

Estructuras tectónicas en el basamento de la cuenca de Madrid y su reflejo en la cobertera sedimentaria

Tectonic structures in the basement of the Madrid basin and its influence in the sedimentary cover

J.P. Rodríguez-Aranda (*), A. Muñoz Martín (**), J.L. Giner (**) y J.C. Cañaveras (***)

(*) Dpto. Petrología y Geoquímica. Fac. CC. Geológicas. U.C.M. 28040 Madrid

(**) Dpto. Geodinámica. Fac. CC. Geológicas. U.C.M. 28040 Madrid

(***) Dpto. Geología. Museo Nacional de CC. Naturales (C.S.I.C). 28006 Madrid

ABSTRACT

A group of NW-SE strike-slip faults have been recognized in the basement of the eastern part of Madrid basin. The sedimentary data considered concern mainly isopach map of Miocene Intermediate Unit as well as palaeogeographical distribution of depositional environments. The structural research has been focused on faults and folds analysis which affect both the Altomira Range (eastern margin of the Madrid basin) and the Neogene cover in the basin. These basement faults controlled the tectonic structuration of Altomira Range during upper Oligocene-lower Miocene and the Neogene sedimentation.

Key words Madrid basin, Miocene, continental sediments, strike-slip fault, stress tensor.

Geogaceta, 18 (1995), 19-22

ISSN: 0213683X

Introducción

El área de estudio se localiza en la zona oriental de la cuenca de Madrid, limitando hacia el E con el borde de la cuenca definido por la Sierra de Altomira (Fig. 1).

La cuenca de Madrid representa una cuenca continental endorreica de carácter intraplaca rellena por materiales terciarios. En los afloramientos, se han identificado las tres unidades tectosedimentarias miocenas de ámbito cuencal definidas por Junco y Calvo (1983). Las Unidades Inferior e Intermedia del Mioceno se corresponden con un modelo centrípeto de facies que incluye sedimentos aluviales, adosados a los bordes de cuenca y depósitos lacustres hacia el interior (Calvo *et al.*, 1989). Para la Unidad Superior del Mioceno, el modelo sedimentario es fluvio-lacustre.

La génesis de la cuenca de Madrid se relaciona con el levantamiento de sus bordes durante el Terciario por la transmisión de esfuerzos desde los Pirineos y la Cordillera Bética. A partir del Oligoceno superior hasta la actualidad, se han detectado tres campos de esfuerzos mayores que han actuado en los bordes y en el interior de la cuenca de Madrid (De Vicente *et al.*, 1994): *Campos Altomira, Guadarrama y Cuaternario*.

El campo de esfuerzos *Altomira* (Muñoz Martín *et al.*, 1994) ha sido definido en el extremo N de la Sierra de Altomira, y es el responsable de la estructuración princi-

