TECTONICA RECIENTE Y RASGOS SISMOTECTONICOS EN EL SECTOR LORCA-TOTANA DE LA FALLA DE ALHAMA DE MURCIA

J. J. Martínez Díaz * y J. L. Hernández Enrile *

RESUMEN

En este trabajo se estudia el comportamiento tectónico de la Falla de Alhama de Murcia en el sector Lorca-Totana, desde el Plioceno Superior hasta la actualidad. En este estudio se considera únicamente la información aportada por las estructuras de deformación que afectan a los materiales pliocenos y cuaternarios, con el fin de evitar confusiones con estadios comprensivos prepliocenos. En el sector estudiado el corredor tectónico de la Falla de Alhama de Murcia se ha comportado alternativamente como falla inversa y como falla sinestral a causa de cambios en la dirección de acortamiento entre NNO-SSE y NNE-SSO. Tales cambios controlan la creación y evolución de la depresión del Guadalentín, así como la naturaleza y disposición de los materiales que la conforman. Asimismo, se estudia la disposición de los epicentros sísmicos y su relación con los principales accidentes tectónicos de la zona, fundamentalmente la Falla de Alhama de Murcia que parece controlar, tanto la distribución como la naturaleza de la actividad sísmica.

Palabras clave: Falla de Alhama de Murcia, cinemática, neotectónica.

ABSTRACT

In this work we analyze the kinematics of the Alhama de Murcia Fault in the area of Lorca-Totana, from Upper Pliocene to Present. In this analysis we make use of the information given by pliocene and quaternary sediments. An alternance of thrust and sinistral kinematics behaviours of the Alhama de Murcia Fault can be recognized. This behaviours broungt about for two shortering directions: NNE-SSO and NNO-SSE that control the structure and evolution of Guadalentín Basin and recent sediments. We also study the disposition of more significative earthquakes and its relations with principal shears. The Alhama de Murcia Fault control parcially that disposition and the kind of earthquakes.

Key words: Alhama de Murcia Fault, kinematics, neotectonics.

Introducción

La mayor parte de las investigaciones en las que se ha descrito la tectónica pliocuaternaria que ha afectado al sector suroriental de la Cordillera Bética, y en concreto al sector de la Falla de Alhama de Murcia aquí tratado, se han basado en observaciones y análisis de estructuras de deformación realizadas sobre depósitos de diversas edades, fundamentalmente en los conglomerados y calcarenitas tortonienses. Ello estaba basado en la interpretación, hasta hace poco generalizada, de que el campo de esfuerzos comprensivo, que parece haber afectado a esta zona durante buena parte del Neógeno y del Cuaternario, se circunscribía exclusivamente a épocas recientes, fundamentalmente al Cuaternario (Bousquet *et al.*, 1974; 1976; Armijo, 1977). De este modo se han datado como cuaternarias muchas de las estructuras de deformación que afectan a materiales neógenos prepliocenos. En este trabajo se analiza la actividad tectónica reciente de la Falla de Alhama de Murcia, entendiendo como tal la acaecida en los últimos 4 ó 5 millones de años, considerando únicamente la información que aportan los depósitos tanto pliocenos como cuaternarios, y algunas estructuras que aparecen en la parte más alta de los depósi-

^{*} Departamento de Geodinámica, Facultad de Ciencias Geológicas. Universidad Complutense de Madrid. 28040. Madrid

tos messinienses. Evitamos así las complejidades introducidas en la estructuración de los materiales miocenos por estadios comprensivos prepliocenos.

La FAM constituye un importante corredor tectónico que atraviesa una parte importante de las Béticas Orientales (fig. 1) con una dirección que oscila entre N 50 E y N 65 E (Gauyau, et al., 1977). A lo largo de su recorrido flanquea varias cuencas sedimentarias neógeno-cuaternarias de carácter inicialmente marino que han ido evolucionando, a lo largo del Mioceno Superior y del Plioceno, hacia un ambiente continental (Montenat, 1973; 1985). Esta evolución se enmarca dentro de un contexto tectónico complejo cuya naturaleza ha sido y sigue siendo bastante discutida. En un principio se consideraba la existencia en el entorno aquí tratado, de un campo de esfuerzos distensivo que se extendía desde el Tortoniense Inferior hasta el Cuaternario antiguo (Bousquet, et al., 1976; Montenat, 1977). Posteriormente, se puso de manifiesto la existencia de estadios compresivos durante el Mioceno Superior (Sanz de Galdeano, 1983; Ott d'Estevou, et al., 1988, 1989; Montenat, et al., 1987; Sanz de Galdeano, 1990), si bien estos autores identifican direcciones de acortamiento diferentes que oscilan aproximadamente entre NO-SE y N-S y que se han ido alternando en el tiempo prácticamente hasta el Cuaternario.

