

ANÁLISIS SISMOTECTÓNICO DE LA SERIE SÍSMICA DE ADRA: MECANISMOS DE TERREMOTOS COMPUESTOS COMO RESPUESTA A LA INTERACCIÓN ENTRE FALLAS ACTIVAS EN EL SURESTE DE LA CORDILLERA BÉTICA

J. J. Martínez-Díaz

*Dpto de Geodinámica, Fac. de CC. Geológicas, Universidad Complutense, Ciudad Universitaria s/n 28040-MADRID
e-mail: Jmdiaz@eucmax.sim.ucm.es*

Resumen: En este trabajo se presenta un estudio sismotectónico general del sureste de la Cordillera Bética, y más detallado de una de las series sísmicas instrumentales más importantes: la serie de Adra (1993-1994), cuyos terremotos principales alcanzaron magnitudes Mb 5,0 y 4,9. Se han analizado las implicaciones mecánicas de esta serie de terremotos compuestos con el fin de entender la distribución espacio-temporal del conjunto de la sismicidad ocurrida en la zona. Como resultado se proponen dos modelos cinemáticos para la serie coherentes con las características sismológicas y la tectónica local. Ha podido reconocerse, tanto en la sismicidad histórica como en la instrumental, la repetición sistemática de procesos de interacción dinámica entre fallas activas próximas que inducen la generación de series de terremotos compuestos mediante el mecanismo de *triggering*. De ello se deduce la importancia que para las futuras evaluaciones de peligrosidad sísmica en el sureste de la Cordillera Bética tiene el reconocimiento y la determinación de las relaciones de interacción entre fallas activas próximas. Sus reactivaciones actuales y futuras pueden favorecer o inhibir el potencial sísmico de las fallas situadas en su entorno.

Palabras clave: Cordillera Bética, serie sísmica de Adra, sismotectónica, terremoto compuesto, interacción sísmica, tectónica activa.

Abstract: In this work a seismotectonic analysis of the southern Betic Cordillera seismicity and the Adra (1993-1994 Mb: 5.0-4.9) seismic sequence is presented. Mechanical implications derived from this compound earthquake are analysed in order to understand the spatial and temporal seismic distribution all over the area. Then two kinematic models coherent with seismological and tectonic features are proposed. We recognised that in both historical and instrumental seismicity, systematic repetition of dynamic interaction between active faults occurred, producing compound earthquakes related to triggering processes. It is therefore very important for future seismic risk assessment in the southern Betic area to recognise and to settle the interaction relations between active faults. Present and future co-seismic activity on these faults may trigger or disable the seismic potential of close active faults.

Key words: Betic Cordillera, Adra seismic sequence, seismotectonics, compound earthquake, seismic interaction, active tectonics.

Martínez-Díaz J.J. (2000): Análisis sismotectónico de la serie sísmica de Adra: mecanismos de terremotos compuestos como respuesta a la interacción entre fallas activas en el sureste de la Cordillera Bética. *Rev. Soc. Geol. España*, 13(1): 31-44

La serie sísmica de Adra, ocurrida en su mayor parte durante los años 1993 y 1994, tuvo lugar en el sureste de la Cordillera Bética, que constituye el sector sísmicamente más activo de la Península Ibérica. En el área estudiada en este trabajo (Fig. 1) la sismicidad no se limita únicamente a la actividad instrumental registrada en los últimos 80 años que no ha superado nunca la magnitud 5,2. Durante los últimos 500 años (Fig. 1 y Tabla I) se han registrado 52 terremotos de intensidad MSK > VI: de ellos, uno de intensidad X (acaecido en Torre Vieja en el año 1829), tres de intensidad IX en el sur de Almería, 14 de intensi-

dad VIII repartidos por toda la zona y 33 de intensidad VII. La mayoría de estos terremotos ocasionaron numerosas pérdidas de vidas humanas, en una cifra difícil de estimar pero que supera ampliamente el millar (López Marinas, 1977), así como destrucciones de partes importantes de algunas poblaciones (Almería, Torre Vieja, Berja, Dalías, Vera, Lorca, etc.). Es evidente que la consideración exclusiva de la sismicidad instrumental induce a minusvalorar el potencial sismogénico de las fallas activas de este sector de la Cordillera Bética.

La región del sur de Almería, donde se sitúa la serie

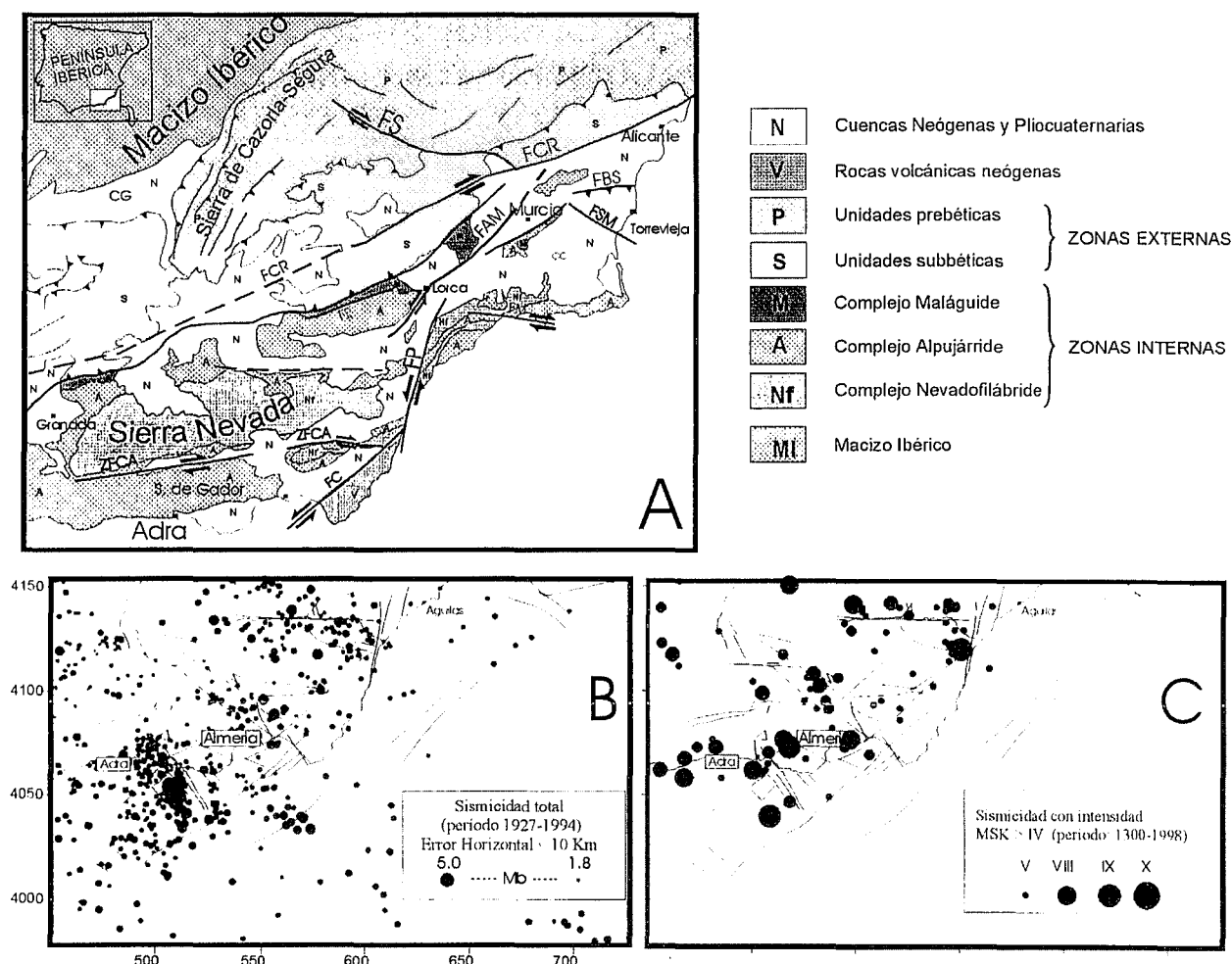


Figura 1.-A: Mapa geológico esquemático del sureste de la Cordillera Bética en el que se han representado las principales zonas de falla con actividad neotectónica. FAM: Falla de Alhama de Murcia. ZFCA: Zona de falla del Corredor de las Alpujarras. FC: Falla de Carboneras. FP: Falla de Palomares. FSM: Falla de San Miguel. FBS: Falla del Bajo Segura. FCR: Falla de Crevillente. FS: Falla de Socovos. B y C: mapas de actividad sísmica del entorno de la zona de ocurrencia de la serie sísmica de Adra (1993-1994).

sísmica estudiada en detalle, se encuentra surcada por dos grandes corredores de fracturación: el Corredor de las Alpujarras (Sanz de Galdeano *et al.*, 1985) y la falla de Carboneras (Bousquet y Montenat, 1974). Esta última forma parte de la zona de cizalla Transalboran (Larouzière *et al.*, 1987) que atraviesa el mar de Alborán con dirección NE-SO hasta conectar con las fallas NE-SO del norte de África (fallas de Nekor y Jebha). Una de las evidencias sismogénicas más significativas es que los eventos sísmicos históricos e instrumentales más importantes ocurridos en el sur de Almería no parecen estar relacionados espacialmente con estas zonas de falla.