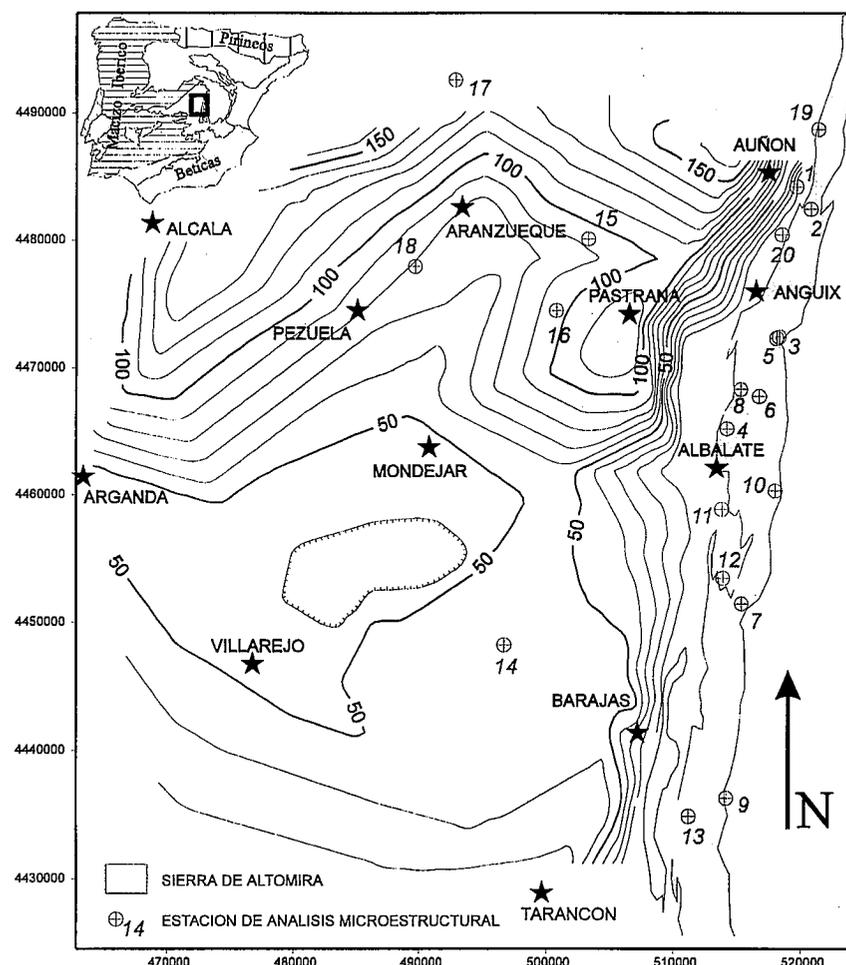


Fig. 1.- Localización del área de estudio y mapa de isopacas de la Unidad Intermedia del Mioceno (modificado de Rodríguez-Aranda, 1995).

Fig. 1.- Geographic location of the studied area and isopach map of Miocene Intermediate Unit (modified from Rodríguez-Aranda, 1995).

Nº ESTAC.	NF	MOD. DESLIZAM.			STRESS INVERSION (RECHES, 1987)							EDAD	C.A.
		K'	Dey	D.S.	R	σ_1	σ_2	σ_3	μ	E.A.			
1	17	-1.018	107	9	0.28	01/286	04/016	84/183	0.7	10	MESOZ.	A	
2	18	-1.624	114	9	0.28	7/123	74/241	13/031	0.7	2	MESOZ.	A	
3	13	-1.078	105	6	0.09	06/285	63/028	25/192	0.8	11	MESOZ.	A	
4	19	-1.069	104	6	0.32	3/116	63/214	26/024	0.2	7	MESOZ.	A	
5	22	-1.195	101	6	0.12	03/280	85/054	03/190	0.7	7	MESOZ.	A	
6	5	-1.195	88	2	0.14	02/267	23/358	66/171	0.9	5	MESOZ.	A	
7	15	-1.937	106	5	0.35	19/109	69/281	02/018	0.4	9	MESOZ.	A	
7	9	1.49	152	4	0.59	85/357	03/147	02/237	0.6	4	MESOZ.	G	
8	15	1.31	101	5	0.23	25/281	61/127	10/016	0.5	8	MESOZ.	A	
8	6	4.27	156	3	0.44	50/338	40/151	03/244	0.7	5	MESOZ.	G	
9	41	-1.710	97	4	0.12	07/275	81/110	02/005	0.8	9	MESOZ.	A	
9	17	0.8	149	6	0.3	15/151	71/008	10/244	0.6	21	MESOZ.	G	
10	6	-1.120	101	4	0.21	03/279	78/025	11/189	0.7	4	MESOZ.	A	
10	13	1.61	162	4	0.48	02/160	83/273	06/070	0.6	5	MESOZ.	G	
11	10	1.43	95	5	0.51	05/277	82/143	5/007	0.4	8	PALEOG.	A	
11	24	4.7	151	5	0.45	04/144	82/015	05/234	0.8	6	PALEOG.	G	
12	6	-1.220	107	8	0.77	02/288	24/019	65/192	0.5	22	MIOC.INF.	A	
13	15	-1.117	95	4	0.15	03/278	13/060	29/183	0.6	9	MESOZ.	A	
13	15	1.24	151	4	0.41	08/332	81/134	02/242	0.4	11	MESOZ.	G	
14	6	0.051	142	5	-	-	-	-	-	-	CUATER.	G	
15	19	0.376	147	8	0.51	79/342	10/144	03/234	0.7	6	MIOC.SUP.	G	
16	17	1.45	151	8	0.86	81/000	07/147	04/238	0.4	4	CUATER.	G	
17	15	0.638	136	7	0.43	86/147	03/314	00/044	0.7	8	MIOC.SUP.	G	
18	24	0.402	161	10	0.43	20/162	63/300	16/066	0.5	10	MIOC.SUP.	G	
19	8	0.445	145	10	0.31	77/195	07/072	10/341	0.2	15	MIOC.SUP.	G	
20	12	0.198	155	7	0.20	76/193	10/332	08/063	1.1	11	CUATER.	G	