El área abarcada en el presente estudio incluye el sector de la FAM situado entre las ciudades de Lorca y Totana y su entorno inmediato, es decir, la Sierra de la Tercia al NO y parte de la depresión del Guadalentín al SE. La Sierra de la Tercia separa al corredor citado de la cuenca miocena de Lorca y su erosión provocó la mayor parte de los depósitos plioceno-cuaternarios y algunos prepliocenos que afloran en el sector estudiado (fig. 2). En la FAM se ha identificado para tiempos recientes una cinemática compleja con saltos inversos y direccionales (Bousquet, et al., 1974). Asimismo, a partir de análisis microestructurales se han descrito direcciones de acortamiento cuaternarias que varían de unas zonas a otras del corredor entre NNO-SSE y NNE-SSO (Bousquet, et al., 1976; Armijo, 1977; Martínez Díaz y Hernández Enrile, 1991).

En el presente trabajo se analizan los campos de esfuerzos citados a partir del análisis de meso y microestructuras de deformación que afectan a los depósitos pliocuaternarios. Asimismo, analizamos la información que aportan la naturaleza y distribución de tales depósitos y los caracteres geomorfológicos que pueden ser utilizados como criterios cinemáticos del movimiento, para tiempos pliocuaternarios, del corredor principal de la Falla de Alhama de Murcia.

Por otra parte, la comprensión del comportamiento cinemático de la zona de Falla Lorca-Totana y de los caracteres de deformación, que en ella se presen-



Fig. 1.—Esquema geológico del sureste de la Cordillera Bética en la que se señala el área objeto de estudio. (Modificada de Martínez Díaz, *et al.*, 1991).

tan, son imprescindibles para la realización de estudios sismotectónicos que esclarezcan los muchos puntos oscuros que actualmente existen en las relaciones causa-efecto entre la actividad sísmica, hasta ahora registrada, y la actividad reciente y actual de las zonas de fracturación principal que conforman, en este caso, la Falla de Alhama de Murcia (FAM). Por ello, se considerará la distribución de los epicentros sísmicos a lo largo de la Falla de Alhama de Murcia, y en su entorno, con el fin de realizar una aproximación a las implicaciones sismotectónicas que puedan extraerse de las relaciones de la cinemática y disposición de las fallas activas con la actividad sísmica.

Depósitos pliocuaternarios

A lo largo del corredor Lorca-Totana los depósitos pliocuaternarios yacen en discordancia sobre materiales metamórficos del basamento Bético, así como sobre sedimentos carbonatados tortonienses y sobre margas y yesos messinienses. En el área de la depresión del Guadalentín estudiada los depósitos Plioceno-Cuaternarios se disponen sobre el Messiniense.

En función de sus características litológicas, posición relativa y grado y carácter de deformación, hemos dividido los depósitos Plioceno-Cuaternarios



Fig. 2.—Cartografía geológica del sector Lorca-Totana. 1: Basamento de Bético Interno. 2: Depósitos del Serravaliense Inferior-Tortoniense Superior. 3: Depósitos del Tortoniense Superior Alt-Messiniense. 4: Plioceno Superior-Pleistoceno Inferior (U_1) . 5: Glacis y abanicos del Pleistoceno Medio (U_2) . 6 y 7: Abanicos aluviales de Pleistoceno Superior-Holoceno (U_3) . 8: Cuaternario indiferenciado. 9: Trazas principales del Corredor Norte de Lorca (CNL) y del Corredor Sur de Lorca (CSL). 10: Eje anticlinal. 11: Eje sinclinal. 12: Escarpe por encajonamiento de la Rambla de Lébor. 13, 14 y 15: Fallas inversa, normal y direccional. A y B: situación de los bloques diagrama de la figura 3.

aflorantes en el sector Lorca-Totana en tres unidades o conjuntos, haciendo constar que no se trata de una división estrictamente estratigráfica, sino más bien de la creación de un marco temporal en el que situar posteriormente los distintos eventos tectónicos recientes.

La primera unidad (U_1) aparece yaciendo en discordancia sobre materiales messinienses, tortonienses y basamento del Bético Interno (figs. 2 y 3). Está constituida por un espesor variable (máximo observado 25 m) de limos y arenas rosadas que alternan con niveles conglomeráticos. Es característica la presencia de costras carbonatadas en la mitad superior y a techo de la unidad. Presenta claras señales de paleocorrientes procedentes del NO, es decir, de la demolición de la serie tortoniense y parte del Bético Interno que forman el núcleo de la Sierra de la Tercia. Se trata de un depósito no demasiado energético y posiblemente responde a la superposición de abanicos aluviales en sus partes distales. El área de depósito proximal casi ha desaparecido a causa del rejuego de las fracturas que limitan actualmente el relieve de la sierra.

