

Evolución de las deformaciones alpinas en el borde suroriental del Sistema Central Español (Zona de Tamajón, Guadalajara).

Por F. SANCHEZ SERRANO (*), J. M. GONZALEZ CASADO (**) y G. DE VICENTE MUÑOZ (*)

RESUMEN

Los resultados del análisis estructural y del análisis de fallas (métodos de los diedros rectos Etchecopar, y modelo de deslizamiento), en el borde suroriental del Sistema Central Español, permiten establecer la siguiente sucesión de eventos deformativos: una primera etapa compresiva, con escasa incidencia macroestructural, que responde a una dirección de compresión N 55°-70° E, relacionada con la estructuración de la Cordillera Ibérica; una segunda etapa compresiva, con dirección de compresión próxima a N 150° E, durante la cual se originan las principales macroestructuras de la región (cabalgamientos de dirección ENE-OSO y desgarres N 10°-20° E y N 130°-140° E); y una última etapa, de carácter extensional, con extensión máxima según E-O, con la que se asocia la fracturación que controla el depósito de las series miocenas. Se ha encontrado una notable concordancia entre los resultados obtenidos con los diferentes métodos de análisis poblacional de fallas.

Palabras clave: Tectónica alpina, Análisis de fallas, Sistema Central Español.

ABSTRACT

In this paper, several methods of structural analysis and populational fault analysis have been used in order to establish the main Alpine deformation events in the South-east part of the Spanish Central System. The Alpine evolution shows a first compressional event with maximum shortening in N 55°-70° E and without macrostructures. A second one has maximum shortening direction around N 150° E, with N 60°-80° E thrusts and N 10°-20° E and N 130°-140° E strike-slip faults related. The main Alpine structures in this area were developed during this event. The last one has an extensional character, with E-W maximum extension trend. The Miocene sedimentation has been probably controlled by the faults developed during this deformation (N 10°-20° E and N 10°-20° W). The shortening and stretching directions deduced from the different analysis methods shown a good agreement between them.

Key words: Alpine tectonics, Fault Analysis, Spanish Central System.

1. INTRODUCCION

El borde suroriental del Sistema Central Español está formado por una orla de rocas sedimentarias de edad mesozoica y cenozoica (paleógeno), situada entre las rocas metamórficas del Macizo Hespérico, al norte, y los rellenos sedimentarios de edad neógena de la Cuenca del Tajo, al sur. Este conjunto de rocas se encuentra

afectado por una serie de pliegues y fallas desarrollados durante la orogenia alpina. Estas estructuras originan los relieves de lo que hoy conocemos como Sistema Central Español. Estos pliegues y fallas alpinas han comenzado a ser estudiados recientemente, dentro del conjunto del Sistema Central (DE VICENTE, 1988a; CAPOTE et al., 1990; CALVO et al., 1991; SANCHEZ-SERRANO, 1991). Los resultados de estos estudios indican que las estructuras tectónicas se han desarrollado, mayoritariamente, bajo esfuerzos compresivos. En el presente trabajo se estudia la evolución temporal de las orientaciones de los esfuerzos y los tipos de elipsoides de deforma-

(*) Dpto. Geodinámica. Fac. CC. Geológicas. Univ. Complutense. 28040 Madrid.

(**) Dpto. Química Agrícola, Geología y Geoquímica. Fac. Ciencias. Univ. Autónoma. 28049 Madrid.

ción desarrollados durante el ciclo alpino en la zona de Tamajón-Cogolludo, al noroeste de la provincia de Guadalajara (fig. 1).

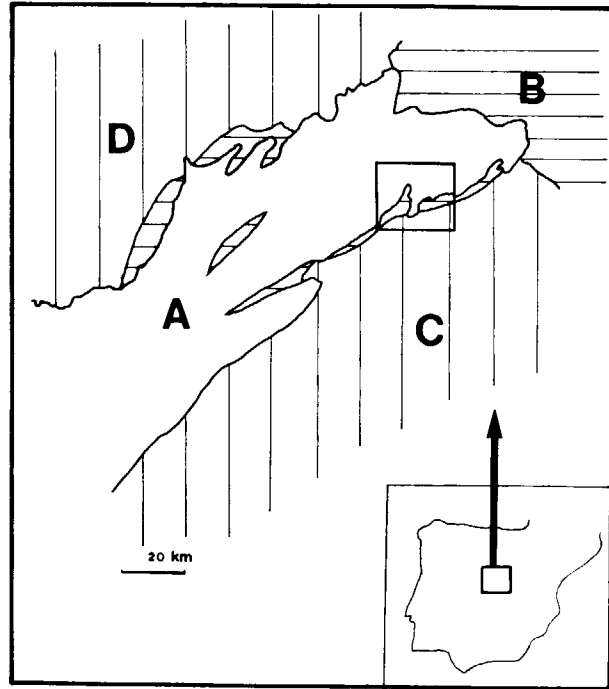


Figura 1.—Situación geográfica y geológica del área de estudio. En blanco, materiales paleozoicos y prepaleozoicos; en rayado horizontal, materiales mesozoicos y paleógenos; en rayado vertical, materiales neógenos. A: Sistema Central Español; B: Cordillera Ibérica; C: Cuenca del Tajo; D: Cuenca del Duero. El recuadro indica el área correspondiente a la figura 2.