Desde el Mioceno Medio, la actividad predominante de la zona de falla del Corredor de las Alpujarras (ZFCA) y de la Falla de Carboneras ha sido de tipo desgarre; sin embargo, en la zona situada entre ambas fallas, la fracturación predominante es de tipo extensional, predominando las fallas normales NO-SE que han actuado de forma bastante continuada a lo largo del período neotectónico (Fourniquet, 1975; Rodríguez Fernández y Martín Penela 1993; Silva *et al.*, 1993; Martínez-Díaz, 1998). Se trata de fallas de dimensiones reducidas, muy próximas entre sí, con longitu-

des inferiores a 20 km (Fig. 2) con las que se asocia la mayor parte de la sismicidad instrumental registrada en el sur de la Cordillera Bética. Este hecho hace especialmente interesante el estudio de la posible interacción entre fallas activas. En los últimos años son numerosos los estudios en los que se ha reconocido el fenómeno de *triggering* que consiste en la activación sísmica de fallas a partir de la modificación local del campo de esfuerzos inducida por terremotos previos (Stein *et al.*, 1992; 1994; King *et al.*, 1994; Harris *et al.*, 1995; Hodgkinson *et al.*, 1996; Stein *et al.*, 1997; Nostro *et al.*, 1998; Toda *et al.*, 1998). En ocasiones estas activaciones se producen pocas horas o días después de la ocurrencia de un terremoto generándose lo que se conoce como terremotos compuestos (Scholz, 1990) que son un reflejo directo de dichos procesos de interacción, y tienen implicaciones directas en los estudios de predicción y peligrosidad sísmica. El fenómeno de interacción entre fallas y su relación con la sismicidad, tanto histórica como instrumental, en el SE de la cordillera puede ayudar a entender la disposición aparentemente difusa de la sismicidad así como a realizar cálculos más precisos de la peligrosidad sísmica en sectores concretos.

XUTM	YUTM	FECHA (AÑO MES DIA)	MAG. (MB)	INT (MSK)	LOCALIDAD
600558	4119577	15181109		IX	VERA.AL
512000	4032000	15220922		IX	SUR ADRA
707528	4219625	15230000		VIII	GUARDAMAR
517678	4150428	15310930		VIII	BAZA.GR
547559	4076582	15500419		VII	ALMERIA
614607	4173394	15790130		VIII	LORCA.MU
547559	4076582	16581231		VIII	ALMERIA
614607	4173394	16740810		VII	LORCA.MU
614607	4173394	16740828		VIII	LORCA.MU
614607	4173394	16740829		VII	LORCA.MU
704045	4241747	17300416		VII	ELCHE.A
666829	4207587	17430309		VII	MURCIA
700265	4217593	17460815		VII	ROJALES.A
583825	4165626	17510304		VII	VELEZ RUBIO.AL
532597	4102397	17831029		VII	ALBOLODUY.AL
701956	4208380	18020118		VII	TORREVIEJA.A
514862	4076462	18040113		VIII	DALIAS.AL
500000	4061659	18040121		VIII	ADRA.AL
400000	4500000	18040825		IX	SW. ADRA
614607	4173394	18181220		VII	LORCA.MU
701956	4208380	18280915		VII	TORREVIEJA.A
701681	4219478	18290321		X	TORREVIEJA.A
701681	4219478	18290418		VII	TORREVIEJA.A
701956	4208380	18371031		VII	TORREVIEJA.A
461543	4117214	18630417		VII	GUEJAR.GR
701956	4208380	18670203		VII	TORREVIEJA.A
467267	4067268	18720128		VII	MOTRIL.GR
653483	4216576	18830116		VII	CEUTI.MU
529614	4107933	18940612		VII	NACIMIENTO.AL
455335	4061775	19010525		VII	MOTRIL.GR
632062	4184753	19070416		VII	TOTANA.MU
649064	4218344	19080929		VII	OJOS.MU
704883	4208453	19090701		VII	TORREVIEJA.A
467232	4058023	19100616		VII	ADRA.AL
467232	4058023	19100616		VIII	ADRA.AL
656549	4209234	19110321		VIII	COTILLAS.MU
657833	4218510	19110403		VIII	LORQUI.MU
657833	4218510	19110510		VII	LORQUI.MU
657833	4218510	19110516		VII	LORQUI.MU
504447	4098638	19120422		VII	OCAÑA.AL
482157	4072770	19130811		VII	ALBUÑOL.GR
541094	4181947	19131125		VII	HUESCAR.GR
652125	4211001	19170128		VII	TORRES DE COTILLAS.MU
690031	4217347	19190910	5.2	VIII	JACARILLA.A
690031	4217347	19190910	5.1	VII	JACARILLA.A
654980	4214755	19300903	3.7	VII	LORQUI.MU
548670	4141306	19320305	4.8	VIII	LUCAR.AL
662070	4225994	19440223	3.8	VII	FORTUNA.MU
608811	4222331	19480623	5.0	VIII	CEHEGIN.MU
538182	4176755	19640609	4.8	VIII	GALERA.GR
566809	4141801	19720316	4.8	VII	PORTALOA.AL

Tabla I.-Sismicidad acaecida en el sureste de la Cordillera Bética con intensidad (MSK) superior a VI desde el año 1500 hasta el año 1994.

La génesis de la serie sísmica de Adra fue estudiada y parcialmente interpretada de modo preliminar por Martínez Díaz y Hernández Enrile (1996). Sin embargo, la obtención de mayor número de datos geológicos y sismológicos

ha permitido obtener nuevas conclusiones de tipo sismogénico que pueden extrapolarse a otros sectores de la cordillera y que se presentan en el estudio que a continuación se desarrolla.

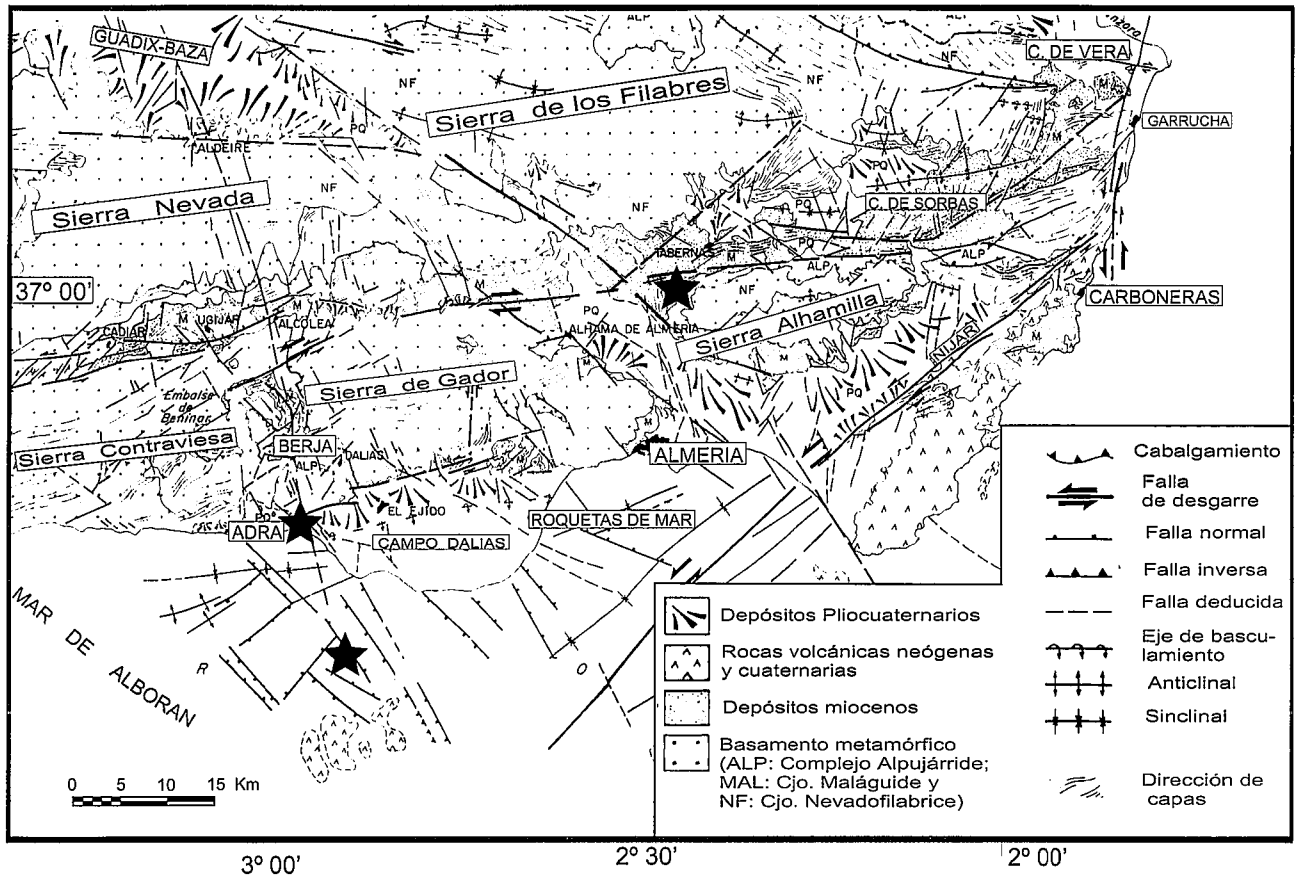


Figura 2.-Mapa geológico-estructural de la zona afectada por la serie sísmica de Adra sobre el que se han señalado con estrellas los epicentros de los dos eventos principales de dicha serie (al suroeste) así como el de la serie de Sierra Alhamilla (Septiembre 1984, Mb: 5,0).

Sismicidad histórica e instrumental en el sureste de la Cordillera Bética

La mayoría de los trabajos de carácter sismotectónico realizados en la zona se enmarcan en estudios de carácter regional cuya escala de trabajo impide la introducción de los elementos tectónicos suficientes para relacionar la sismicidad con zonas de falla concretas. Los estudios sismotectónicos en los que se ha tratado esta región generalmente engloban la zona Ibero-Moghrebí, que incluye la Cordillera Bética, el dominio del Mar de Alborán y los sectores alpinos del norte de África: Rif y Tell. De la mayoría de ellos se desprende la existencia de un contexto sismotectónico bastante complejo, caracterizado por la existencia de mecanismos de foco compresivos, distensivos y de desgarre, sin que existan unos límites claros en su distribución espacial (Vegas, 1991; Buforn *et al.*, 1995; Meghraoui *et al.*, 1996).

Por otra parte, en otro grupo de trabajos se han integrado en mayor medida datos geológico-estructurales con el fin de establecer relaciones causa-efecto entre la actividad sísmica y las estructuras activas. Entre estos trabajos destacan los de McKenzie (1972), Grimison y Cheng (1986), Meghraoui (1988), Medina y Cherkaoui (1988), Vegas (1992) y Galindo-Zaldívar *et al.* (1993). De ellos se deduce la relación directa existente entre la tasa de convergencia actual entre las placas Euroasiática y Africana con las tasas de actividad sísmica y la evolución cinemática y dinámica de las estructuras a escala geodinámica.