Sobre la primera unidad se dispone una segunda mitad (U_2) dentro de la que pueden distinguirse dos tipos de depósito según zonas: A: En la zona occidental y concretamente en los alrededores de los Baños de Carraclaca (fig. 3) aparecen unas costras calcáreas, tobas y depósitos travertínicos con un espesor mínimo de 30 cm que empastan en ocasiones un glacis conglomerático. B: En la mitad oriental de la zona, donde el relieve de la sierra lo permitió, aparece una serie de abanicos de tamaño relativamente grande y glacis culminados por costras calcáreas a veces importantes. Ambos depósitos son claramente diferenciables de la unidad infrayacente, tanto por el mayor tamaño de los clastos como por el color mucho más oscuro, a causa de que el núcleo de basamento Bético formaba ya la fuente principal de alimentación del proceso erosivo.

Hemos diferenciado como una última unidad (U_3) un conjunto de abanicos de pequeño tamaño, agrupados en tres generaciones con escasos encostramientos calcáreos y situados en una dinámica de encajamiento cada vez más alejados de la sierra, como respuesta a un continuo proceso de elevación de ésta. Esta unidad llega ya prácticamente a enlazar con los depósitos actuales o paraactuales (fig. 2).

En cuanto a la edad de estas unidades, a la primera de las descritas (U_1) , en la cartografía de la zona (IGME, 1974) se le da una edad Plio-Cuaternaria. En realidad es una unidad equivalente a la que forma parte de los piedemontes de Sierra Espuña y de otras sierras más orientales en los que ha sido datado el Plioceno Sup. en su base y el Pleistoceno en su parte alta (Montenat, 1977). Además, presenta analogías con depósitos Plioceno-Pleistoceno Inferior datado en la Cuenca de Sorbas (Ott d'Estevou, 1980). Finalmente, presenta una disposición relativa y un grado de deformación semejante al que tienen las unidades Plioceno-Pleistoceno Inferior de los piedemontes al Sur de Almería (Goy, et al., 1984) y del Sur de Alicante y Murcia (Somoza, 1989). Todas estas semejanzas hacen que consideremos a esta unidad como Plioceno Superior-Pleistoceno Inferior, si bien no existen dataciones que nos permitan asegurar, sobre todo una edad pliocena para la parte inferior de esta unidad.

La segunda unidad descrita (U_2) es considerada Würm por Bousquet et al., 1976, y es equivalente a los glacis encostrados que aparecen al este de Totana y al norte de la Sierra de Almenara correspondientes también al Würm (G. R. N., 1977). Asimismo, puede correlacionarse con los depósitos encostrados de la cuenca de Sorbas datados como Pleistoceno Medio (Ott d'Estevou, 1980), e incluso con los abanicos de edad Pleistoceno Medio del piedemonte de la Sierra de Alhamilla (Goy, et al., 1984). Por todo ello, consideramos a esta unidad como correspondiente al Pleistoceno Medio. Finalmente, la continua dinámica evolutiva que presentan los depósitos de la tercera unidad (U_3) nos hace incluirlos en el período que comprende el Pleistoceno Superior o al menos parte de él y el Holoceno.

Cabe añadir finalmente, que los materiales que forman la depresión del Guadalentín indicados en la figura 2 como Cuaternario indiferenciado, deben representar gran parte de la serie Plioceno-Cuaternaria, si bien el carácter litológico y los mecanismos de depósito deben ser algo diferentes en relación con los que hemos descrito en la falda de la Sierra de la Tercia. En el centro de la depresión del Guadalentín pueden llegar a alcanzar 300 m de potencia y están



Fig. 3.—Bloques diagrama en los que se puede observar la deformación de los depósitos recientes en las cercanías de los corredores tectónicos principales. CNL: Corredor Norte de Lorca, CSL: Corredor Sur de Lorca. Ver situación en figura 2.

compuestos fundamentalmente por arenas y gravas con tramos arcillosos intercalados (IGME, 1975).

Estructuras y cinemática de las zonas de fracturación en el sector Lorca-Totana (Falla de Alhama de Murcia)

El sector aquí estudadio de la Falla de Alhama de Murcia está conformada por dos corredores de cizallamiento, aproximadamente paralelos con una dirección N 50-65 E, a los que hemos denominado: Corredor Norte de Lorca (CNL) y Corredor Sur de Lorca (CSL) (fig. 2). Las estructuras resultantes de esos cizallamientos son utilizadas como criterios cinemáticos de los que podemos obtener una evolución del movimiento de los citados corredores.