En esta región, las estructuras más importantes, de carácter compresivo, son un conjunto de pliegues y cabalgamientos de dirección $N 60^{\circ}-70^{\circ} E$, concordantes con la orientación del borde del Sistema Central. Las estructuras citadas están acompañadas por fallas de desgarre transversales (SANCHEZ-SERRANO, 1991). El estudio tectónico de las estructuras alpinas se ha abordado desde varios puntos de vista; se han analizado, por ejemplo, las orientaciones y características de los estilolitos, estrías de fallas, y otras microestructuras tectónicas, aplicando sobre los datos obtenidos varios métodos de análisis poblacional de microestructuras. Las deformaciones más recientes se han estudiado de

forma macroestructural, a través de su relación con la sedimentación de las series aluviales del Mioceno Superior.

2. METODOLOGIA DE ANALISIS DE FALLAS

Para determinar los parámetros tectónicos deducibles del análisis de fallas (orientación de esfuerzos, tipos de elipsoides de deformación y de esfuerzo, dirección de máximo acortamiento horizontal, etc.), se ha optado por la aplicación simultánea de diversos métodos, como propone DE VICENTE (1988b). Los resultados han sido complementados y contrastados con los datos obtenidos del estudio de otros indicadores cinemáticos, estilolitos y venas de tensión.

Se han utilizado tres métodos diferentes de análisis poblacional de fallas (diedros rectos, Etchecopar y modelo de deslizamiento). Todos ellos son métodos estadísticos, que conservan la individualidad de cada dato, para así evitar errores de sesgo que podrían falsear el resultado final (DE VICENTE, 1988b). Las principales características de cada método son las siguientes:

El método de los Diedros Rectos, o de los diagramas P-T (ANGELIER y MECHLER, 1977; ANGELIER, 1984) es un método gráfico, basado en el criterio de fracturación de ANDERSON (1951), que da como resultado unas áreas, sobre proyección estereográfica, más o menos grandes, dentro de las cuales se situarán los máximos esfuerzos de compresión (P) y extensión (T). Debido a la escasa precisión de este método para pequeñas poblaciones de fallas, sólo lo utilizaremos como una primera aproximación para determinar las orientaciones de los ejes de esfuerzos, previamente a la aplicación de los otros métodos.

El método de Etchecopar (ETCHECOPAR, 1984; ETCHECOPAR y MATTAUER, 1988) es un método matemático que, a partir de la ecuación de BOTT (1959), intenta encontrar un tensor de esfuerzos que explique el mayor número posible de fallas dentro de la población estudiada. Este ajuste se produce por comparación entre la estría teórica que produciría dicho tensor sobre un plano de falla, y la estría real medida en esa falla. Este método proporciona la orientación de los ejes y un parámetro que define la forma del elipsoide

de esfuerzos. Además, permite comprobar la calidad de la solución para cada una de las fallas mediante un histograma de desviaciones angulares. De este modo, se puede volver a aplicar el proceso a las fallas no explicadas por el primer tensor, obteniéndose sucesivos tensores que pueden representar distintas etapas de fracturación, o distintos tipos de fracturación para la misma etapa.

El modelo de deslizamiento («slip model»), definido por RECHES (1983), RECHES y DIETERICH (1983) para generalizar el modelo de ANDERSON (1951), se base en una geometría ortorrómbica de la distribución de las familias de fallas, comprobada empírica y experimentalmente, y causada por un campo de esfuerzos tridimensional. A partir de este modelo, y de las ecuaciones que lo definen (RECHES, 1983), DE VICENTE

(1988a y 1988b), elabora una serie de métodos de análisis poblacional, en función del elipsoide de deformación. Estos métodos, cuya solución puede ser tanto gráfica como numérica, proporcionan, a partir de los parámetros de la falla medida (dirección, buzamiento y cabeceo de la estría), el tipo de falla (en función del parámetro K' del elipsoide de deformación) y la dirección de máximo acortamiento horizontal (e_y), para cada una de las fallas.

3. RESULTADOS DEL ANALISIS MICROESTRUCTURAL

Los datos microestructurales se han recogido en cinco estaciones repartidas por los materiales mesozoicos afectados por las deformaciones estudiadas (fig. 2). Concretamente, se han me-



Figura 2.—Distribución de las estaciones de datos de fallas, y direcciones de acortamiento deducidas del análisis microestructural. E1: Tamajón; E2: Beleña; E3: Retiendas; E4: Valdesotos; E5: Alcorlo. En punteado, materiales del Mioceno Superior; con rayas horizontales, materiales mesozoicos (Triásico y Cretácico) y cenozoicos (Paleógeno); en negro, cuarcitas del Ordovícico; en blanco, el resto de la serie paleozoica (modificado de las hojas del mapa geológico del ITGE núm. 460, 485 y 486, y de SANCHEZ-SERRANO, 1991).

dido datos de planos y estrías de falla, estilolitos, venas tensionales y planos de estratificación en areniscas triásicas y calizas cretácicas. Del análisis poblacional de las fallas, según los tres métodos descritos en el apartado anterior (tabla 1 y figs. 3 a 5) se pueden extraer las siguientes conclusiones:

ESTACION y N° FALLAS	METODOS					
	P-T	ETCHECOPAR			DESPLAZAMIENTO	
		DIRECC. COMPR.	TENSOR	σ_1	σ_3	TIPO
E 1 TAMAJON (35)	120-150	1(50%)	322/05	131/84	INVER	140 63% INVER
	DESG + INV	2(40%)	290/05	198/23	DESG	37% DESG
E 2 BELEÑA (20)	100-110 D+I	1(60%)	331/06	219/72	INVER	110 65% INVER
	140-150 D+I	2(30%)	267/05	16/74	INVER	150 35% DESG
E 3 RETIENDAS (19)		1(50%)	127/11	37/01	DESG	140 58% DESG 21% NORM 21% INVER
		2(42%)	139/05	22/77	INVER	
E 4 VALDESOTOS (31)		1(50%)	276/47	179/06	DESG	70 52% NORM 22% DESG 25% INVER
		2(19%)	197/13	16/76	INVER	
E 5 ALCORLO (24)	160 NORM	1(50%)	230/80	66/09	NORM	160 62% NORM
	45-120 INV	2(25%)	62/04	324/60	INVER	55 38% INVER