A escala de la Cordillera Bética destacan los estudios que en los últimos años han intentado asociar la actividad sísmica en la Cordillera Bética a fallas o zonas de falla concretas. En estos trabajos se deducen aquellas fallas que funcionan como fuentes sismogénicas a tenor de la distribución espacial de la sismicidad (López Casado *et al.*, 1987; Sanz de Galdeano *et al.*, 1995). El segundo de ellos correlaciona los epicentros de intensidad \geq VI y magnitud \geq 3,5 con fallas conocidas. En el sector aquí estudiado se pueden considerar activas fallas de distintos sistemas de fracturación: fallas NO-SE y las fallas E-O a N 70° (segmentos orientales del corredor de las Alpujarras). En las Béticas orientales destacan por la sismicidad asociada: las fallas N 45°-60° (Falla de Alhama de Murcia), las N 20° y las NO-SE, sobre todo en el área de Torrevieja y en el valle del Alto Segura.

Desde el punto de vista histórico, la zona sur de Almería es uno de los sectores sísmicamente más activos de la Cordillera. Desde el año 1500 hasta la actualidad se han registrado seis terremotos de intensidad (MSK) VII, cuatro de intensidad VIII: Almería (1658), Dalías (1804), Adra (1804 y 1910) y tres de intensidad IX: Vera (1518), Adra (1522) y suroeste de Adra (1804) (Fig. 1). Solamente el terremoto de Vera, de 1518, se localiza próximo a una de las zonas de falla de carácter regional: la Falla de Palomares. El resto de grandes terremotos históricos se sitúa en el interior del bloque cortical delimitado por la ZFCA y la falla de Carboneras.

López Marinas (1977) recopiló las observaciones acerca de los fenómenos provocados por los terremotos históricos más importantes que aportan datos que pueden tener implicaciones sismotectónicas interesantes. De esas observaciones se deduce que en los terremotos que destruyeron la ciudad de Almería (1522), y durante la serie sísmica de Adra (1804) se produjeron alteraciones importantes en el régimen hidrogeológico de las fuentes, así como fenómenos de licuefacción. En el caso de los terremotos de Vera (1518), SO de Adra (1522) y Almería (1658) las observaciones históricas indican que se trata de series sísmicas típicas, es decir, con un evento principal precedido de algunos premonitorios de escasa intensidad y seguidos de

sucesiones de réplicas durante días o meses. Sin embargo, la serie sísmica de Adra (1804) es bastante más compleja. Se inició con varios terremotos de intensidad VI-VII en el mes de enero para dar paso a dos de intensidad VIII días después. Siguió terremotos de menor intensidad hasta el 25 de agosto cuando se produjo un evento de intensidad IX precedido de premonitorios y seguido de más de 25 réplicas sentidas en cinco días. Todo esto parece indicar que este período sísmico está compuesto de dos series distintas: una en el mes de junio, con dos eventos principales de tamaño semejante, y otra en agosto, formada por una secuencia normal: premonitorios-principal-réplicas.

Los datos de sismicidad histórica, por tanto, nos hablan de la existencia de eventos de magnitud importante (probablemente acompañados de deformación superficial) y en algunos casos de carácter compuesto. La mayoría de estos eventos no se localizan sobre zonas de falla de importancia regional.

Serie sísmica de Adra (1993-1994)

La serie sísmica de Adra se inició el 23 de diciembre de 1993 con un terremoto de magnitud Mb: 5,0 localizado unos 10 km al este de Adra (Fig. 3). La profundidad focal fue de 8 km y se sintió con una intensidad máxima MSK: VI-VII. Once días después se produjo un segundo terremoto de intensidad semejante al anterior, situado 30 km al sureste del primero, con una magnitud Mb: 4,9 y una profundidad focal de 2 km.

Rueda *et al.* (1996) analizaron la serie sísmica desde un punto de vista sismológico y sismotectónico. Calcularon los momentos sísmicos de ambas rupturas (Tabla II) así como los mecanismos focales de los eventos principales y el mecanismo conjunto de las réplicas (ver proyecciones en figura 3). Los mecanismos focales de los eventos principales son de tipo normal con fuerte componente de desgarre, mientras que el mecanismo conjunto presenta un carácter normal más puro.

La zona afectada por esta serie no ha sufrido ningún evento sísmico de magnitud mayor de 4,0 durante el período instrumental (últimos ochenta años). Sin embargo, tal y como se describió con anterioridad, la sismicidad histórica refleja una actividad de magnitudes superiores (Fig. 1). La serie sísmica de Adra presenta cierta semejanza en cuanto a situación y distribución espacial y temporal con el inicio de la serie acaecida en 1804. En aquella serie se produjeron dos terremotos de intensidad VIII en el mes de enero con una separación temporal de 8 días y espacial de pocos kilómetros.

Este hecho, más el derivado de la sucesión de réplicas de los terremotos citados, nos ha llevado a analizar el control tectónico de esta serie, que puede permitir un conoci-

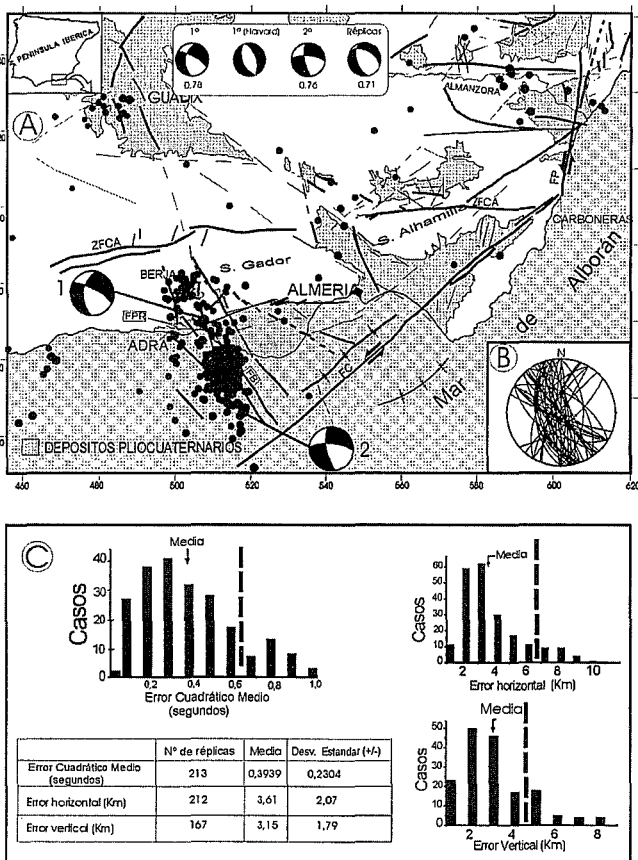


Figura 3.-En la parte superior A: proyección de la serie sísmica de Adra (1993-1994) sobre un mapa de fracturación con actividad neotectónica. Se representan asimismo los mecanismos focales de los dos eventos principales calculados por el I.G.N. (nº 1 y 2), el mecanismo conjunto de las réplicas y el mecanismo del primer evento calculado por Harvard. B: proyección estereográfica de las fallas con actividad neotectónica (afectando materiales del Mioceno superior, Plioceno y Cuaternario) medidas en campo en el sector situado entre Adra y Berja. C: estadística de los errores de localización de la población de réplicas utilizadas en este estudio. Las líneas intermitentes marcan los valores límite de filtrado de los datos. Sólo han sido usados los situados a la izquierda.

FECHA	HORA	LONGITUD	LATITUD	PROF.(KM)	MB	INT	Mo (N*M)	LOC
23-Dic-93	14h 22m 35s	2º 56'W	36º 46'N	8	5.0	VII	8.5*10 ¹⁶	Adra
4-Ene-94	8h 03m 15s	2º 49'W	36º 34'N	2	4.9	VII	2.29*10 ¹⁵	Sur Adra

Tabla II.-Datos sismológicos de los terremotos principales de la serie sísmica de Adra (tomados de Rueda *et al.*, 1996).

miento acerca de la fuente sismogénica. La combinación de dos terremotos de magnitud semejante y sucesivos en el espacio y en el tiempo es una característica muy significativa a la hora de interpretar el origen de dicha fuente sismogénica y sus mecanismos, en relación con fenómenos de interacción entre fallas.

A) Análisis espacial

Para el estudio de la serie hemos utilizado las primeras 350 réplicas recogidas tras el primer evento principal. Los datos presentan errores de localización horizontal y vertical menores de 4 km (Fig. 3). A pesar de la incertidumbre que estos errores introducen, pensamos que la base de datos utilizada presenta la suficiente exactitud como para que pueda ser analizada e interpretada espacialmente.

Sismicidad previa: La sismicidad instrumental registrada en el entorno de Adra durante los años previos a la serie presenta algunas características interesantes. Desde 1986 hasta 1989, la sismicidad recogida en esta zona no presenta diferencias notables en relación con la de su entorno (Fig. 4). Sin embargo, en el período 1990-91, se observa un aumento de actividad que se alinea según una orientación N-S. Esta lineación se sitúa al oeste de la falla que controla el tramo sur del río Adra.

En el período (1992-1993), inmediatamente anterior al primer evento de la serie, se observa una clara activación sísmica de dos fallas N 170-180. Una parece corresponder a la falla N-S del río Adra, y la otra se sitúa al sur del Campo de Dalfas. Es interesante observar que la actividad sísmica de esta última falla está claramente limitada por la prolongación hacia el SO de la Falla de Carboneras.

Se observa, por tanto, que tres años antes del comienzo de la serie de Adra las fallas N-S y NO-SE de la zona comenzaron a presentar actividad sísmica. Asimismo, es destacable el hecho de que la mayor parte de la sismicidad previa se sitúa en la depresión que separa las sierras Contraviesa y de Gádor (Fig. 2), que parecen actuar como bloques de basamento más resistentes.