La carencia de claras estructuras de deformación en depósitos recientes poco cohesivos conduce a que los criterios e indicadores cinemáticos sean extensibles a aspectos tectosedimentarios y geomorfológicos.

Los materiales de la unidad Plioceno Superior-Pleistoceno Inferior (U_1) , están afectados por las fallas principales N 50-65 E que configuran los dos corredores citados: CNL y CSL. Entre las estructuras, ya descritas por otros autores a lo largo de estos corredores, destacan estriaciones y roturas de cantos que marcan un movimiento transcurrente de estos accidentes. Otro tipo de estructuras como verticalizaciones y pliegues con geometría «en rodilla» de las capas indican movimientos también en la vertical de esos mismos corredores (Bousquet, *et al.*, 1976; Martínez Díaz, *et al.*, 1991). Existen, sin embargo, otras estructuras y criterios cinemáticos que añadir a las hasta ahora descritas y que a continuación se exponen.

En la zona intermedia entre los dos corredores se observan fallas N 15-20 E de dimensiones métricas a hectométricas y subverticales que presentan saltos de carácter normal que controlan el depósito y la distribución de la unidad U₁. Este hecho se aprecia claramente sobre todo en el límite oriental del afloramiento de la unidad citada (ver fig. 2). Esta fracturación se interpreta como resultado de una extensión derivada del cizallamiento sinestral resultante de un campo de esfuerzos compresivo cuya dirección de máximo acortamiento es NNE-SSO. Asimismo, como resultado de este movimiento sinestral aparece un ligero plegamiento de gran radio, afectando a la unidad U_1 de manera que las zonas deprimidas, aproximadamente perpendiculares a las fallas principales, son aprovechadas a modo de pequeñas depresiones por los materiales de la siguiente unidad (U_2) para depositarse. Estos criterios permiten identificar una cinemática sinestral previa al depósito de la unidad U₂ (Pleistoceno Medio).

En la figura 3 puede apreciarse el salto vertical, citado ya en anteriores trabajos, de las fallas principales N 50-65 E. Es un salto de carácter inverso tal y como muestran, tanto la geometría de afloramiento como criterios microtectónicos tales como estrías en los planos de fricción con cabeceos próximos a 90 grados. Asimismo, este salto está fosilizado por los depósitos de la U_2 y provocó el encajonamiento de los depósitos de la unidad U_1 entre los dos corredores CSL y CNL al erosionarse tales depósitos al norte del CNL y al sur del CSL. Este movimiento de carácter inverso requiere una dirección de acortamiento próxima a NNO-SSE.

Por tanto, de las estructuras hasta ahora descritas podemos inferir que, posteriormente al depósito de la unidad U_1 o al menos a su comienzo, y previamente al depósito de la unidad del Pleistoceno Medio (U_2) , el corredor Lorca-Totana de la Falla de Alhama de Murcia ha presentado movimientos con componente horizontal predominante (sinestral) y movimientos con componente vertical predominante (inversa).

Para corroborar esta dualidad del comportamiento cinemático y saber qué tipo de movimiento es el más antiguo, se ha realizado un estudio estadístico de una población de venas rellenas de yeso fibroso que aparecen en la parte alta de la serie Messiniense, pocos metros por debajo de la discordancia situada en la base de la unidad U_1 . También se han medido fracturas que contienen fibras de yeso en su plano de fricción y que pueden ser utilizadas como criterio cinemático. Se ha tenido el cuidado de recoger y analizar los datos aportados por aquellas venas y fracturas que, atravesando depósitos messinienses ya deformados, presentan una deformación escasa o nula, con lo cual la información cinemática que aportan puede integrarse en el período Plioceno Superior-Cuaternario con un grado de error escaso.

La mayoría de las medidas se han realizado en las cercanías del CSL en la banda de Messiniense que aflora adosado al sur del mismo (ver fig. 2). Las venas rellenas de yeso fibroso tienen carácter antiaxial y es destacable que existe una sucesión entre lo que entendemos como venas en sentido estricto y fallas. con una variación entre una componente de cizalla escasa o nula y una componente de cizalla predominante. Para la utilización del relleno fibroso como criterio cinemático nos basamos en el hecho de que la orientación de las fibras no está controlada por la orientación de la vena sino por el carácter del movimiento relativo entre las paredes que configuran la vena (Durney, et al., 1972). De esta manera, los cambios de dirección en el crecimiento de las fibras son resultado de cambios en la dirección de apertura progresiva de la vena (Ramsay, 1967; Wickham, et al., 1970).

