

APLICACION DEL ANALISIS DE PALEOESFUERZOS A REGIONES PLEGADAS: LA COMPRESION TERCIARIA EN EL SECTOR DE CARIÑENA-BELCHITE (BORDE NORTE DE LA CORDILLERA IBERICA)

A. L. Cortés Gracia * y A. M. Casas Sainz *

RESUMEN

La aplicación del análisis de paleoesfuerzos a las mesoestructuras frágiles (fundamentalmente fallas y picos estilolíticos) del borde norte de la Cordillera Ibérica en el sector de Cariñena-Belchite ha dado como resultado la determinación de cuatro direcciones de compresión: NNE-SSW, NE-SW, NW-SE y ESE-WSW. La dirección de compresión NNE es compatible con la dirección de acortamiento principal responsable de la formación de la mayor parte de las macroestructuras. Las direcciones NE-SW y NW-SE responden a la desviación de la compresión principal por la existencia de fallas inversas o pliegues mayores, colocándose entonces perpendicular o paralela a estos últimos. La compresión ESE es anterior al resto de las compresiones y podría corresponder al Mesozoico o bien a las primeras etapas del Terciario. Los resultados obtenidos en el presente estudio muestran que la interpretación de los resultados del análisis de paleoesfuerzos en áreas con pliegues y cabalgamientos (aun en el caso estudiado en que el acortamiento total es inferior al 15 %) debe hacerse con suma precaución y teniendo en cuenta todas las posibles desviaciones del campo de esfuerzos por estructuras mayores.

Palabras clave: *paleoesfuerzos, pliegue, compresión, Cordillera Ibérica, Terciario.*

ABSTRACT

Palaeostress analysis from brittle mesostructures (mainly faults and stylolites) in the northern border of the Iberian Chain (Cariñena-Belchite area) shows the existence of several compressional stress states, with σ_1 axes oriented NNE-SSW, NW-SE, ESE-WSW. NNE compression direction is consistent with the main shortening direction, responsible for the formation of most macro-structures. Some NE and NW compression directions are due to deflection of the principal compression by larger reverse faults and folds. The deflected compression axes are then perpendicular to macro-structures. ESE compression is early with respect to the main compressional stage, and corresponds either to an intra-mesozoic compression or an Early Tertiary shortening stage. The results obtained in this study indicate that palaeostress analysis in fold-and-thrust areas, even when deformation is not very strong (in this area the total shortening is less than 15 %) must be carefully interpreted, taking into account deflections of the stress fields due to larger macro-structures.

Key words: *palaeostress, fold, compression, Iberian Chain, Tertiary.*

Introducción

El análisis de las mesoestructuras frágiles (fundamentalmente estilolitos, grietas de extensión, diaclasas y fallas de escala centimétrica a decamétrica) mediante diferentes métodos es una de las herramientas más importantes para la determinación de los campos de esfuerzos o fases tectónicas que han actuado en la parte más superficial de la corteza

(Hancock, 1985). Para la determinación de los estados de esfuerzo, caracterizados por la posición de los ejes del elipsoide y la relación entre sus magnitudes, se emplean diferentes tipos de métodos (Casas *et al.*, 1990). Algunos están basados en relaciones geométricas simples: método de los diedros rectos (Angelier y Mecher, 1977) y método de Art-haud (1969). Otros, en la ecuación de Bott (1959): métodos de Armijo *et al.* (1982), Etchecopar *et al.*

* Departamento de Geología. Facultad de Ciencias. Universidad de Zaragoza. Plaza San Francisco, s/n. 50009 Zaragoza.

(1981), Etchecopar (1984), Carey (1976), diagrama y-R (Simón, 1984). Finalmente, otro grupo de métodos se fundamentan en las relaciones geométricas que deben guardar las fallas para adaptar la deformación en tres dimensiones (métodos de Reches, 1978, 1983; De Vicente, 1988). Los métodos más sencillos proporcionan únicamente las orientaciones de los ejes del elipsoide de esfuerzos, o permiten una cierta aproximación cualitativa a su forma (Arthaud, 1969; Aleksandrowski, 1985; Angelier y Mechler, 1977; Lisle, 1987), mientras que los basados en la ecuación de Bott proporcionan también el coeficiente de forma del elipsoide de esfuerzos (puesto que determinar la componente hidrostática del mismo es más complicado, ver Gil y Simón, 1992). Diversas discusiones sobre la fiabilidad de los distintos métodos a la hora de determinar tanto la posición de los ejes del elipsoide de esfuerzos como la relación de forma del mismo se pueden encontrar entre otros en Carey y Brunier (1975), Angelier (1977), Lisle (1987), Pollard *et al.* (1993) y Cashman y Ellis (1994).