Tabla 1: Tensores de esfuerzo deducidos del análisis poblacional de fallas a partir del Modelo de Deslizamiento (Reches, 1983; De Vicente, 1988) y del método de Inversión de Esfuerzos (Reches, 1987; Reches et al., 1992). N = número de estación (Fig. 1); NF = Número de fallas; K' = eje de máximo acortamiento horizontal / eje de acortamiento vertical; Dey = Dirección de máximo acortamiento horizontal; D.S. = Desviación estándar en el cálculo de Dey; R = $(\sigma_2 - \sigma_3) / (\sigma_1 - \sigma_3)$; σ_1 , σ_2 y σ_3 = esfuerzos principales máximo, intermedio y mínimo; μ = coeficiente de fricción deducido; E.A. = Error angular medio entre las estrías observadas y las calculadas; EDAD = edad de las rocas donde se han medido las estructuras.

Table 1: Stress tensors deduced from Slip Model (Reches, 1983; De Vicente, 1988) and Stress Inversion method (Reches, 1987; Reches et al., 1992). N = station number (fig. 1); NF = number of faults; K' = (maximum horizontal shortening axis / vertical deformation axis); Dey = maximum horizontal shortening direction; D.S. = Standard deviation of Dey; R = $(\sigma_2 - \sigma_3) / (\sigma_1 - \sigma_3)$; σ_1 , σ_2 y σ_3 = principal stresses; μ = coefficient of friction; E.A. = mean angle between the observed and calculated slip axes; EDAD = Age of the rocks where faults have been measured.

pal de dicha sierra durante el Oligoceno superior-Mioceno inferior. Las orientaciones del esfuerzo máximo horizontal (σ_{HMAX}) deducidas oscilan entre N85E y N125E, y la deformación general es de tipo uniaxial (Muñoz-Martín, 1994).

El campo de esfuerzos *Guadarrama* (Capote et al., 1990) presenta una dirección general de σ_{HMAX} N155E, y es el responsable del levantamiento del Sistema Central Español durante el Aragonense medio (Calvo et al., 1989). Los tensores de esfuerzo atribuidos a este campo, deducidos en el Sistema Central y la Cordillera Ibérica, son de tipo inverso-direccional.

Durante el Cuaternario se ha deducido en la cuenca de Madrid la presencia de un campo de esfuerzos extensivo, con una dirección de extensión (esfuerzo mínimo horizontal, σ_{HMIN}) según N155E (Giner et al., 1994).