Estos caracteres, descritos fundamentalmente para rellenos de calcita y cuarzo, creemos que son igualmente aplicables a los rellenos fibrosos de yeso, por lo cual la dirección de crecimiento de las fibras puede utilizarse como vector de deslizamiento en los planos de discontinuidad. Hemos tenido en cuenta, sin embargo, que en los planos de fricción las fibras de yeso no corresponden exactamente con la dirección del menor esfuerzo principal (σ_3), como ocurre en las venas, ya que la cizalla se opone a la apertura del plano de cizalla. Por ello hemos representado separadamente en la figura 4, por un lado, las venas con una componente de cizalla pequeña y por otro las fallas con crecimientos de fibras en sus planos de fricción. Asimismo, se indican las direcciones de acortamiento aproximadas que son compatibles con la mayoría de los vectores de deslizamiento inferidos a partir de la orientación de las fibras de yeso. Como vemos se obtienen dos direcciones de acortamiento, una NNE-



Fig. 4.—Proyecciones estereográficas sobre el hemisferio inferior de las fibras de yeso contenidas en venas y fallas y direcciones de acortamiento inferidas. A y B:
(●) fibras de yeso contenidas en planos de falla con direcciones próximas a la de la Falla de Alhama de Murcia. Se añaden los polos del diaclasado que afecta al Pleistoceno Medio en las cercanías de los Baños de Carraclaca (■). C: venas con relleno de yeso fibroso y vectores de deslizamiento.

SSO y otra NNO-SSE. Además, en numerosas venas y fallas se puede observar el cambio en la dirección del máximo acortamiento al cambiar la dirección de crecimiento de las fibras (ver fig. 5). Este cambio se produce, en aquellas venas y fallas subparalelas al corredor Lorca-Totana (N 50-65 E), desde una cinemática sinestral (acortamiento NNE-SSO) hacia una cinemática inversa (acortamiento NNO-SSE).

En la figura 3 vemos que el salto inverso generado por el acortamiento NNO-SSE en el CSL provocó la erosión de los materiales de la unidad U_1 exhumando al mismo tiempo los depósitos messinienses y con ellos las venas que acabamos de analizar. Este hecho apoya la consideración de que tal cambio en la dirección de acortamiento se generaría previamente al depósito pleistoceno medio (U_2) . Esto nos hace concluir que la Falla de Alhama de Murcia en este sector sufre un cambio desde una cinemática sinestral hacia una cinemática inversa, cambio que es posterior al comienzo del depósito de la unidad U_1 y previo al depósito de la unidad U_2 .

Por otra parte, en los materiales que constituyen la unidad U_2 del Pleistoceno Medio se han analizado estructuras, que pueden utilizarse como criterios cinemáticos, entre las que destacan: A: diaclasado de los depósitos encostrados que afloran en los alrededores de los antiguos baños de Carraclaca que, analizado por el método del diedro mínimo, marca una dirección de acortamiento NNO-SSE (fig. 4). B: pliegues menores asimétricos controlados por movimientos de carácter inverso de las fallas principales N 50-65 E (fig. 3). C: fracturas N 140-180 E subverticales y con relleno calcítico que marca un carácter tensional puro. Estos criterios están de acuerdo con una dirección de acortamiento NNO-SSE. Apoyando este campo de esfuerzos vemos que el carácter litológico de la unidad U2 implica un ascenso en la energía de depósito probablemente asociado a un salto inverso del CNL con el ascenso consiguiente del área madre de la Sierra de la Tercia. Los depósitos (abanicos aluviales) del Pleistoceno Superior Holoceno (U₃) se disponen en una dinámica de encajamiento y migración hacia el SE (ver fig. 2), indicando también una elevación relativa del bloque de la Sierra de la Tercia. Este proceso de elevación está asimismo marcado en el borde oriental de la sierra por la captura que sufre la Rambla de Lébor a causa del encajamiento de dos arroyos en la terminación periclinal miocena de calcarenitas tortonienses (fig. 2). Este encajamiento dio lugar a la formación de un importante abanico aluvial, casi borrado en la actualidad por la sedimentación y erosión posterior. A raíz de estos criterios, se desprende que durante la mayor parte del Pleistoceno la zona de falla Lorca-Totana ha jugado como falla inversa, si bien con unos impulsos más acentuados que otros, modificando la naturaleza y disposición de los materiales más recientes.

Existen, sin embargo, algunas observaciones que pueden indicar un posible y muy reciente cambio hacia una cinemática sinestral. Entre ellos podemos citar fracturas N 180-190 E tensionales y fallas menores N 50-65 E sinestrales que afectan a los depósitos travertínicos de la unidad U₂. Complementando estos criterios, se observan caracteres geomorfológicos tales como drenajes en Z, lomas de obturación y canales desviados levógiramente. La gran mayoría de las ramblas que atraviesan el CSL se desvían de esta forma.