Tabla 1.—Resultados del análisis poblacional de fallas con los tres métodos utilizados. En el diagrama P-T, además de la dirección de máxima compresión horizontal, se indica el tipo de fallas predominante (DESG: desgarres, INV: inversas o NORM: normales). En el método de Etchecopar, se indica el porcentaje del total de la población que es explicado por cada tensor, así como la orientación de los ejes de máxima compresión (σ_1) y máxima extensión (σ_3), y el tipo de tensor (fallas inversas, de desgarre o normales). En el modelo de deslizamiento, se indica la dirección del eje de máximo acortamiento horizontal (Dey) y el porcentaje del total de la población que corresponde a cada tipo de fallas, considerando inversas a la suma de las fallas inversas puras e inversas direccionales, normales al conjunto de fallas normales puras y normales direccionales, y desgarres a la suma de fallas direccionales normales, direccionales inversas y desgarres puros.

Los resultados obtenidos, para cada estación, mediante los tres métodos de análisis empleados, son bastante parecidos, tanto en las orientaciones de los ejes de esfuerzo y deformación,

como en los tipos de elipsoides que explican las diferentes poblaciones de fallas.

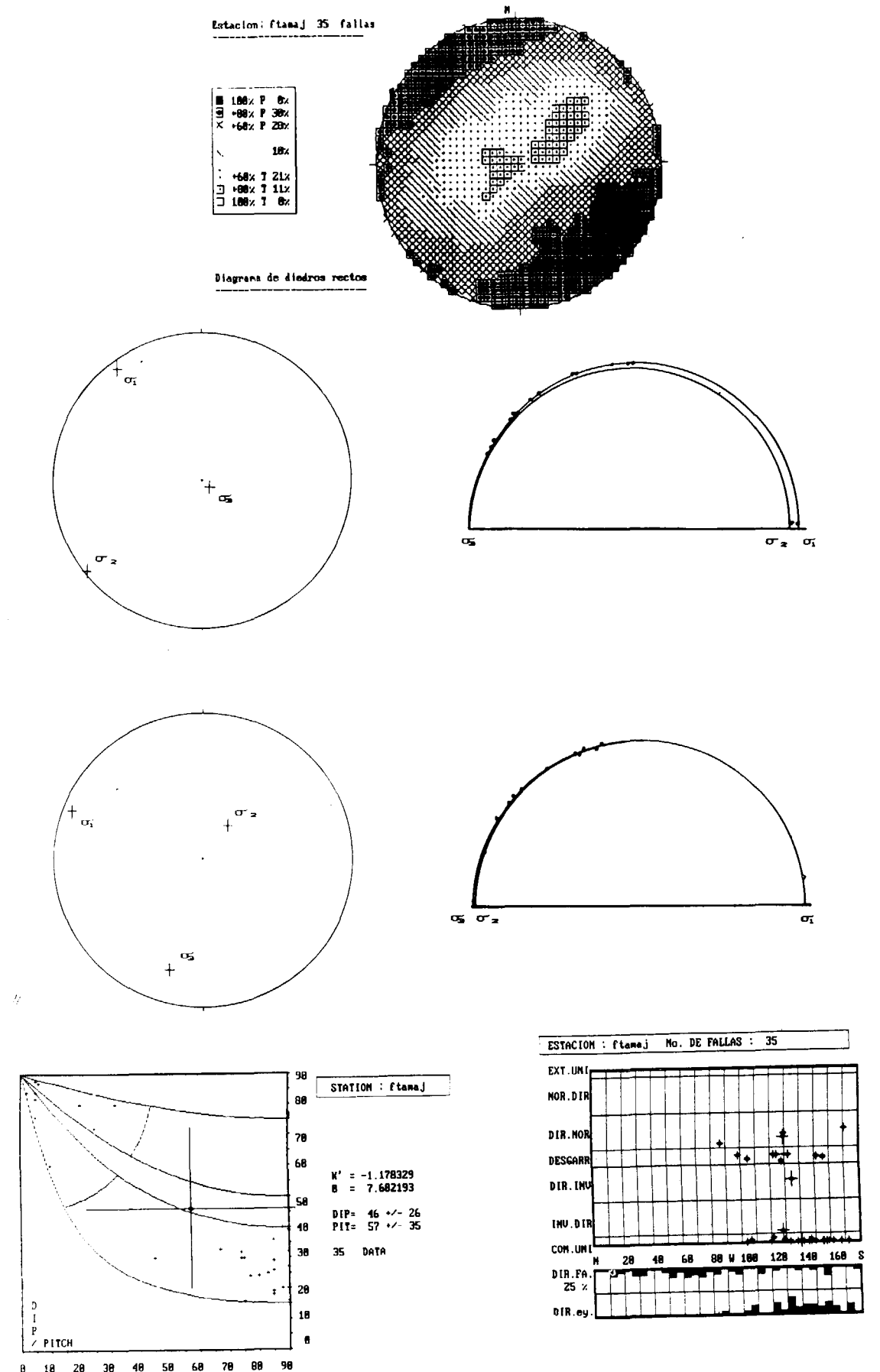
En cuanto a las direcciones de compresión deducidas, se puede apreciar cómo, en la mayoría de los casos, domina una compresión horizontal máxima según N 140° - 150° E, con algunas variaciones locales (estación de Beleña). En la estación de Alcorlo, además, aparece una segunda dirección de compresión oblicua a la anterior (casi perpendicular), con una dirección en torno a N 60° E. En la estación de Valdesotos aparece esta misma dirección de compresión, si bien, en este caso, como puede apreciarse en la figura 2, está acompañada de macroestructuras (cabalgamientos y desgarres transversales) que se explican con esta misma dirección de esfuerzos.