El funcionamiento tectónico de los bor-

des de la cuenca y del basamento han condicionado en gran medida el relleno mioceno frente a los diferentes campos de esfuerzo. Así se observan variaciones notables de espesor en las series sedimentarias (Fig. 1), progradaciones o retracciones de facies en las distintas unidades litoestratigráficas y compartimentaciones de los ambientes sedimentarios donde se formaban tanto las facies deposicionales como las facies diagenéticas tempranas (Calvo et al., 1989; Cañaveras, 1994; Rodríguez-Aranda, 1995).

Por otro lado, la cobertera neógena muestra un cortejo variado de estructuras tectónicas. Las estructuras principales son fallas direccional-normales y normales de direcciones N40E y N60E ligadas al campo de esfuerzos extensivo cuaternario, así como pliegues de arrastre ligados a las mismas (Giner, 1994). En el Mioceno superior, también se observan pliegues laxos y simé-

tricos de dirección NNE-SSO y NO-SE con ejes subhorizontales, así como tres familias principales de fallas: a) fallas direccionales según N120-140E diestras, b) fallas direccionales N-S a N20E siniestras y c) fallas direccionales y normal-direccionales según N40-N60E.

El objetivo que se plantea en este trabajo es correlacionar los datos sedimentológicos y paleogeográficos de la zona oriental de la Cuenca de Madrid con las observaciones estructurales y, de este modo, localizar los accidentes que afectan al basamento de la cuenca y determinar el control tectónico que han tenido dichos accidentes en el relleno sedimentario neógeno de la cuenca de Madrid.

El registro mioceno

En la zona de estudio, las facies de centro de cuenca de la Unidad Inferior del Mioceno están formadas fundamentalmente por yesos secundarios de reemplazamiento de sales solubles, las cuales se depositaron en un ambiente lacustre hipersalino. Estos sedimentos gradan hacia la Sierra de Altomira a materiales arcillosos y limosos típicos de un ambiente de *llanura lutítica*, que estaba alimentado por abanicos aluviales procedentes de la Sierra de Altomira (Fig. 2A). Los abanicos muestran una progradación de facies notable hacia el O, hecho que revela un cierto funcionamiento tectónico de dicha sierra durante el Mioceno inferior (Rodríguez-Aranda, 1995; Rodríguez-Aranda et al., 1991).

Sin embargo, hacia techo de la Unidad Inferior, los abanicos aluviales se retraen y los sistemas deposicionales lacustres se compartimentan. Existiendo depósitos de yeso secundario (lagos hipersalinos) hacia el SO de una línea definida por el emplazamiento de las localidades de Albalate de Zorita y Pezuela de las Torres y sedimentos de yesos sindeposicionales (lagos moderadamente salinos) hacia el NE de dicha línea o sobre ella (Fig. 2 B) (Rodríguez-Aranda, 1995).

Por otro lado, el mapa de distribución de potencias en las series de la Unidad Intermedia (Fig. 1) presenta zonas de marcada subsidencia diferencial. Así, se pueden distinguir un alto interno relativo entre las localidades de Villarejo de Salvanes, Mondejar y Arganda, un depocentro relativo en los alrededores de Pastrana, sendos surcos NNE-SSO a lo largo de los Valles del Tajo (entre Villarejo y Barajas) y Anchuelo (al E de Alcalá) y una elevación en el Valle del Tajuña (entre Pezuela y Pastrana). Además, se observa que la mencionada *línea Albalate-Pezuela* separa dichos máximos y mínimos relativos con saltos de potencia que