Los límites de aplicabilidad de los métodos de análisis de paleoesfuerzos en relación con la tasa de deformación del volumen rocoso al que se aplican es un tema muy poco debatido hasta el momento. La mayor parte de los trabajos realizados se han centrado en áreas tabulares con escasos pliegues, contextos tectónicos de escasa deformación (i.e.: Eyal y Reches, 1983; Simón, 1984; Liesa y Simón, 1994), y con deformación continua entre las mesoestructuras frágiles prácticamente nula. Esta última es una de las condiciones que se suponen necesarias para la aplicación de los citados métodos de análisis (Etchecopar, 1984; Etchecopar y Mattauer, 1988). Sin embargo, en los últimos años se han hecho intentos de aplicación de la determinación de paleoesfuerzos a zonas de estructura más complicada, con cabalgamientos de desplazamiento plurikilométrico (Wojtal y Pershing, 1991, en la cadena de los Apalaches; Casas-Sainz, 1992, en la Sierra de Cameros; Martínez-Peña *et al.*, 1995, en las sierras surpirenaicas). En alguno de estos casos las estructuras frágiles son además coetáneas con deformación continua de escasa entidad. A partir de este tipo de trabajos se ha comprobado que los métodos de análisis de paleoesfuerzos tienen un espectro de aplicabilidad mayor que el que se suponía estrictamente en los primeros trabajos (Carey y Brunier, 1975; Carey, 1976), y que pueden dar información sobre la deformación interna de las láminas cabalgantes y la distribución de esfuerzos dentro de las mismas. En este caso la interpretación de los paleoesfuerzos obtenidos difiere de la que se realiza para áreas tabulares, donde el objetivo es determinar el campo de esfuerzos «regional» y sus perturbaciones

espacio-temporales (Simón, 1984; Casas *et al.*, 1992; Maestro, 1994; Maestro y Casas, 1995; Martínez-Peña *et al.*, 1995).

El norte de la Cordillera Ibérica constituye en cuanto a su estructura un área de tipo intermedio entre las zonas tabulares y los cinturones de pliegues y cabalgamientos. La tasa de deformación global, con un acortamiento en dirección N-S perpendicular a las grandes estructuras, es de un 15 % (Cortés, 1994; Cortés y Casas, 1996). El principal objetivo del presente estudio consiste en determinar el estado o estados de esfuerzos que actuaron durante la compresión terciaria en el borde norte de la Cordillera Ibérica en el sector de Cariñena-Belchite. Se tratará también de establecer si estos estados de esfuerzo son compatibles con un campo de esfuerzos de escala regional (con sus variaciones espaciales debidas a estructuras mayores) o bien si responden únicamente a estados de esfuerzo locales formados como consecuencia de la deformación interna de las capas involucradas en las distintas estructuras (pliegues y cabalgamientos). A partir de estos resultados se discutirá si el modelo obtenido es compatible con los distintos modelos geotectónicos propuestos por distintos autores para la Cordillera Ibérica (Simón, 1990): modelos de varias fases tectónicas, representadas por diferentes direcciones de compresión (Alvaro, 1975; Capote *et al.*, 1982; Capote, 1983; Simón, 1984; Casas y Simón, 1986; Liesa y Simón, 1994); y modelos de mecanismo geotectónico único (Viallard, 1979; Canérot, 1981; Guimerà, 1988; Casas-Sainz, 1992; Maestro y Casas, 1995).

Marco geológico. Macroestructura

La Cordillera Ibérica es una cadena intracratónica situada entre los dos orógenos alpinos principales de la península Ibérica: los Pirineos, al norte, y las Cordilleras Béticas, al sur. Durante la compresión alpina se comportó como una cadena con dos niveles estructurales diferentes, mostrando distintos mecanismos deformacionales en el zócalo hercínico y tegumento triásico y la cobertera mesozoico-terciaria (Alvaro *et al.*, 1979). El despegue entre estos dos niveles está situado en las lutitas y yesos del Triásico medio y superior (Alvaro *et al.*, 1979; Guimerà, 1988; San Román y Aurell, 1992, etc.)