En cada estación, existen porcentajes similares de fallas inversas (compresión y acortamiento en la horizontal, y extensión y estiramiento en la vertical) y desgarres (los ejes mayor y menor de los elipsoides de esfuerzo y de deformación situados en el plano horizontal). Con el método de Etchecopar, ambos grupos quedan separados en tensores diferentes, mientras que en el método de los diedros rectos y en los derivados del Modelo de Deslizamiento, ambas subpoblaciones forman parte de la misma solución, excepto en el caso de la estación de Alcorlo, en la que la separación corresponde a dos direcciones de compresión diferentes, con formación de fallas normales e inversas, respectivamente.

4. RESULTADOS DE ANALISIS MACROESTRUCTURAL

Para determinar las características de las deformaciones más recientes, se ha estudiado el conjunto de fracturas que controla la sedimentación de los materiales del Mioceno Superior, formados por series de carácter aluvial (ALONSO-ZARZA et al., 1990), subhorizontales, que no presentan las estructuras compresivas localiza-

Figura 3.—Resultados del análisis microestructural para la estación de Tamajón. Arriba, diagrama P-T de la población de fallas. Centro, proyección en el diagrama de Scimdt de los ejes de esfuerzos, y proyección de las fallas en el círculo de Mohr, para cada uno de los dos tensores obtenidos mediante el método de Etchecopar. Abajo, proyección de las fallas en el diagrama cabeceo de la estria-buzamiento de la falla, y en el diagrama tipo de falla (K')-dirección de acortamiento (e_v), según el modelo de deslizamiento.



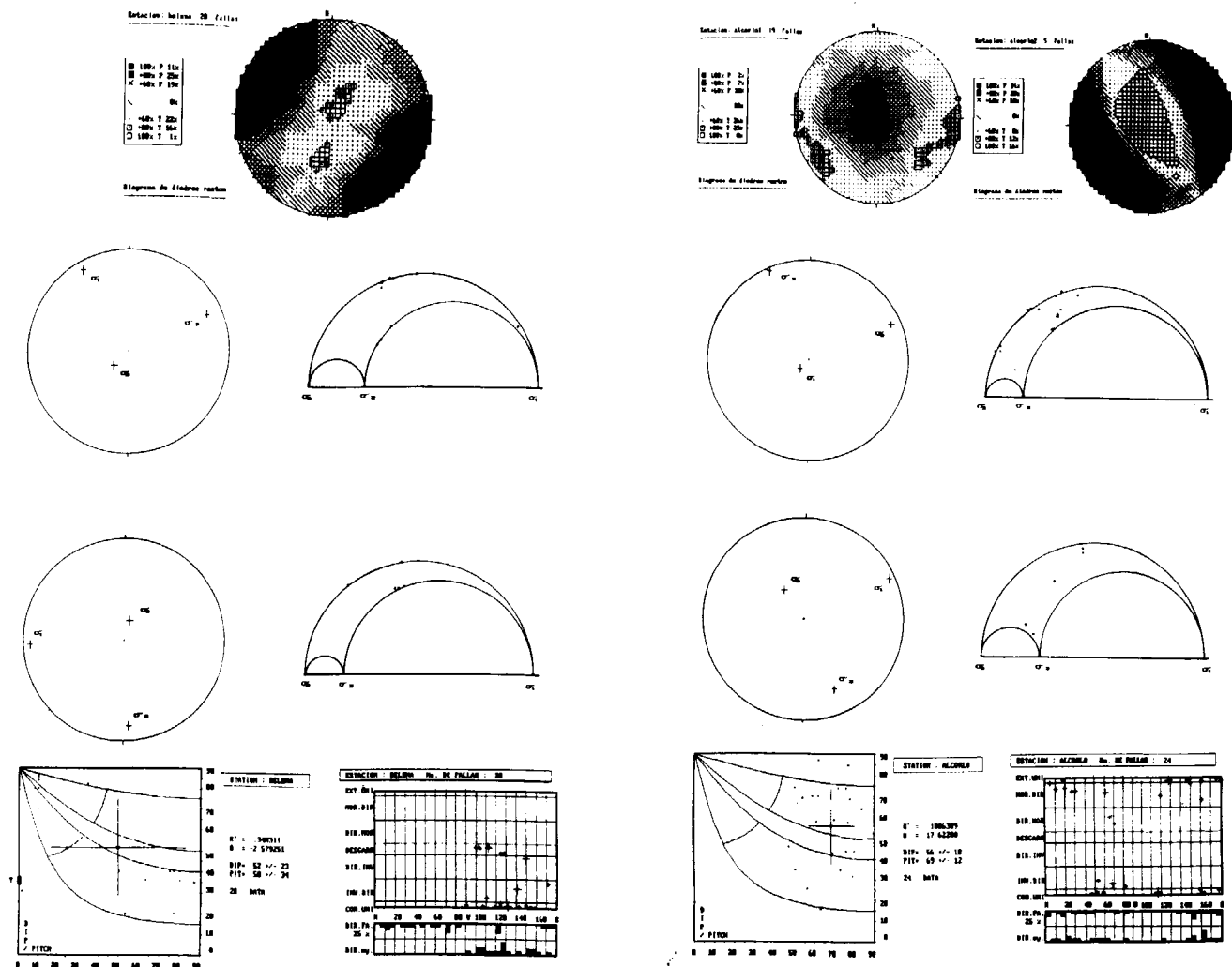


Figura 4.—Resultados del análisis microestructural para la estación de Beleña (izquierda) y para las dos subpoblaciones separadas de la estación de Alcorlo. Arriba, diagrama P-T. Centro, método de Etchecopar. Abajo, modelo de deslizamiento.

das en las series mesozoicas. Para su estudio, se ha elaborado un mapa de contornos estructurales estimados de la base del Mioceno Superior en esta zona. Este mapa (fig. 6) permite determinar cómo la distribución de estos materiales está controlada por una red principal de fracturación con direcciones N 20° E y N 20° O, aunque existen direcciones N 70°-80° E, que también controlan, en menor medida, la fracturación.