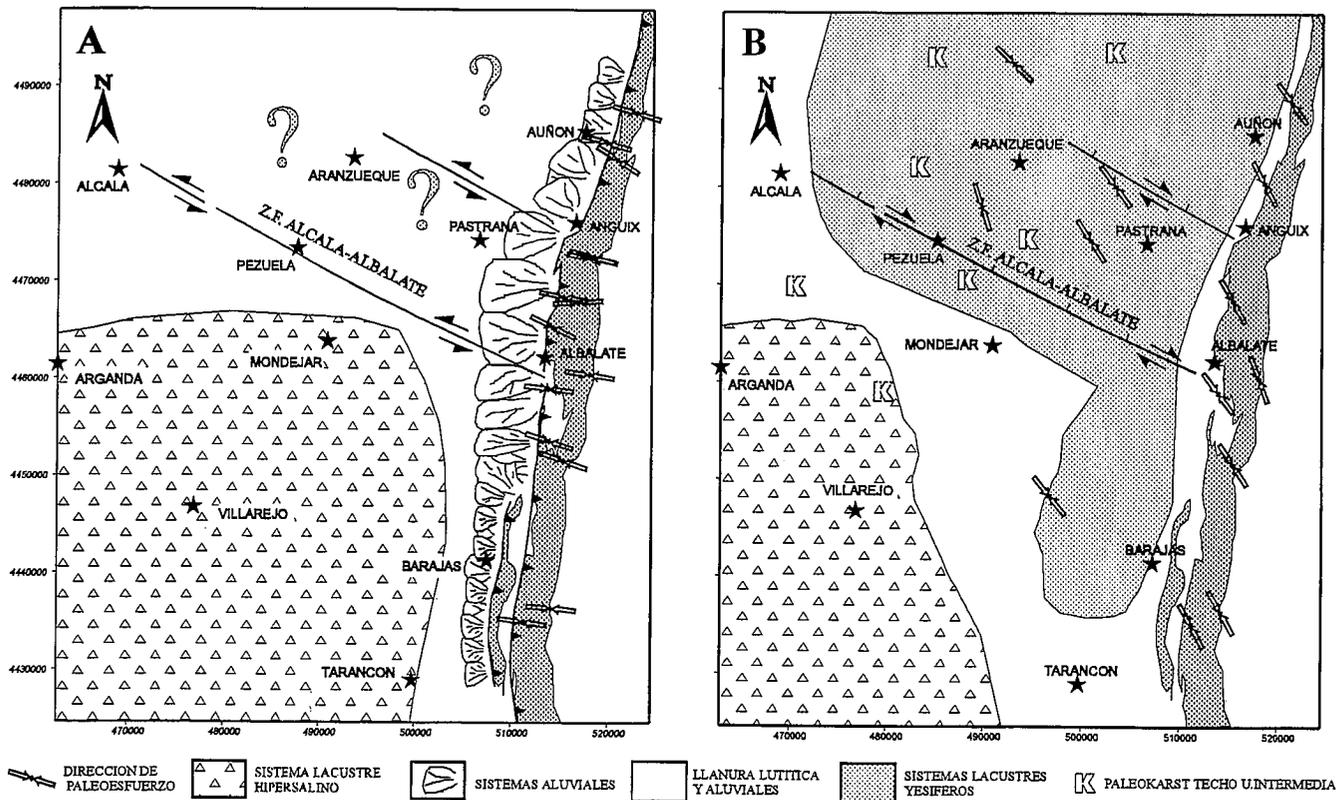


Fig. 2.- Esquemas paleogeográficos y estructurales simplificados para la zona oriental de la Cuenca de Madrid. A) Para el Oligoceno superior-Mioceno inferior (U. Inferior del Mioceno) en el que se representan las direcciones de σ_{HMAX} del campo Altomira. B) Para el Mioceno medio-superior, en el que se representan las direcciones de σ_{HMAX} del campo Guadarrama, la zonación de ambientes sedimentarios a techo de la Unidad Inferior del Mioceno y la distribución del paleokarst del techo de la Unidad Intermedia del Mioceno.

