento relativo entre Eurasia y África, tal y como reconocen Argus *et al.* (1989) en el estudio de la falla de Gloria. Esta dirección de acortamiento es, por otra parte, casi ortogonal al plano de falla de Crevillente y por tanto explicaría una cinemática de tipo inverso en esta falla y en fallas subparalelas. Sin embargo, tanto en esta falla como en otras del sureste Bético se han reconocido campos de esfuerzos de carácter local con direcciones de acortamiento N-S a NNE-SSO que han generado desde el Mioceno Superior hasta la actualidad movimientos de desgarre sinestroso (De Smet, 1984, Loiseau, 1988, Montenat y Ott D'Estevou, 1996). Por ello, no debería utilizarse la dirección de acortamiento regional como único criterio para deducir la cinemática actual de las fallas activas de la zona y, con ello, interpretar el mecanismo de foco de cada plano de falla. La dependencia de la escala que presenta el campo de esfuerzos regional (Rebai *et al.*, 1992) hace necesario, para la interpretación de mecanismos focales el uso de criterios de carácter más local como los que se desprenden de este estudio.

A lo largo de este trabajo se combinan datos de tipo geológico, sismológico y geodésico con el fin de determinar la naturaleza de la fuente más probable generadora del terremoto de Mula de 1999. Los mecanismos focales calculados por diversos métodos presentan planos de dirección NE-SO que coincide con la orientación de las fallas arriba citadas y la distribución de réplicas. Las dos posibilidades que se desprenden de los mecanismos focales calculados para la fuente generadora son: por un lado, una fuente somera (a unos 5 km de profundidad) de tipo inverso, o bien una fuente más profunda (12,5 km) de desgarre sinestroso.

Los datos geológicos apoyan una fuente sísmica de orientación NE-SO y buzamiento elevado. En la zona epicentral existen tres fallas con estas características y que presentan actividad neotectónica: la falla de Crevillente, la falla Mula-Archena y la falla Tollos-Rodeos. La posición del epicentro del evento principal apunta hacia la primera de ellas como responsable, sin embargo, la mayoría de las réplicas se disponen entre las trazas de la falla Mula-Archena y la falla de Crevillente. La asociación de estas réplicas a la falla de Crevillente implicaría un buzamiento hacia el sur para esta falla. La historia geológica de la falla de Crevillente indica que ha controlado el movimiento de las Zonas Internas de la Cordillera Bética y parte de las Zonas Externas hacia el oeste probablemente más de 50 km con movimiento de desgarre dextroso hasta el Mioceno Superior e inverso y sinestroso des-

pués (De Smet 1984). Esto unido a las observaciones estructurales locales en zonas adyacentes al epicentro (Loiseau, 1988) indican que se trata de un accidente de escala cortical y con buzamiento elevado, probablemente superior a 60°. La falla de Tollos-Rodeos presenta indicios de actividad paleosísmica cuaternaria (Silva *et al.*, 1996) pero su traza se encuentra algo desplazada hacia el sur en relación con la secuencia sísmica. Si se observa la distribución de réplicas se aprecia una zona alargada también según la orientación ENE-OSO, coincidente con la de las fallas mencionadas. La isosista que separa las intensidades macrosísmicas (MSK) V y VI se alarga con la misma dirección y engloba a la mayor parte de las réplicas (Fig. 3).

Las fallas N 130° propuestas por Rincón *et al.*, (2000) como fuentes sísmicas para el evento principal, el precursor y parte importante de las réplicas tienen longitudes muy pequeñas en la zona epicentral y es poco probable su continuidad hasta las profundidades sismogénicas. Las únicas fallas de esta orientación con dimensiones importantes y actividad neotectónica clara son la falla de Villanueva (Loiseau, 1988) y fallas asociadas en el entorno de Archena bastante alejadas de la serie sísmica (Fig. 2).

Por otro lado, el epicentro del terremoto principal se localiza en una zona de *off set* de la zona de falla de Crevillente en la que se solapan dos planos de deslizamiento principal paralelos que aparecen conectados por una falla tipo Riedel de dirección N 50°. Esta irregularidad local en la zona de falla de Crevillente favorecería la nucleación del terremoto, y un buzamiento hacia el sur de la falla podría explicar la disposición de las réplicas hacia el sur. En este sentido, el mecanismo calculado por Mancilla *et al.* (en prensa) utilizando el tensor del momento sísmico presenta un plano orientado NE-SO y buzamiento hacia el sureste, coherente con esta interpretación. Además, la excentricidad que presenta la traza de la falla de Crevillente en relación con la posición de la isosista V-VI (Fig. 3) es coherente con un buzamiento de la falla hacia el sureste, lo que explicaría que los mayores daños se produjeran al sureste de su traza.