Los tres «surcos» principales de sedimentación de abanicos aluviales miocenos en esta región se corresponden con estas direcciones norteadas, y, además, coinciden, a grandes rasgos, con

la distribución de los principales cursos fluviales actuales en esta zona de borde (Jarama, Sorbe y Aliendre-Bornova), así como más hacia el interior de la Cuenca de Madrid (Sorbe y Henares). Esta etapa de fracturación se extiende más allá de la instalación de estos sistemas aluviales, como lo prueba la presencia de fallas normales de estas direcciones afectando a los tramos más altos del Mioceno Superior en la zona de Puebla de Vallés-Retiendas (SANCHEZ-SERRANO, 1991). Estas fallas no han podido ser incluidas en el análisis estadístico de la fracturación, debido a que se desarrollan en materiales de caracterís-

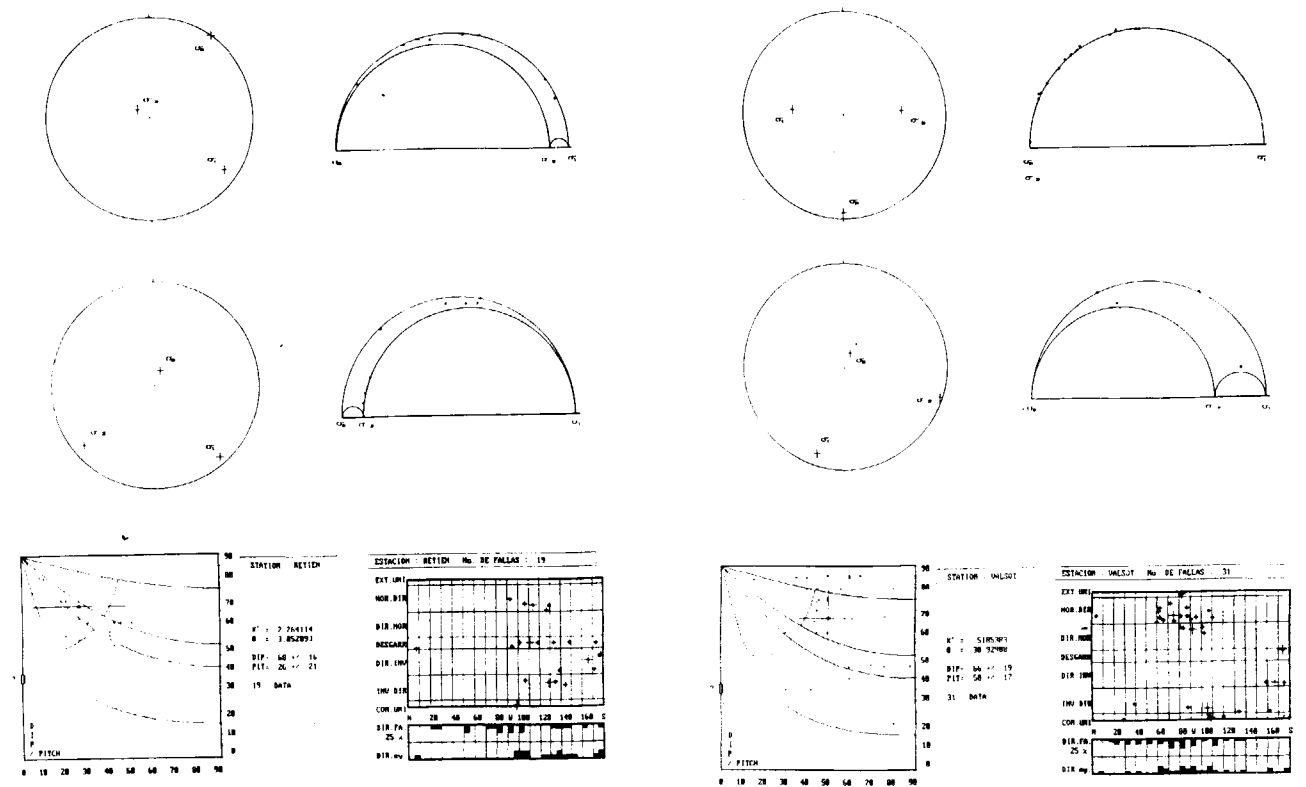


Figura 5.—Resultados del análisis microestructural para las estaciones de Retiendas (izquierda) y Valdesotos (derecha). Arriba, método de Etchecopar. Abajo, modelo de deslizamiento.

ticas muy desfavorables para la conservación de estrías de falla y otras microestructuras relacionadas.