Fig. 2.- Palaeogeographical and structural simplified sketches of the eastern area of Madrid basin. A) Upper Oligocene - lower Miocene (Lower Miocene Unit), Altomira stress field σ_{HMAX} directions have been represented. B) Middle-upper Miocene, Guadarrama stress field σ_{HMAX} directions, sedimentary environments at the top of Lower Miocene Unit and distribution of paleokarst at the top of Intermediate Miocene Unit have been represented.

oscilan entre 20 y 60 metros. Existe otra posible línea que controla la distribución de potencias al N del pueblo de Aranzueque. Cañaveras (1994) y Rodríguez-Aranda (1995) han interpretado estas lineaciones como zonas de fractura.

La disposición de los ambientes sedimentarios de la Unidad Intermedia consta esencialmente de sistemas lacustres yesíferos. No obstante, a techo de la Unidad se aprecia una proporción notable de facies carbonáticas al NE de la línea Albalate-Pezuela.

El tránsito entre las Unidades Intermedia y Superior del Mioceno caracteriza un cambio drástico paleoambiental y paleogeográfico en la cuenca. El techo de la Unidad Intermedia culmina con una etapa de expansión lacustre generalizada en régimen endorreico (Calvo *et al.*, 1989) y la base de la Unidad Superior muestra facies fluvio-lacustres, de carácter exorreico en la zona de estudio (Cañaveras *et al.*, 1991). Este cambio tiene su reflejo en la formación de un paleokarst de gran desarrollo lateral y escaso en la vertical que afecta a los materiales del techo de la Unidad Intermedia (carbonatos y yesos).

El gradiente morfológico, topográfico e hidrológico deducido para este paleokarst, así como la propia geometría y distribución de las zonas paleokarstificadas, denotan un marcado control deposicional y tectónico del mismo. A partir del análisis de la distribución y desarrollo de los caracteres paleokársticos (potencia de los perfiles kársticos, rellenos endokársticos, etc...), se deduce un basculamiento relativo de gran parte de la cuenca hacia las zonas meridionales y orientales, observándose además la influencia de la línea Albalate-Pezuela y de otras estructuras tectónicas locales (Fig. 2B) (Cañaveras, 1994). Al sur de la línea Albalate-Pezuela, si bien espacialmente el paleokarst tiene un grado de desarrollo y preservación menor se sitúa la zona con la mayor variabilidad de rasgos kársticos, tanto en morfologías como en depósitos. Asimismo, la delimitación de la franja de influencia del paleonivel freático en estas zonas es más compleja, dibujándose franjas de mayor espesor que al N de la línea Albalate-Pezuela, indicativas de mayores fluctuaciones del nivel freático, lo cual influye de una forma importante tanto en los procesos de

litificación como en los de karstificación s.s.

Aspectos estructurales

Se ha desarrollado un análisis de las estructuras principales que aparecen en la Sierra de Altomira, y de los sedimentos terciarios que rellenan la Cuenca de Madrid. El estudio ha consistido en un análisis microestructural frágil (basado en métodos de análisis poblacional de fallas), en la medida sistemática de pliegues, y un análisis de fotografía aérea e imágenes de satélite a diferentes escalas.

Los métodos de análisis poblacional empleados han sido el método de los diédros rectos (Angelier y Mechler, 1977), el Modelo de Deslizamiento (Reches, 1983; De Vicente, 1988) y el método de Inversión de Esfuerzos (Reches, 1987). Se han medido un total de 387 planos de falla con estrías repartidos en un total de 20 estaciones de análisis (Fig. 1). En estas estaciones se han determinado 26 tensores de esfuerzo, atribuibles a los dos campos de paleoesfuerzos compresivos citados anteriormente (Tabla 1).

El análisis de las escasas líneas sísmicas realizadas en el sector estudiado de la Cuenca de Madrid, permite deducir algunas fracturas en el basamento, si bien la distribución geográfica y orientación de las líneas, no facilita definir correctamente las orientaciones y carácter de las fallas. Por otro lado, los datos gravimétricos indican la presencia de gradientes de dirección NO-SE en el interior de la Cuenca de Madrid (Bergamín, com. personal, 1995).