Serie sísmica: En la figura 3 se han representado los dos epicentros principales de la serie junto con las primeras 350 réplicas que siguieron a los mismos a lo largo de más de 8 meses. Las réplicas se acumularon en cuatro núcleos principales. El más importante, situado al sur de Berja y este de Adra, en una zona con geometría en forma de rombo alargada según una dirección NNO-SSE. Esta acumulación contiene a los dos epicentros principales. Se produjeron asimismo acumulaciones de réplicas alejadas y de menor importancia: al sur de la Cuenca de Guadix, en el valle del río Almanzora y al sureste de Motril.

Geometría en profundidad: Las profundidades hipocentrales del núcleo principal de réplicas varían entre 2 y 25 km (Fig. 5), aunque la inmensa mayoría se sitúan entre 3 y 14 km. Se observan dos máximos bastante claros, uno de 2 a 4 km y otro de 8 a 11 km. Es significativa la escasez de sismicidad entre los 6 y 7 km de profundidad. Con el fin de estudiar en detalle la distribución espacial de la nube

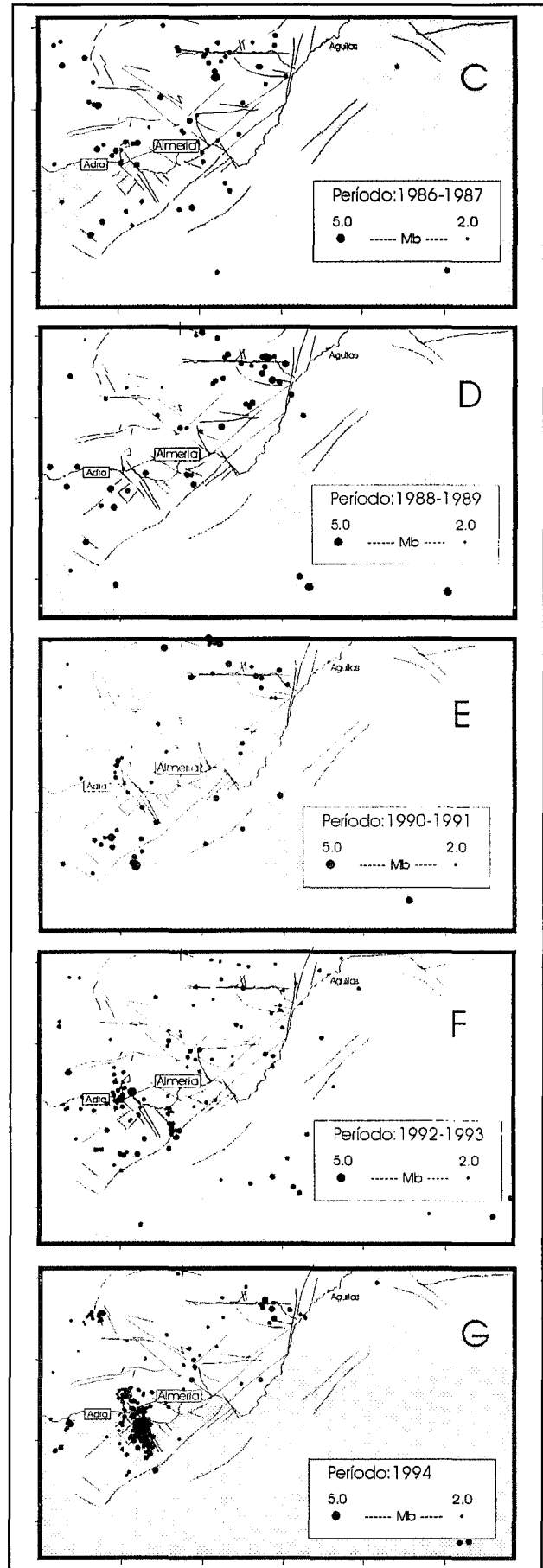


Figura 4.-Mapas de evolución temporal de la sismicidad durante los años previos a la serie sísmica de Adra.

principal de réplicas, se han realizado cortes de la misma siguiendo diversas orientaciones. En estas secciones (Fig. 6) se constata el vacío de sismicidad que existe entre los 3 y 8 km de profundidad, inmediatamente encima del hipocentro del primer evento sísmico. Este hecho es evidente sobre todo en las proyecciones orientadas de N-S a ONO-ESE. Este vacío de sismicidad podría responder a la posición del área de ruptura, alrededor de la cual se distribuyen las réplicas.



Figura 5.-Histograma de frecuencias de las profundidades hipocentrales de las réplicas de la serie sísmica de Adra.

Si analizamos cortes secuenciados temporalmente según una orientación NO-SE (Fig. 7), se observa que las 25 primeras réplicas se disponen rodeando el vacío que se observa en los cortes de la nube completa. Esto apoya la idea de que ese vacío pueda atribuirse a la zona de ruptura.

Si aceptamos esta posibilidad, la orientación de la falla responsable del primer evento principal debe situarse entre ONO-ESE y N-S. La superficie de ruptura, que puede estimarse a través de la sección NO-SE en aproximadamente 70 km², coherente, según los estudios de correlación de Wells y Coopersmith (1994), con magnitudes (Mw) próximas a 5,5.

Por otra parte, se pone de manifiesto que casi todas las réplicas se disponen rellenando un volumen de corteza cuyos bordes o límites responden a una geometría planar que pueden corresponder con planos de falla con buzamientos enfrentados (Fig. 6). La sección 8 (SSO-NNE) es la que muestra esta geometría con mayor claridad. La nube de hipocentros, observada tridimensionalmente, presenta una morfología de quilla de barco limitada por planos con buzamiento hacia el NNE y el SSO. El hipocentro del primer evento se sitúa sobre ese límite. A pesar de la incertidumbre en la localización de los hipocentros, creemos que la geometría observada es difícilmente atribuible a errores de localización y, por tanto, debe estar relacionada con un control estructural. Si aceptamos este hecho, las variaciones de buzamiento que presentan estas superficies de unas proyecciones a otras indican que las secciones 1, 2 y 3 serían las de orientación más cercana a la dirección de las fallas responsables de los terremotos principales y de la distribución de la nube de réplicas, ya que en ellas las réplicas presentan la mayor dispersión espacial, coincidiendo con la máxima dimensión longitudinal de la nube de epicentros. Esas orientaciones coinciden con las de los sistemas de fracturación N 120-140 y N 160-180 observadas en campo (Fig. 3b). Las proyecciones 6 y 7 estarían más próximas a una orientación perpendicular a los planos de falla citados.

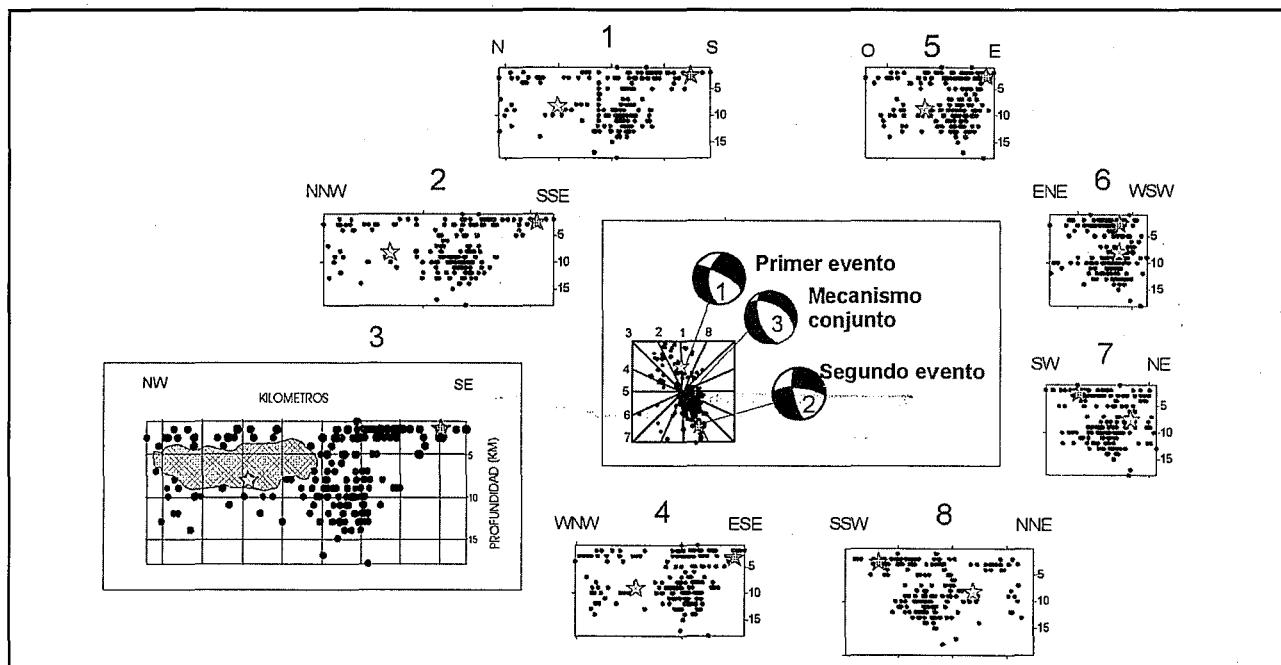


Figura 6.-Secciones verticales de la nube principal de réplicas de la serie sísmica de Adra según varias orientaciones. En la sección 3 se ha sombreado la zona libre de réplicas que se interpreta como la posición de la superficie de ruptura del primer evento. Las estrellas marcan los hipocentros de los dos eventos principales.

Geometría en planta: La disposición en planta de los epicentros de las réplicas en la nube principal se ajusta a la forma de un "rombo", con los lados este y oeste orientados aproximadamente N-S, y los lados norte y sur orientados según una dirección N 140-145 E. La geometría de las réplicas relocadas por Rueda *et al.* (1996) utilizando el método (JHD) de Dewey (1991), muestra una geometría muy similar (Fig. 8). El límite noreste del "rombo" se sitúa muy próximo y paralelo a la zona de falla normal que limita por el oeste la Sierra de Gádor. Además, la mayor parte de la nube se sitúa encima de la prolongación en el mar de varias fallas normales N 150-170 con actividad cuaternaria (fallas de Balanegra y de Puente del Río) (Fig. 3).