5. EVOLUCION DE LA DEFORMACION

Varios trabajos recientes (DE VICENTE, 1988a; CAPOTE et al., 1990, y CALVO et al., 1991) proponen una evolución de las deformaciones alpinas en el Sistema Central en varias etapas. En concreto, CALVO et al. (1991) proponen la siguiente sucesión de etapas tectono-sedimentarias para el Neógeno: Etapa Altomira (acortamiento E-O), Etapa Neocastellana-Guadarrama (máximo acortamiento N 150° E), Etapa Torrelaguna (extensión uniaxial N 80° E y Etapa Ibero-manchea (extensión uniaxial N 100° E). Con anterioridad a éstas, se estableció la existencia en el Sistema Central de otras deformaciones más

antiguas de carácter compresivo (Etapa Ibérica). A partir de esta información, que se utiliza como encuadre regional, y de los datos obtenidos para la zona concreta de Tamajón, se puede elaborar un esquema de la evolución de las deformaciones alpinas en esta región.

La dirección de compresión máxima deducida a partir del análisis de fallas en la estación de Valdesotos (aprox. N 70° E), y una de las obtenidas en la de Alcorlo (aprox. N 60° E), concuerdan con las direcciones de acortamiento de la Etapa Ibérica, denominada así por los autores anteriormente citados por ser la responsable de la estructuración principal de la Cordillera Ibérica, adyacente a la zona objeto de este estudio. Según estos autores, esta etapa, con una dirección de compresión horizontal en torno a N 45°-55° E y de edad Oligoceno-Mioceno Inferior, origina algunas microestructuras en todo el Sistema Central, pero muy raramente da lugar a macro-

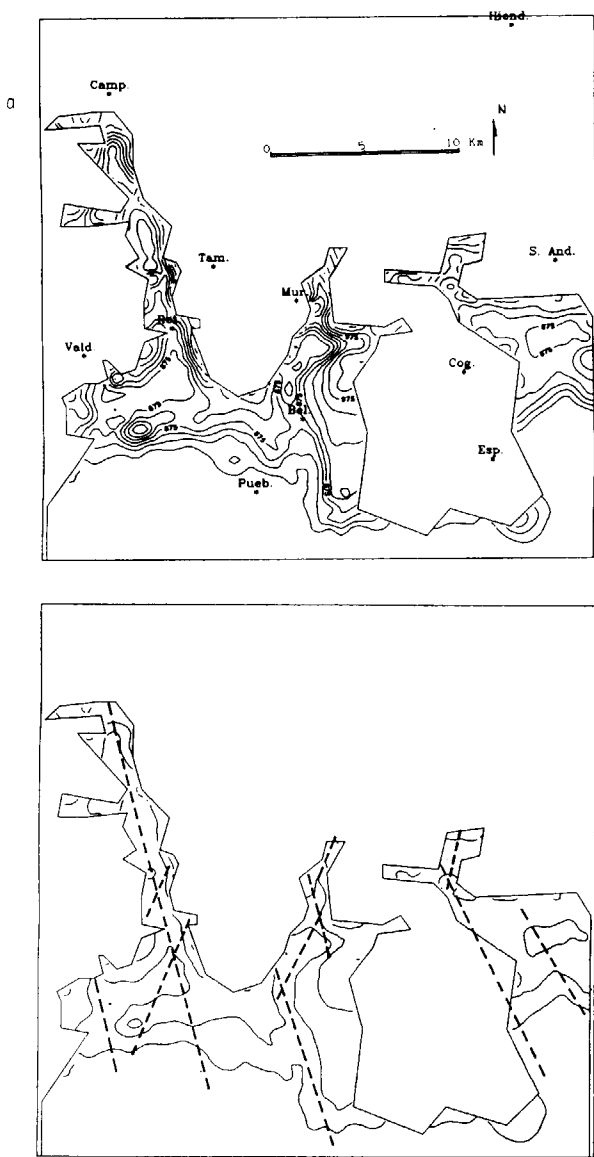


Figura 6.—Mapa de contornos estructurales estimados de la base del Mioceno Superior, e interpretación tectónica. Los valores de nivel corresponden a metros sobre el nivel del mar.

estructuras. La zona que nos ocupa, que se puede considerar como muy próxima a la zona de unión entre el Sistema Central y la Cordillera Ibérica, presenta alguna de estas excepciones, como es la zona de Valdesotos, en la que se han identificado cabalgamientos y desgarres transversales al borde sur del Sistema Central, que afectan a materiales mesozoicos (SANCHEZ-

RRANO, 1991). Las microestructuras medidas en esta estación, asociadas con las macroestructuras citadas, dan como resultado una dirección de compresión horizontal concordante con la de la «Etapa Ibérica». El área más cercana, dentro del Sistema Central, en la que se pueden encontrar macroestructuras de dirección «Ibérica» (NO-SE) es en Pálmaces de Jadraque (aún más cerca del contacto con la Cordillera Ibérica). Allí, como en el caso de Valdesotos, estas estructuras NO-SE se sitúan en las cercanías de cuencas pérmicas más o menos importantes, asociadas con desgarres tardihercínicos.

El resto de las estaciones de análisis de fallas presentan direcciones de compresión (σ_1 subhorizontal y próximo a $N 150^\circ 160^\circ E$; σ_3 subvertical) concordantes con las establecidas para la «Etapa Guadarrama», que corresponde a una compresión horizontal según la dirección $N 150^\circ E$, durante el Aragoniense. Es esta la etapa más importante en la estructuración alpina del Sistema Central (CAPOTE et al., 1990), y como tal está representada en la zona de Tamajón, por varias macroestructuras importantes, cabalgamientos de dirección $N 70^\circ 80^\circ E$ y desgarres de direcciones $N 10^\circ 20^\circ E$ y $N 130^\circ 140^\circ E$. Las orientaciones de los desgarres coinciden con las direcciones de las fallas tardihercínicas y de la esquistosidad principal hercínica (N-S y subvertical) de esta zona. Debido a su orientación, estas discontinuidades preexistentes son probablemente aprovechadas para desarrollar los desgarres de esta etapa. En zonas adyacentes, en las que la disposición de la esquistosidad hercínica es diferente (Domo de Hiendelaencina, FERNANDEZ-RODRIGUEZ, 1990), los desgarres transversales prácticamente desaparecen, predominando los cabalgamientos, que sí encuentran condiciones favorables para su desarrollo (SANCHEZ-SERRANO, 1991).