Las principales estructuras tectónicas que se observan en superficie corresponden a los afloramientos mesozoicos de la Sierra de Altomira. Esta sierra está formada por un estrecho cinturón de pliegues y cabalgamientos de dirección general N-S y vergencia hacia el O. En el sector estudiado, la Sierra de Altomira se caracteriza por una variación en la orientación de los pliegues, que pasa de ser N-S en el sector Barajas-Tarancón, a N20E al N de Anguix (Fig. 2). Este tránsito no se realiza de un modo gradual a lo largo de la sierra, sino que se concentra en dos bandas situadas en las proximidades de Albalate de Zorita y Anguix. Estas dos inflexiones de la Sierra de Altomira se comportan como *zonas de transferencia*, que separan dominios de comportamiento homogéneo, y sirven de conexión entre diferentes cabalgamientos. Las dos bandas tienen una anchura menor de 5 km, y se caracterizan por la existencia de pliegues con orientaciones oblicuas a la dirección general del cinturón y vergencias variables, así como por la presencia de fallas direccionales.

Los estudios experimentales (Calassou *et al.*, 1993) demuestran que los parámetros que controlan la formación de las zonas de transferencia en sistemas de cabalgamientos de piel fina son la presencia de escalones en el basamento, variaciones laterales en los valores de fricción basal y la geometría de las zonas internas de la cadena. El origen más probable para la formación de las zonas de transferencia en la Sierra de Altomira es la presencia de escalones en el basamento.

Los datos microestructurales asociados al campo *Altomira* muestran la presencia de dos tipos fundamentales de tensores de esfuerzo: a) tensores de tipo compresión uniaxial asociados a fallas inversas de dirección N-S a N20E, con bajos buzamientos (tensores 1A, 3A, 4A y 6A, Tabla 1); b) tensores de tipo direccional (tensores 7A y 11A, Tabla 1) asociados a fallas NO-SE siniestras y OSO-ENE diestras (Muñoz Martín, 1994).

Los tensores uniaxiales se han deducido, básicamente, en los tramos situados entre las zonas de transferencia. Por el contrario, los tensores de tipo desgarre se suelen disponer en estas zonas de inflexión. Las

zonas de transferencia de Anguix y Albalate limitan tres tramos en la Sierra de Altomira, donde las direcciones de paleoesfuerzos deducidas sufren una rotación en el sentido horario desde el S hacia el N: σ_{HMAX} medio según N101E al S de Albalate, N103E entre Albalate y Anguix y N114E al N de Anguix (Fig. 2A).

Las fallas asociadas al campo *Guadarrama*, deducido tanto en la Sierra de Altomira como en la Cuenca de Madrid, son de tipo direccional y direccional-normal, y presentan dos direcciones bien definidas: NO-SE diestras y N-S siniestras (Giner *et al.*, 1994; Muñoz Martín *et al.*, 1994). Los pliegues analizados suelen estar relacionados con estas dos familias de fallas y la dirección de σ_{HMAX} deducida en la Cuenca de Madrid es bastante homogénea (N150E) (Giner *et al.*, 1994).

Cabe destacar la presencia de fallas direccionales activas NO-SE, para los dos campos de esfuerzos deducidos. No obstante, el sentido de movimiento observado es contrario para cada campo de esfuerzos (siniestro para el campo *Altomira* y diestro para el campo *Guadarrama*). Además, para el campo *Guadarrama*, las fallas presentan una mayor componente normal, con el bloque hundido situado hacia el NE (Fig. 2B).

Discusión y conclusiones

Los datos sedimentológicos y estructurales nos han permitido deducir la presencia de, al menos, dos estructuras lineales de orientación NO-SE en el área oriental de la Cuenca de Madrid que hemos interpretado como zonas de fractura de basamento.

La más septentrional está ubicada entre las localidades de Anguix y Aranzueque. La segunda estructura se localiza entre las localidades de Albalate y Pezuela, pudiendo extenderse hacia el NO más allá de Alcalá de Henares (Zona de Fractura de Alcalá-Albalate, Fig. 2).