A partir del estudio de interferometría diferencial se deduce que esta secuencia sísmica podría haber producido un desplazamiento suelo-satélite de 12 mm, pero nunca superior. Los modelos de deformación elástica predicen que un terremoto de magnitud 4.7 a 4 ó 5 km de profundidad sobre una falla inversa de alto ángulo habría producido un desplazamiento vertical algo superior a 20 mm asociado a la deformación elástica cosísmica. Esta diferencia puede deberse a dos factores. Una mayor profundidad hipocentral produciría una deformación nula en superfi-

cie. Los modelos de deformación elástica indican que a partir de los 8 km de profundidad un terremoto de estas características sería prácticamente imperceptible en superficie. Los datos macrosísmicos en relación con los daños ocasionados por el terremoto apoyan una fuente bastante superficial y de orientación ENE-OSO (Fig. 3). Es poco probable que un terremoto de magnitud 4,8 a 12,5 km de profundidad produzca los daños tan significativos que ha producido este terremoto (ver descripción de los mismos en IGN, 1999).

El otro factor es el mecanismo de movimiento de la falla. Un movimiento de desgarre con componente horizontal predominante, aunque fuese superficial, produciría un desplazamiento pequeño en la dirección suelo-satélite y por tanto su efecto sería pequeño. Estos hechos, junto con la estructura geológica de la zona apoyarían un mecanismo focal con componente de desgarre importante, pero con un foco somero, inferior a los 10 km, que explique la intensidad máxima alcanzada. Un mecanismo como el propuesto por Mancilla *et al.* (en prensa) pero con un hipocentro más somero, coincidiría con la posición y cinemática de la Falla de Crevillente como la fuente generadora más probable para esta secuencia sísmica.

## Agradecimientos

Este trabajo ha sido realizado gracias a la financiación del proyecto europeo SISMOSAT "Regular Update of Seismic Hazard Maps Through Thermal Space Observations" (ENV4-ct98-0741) y del proyecto de la CICYT "Análisis de la tectónica activa y su aplicación a la determinación de la peligrosidad sísmica en Murcia" (AMB97-0523). Agradecemos asimismo a Kurt Feigl su ayuda en el manejo del programa DIAPASÓN y sus valiosas discusiones, y a Carmen López por el tratamiento de los datos sismológicos.

## Referencias

- Argus, D.F., Gordon, R.G., Demets, C. y Stein, S. 1989. Closure of the Africa-Eurasia-North America plate motion circuit and tectonics of the Gloria fault. *Journal of Geophysical Research*, 94, 5585-5602.
- Bufo, E. y Sanz de Galdeano, C. 2001. Focal Mechanism of Mula (Murcia, Spain) earthquake of february 2, (1999). *Journal of Seismology*, 5, 277-280.
- Calais, E. y Nocquet, JM. 2001. Geodetic measurements of crustal motion in western Europe and the Africa-Eurasia plate boundary zone. *Workshop on the geodynamics of the western part of Eurasia-Africa plate boundary*