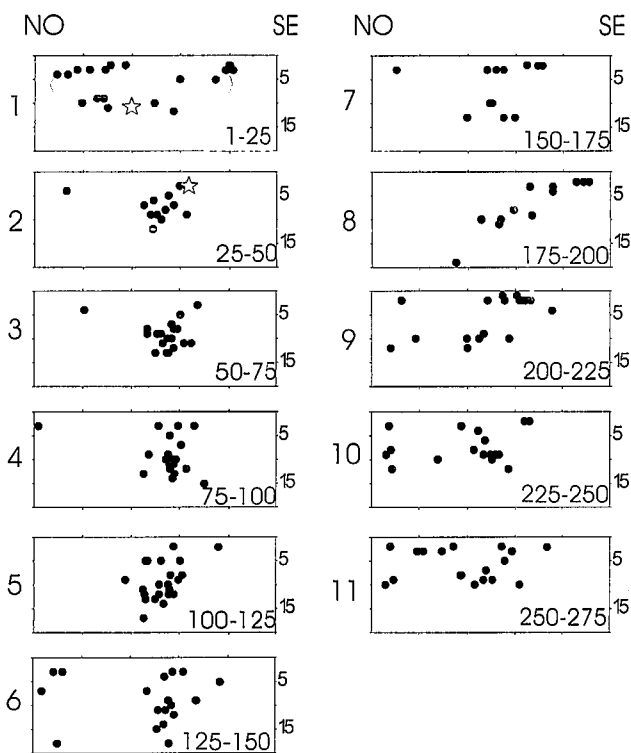


Figura 7.-Secuencia temporal de ocurrencia de réplicas en un perfil NO-SE de la nube principal de réplicas de la serie de Adra (1993-1994). Puede observarse como las primeras 25 réplicas se disponen alrededor de un vacío de sismicidad que puede asociarse a la superficie de ruptura. Las estrellas marcan los hipocentros de los eventos principales.

B) Análisis temporal

La evolución temporal de la serie de réplicas (Fig. 9) muestra una propagación de la sismicidad desde la Cuenca de Berja (al norte de la nube de réplicas) hacia el epicentro del segundo evento principal. Tras el primer evento, la tasa de actividad es muy escasa, apenas un promedio de una réplica por día. A partir del segundo evento, esta tasa se dispara (a pesar de tener una magnitud ligeramente inferior) y comienza a configurarse la morfología de la nube. Ello tiene importantes implicaciones dinámicas como se discutirá más adelante. La máxima acumulación de réplicas se produce en el sector situado entre los dos epicentros.

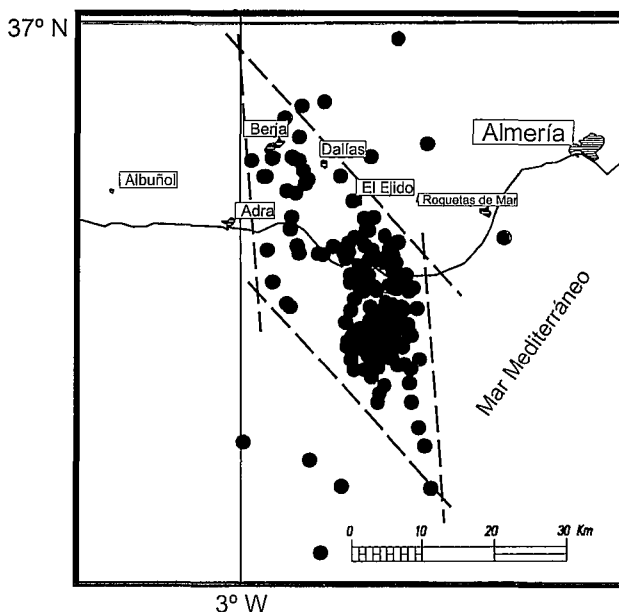


Figura 8.-Vista en planta de los epicentros de la acumulación principal de réplicas de la serie de Adra, relocalizados mediante el método JHD de Dewey (1991) (modificado de Rueda *et al.*, 1992). Se han añadido líneas intermitentes marcando los límites de la nube de réplicas para mostrar más claramente la morfología romboidal de la misma, que queda incluso más claramente marcada en la figura 3.

C) Interpretación mecánica

El análisis de los datos señalados en los apartados anteriores nos permite considerar la serie sísmica de Adra como un ejemplo de terremoto compuesto (*compound earthquake*), según la terminología de Scholz (1990). Este autor define un terremoto como "compuesto" cuando se producen dos o más eventos sísmicos de tamaño similar en superficies de ruptura (no necesariamente pertenecientes a un único plano de falla) y con un retardo en el tiempo que va de pocas horas a varios días. El interés de este tipo de mecanismo de terremoto radica en que puede implicar la participación de procesos de ruptura, como son cambios en la presión intersticial y procesos de fatiga, causados por mecanismos distintos de aquellos que normalmente se relacionan con la acumulación de energía elástica (Nur y Booker, 1972; Scholz, 1968, 1990; Stein y Lisowsky, 1983). Se pueden producir terremotos compuestos en los que están implicados distintos segmentos de una misma falla que rompen con cierto retardo como ocurrió en los terremotos de Ansei en 1854 y Tonankai en 1944 y 1946 (Scholz, 1990). Sin embargo, también son frecuentes los terremotos compuestos en los que se activan fallas desconectadas y con direcciones y mecanismos diferentes, como ocurre, por ejemplo, en los terremotos de Tangshang de 1976 (Nabelek *et al.*, 1987).

El retardo de 11 días entre el primer y el segundo evento sísmico puede explicarse, tal y como se ha hecho en otros ejemplos similares (terremoto de Superstition Hills Mb: 6,5 (Hudnut *et al.*, 1989)), mediante el llamado efecto poroelástico combinado (Scholz, 1990). Este efecto se basa en la existencia de modificaciones transitorias de la presión de fluidos en el entorno de un evento princi-

pal. Estas modificaciones, combinadas con la transferencia de esfuerzos que ocasiona el evento, pueden inducir la reactivación de una falla vecina que se encuentra próxima al punto crítico de ruptura. La recuperación progresiva de la presión de fluidos, que disminuye instantáneamente en los cuadrantes sometidos a dilatación por el primer evento, puede reactivar las fallas situadas en esos cuadrantes (en los que la primera ruptura había inducido aumentos instantáneos de esfuerzos desviadores sobre el plano de falla).

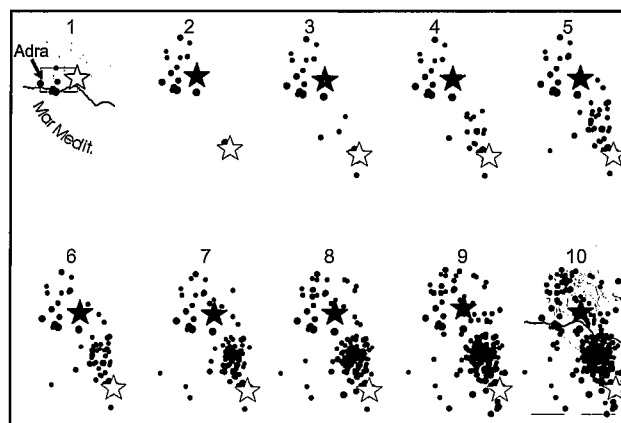
En el caso estudiado, las réplicas parecen acumularse en el bloque de corteza que estaría limitado por las fallas responsables de los eventos principales y por otras de los mismos sistemas. En el interior de este bloque, la caída de los esfuerzos normales a los planos de debilidad provocaría la reactivación de numerosas fracturas en forma de réplicas. El aumento repentino de la tasa de producción de réplicas tras el segundo evento principal (Fig. 9) apoya la idea de que es la actividad combinada de dos rupturas la que modifica el estado de esfuerzos en un volumen de corteza. El resultado de este proceso es que las réplicas se acumulan no solo en el entorno de la superficie de ruptura, sino también en el interior de ese volumen de corteza que ha reajustado su posición a través del movimiento de las dos fallas reactivadas. En este sentido, la totalidad de las réplicas se sitúa en el interior de los cuadrantes en dilatación de los mecanismos focales (Fig. 3).

Durante el estudio de campo realizado una vez comenzada la serie, se pudieron detectar numerosas anomalías hidrogeológicas que pueden ser indicios de cambios significativos de la presión de fluidos durante la serie sísmica. En numerosas fuentes situadas en la Cuenca de Berja, el caudal aumentó de repente tras el primer evento. Un ejemplo de este fenómeno registrado en un limnógrafo de un pozo situado en el extremo sur de la Depresión de Berja se observa en la figura 9. El primer terremoto ocasionó una subida de nivel piezométrico del pozo de más de 2 m. Al día siguiente disminuyó pero el nivel medio quedó por encima del que existía antes del seísmo. Únicamente la fuente de Hirmes, situada en la zona más alta y próxima a la zona de falla extensional del oeste de Gádor (Fig. 9), disminuyó de caudal tras el primer seísmo.

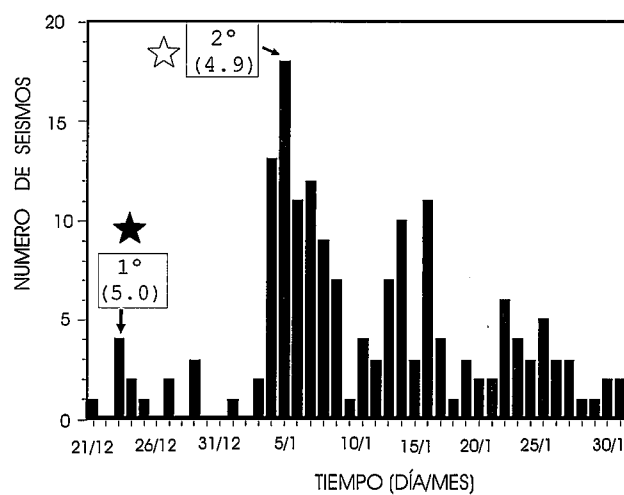
D) Modelos cinemáticos para la serie sísmica de Adra

Como ya se ha citado con anterioridad, los mecanismos de foco calculados para los dos eventos principales y el conjunto de las réplicas de la serie fueron de tipo normal o normal-direccional (Fig. 3). El mecanismo conjunto para las réplicas calculado por Rueda *et al.* (1996) y el calculado para el primer evento por la Universidad de Harvard presentan carácter normal, con planos focales de dirección N 140° a N170°, y cabeceos del deslizamiento entre 58° y 88°. Los ejes de tensión se orientan entre ENE-OSO y NE-SO.