Asociadas a estas fracturas, se desarrollan dos zonas de transferencia en la Sierra de Altomira (Anguix y Albalate). Estas zonas separan dominios tectónicos de comportamiento homogéneo. En ellas las direcciones de los cabalgamientos y la orientación de los paleoesfuerzos compresivos (campo *Altomira*) sufren desde el S hacia el N una rotación de 20° en el sentido horario. De este modo, las dos fallas han sido activas desde el Oligoceno superior al Mioceno inferior (durante la estructuración de la Sierra de Altomira) en régimen de desgarre y con un sentido de movimiento siniestro, según se deduce de los datos micro y mesoestructurales.

Por otro lado, la actividad tectónica de las fracturas queda reflejada también en la cobertera neógena del interior de la cuenca

de Madrid. En la Unidad Inferior del Mioceno no se puede precisar la influencia de las fallas (desgarres siniestros) en la sedimentación lacustre del centro de cuenca, pues no existen afloramientos al norte de la Zona de Fractura Alcalá-Albalate (Fig. 2A). No obstante, podría atribuirse un cierto control tectónico en el desarrollo de los abanicos aluviales adosados a la Sierra de Altomira (Fig. 2A). Sin embargo, en el Mioceno medio y superior (techo de la Unidad Inferior, y Unidades Intermedia y Superior) el control tectónico de la sedimentación queda patente en la distribución los ambientes sedimentarios, ambientes diagenéticos tempranos (paleokarst) y espesor de las series sedimentarias (Figs. 1 y 2B).

Los datos micro y mesoestructurales tomados tanto en la cobertera neógena como en los materiales mesozoicos de la Sierra de Altomira, demuestran la presencia de dos familias de fallas direccionales normales: N-S siniestras y NO-SE diestras. Esta última familia es dominante a nivel meso y macroestructural y es la que controla fundamentalmente la sedimentación durante el Mioceno. La dirección de compresión máxima horizontal deducida es N150E (campo de esfuerzos *Guadarrama*).

Referencias

- Angelier, J. y Mechler, P. (1977): *Bull. Soc. Geol. France*, 7 (19): 1309-1318.
- Calassou, S. *et al.*, (1993): *Tectonophysics*, 221: 325-344.
- Calvo, J. P. *et al.*, (1989): *Acta Geol. Hispánica*, 24: 281-298.
- Cañaveras, J. C. (1994): *Tesis Doctoral*, Univ. Complutense: 433 pp.
- Cañaveras, J. C. *et al.*, (1991): *Ier Congreso Grupo Español Terciario*, com.: 67-70.
- Capote, R. *et al.*, (1990): *Geogaceta*, 7: 20-22.
- De Vicente, G. (1988): *Tesis Doctoral*, Univ. Complutense: 308 pp.
- De Vicente, G. *et al.*, (1994): *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, 19: 175-190.
- Giner, J. L. *et al.*, (1994): *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, 19: 191-202.
- Giner, J. L. (1994): *Tesis de Licenciatura*, Univ. Complutense: 300 pp.
- Junco, F. y Calvo, J. P. (1983): *Libro Jubilar J. M. Rios*, vol. 2: 534-543.
- Muñoz Martín, A. (1994): *Tesis de Licenciatura*, Univ. Complutense: 250 pp.
- Muñoz Martín, A. *et al.*, (1994): *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, 19: 203-214.
- Reches, Z. (1983): *Tectonophysics*, 95: 133-156.
- Reches, Z. (1987): *Tectonics*, 7: 849-861.
- Rodríguez-Aranda, J. P. (1995): *Tesis Doctoral*, Univ. Complutense: 474 pp.
- Rodríguez-Aranda, J. P. *et al.*, (1991): *Rev. Soc. Geol. España*, 4: 33-50.