Evolución tectónica reciente e implicaciones sismotectónicas. Discusión

A partir de los criterios cinemáticos analizados, desde el Plioceno hasta la Actualidad, se reconoce en la zona estudiada una dualidad en la dirección de acortamiento que varía entre NNE-SSO y NNO-SSE. Cada una de estas direcciones provoca un comportamiento diferente del corredor tectónico Lorca-Tota-



Fig. 5.—Ejemplo del relleno fibroso de una vena en el que se observa el paso de una cinemática sinestral (A) a una inversa (B).



Fig. 6.—Direcciones de acortamiento obtenidas en este trabajo (D σ_1), comparadas con las obtenidas por otros autores. Se aprecia una alternancia entre acortamientos NNE-SSO / y NNO-SSE λ .

na. Ya anteriormente, y a partir del análisis de criterios microtectónicos en materiales neógenos, se reconoció un cambio de la dirección de acortamiento de NNE-SSO a NNO-SSE aproximadamente en el límite Plioceno-Cuaternario (Armijo, 1977). En el presente trabajo reconocemos una alternancia bastante más compleja de esas dos direcciones de acortamiento (fig. 6). En las etapas con un acortamiento NNO-SSE se reactivan como inversas las fallas principales N 50-65 E del corredor Lorca-Totana, se generan pliegues asociados a estos saltos inversos y, a una mayor escala, se reactivan los procesos sedimentarios a causa de la elevacion relativa que sufre la Sierra de la Tercia. En este sentido, el inicio del depósito de la unidad Plioceno Superior-Pleistoceno inferior (U₁) podría interpretarse como una reactivación del CNL como falla inversa. Cuando el acortamiento predominante es el NNE-SSO, el corredor tectónico principal se mueve sinestralmente generando diversas estructuras acompañantes, así como una progresiva tranquilización de la sedimentación.

Es problemático asegurar que los efectos generados por las etapas de falla inversa no pueden resultar de una cinemática sinestral con una cierta componente transpresiva. En este caso las estructuras serían el resultado de un movimiento sinestral con componente inversa o bien de un movimiento inverso con componente sinestral. Sin embargo, tanto la orientación de las fibras de yeso que marcan un acortamiento NNO-SSE como la geometría de los pliegues asociados a los saltos de las fallas principales, indican movimientos de carácter inverso prácticamente puros. En los estadios de actividad sinestral ocurre prácticamente lo mismo, las fibras y estrías contenidas en planos de cizalla subparalelos a la Falla de Alhama de Murcia presentan cabeceos muy próximos a 0 grados. En todo caso, los cambios en la dirección de acortamiento son bastante claros.

A una mayor escala (ver fig. 7) se puede apreciar el control que la Falla de Alhama de Murcia ejerce en la génesis y evolución de la depresión del Guadalentín. Bajo un campo de esfuerzos comprensivo con un acortamiento NNO-SSE, el salto inverso de la citada falla provoca el hundimiento progresivo de la depresión y encauza el río Guadalentín en su curso actual. En las etapas de acortamiento NNE-SSO se estructuran los corredores que limitan dicha depresión y, en general, predomina la formación de estructuras de cizallamiento transcurrente en el interior de los corredores.

En la figura 8 se representan los epicentros sísmicos más significativos localizados en las cercanías de la Falla de Alhama de Murcia y en su entorno. Como puede apreciarse, la disposición de los epicentros a grandes rasgos parece presentar poca relación con los accidentes tectónicos que atraviesan la región, si bien pueden distinguirse varios caracteres interesantes en tal disposición. En primer lugar, podemos apreciar la alineación de epicentros que se produce al oeste de la ciudad de Murcia con una dirección NO-SE. Esta alineación se puede relacionar con la traza de la Falla de la Vega Alta del Segura (Rodríguez Es-



Fig. 7.—Bloque diagrama en el que se muestra la geometría y el comportamiento de la Falla de Alhama de Murcia (FAM) bajo las dos direcciones de acortamiento reconocidas y su relación con la depresión del Guadalentín. SEs: Sierra de las Estancias. ST: Sierra de la Tercia. SE: S. Espuña. SA: S. Almenara. SC: S. de Carrascoy. L: Lorca. T: Totana. Al: Alhama de Murcia. MM: Mar Menor.

trella, 1977a y 1977b), aunque es una falla difícil de observar a nivel de afloramiento. Es frecuente la existencia de fallas N 140 E con cinemática de desgarre afectando al basamento Bético a lo largo de toda la cordillera. En este caso la citada Falla de la Vega Alta del Segura, está fosilizada por depósitos recientes y en este sentido puede controlar la formación de cortejos de fracturación menor subparalelos a la misma y activos sísmicamente que generan la distribución de epicentros citada.