La Cordillera Ibérica representa una zona extensa (unos 500 km de longitud) de concentración de la deformación en el interior de la placa Ibérica durante el ciclo alpino: la extensión mesozoica dio lugar a la formación de una importante cuenca sedimentaria, con intervalos de sedimentación continental representada por depósitos detríticos (Triásico infe-

rior, Cretácico inferior) seguidos de consecutivas entradas del mar (Triásico medio y superior, Jurásico y Cretácico superior, Alvaro *et al.*, 1979; Ferreiro *et al.*, 1991; Salas y Casas, 1993). La tectónica terciaria dio lugar a la formación de pliegues y cabalgamientos con distintas orientaciones, NW-SE, E-W y N-S fundamentalmente (Alvaro *et al.*, 1979; Guimerà, 1988; Guimerà y Alvaro, 1990). La fracturación tardía del orógeno hercínico (Arthaud y Matte, 1975), con direcciones NW-SE y NE-SW en la Cordillera Ibérica (Alvaro *et al.*, 1979) tuvo una gran repercusión en la evolución alpina de la cadena, ya que estas fallas condicionaron la localización de la deformación, funcionando como normales durante la distensión mesozoica y como direccionales o inversas en el Terciario.

La zona estudiada en este trabajo comprende el borde norte de la Rama Aragonesa de la Cordillera (fig. 1). La estructura actual de esta rama se caracteriza por la presencia de un gran antiforame (100 km de longitud) de dirección NW-SE en cuyo núcleo afloran materiales paleozoicos y precámbricos (Ferreiro *et al.*, 1991). Este antiforame está limitado al N por la cuenca terciaria del Ebro y al sur por la de Calatayud-Montalbán. Al norte del afloramiento de materiales paleozoicos aparece la cobertera mesozoica, que alcanza en algunos puntos los 1.000 m de espesor, formada por un conjunto calcáreo correspondiente al Jurásico marino, y sedimentos continentales (arenas, lutitas y calizas) en facies Weald. Sobre la cobertera mesozoica aparecen los depósitos detríticos del Paleógeno, formados en un ambiente de abanicos aluviales, también plegados. Discordantes sobre el conjunto anterior, y en posición subhorizontal, se encuentra el relleno neógeno de la cuenca del Ebro, formado fundamentalmente por lutitas y calizas lacustres, que se dispone en *onlap* desde el centro de la cuenca hacia la Cordillera. Rodeados completamente de estratos horizontales neógenos, aparecen en la zona de estudio numerosos afloramientos de rocas del Jurásico marino que constituyeron paleorrelieves durante la sedimentación neógena.

Las principales macroestructuras que aparecen en la zona de estudio se sitúan próximas al afloramiento paleozoico que forma el núcleo de la Rama Aragonesa. Presentan dirección E-W a NW-SE, y dimensiones de varios kilómetros de longitud (fig. 2). Las principales estructuras son los anticlinales de Aguilón, Belchite, Fuendetodos, Mezalocha y Muel-Jaulín (Cortés, 1994; Cortés y Casas, 1996). Los buzamientos de los flancos de los pliegues varían desde 15° hasta verticales o incluso invertidos en aquellos anticlinales (Belchite y Aguilón) asociados a cabalgamientos ciegos o propagación de fallas. En la mitad norte del área estudiada (ver fig. 1) la

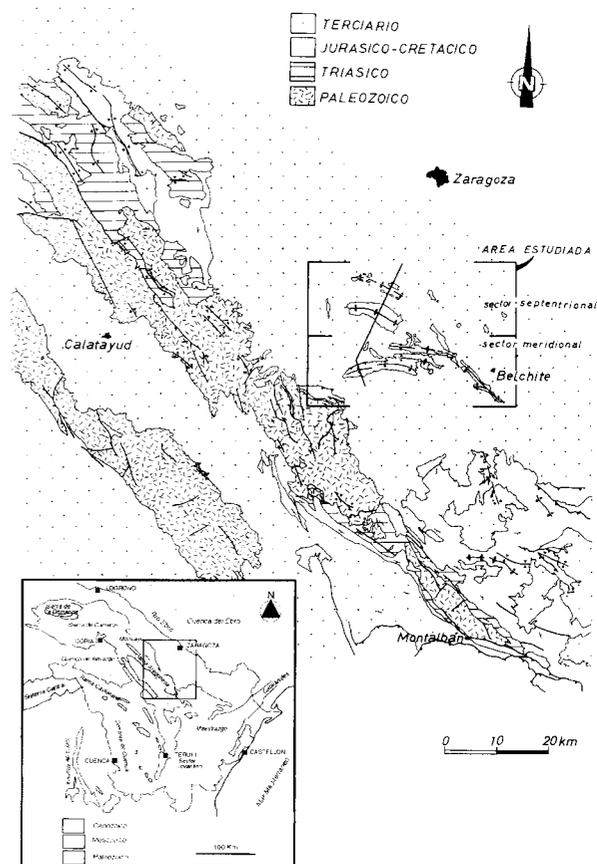


Fig. 1.—Situación geológica del área de estudio en el contexto de la Cordillera Ibérica, con la división en dos sectores para el análisis de las estaciones de datos mesoestructurales.