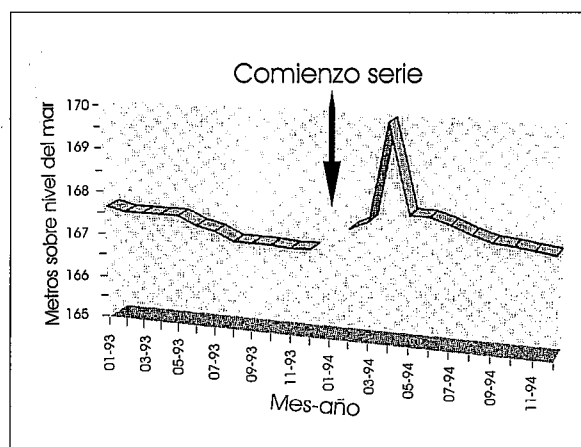
En el entorno de Adra se ha observado la existencia de varias familias de fracturación activa durante el Cuaternario, compuestas por fallas normales con buzamientos altos, algunas incluso con indicios de paleosismicidad (Mar-



A



B



C

Figura 9.-A: Vista en planta de la evolución temporal de la serie de Adra. Se observa que, a medida que pasa el tiempo, las réplicas tienden a acumularse entre los dos epicentros principales (cuadros blancos). B: Histograma mostrando la evolución de la tasa de ocurrencia de las réplicas de la misma serie. Se observa claramente que esta tasa se dispara de forma significativa en el momento de producirse el segundo terremoto principal. C: Limnógrafo que muestra la variación de nivel piezométrico que sufrió un pozo situado al sur de la depresión de Berja (tomado de El Amrani Paaza, 1997).

tínez Díaz, 1998). Estos sistemas presentan orientaciones: N 140°-160° y N 125°, que coinciden con la mayoría de los planos nodales de los mecanismos focales calculados. En la proyección estereográfica de la figura 3 puede apreciarse la coherencia de los mecanismos focales con dichas orientaciones.

Teniendo en cuenta la orientación y naturaleza de los mecanismos de foco, la orientación y cinemática de las fallas activas durante el Cuaternario en la zona, la geometría de la nube de réplicas tanto en planta como en profun-

dididad y, por último, la relación genética entre los dos terremotos principales así como su situación, se proponen dos modelos cinemáticos que pueden explicar la naturaleza compuesta de la serie así como sus características espaciales (Fig. 10):

Modelo 1

El primer terremoto (Mb: 5,0) estaría asociado con la activación de una falla de dirección N 135° y buzamiento suroeste (zona de falla normal del borde oeste de la Sierra

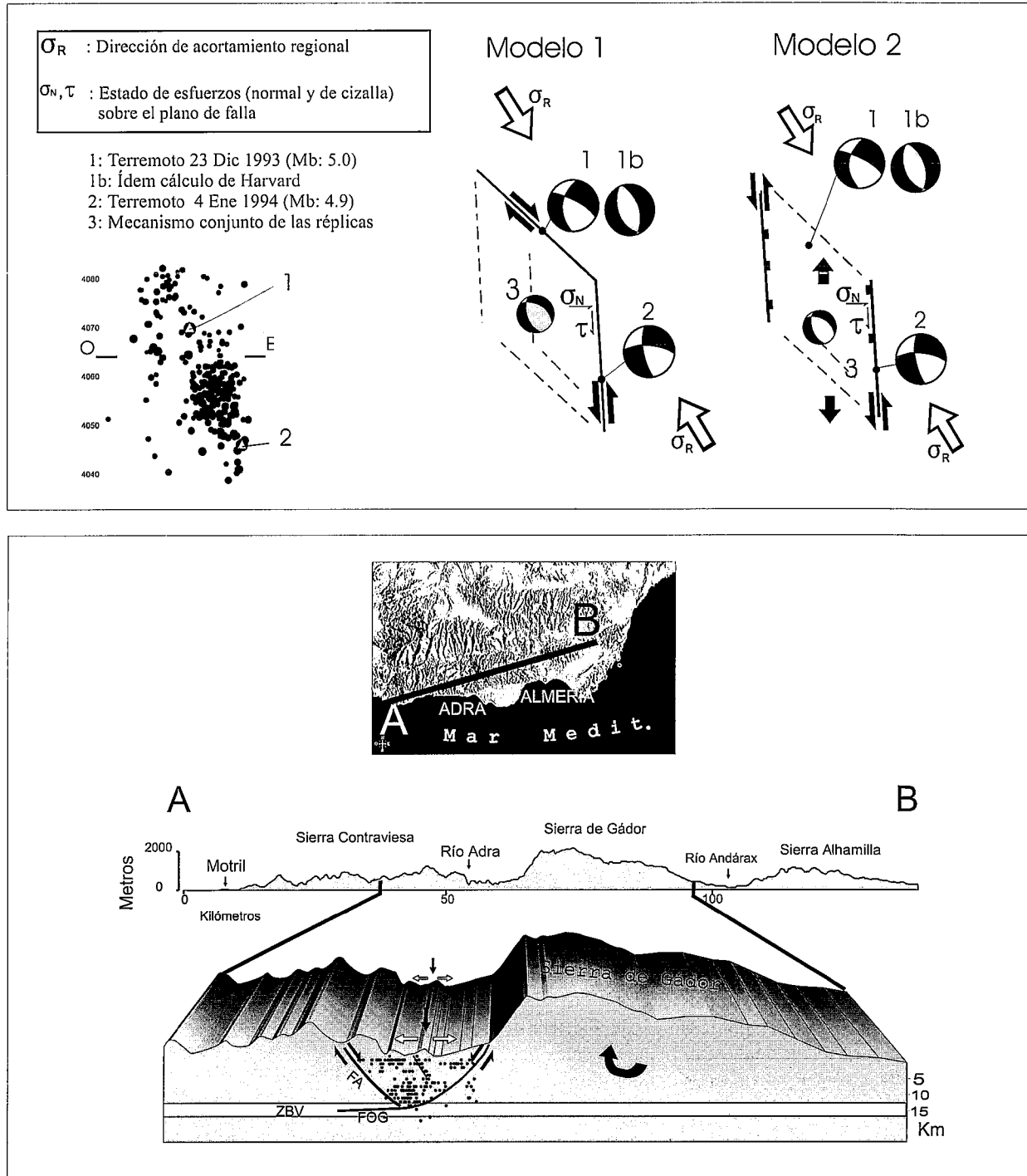


Figura 10.-En la parte superior se muestran los dos modelos cinemáticos propuestos para explicar la serie sísmica de Adra. En el gráfico inferior se observa un modelo de disposición en profundidad de la serie sísmica y su relación espacial con las principales fallas de la zona. FOG: Falla del Oeste de Gador y FA: Falla del río Adra. La primera de ellas se enraíza en la zona de baja velocidad (ZBV) situada a 10-12 km de profundidad.

de Gádor) (mecanismo focal 1 en la figura). El desplazamiento normal con componente dextral de esa falla induce una reducción del esfuerzo normal (σ_n) en un plano de falla orientado N 170° situado al sureste del anterior. Esa reducción del esfuerzo normal modifica el estado de esfuerzos inicial para este segundo plano de falla aproximándolo al punto de ruptura.

Modelo 2

Esta segunda interpretación considera que la falla responsable del primer evento sería una falla próxima a N-S y buzamiento hacia el este (coherente con uno de los planos del mecanismo de Harvard). Esta falla limitaría la nube de réplicas por el oeste (Falla del río Adra). La modificación del estado de esfuerzos en el bloque hundido al este de la falla induce la reactivación de una falla paralela pero de buzamiento hacia el oeste (ver mecanismo de Harvard en la figura 10), generándose el segundo evento que presentaría una componente de desgarre superior. Esta cinemática provoca un nuevo cambio del estado de esfuerzos en el bloque cortical limitado por las dos fallas. Dicho bloque sufre una tracción próxima a N-S. Esta extensión controlada por dos planos de falla con buzamientos opuestos explica tanto el mecanismo focal conjunto de las réplicas (de tipo normal), como la morfología y posición de la serie de réplicas. Estas no sólo se disponen a lo largo de los dos planos de ruptura, sino que rellenan el bloque cortical limitado por las dos fallas, en cuyo interior el estado de esfuerzos se ha modificado momentáneamente.

En ambos modelos, la dirección de esfuerzo horizontal compatible con los mecanismos de foco, tanto de los principales como de las réplicas, es coherente con un acortamiento NNO-SSE reconocido a escala de toda la Cordillera (Galindo Zaldívar *et al.*, 1993). Sin embargo, desde un punto de vista estructural y morfológico, el modelo 1 es más coherente con la existencia de una zona de falla extensional NO-SE que limita por el oeste la Sierra de Gádor, así como con la orientación de las fallas identificadas al sur en la plataforma continental (Fig. 2).

Interacción entre fallas activas como mecanismo sismogénico en el sureste de la Cordillera Bética: Discusión

Una de las conclusiones que hemos obtenido del análisis de la serie sísmica de Adra es que nos encontramos ante un caso típico de terremoto compuesto.