Por otro lado, en el sector Lorca-Totana la sismicidad parece acumularse en los extremos del corredor, coincidiendo con sendos cambios en la dirección de la traza principal de la Falla de Alhama de Murcia. Este hecho puede indicar la existencia de concentraciones de esfuerzos en esas zonas de cambio de dirección de la falla, concentraciones que son más efectivas si el movimiento de la falla es direccional. Asimismo, se puede apreciar que gran parte de la sismicidad asociada a esta falla aparece al NO de su traza. Este hecho parece marcar una disposición en profundidad caracterizada por un buzamiento hacia el NO del plano de falla. Este buzamiento, que en campo suele ser mayor de 70 grados, puede disminuir en profundidad hasta menos de 45 grados como parecen indicar los análisis realizados de las réplicas del terremoto de Lorca de 6 de junio de 1977 (Martínez Solares, et al., 1986). Esta estructuración del corredor tectónico de la Falla de Alhama de Murcia hace que los esfuerzos compresivos se transmitan fácilmente al bloque cortical situado en NO de la falla, guedando al SE un área, de la que forma parte la Depresión



Fig. 8.—Esquema estructural del sureste de la Cordillera Bética en el que se han representado los epicentros de terremotos de magnitud aproximada >4. Datos de situación de los epicentros tomados de (Martínez Solares, *et al.*, 1986). FAM: Falla de Alhama de Murcia. FP: Falla de Palomares. FNB: Falla Norbética. FC: Falla de Crevillente.

del Guadalentín, donde la sismicidad es escasa o nula.

En el citado terremoto de Lorca, situado a unos 7 kilómetros al suroeste de la ciudad, el mecanismo de la ruptura principal fue de carácter tensional mientras que las réplicas respondieron, una parte de ellas, a un mecanismo de falla normal y otra parte a falla inversa (Mezcua, *et al.*, 1984). Este hecho parece apoyar la existencia de esfuerzos distensivos locales enmarcados en un campo de esfuerzo regional compresivo. En este sentido, en los estudios de Sanford (1959) y Hancock (1985) se describe la formación de estructuras distensivas en labios levantados por fallas inversas. Esas estructuras están asociadas a concentraciones locales de esfuerzos en la vertical que modifican en puntos concretos el campo de esfuerzos regional.

El terremoto de Lorca podría responder al citado

mecanismo y nos indicaría la persistencia en la actualidad de movimientos con componente vertical en el corredor tectónico de la Falla de Alhama de Murcia. Un movimiento transcurrente sinestral con cierta componente inversa, que es el que parecen indicar algunos criterios geomorfológicos tal como describimos anteriormente, podría disparar igualmente ese mecanismo. La componente inversa del movimiento iría acumulando con el tiempo esfuerzos de componente vertical en el labio levantado hasta alcanzar el límite de resistencia y liberarse a través de una ruptura sísmica con un mecanismo de carácter extensional.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo se ha llevado a cambio mediante la financiación de la Dirección General de Investigación Científica y Técnica (DGICYT; Proyecto PB 87-0544).

Referencias

- Anónimo (1975). Estudio hidrogeológico de la cuenca baja del Segura. Informe técnico n.º 5: Valle del Guadalentín. I.G.M.E.
- Armijo, R. (1977): La zona des failles Lorca-Totana (Cordilleres Betiques, Espagne). Etude tectonique et neotectonique. Thése 3. cycle. Paris VII, 229 págs.
- Bousquet, J. C. y Montenat, C. (1974). «Presence de décrochements NE-SW Plio-quaternaires dans les Cordilleres Bétiques Orientales (Espagne). Extensión et signification générale». C. R. Acad. Sci. Paris, 278, 2617-2620.
- Bousquet, J. C. y Philip, H. (1976). «Observations microtectoniques sur la compresión Nord-Sud quaternaire des Cordilleres Betiques Orientales (Espagne Méridionale-Arc de Gibraltar)». Bull. Soc. Géol. France, 18, 711-724.
- Durney, D. W. y Ramsay, J. G. (1972). «Incremental strains measured by syntectonic crystal growths». In: *Gravity & Tectonics* (K. A. De Jong y R. Scholten, ed.), Willey, 67-93.
- Gauyau, F.; Bayer, R.; Bousquet, J. C.; Lachaud, J. C.; Lesquer, A. y Montenat, C. (1977). «Le prolongement de l'accident d'Alhama de Murcia entre Murcia et Alicante (Espagne méridionale)». *Bull. Soc. Geol. France*, 19, 623-629.
- Goy, J. L. y Zazo, C. (1984). «Los piedemontes cuaternarios de la región de Almería (España). Análisis morfológico y relación con la tectónica». *Cuad. Lab. Xeol. de Laxe*, 5, 449-455.
- (G.R.N.) Groupe de Recherche Neotectonique (1977). «L'histoire tectonique récente (Tortonien á Quaternaire) de l'Arc de [Gibraltar] résultats de l'analyse structurale en Espagne». Bull Soc. Geol. France, 7.
- Hancock, P. (1985). «Brittle microtectonics: principles and practice». Struct. Geol., 7, 437-457.
- I.G.M.E. (1974). Mapa Geológico de España, 1:50.000 hoja de Lorca. N: 25-38.