La influencia de las discontinuidades previas determina que se produzca una tectónica de zócalo-cobertera, que es apreciable en zonas como ésta, con presencia de materiales mesozoicos y cenozoicos, deformados a través de cabalgamientos y pliegues. El acortamiento producido en esta zona ha sido estimado entre un 17 por 100 y un 19 por 100 (SANCHEZ-SERRANO, 1991), por medio de cortes compensados (fig. 7).

Por último, la red de fracturación identificada en relación con los abanicos aluviales del Mioceno

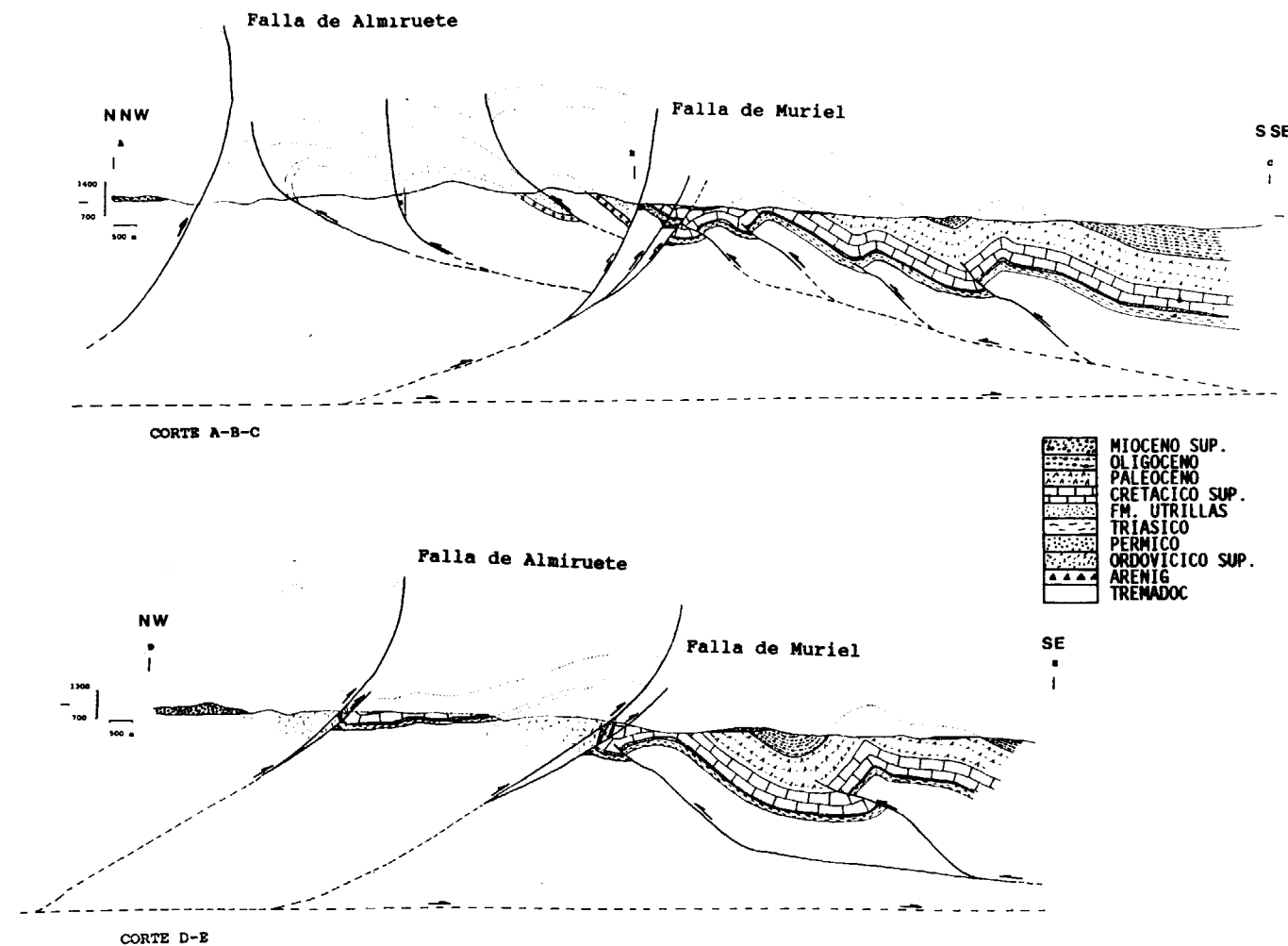


Figura 7.—Cortes compensados de la zona de Tamajón, transversales a las deformaciones alpinas principales (modificado de SANCHEZ-SERRANO, 1991).

Superior⁴ (fallas $N 20^\circ E - N 20^\circ O$), concuerda con las orientaciones de las fallas de la «Etapa Torrelaguna», que se originan bajo un régimen de extensión uniaxial según una dirección aproximadamente este-oeste, desde el Vallesense hasta la actualidad.