Una serie o secuencia sísmica común ocasionada por la ruptura de una falla suele estar compuesta por un evento principal seguido de una serie de réplicas y precedido o no, según los casos, por eventos premonitorios. Las sucesiones típicas de réplicas siguen una ley de decaimiento con el tiempo (ley de Omori) que viene dada por: $n = c/(1+t)^p$, donde n es la frecuencia de ocurrencia de réplicas para un tiempo t pasado después del evento principal, c es una constante y p tiene un valor próximo a 1. Se trata, por tanto, de una función hiperbólica. Un hecho que se cumple en la mayoría de las secuencias sísmicas que denominamos comunes es que la réplica de mayor tamaño suele ser al menos una unidad de

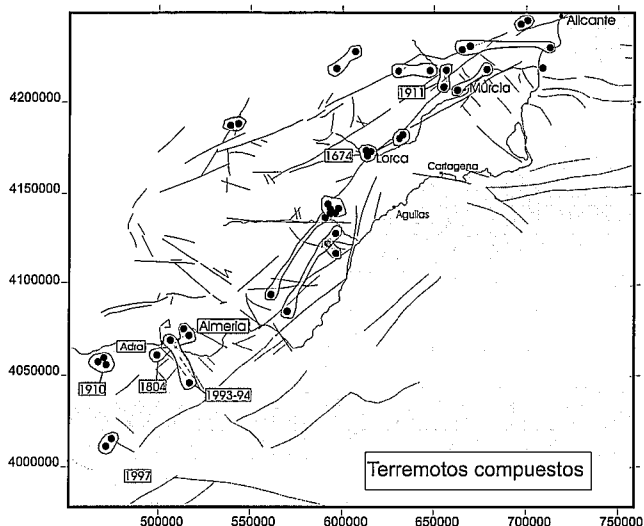


Figura 11.-Mapa de la fracturación neotectónica del sureste de la Cordillera Bética en el que se señalan las principales secuencias de terremotos compuestos identificados en el catálogo sísmico. Los epicentros de cada secuencia se presentan enlazados entre sí.

magnitud inferior a la del evento principal (Utsu, 1971) de manera que la suma del momento sísmico de la secuencia completa de réplicas apenas supera el 5 % del momento del evento principal (Scholz, 1972; 1990). En el caso de otras series sísmicas recientes ocurridas en el sureste de la Cordillera Bética, como por ejemplo las series de Sa Alhamilla (1984) y Lorca (1977) (Tabla III), se observa que las magnitudes de las mayores réplicas están bastante próximas a la del evento principal (0,2 grados de diferencia) y en el caso de la serie de Adra, como ya hemos indicado, se trata de dos eventos de casi idéntica magnitud.

Con el fin de determinar si este tipo de secuencias características se ha repetido en la zona con anterioridad, hemos realizado una búsqueda en el catálogo de la sismicidad acaecida en los últimos 2.000 años. Hemos buscado series de eventos separados en el espacio menos de 50 km y en el tiempo de pocas horas a varios meses. En el caso de los terremotos históricos (de los que solamente conocemos su intensidad) hemos buscado series de eventos con intensidades semejantes que fueran iguales o superiores a V. Hemos seleccionado también series en las que se presentan dos o más eventos con intensidades elevadas (INT > VIII) previos a un terremoto mayor. Es decir, secuencias en las que, a pesar de haber un terremoto principal, se han producido previamente uno a más terremotos destructivos en un intervalo de tiempo de días a meses. En el caso de los terremotos de los que conocemos su magnitud, hemos buscado secuencias de terremotos con magnitudes superiores a 4,0 y diferencias entre los mayores eventos inferiores a 0,3 grados.

En total se han identificado 19 secuencias de terremotos cuyas características temporales y de magnitudes relativas pueden asociarse a secuencias sísmicas que se separan de lo que entendemos por secuencias normales (ver anexo). En la figura 11 se han proyectado los epicentros principales de estas series sísmicas. Estamos ante un mecanismo de deformación cosísmica que parece repetirse de forma sistemática en la zona.

SERIE DE SIERRA ALHAMILLA (SEPTIEMBRE 1984)						
FECHA	HORA (H-M-S)	X (UTM) (KM)	Y (UTM) (KM)	PROFUNDIDAD (KM)	MB	INT (MSK)
12-9-1984	13-53-43	563.473	4095.461	5	4.1	IV
13-9-1984	4-34-11	558.598	4092.83	9	5.0	V
13-9-1984	9-8-6	558.006	4092.094	10	4.4	
13-9-1984	9-56-25	559.587	4078.604	18	3.7	
13-9-1984	11-40-04	553.507	4099.83	5	4.8	
13-9-1984	12-03-50	557.056	4078.586	19	4.2	

SERIE DE LORCA (JUNIO 1977)						
FECHA	HORA	X (UTM) (KM)	Y (UTM) (KM)	PROFUNDIDAD (KM)	MAG	INT (MSK)
6-06-77	10-49-10	604.236	4168.166	8	4.2	VI
6-06-77	16-01-00	605.269	4168.180	8	3.9	IV
7-06-77	07-54-41	603.788	4168.716	9	3.2	III
7-06-77	04-32-57	606.151	4168.191	8	3.6	
9-06-77	08-17-22	605.119	4168.178	6	3.5	
21-06-77	08-00-07	641.854	4212.390	5	3.3	

Tabla III.-Datos sísmológicos de las principales réplicas ocurridas durante las series sísmicas de S^a Alhamilla y Lorca.

Conclusión

La Cordillera Bética se caracteriza por presentar una alta densidad de fracturación activa durante en Cuaternario. Es indudable que esta densidad debe inducir múltiples interacciones entre fallas próximas. En varias de las secuencias de terremotos, reconocidos como presumiblemente compuestos, parecen haberse reactivado fallas con diferentes orientaciones y separadas entre sí varios kilómetros. La serie sísmica de Adra, así como los casos listados en la el anexo, son un reflejo de que los mecanismos de interacción entre fallas, y con ello las secuencias de terremotos compuestos, son procesos comunes que se repiten de forma sistemática en la Cordillera Bética y han de ser, por tanto, estudiados con más detalle en el futuro.

La comprensión del grado de actividad de ciertas fallas (aparentemente inactivas en lo que se refiere a la actividad sísmica instrumental asociada) de las que, sin embargo, pueden extraerse datos paleosísmicos, puede ayudar a determinar el grado de estabilidad o inestabilidad en que se encuentran las fallas próximas. Ello permitiría una mejor caracterización del potencial sísmico de determinadas fallas con actividad histórica importante de las que únicamente conocemos una actividad instrumental reducida y de escasa magnitud.

Este trabajo ha sido financiado por el proyecto AMB97-0523 titulado: "Análisis de la tectónica activa y su aplicación a la determinación de la peligrosidad sísmica en la Región de Murcia" financiado por la C.I.C.Y.T. Agradezco al Instituto Geográfico Nacional por la aportación de los datos epicentrales del catálogo sísmico de la zona. Agradezco asimismo a José L. Hernández Enrile, por sus valiosas críticas del manuscrito y por las fructíferas discusiones de campo. Asimismo, agradezco a

Eulalia Massana y a Pedro Alfaro por la revisión crítica del trabajo y sus interesantes recomendaciones.

Bibliografía

- Bousquet, J.C. y Montenat, C. (1974): Presence de décrochements NE-SW plio-quaternaires dans les Cordillères Bétiques Orientales (Espagne). Extension et signification général. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 278: 2617-2620.
- Bufo, E., Sanz de Galdeano, C. y Udías, A. (1995): Seismotectonics of the Ibero-Maghrebian region. *Tectonophysics*, 248: 247-261.
- Dewey, J.W. (1991): Joint epicenter determination for earthquakes occurring over several decades: a case history from northern Algeria. En: *Seismotectonics and seismic risk of the Ibero-Maghrebian Region* (J. Mezcuca y A. Udías, Eds.), *Inst. Geogr. Nacional, Monografía* 8: 51-63.
- El Amrani Paaza, N. (1997): *Caracterización y modelización hidrogeoquímica en el acuífero del delta del río Adra, Andalucía-España*. Tesis Doctoral, Universidad de Granada, 297 p.
- Fourniquet, J. (1975): *Neotectonique et Quaternaire marin sur le littoral de Sierra Nevada, Andalousie (Espagne)*. Thèse, Univ. Orleans, 230 p.
- Galindo-Zaldívar, J., González Lodeiro, F. y Jabaloy, A. (1993): Stress and paleostress in the Betic-Rif Cordilleras (Miocene to Present). *Tectonophysics*, 227: 105-126.
- Grimison, N. y Cheng, W. (1986): The Azores-Gibraltar plate boundary: focal mechanisms, depths of earthquakes and their tectonic implications. *J. Geophys. Res.*, 91: 2029-2047.
- Harris, R. A., Simpson, R. W. y Reasenber P. A. (1995): Influence of static stress changes on earthquake locations in southern California. *Nature*, 375: 221-224.
- Hodgkinson, K. M., Stein, R. S. y King, G. C. P. (1996): The 1954 Rainbow Mountain-Fairview Peak-Dixie Valley earthquakes: A triggered normal faulting sequence. *J. Geophys. Res.*, 101: 25.459-25.471.