- Martínez Díaz, J. J. y Hernández Enrile, J. L. (1991). «Reactivación de la Falla de Alhama de Murcia (sector Lorca-Totana): Cinemática y campos de esfuerzos desde el Messiniense hasta la actualidad». *Geogaceta*, 9, 38-42.
- Martínez Solares, J. M. y Herrainz, M. (1986). «Sismicidad y estudios sísmicos de la región de Murcia». Las Jornadas de estudio del fenómeno sísmico y su incidencia en la ordenación del territorio, Murcia, Com. 9.
- Mezcua, J.; Herraiz, M. y Buforn, E. (1984). «Study of the 6 June 1977 Lorca (Spain) earthquake and its aftershock sequence». Bull. Seism. Soc. Amer., 74, 167-179.
- Montenat, C. (1973). Les formations néogenes et quaternaires du Levant espagnol. Thése Sciences, Orsay, P. 1170.
- (1977). «Les bassins néogenes du Levant d'Alicante et de Murcie (Cordilleres Betiques Orientales. Espagne). Stratigraphie, paleogéographie et évolution dynamique». Docum. Lab. Geol. Fac. Sc. Lyon, 69, 345 págs.
- Montenat, C.; Ott d'Estevou, P. y Masse, P. (1985). «Les bassins neogenes des Cordilleres Bétiques Orientales, genese et evolution dans un couloir de décrochement crustal». *Rés. Comm. Séance Spéc. Soc. Géol. France*, 2 págs.
- (1987). «Tectonic-sedimentary characters of the Betic Neogene Bassins evolving in a crustal transcurrent shear zone (SE Spain)». Bull. Centres. Rech. Explo. Prod. Elf-Aquinaine, 11, 1, 1-22.
- Ott d'Estevou, P. (1980). «Evolution dinamique du bassin neogene de Sorbas (Cordilleres Bétiques Orientales, Espagne)». *Docum. et Trav. IGAL*, 1, 264 págs.
- Ott d'Estevou, P.; Montenat, C. y De Larouziere, F. (1988). «Cuencas sedimentarias neógenas en régimen transcurrente en la Zona Bética Oriental». Simposio sobre Cuencas en régimen transcurrente, Soc. Geol. de España.
- Ott d'Estevou, P.; Montenat, C. (1989). «Evolution structurale de la zona Bética Oriental (Espagne) du Tortoniense à Holocéne». C.R. Acad. Sc. París, 300, 363-368.
- Ramsay, J. G. (1967). Folding and fracturing of rocks, New York; McGraw-Hill, 568 págs.
- Rodríguez Estrella, T. (1977a). «Síntesis geológica del Prebético de la provincia de Alicante». Bol. Geol. Min., 88, 273-299.
- (1977b). «Los grandes accidentes tectónicos de la provincia de Alicante». *Tecniterrae*, 17, 8-17.
- Sanford, A. R. (1959). «Analitical and experimental study of simple geologic structures». Bull. Soc. Amer., 70, 19-52.
- Sanz de Gal·leano, C. (1983). «Los accidentes y fracturas principales de las Cordilleras Béticas». *Estudios Geol.*, 59, 393-398.
- Somoza, L. (1989). Estudio del Cuaternario litoral entre Cabo de Palos y Guardamar del Segura (Murcia-Alicante). Las variaciones del nivel del mar en relación con el contexto geodinámico». Tesis doctoral. Univ. Complutense de Madrid.
- Wickham, J. S. y Elliot, D. (1970). «Rotation and strain history in folded carbonates, Front Royal Area, Northern Virginia». Trans. Amer. Geophys. Union, 51, 422.

Recibido el 21 de mayo de 1992 Aceptado el 17 de junio de 1992