6. CONCLUSIONES

En función de toda la información expuesta, se puede establecer un esquema de la evolución de las relaciones esfuerzo-deformación para

tiempos alpinos en el borde suroriental del Sistema Central Español, que quedaría como sigue:

Las deformaciones alpinas comenzarían, durante el Oligoceno, con una dirección de compresión aproximada $N 50^\circ 60^\circ E$, que daría lugar a microestructuras, y, en zonas muy concretas, a macroestructuras (cabalgamientos y desgarres), probablemente cuando existan discontinuidades previas de orientación y características mecánicas favorables. En el caso de la zona de Valdesotos, estas discontinuidades corresponden a desgarres tardihercínicos relacionados con pequeñas cuencas pérmicas, similares a los que existen en otras zonas del Sistema Central, también

con este tipo de deformaciones alpinas. Esta primera etapa coincide con la definida como «Etapa Ibérica» por DE VICENTE (1988a), CAPOTE et al. (1990) y CALVO et al. (1991).

Hacia el Aragoniense Medio-Superior, se produciría un giro en la dirección de compresión horizontal del campo de esfuerzos, que pasaría a situarse según una dirección aproximada N 150°-160° E. En relación con esta dirección de compresión se originan numerosos cabalgamientos de dirección N 70°-80° E (paralelos a la dirección del borde sur del Sistema Central) y desgarres de dirección N 130°-140° E y N 10°-20° E. Estas fallas se producen por reactivación de discontinuidades previas. Concretamente, los desgarres aprovechan la disposición favorable de la esquistosidad principal hercínica. Estas fallas provocan la deformación de la cobertera mesozoica y cenozoica en pliegues y cabalgamientos. Estas deformaciones se pueden asociar con la «Etapa Guadarrama», definida por DE VICENTE (1988a), CAPOTE et al. (1990) y CALVO et al. (1991). El acortamiento producido por esta etapa, en este área, según se deduce de los cortes compensados construidos por SANCHEZ-SERRANO (1991) oscila entre el 17 por 100 y el 19 por 100.

Las fracturas más recientes afectan a las series subhorizontales del Mioceno Superior, son de tipo normal, y tienen orientaciones subparalelas a las definidas para la «Etapa Torrelaguna» de DE VICENTE (1988a), CAPOTE et al. (1990) y CALVO et al. (1991), con la que, probablemente, se corresponde.

AGRADECIMIENTOS

El presente trabajo constituye un extracto de la Tesis de Licenciatura de uno de los autores (F. S. S.), financiada por el Proyecto de Investigación DGICYT PB-87 0544.

REFERENCIAS

- ALONSO-ZARZA, A. M.; CALVO, J. P., y GARCIA DEL CURA, M. A. (1990): *Litoestratigrafía y evolución paleogeográfica del Mioceno del borde NE de la Cuenca de Madrid (prov. Guadalajara)*. Estudios Geológicos, 46 (5-6): 415-432.
- ANDERSON, E. (1951): *Dynamics of faulting*. Oliver & Boyd, Edinburgh, 206 pp.
- ANGELIER, J. (1984): *Tectonic analysis of fault slip data sets*. Jour. Geoph. Research, 89 B7: 5835-5848.
- ANGELIER, J., y MECHLER, P. (1977): *Sur une méthode graphique de recherche des contraintes principales également utilisable en tectonique et en séismologie: la méthode des dièdres droits*. Bull. Soc. Géol. France, 19 (7): 1309-1318.
- BOTT, M. (1959): *The mechanics of oblique slip faulting*. Geol. Mag., 96: 109-117.
- CALVO, J. P.; DE VICENTE, G., y ALONSO-ZARZA, A. M. (1991): *Correlación entre las deformaciones alpinas y la evolución del relleno sedimentario de la Cuenca de Madrid durante el Mioceno*. I Congreso Grupo Español del Terciario. Vic, 1991. Comunicaciones: 55-58.
- CAPOTE, R.; DE VICENTE, G., y GONZALEZ-CASADO, J. M. (1990): *Evolución de las deformaciones alpinas en el Sistema Central Español (S.C.E.)*. Geogaceta, 7: 20-22.
- DE VICENTE, G. (1988): *Análisis poblacional de fallas. El sector de enlace Sistema Central-Cordillera Ibérica*. Tesis. Univ. Complutense de Madrid, 317 pp.
- DE VICENTE, G. (1988b): *The e/K' diagram. An application of the slip model to the populational fault analysis*. Rev. Soc. Geol. España, 1 (1-2): 97-112.
- ETCHECOPAR, A. (1984): *Etudes des états de contraintes en tectonique cassante, et simulation de déformations plastiques (approche mathématique)*. Thèse d'Etat USTL Montpellier, 269 pp.
- ETCHECOPAR, A., y MATTAUER, M. (1988): *Méthodes dynamiques d'analyse des populations de failles*. Bull. Soc. Géol. France, 4, n.º 2: 289-302.
- FERNANDEZ-RODRIGUEZ, C. (1990): *Estudio de los procesos de deformación en la zona de cizalla de Hiendelaencina (Sistema Central Español)*. Tesis. Univ. Complutense de Madrid, 520 pp.
- RECHES, Z. (1983): *Faulting of rocks in three-dimensional strain fields. II: Theoretical analysis*. Tectonophysics, 95: 133-156.
- RECHES, Z., y DIETERICH, J. (1983): *Faulting of rocks in three-dimensional strain fields. I: Failure of rocks in polyaxial, servocontrol experiments*. Tectonophysics, 95: 111-132.
- SANCHEZ-SERRANO, F. (1991): *Análisis de la deformación alpina en el borde suroccidental del Sistema Central Español (zona de Tamajón, Guadalajara)*. Tesis de Licenciatura. Univ. Complutense de Madrid, 198 pp. (inérita).

Original recibido: Noviembre de 1992.

Original aceptado: Diciembre de 1992.