- Hudnut, K., Seeber, L. y Pacheco, J. (1989): Cross-fault triggering in the November 1987 Superstition Hills earthquake sequence, southern California. *Geophys. Res. Lett.*, 16: 119-202.
- King, G. C. P., Stein, R. S. y Lin, J. (1994): Static stress changes and the triggering of earthquakes. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 84: 935-953.
- Larouzière, D., Montenat, C. Ott D'Estevou, P. y Griveau, P. (1987): Simultaneous evolution of neogene basins in compression and extension in a strike-slip fault zone (Hinojar and Mazarron Basins). *Bull. Centres Rech. Explor. Prod. Elf-Aquitaine*, 11-1:23-38
- López Casado, J.M., Estevez, A., Pina, J.A. y Sanz de Galdeano, C. (1987): Alineaciones sismotectónicas en el sureste de España. Ensayo de delimitación de fuentes sísmicas. *Mediterránea*, 6: 5-38.
- López Marinas, J.M. (1977): *Terremotos históricos en Almería*. Hidroeléctrica Española, Informe interno.
- Martínez Díaz, J.J. (1998): *Neotectónica y Tectónica Activa del sector centrooccidental de Murcia y Sur de Almería, Cordillera Bética (España)*. Tesis Doctoral, Universidad Complutense de Madrid, 466 p.
- Martínez Díaz, J.J. y Hernández Enrile, J.L. (1996): Implicaciones neotectónicas de la serie sísmica de Adra (1993-1994): Ejemplo de un terremoto compuesto. *Geogaceta*, 20(4): 834-837.
- McKenzie, D. (1972): Active tectonics of the mediterranean region. *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, 30: 109-185.
- Medina, F. y Cherkaoui, T.E. (1988): Précisions sur le mécanisme au foyer du séisme d' Agadir (Maroc) du 29 février 1969. Place dans le cadre sismotectonique du Maroc. *Geophysica*, 24: 57-66.
- Meghraoui, M. (1988): *Géologie des zones sismiques du nord de l'Algérie, tectonique active, paléosismologie et synthèse sismotectonique*. Thèse d'Etat, Univ. d'Orsay, 356 p.
- Meghraoui, M., Morel, J.L., Andrieux, J. y Dahmani, M. (1996): Tectonique plio-quadernaire de la chaîne tello-rifaine et de la mer d' Alboran. Une zone complexe de convergence continent-continent. *Bull. Soc. géol. France*. 167,1: 141-157.
- Nabelek, J., Chen, W.P. y Ye, H. (1987): The Tangshan earthquake sequence and its implications for the evolution of the north China basin. *J. Geophys. Res.* 92: 12615-12628.
- Nostro, C., Stein, R. S. Cocco, M. Belardinelli, M. E. y Marzocchi, W. (1998): Two-way coupling between Vesuvius eruptions and southern Apennine earthquakes, Italy, by elastic stress transfer. *J. Geophys. Res.*, 103, 10: 24.487-24.504.
- Nur, A. y Booker, J.R. (1972): Aftershocks caused by pore fluid flow?. *Science*, 175: 885-887.
- Rodríguez Fernández, J. y Martín Penela, A. J. (1993): Neogene evolution of the Campo de Dalías and the surrounding offshore areas (Northeastern Alboran Sea). *Geodinámica Acta*, 6-4: 255-270.
- Rueda, J., Mezcuca, 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*, vol. 1, año 1: 91-98.
- Sanz de Galdeano, C., Rodríguez Fernández, J. y López-Garrido, A.C. (1985): A strike-slip fault corridor within the Alpujarran Mountains (Betic Cordilleras, Spain). *Geol. Rundsch.*, 74-3: 642-655
- Sanz de Galdeano, C., López Casado, C., Delgado, J. y Peinado, M.A. (1995): Shallow seismicity and active faults in the Betic Cordillera. A preliminary approach to sources associated with specific faults. *Tectonophysics*, 248: 293-302.
- Scholz, C.H. (1968): Microfractures, aftershocks and seismicity. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 58: 1117-1130.
- Scholz, C.H. (1972): Crustal movements in tectonic areas. *Tectonophysics*, 14: 201-217.
- Scholz, C. (1990): *The mechanics of earthquakes and faulting*. Cambridge Univ. Press, Cambridge, 439p.
- Silva, P. G. , Goy, J. L. Somoza, L. Zazo, C. y Bardaji, T. (1993): Landscape response to strike-slip faulting linked to collisional settings: Quaternary tectonics and basin formation in the Eastern Betics, southeastern Spain. *Tectonophysics*, 224: 289-303.
- Stein, R. S., Barka, A. A. y Dieterich, J. H. (1997). Progressive failure on the North Anatolian fault since 1939 by earthquake stress triggering. *Geophys. J. Int.*, 128: 594-604.
- Stein, R. S., King, G. C. P. y Lin, J. (1992): Change in failure stress on the southern San Andreas fault system caused by the 1992 magnitude = 7.4 Landers earthquake. *Science*, 258: 1328-1332.
- Stein, R. S., King, G. C. P. and Lin, J. (1994). Stress triggering of the 1994 M=6.7 Northridge, California, earthquake by its Predecessors. *Science*, 265: 1432-1435.
- Stein, R. y Lisowski, M. (1983): The Homestead Valley earthquake sequence, California: Control of aftershocks and postseismic deformations. *J. Geophys. Res.*, 88: 6477-6490.
- Toda, S., Stein, R. S. Reasenberg, P. A. Dieterich, J. H. y Yoshida, A. (1998): Stress transferred by the 1995 Mw = 6.9 Kobe, Japan, shock: Effect on aftershocks and future earthquake probabilities. *J. Geophys. Res.*, 103 10: 24.543-24.566.
- Utsu, T. (1971): Aftershocks and earthquakes statistics (III). J. Fac. Science, Hokkaido Univ. Ser. VII, *Geophysics*, 3: 379-441.
- Vegas, R. (1991): Rotaciones paleomagnéticas, deformación distribuida y sismicidad: posible relación geodinámica en las Cordilleras Béticas. de las Comunic. VII *Asamblea Nacional de Geodesia y Geofísica*, San Fernando (Cadiz). Resúmenes, p. 176.
- 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.
- Wells, D. L. Y Coppersmith, K. J. (1994): New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture with, rupture area and surface displacement. *Bull. Seism. Soc. America*, 84,4: 974-1002.

Manuscrito recibido el 5 de noviembre de 1999

Aceptado el manuscrito revisado el 12 de marzo de 2000

Anexo

Conjuntos de terremotos reconocidos en el catálogo sísmico del Sureste de la Cordillera Bética, que pre-

sentan características que permiten interpretarlos como secuencias de terremotos compuestos. Cada serie de terremotos compuestos aparece marcada con un mismo número.

	FECHA AÑO MES DÍA	HORA (H.M.S)	MAG.(MB)	INTENSIDAD (MSK)	LOCALIZACION	XUTM	YUTM
1	16740810	0		VII	LORCA.MU	614607	4173394
1	16740828	10.00.00.0		VIII	LORCA.MU	614607	4173394
1	16740829	0		VII	LORCA.MU	614607	4173394
2	18040113	17.45.00.0		VIII	DALIAS.AL	514862	4076462
2	18040121	4.30.00.0		VIII	ADRA.AL	500000	4061659
2	18040825	8.30.00.0		IX	SW ADRA	517842	4072770
3	18221008	0		V	ORIHUELA.A	679757	4218964
3	18230110	10.00.00.0		VI	MURCIA	663902	4207528
4	18600922	0		V	ALMERIA	544606	4072868
4	18601007	12.50.00.0		V	ALMERIA	547559	4076582
5	18630610	11.20.00.0		VI	HUERCAL-OVERA.AL	597364	4139882
5	18630619	9.00.00.0		V	HUERCAL-OVERA.AL	594413	4139848
5	18630620	6.30.00.0		V	HUERCAL-OVERA.AL	594413	4139848
5	18630627	0		V	HUERCAL-OVERA.AL	594393	4141697
5	18630702	0		VI	HUERCAL-OVERA.AL	594393	4141697
6	18630721	6.00.00.0		V	C. DE ALMANZORA.AL	597493	4128787
6	18630806	2.00.00.0		V	ANTAS.AL	593123	4123190
6	18630823	.20.0.0		V	NIJAR.AL	571262	4085993
7	18660925	23.30.00.0		V	ELCHE.A	704045	4241747
7	18661011	.10.00.0		V	ELCHE.A	704045	4241747
8	18880811	0		V	VERA.AL	597622	4117693
8	18930523	0		V	C. DE ALMANZORA.AL	597493	4128787
9	19080926	9.50.10.0		VI	MULA.MU	631526	4218042
9	19080929	0		VII	OJOS.MU	649064	4218344
10	19100616	10.52.04.0		VI	ADRA.AL	467232	4058023
10	19100616	16.27.30.0		VII	ADRA.AL	467232	4058023
10	19100616	4.16.41.0		VIII	ADRA.AL	467232	4058023
11	19110321	14.15.35.0		VIII	COTILLAS.MU	656549	4209234
11	19110322	11.25.00.0		V	COTILLAS.MU	656549	4209234
11	19110325	14.40.00.0		V	COTILLAS.MU	656549	4209234
12	19110403	12.20.00.0		V	COTILLAS.MU	656549	4209234
12	19110403	14.29.46.0		VI	LORQUI.MU	657833	4218510
12	19110403	11.11.11.0		VIII	LORQUI.MU	657833	4218510
12	19110405	3.55.00.0		V	LORQUI.MU	657833	4218510
12	19110408	3.15.00.0		V	LORQUI.MU	657833	4218510
12	19110413	4.00.00.0		VI	LORQUI.MU	657833	4218510
12	19110415	4.20.00.0		V	LORQUI.MU	657833	4218510
12	19110418	19.55.00.0		V	LORQUI.MU	657833	4218510
12	19110425	23.10.00.0		V	LORQUI.MU	657833	4218510
13	19210108	3.09.07.0		V	TOTANA.MU	632121	4181054
13	19210122	10.30.32.0		V	TOTANA.MU	632121	4181054
14	19411026	5.19.27.0	3.9	VI	CARAVACA.MU	597890	4219418
14	19411124	53.58.0	4.1	VI	CALASPARRA.MU	607995	4228794
15	19490331	1.48.06.0	3.3	V	SIERRA ALHAMILLA.AL	562286	4095168
15	19491031	18.38.58.0	3.5	V	HUERCAL-OVERA.AL	592959	4137983
16	19630115	9.06.54.0	3.3	V	ABANILLA.MU	670715	4231722
16	19630119	20.50.29.0	3.3	VI	ABANILLA.MU	670715	4231722
16	19630125	11.33.01.0	3.4	V	SANTA POLA.A	714543	4230913
16	19640403	18.28.33.0	3.8	V	ABANILLA.MU	666375	4229782
17	19840913	4.34.11.0	5.0	V	S. ALHAMILLA	558598	409283
17	19840913	11.40.04.0	4.8	-	S. ALHAMILLA	553507	409983
18	19861027	4.36.38.5	3.8	V	HUESCAR.GR	540183	4188045
18	19861027	4.46.56.5	4.0	V	HUESCAR.GR	544431	4188991
19	19931223	14.22.34.5	5.0	V-VI	ADRA.AL	507436	4070166
19	19940104	8.03.15.2	4.9	V-VI	ADRA	518195	4046333
20	19970207	11.38.00.0	4.6	-	SW ADRA	36° 23' N	3° 9' W
20	19970207	14.53.00.0	4.5	-	SW ADRA	36° 24' N	3° 14' W