- (Azores-Tunisia). *Boletín ROA 3/2001*. San Fernando, Spain.
- De Smet, M.E.M. 1984. Origin of the Crevillente Fault Zone (Betic Cordilleras, southern Spain). *Ph. D. Thesis*, Free University of Amsterdam, Free University Press, Amsterdam. 350 pp.
- Estévez, A. y Sanz de Galdeano, C. 1983. Néotectonique du secteur central des chaînes Bétiques (Bassin du Guadix-Baza et de Grenade). *Rev. Géol. Dyn. Géogr. Phys.*, 24 (1), 23-34.
- Feigl, K.L. y Dupré, E. 1999. RINGCHN: A program to calculate displacement components from dislocations in an elastic half-space with applications for modeling geodetic measurements of crustal deformation. *Computers and Geosciences*, 25 (6), 695-704.
- Foucault, A. 1974. *Travaux et titres scientifiques et universitaires*. Paris, 36 pp.
- Galindo-Zaldívar, J., González Lodeiro, F. y Jabaloy, A., 1993. Stress and paleostress in the Betic-Rif Cordilleras (Mioceno to Present). *Tectonophysics*, 227, 105-126.
- García Barona, A., 2001. El seguro como elemento de reconstrucción de los daños debidos a terremotos. En: Capote, R y Martínez-Díaz, J.J. (eds.), *El Riesgo Sísmico, Prevención y Seguro*. Consorcio de Compensación de Seguros, Madrid, 243-256.
- Gens, R. Y y Van Genderen, J.L. 1996. SAR Interferometry. Issues, técnicas, aplicaciones. *International Journal of Remote Sensing*, 17, 1803-1835.
- Gölke, M. y Koblenz, D. 1996. Origins of the european regional stress field. *Tectonophysics*, 266, 11-24.
- Hermes, J.J. 1978. The stratigraphy of the Subbetic and the Southern Prebetic of the Vélez-Rubio-Caravaca area and its bearing on transcurrent faulting in the Betic Cordilleras of Southern Spain. *Kon. Ned. Akad. Wetensch., Proc.*, 81 (1), 1-54.
- Hermes J. J. 1985. Algunos aspectos de la estructura de la Zona Subbética (Cordilleras Béticas, España Meridional). *Estudios Geológico.*, 41, 157-176.
- Herráiz, M., De Vicente, G., Lindo-Ñaupari, R., Giner, J.L., Somón, J.L., González-Casado, J. M., Vadillo, O., Rodríguez-Pascua, M.A., Cicuéndez, J.I., Casas, A., Cabañas, L., Rincón, P., Cortés, AL, Ramírez, M. y Lucini, M. 2000. The recent (upper Miocene to Quaternary) and present tectonic stress distributions in the Iberian Peninsula. *Tectonics*, 19(4), 762-786.
- IGN 1999. Serie sísmica de Mula (Murcia). Segundo Informe General. Subdirección General de Geodesia y Geofísica. Madrid, 35 pp.
- Jerez Mir, L., Jerez Mir, J. y García-Monzón G. 1972. *Mapa geológico de España E. 1:50.000*. Serie MAGNA (IGME). Hoja de Mula, nº 912.
- Loiseau, L. 1988. Le segment Archena-Mula de l'Accident Northbetique (Espagne). Ses relations avec la sédimentation néogène; implications structurales. *Thésè Univ. Orsay, Paris-Sud*, 192 pp.
- Louis, L. 2000. Etude du seisme de Mula (SE de l'Espagne) par Interferométrie radar. *Raport du stage de DEA*. Université Paul Sabatier. Toulouse, pp. 21.
- Mancilla, F.L., Ammon, C.J., Herrmann, R.B. y Morales, J. (en prensa). Faulting parameters of the 1999 Mula Earthquake, Southeastern Spain. Submitted to *Tectonophysics*.
- Martínez-Díaz, J.J., Masana, E., Hernández-Enrile, J.L. y Santanach, P. 2001. Evidence for co-seismic events of recurrent prehistoric deformation along the Alhama de Murcia fault, southeastern Spain. Monografía: Paleosismicidad en España. *Acta Geológica Hispánica*, 36 (3-4): 315-327.
- Massonnet, D., K. Feigl, M. Rossi, and F. Adragna, 1994a. Radar interferometric mapping of deformation in the year after the Landers earthquake, *Nature*, 369, 227-230
- Massonnet, D., Rossi, M., and Adragna, F. 1994b. CNES General purpose SAR correlator, *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, 32, 636-643.
- Massonnet, D. y K. Feigl. 1998. Radar interferometry and its application to changes in the earth's surface. *Review of Geophysics*, 36-4, 441-500.
- Mezcua, J. y Martínez Solares, J.M. 1983. Sismicidad del área Ibero-Mogrebí. *I.G.N. Publ. N° 262*, Madrid 322 pp.
- Montenat, C. y Ott D'Estevou, P. 1996. Late Néogène basins evolving in the Eastern Betic transcurrent fault zone: an illustrated review. En: (Friend, P.F. y Dabrio, C. Eds.) *Tertiary Basins of Spain*. Cambridge University Press. 400 pp.
- Paquet, J. 1969. Etude géologique del'ouest de la province de Murcie (Espagne). *Mém. Soc. Géol. France*. 111, 1-270.
- Rebaï, S., Philip, H. y Taboada, A. 1992. Modern tectonic stress field in the Mediterranean region: evidence for variations in stress directions at different scales. *Geophysical Journal Int.* 110, 106-140.
- Rigo, A. y Massonnet, D 1999. Investigating the 1996 Pyrenean earthquake (France) with SAR Interferometry heavily distorted by atmosphere. *Geophysical Research Letters*, 26, 3217-3220.
- Rincón, P.J., Vegas, R. Y Pascual, G. 2000. Situación tectónica de la serie sísmica de Febrero-Agosto 1999 de Mula, Cordilleras Béticas Orientales (SE España) *2ª Asamblea Luso Española de Geodesia e Geofísica*. S 03-12.133-134.
- Sanz de Galdeano, C. 1983. Los accidentes y fracturas principales de las Cordilleras Béticas. *Estudios Geológicos* 59, 157-165.
- Silva, J.P., Mather, J.L., Goy, J.L., Zazo, C., y Harvey, A.M. 1996. Controles en el desarrollo y evolución del drenaje en zonas tectónicamente activas: el caso del río Mula (Región de Murcia, SE España). *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 9(3-4), 269-285.
- Udías, A. y Buforn, E. 1988. Single and joint fault-plane solutions from first motion data. In: Doornbos, D. (ed.), *Seismological Algorithms*, Academic Press, London, 443-453.
- Wells, D. L. Y Coppersmith, K. J. 1994. New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture with, rupture area and surface displacement. *Bulletin of the Seismological Society of America*. 84-4, 974-1002.

Recibido: Agosto 2001  
Aceptado: Febrero 2002