estructura no está tan claramente definida, debido a la presencia de una extensa cubierta neógena y cuaternaria subhorizontal. Aparecen pliegues de dirección WNW-ESE (anticlinal de Muel-Jaulín) y otros de dirección NNW-SSE, asociados en algunos casos a fallas en el zócalo paleozoico (Cortés, 1994). Los buzamientos son más bajos que en el sector sur, superando rara vez los 20-25° (fig. 2).

La edad de las etapas compresivas y distensivas en esta región es puesta de manifiesto por los distintos depósitos sintectónicos que aparecen asociados a las principales estructuras. Las primeras deformaciones importantes de carácter compresivo tienen lugar durante el Paleoceno y serían responsables del levantamiento del macizo paleozoico de Herrera y su cobertera mesozoica. El desmantelamiento de este relieve da lugar a diversos sistemas de abanicos aluviales tanto en la zona estudiada como en la cubeta de Montalbán (UTS T1 de Pérez, 1989). A partir de este momento, y especialmente durante el Oligoceno superior-Ageniense, se forman las principales estructuras de plegamiento de este sector

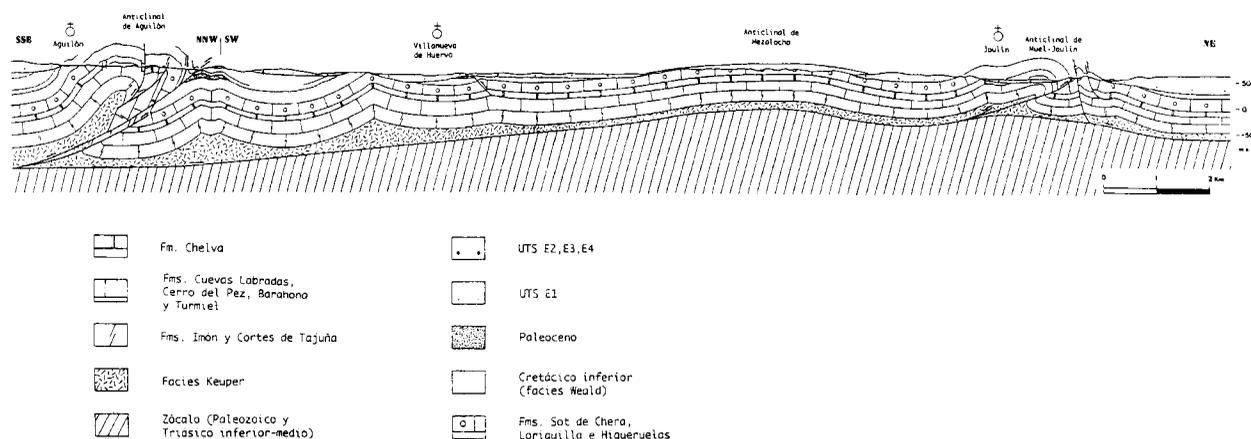


Fig. 2.—Corte geológico general del área de estudio. Ver situación del corte en la figura 1.

(pliegues y cabalgamientos de Aladrén y Aguilón, anticlinal de Belchite) junto a las que aparecen asociados un conjunto de depósitos sintectónicos plegados (con discordancias progresivas, secuencias de bloque superior, etc., Cortés *et al.*, 1994) que datan la edad de las estructuras (UTS E1 de Pérez, 1989 en la Cuenca del Ebro). Los primeros indicios de una actividad tectónica distensiva en este sector coinciden con el límite entre las unidades tectosedimentarias E2 y E2 (Aragoniense medio) y se manifiestan por una serie de fallas normales que afectan a los últimos tramos de la UTS E2 y son fosilizadas por la UTS E3.

Metodología

Con los términos de *microestructuras* (i.e.: Arthaud, 1969; Carey, 1976; Mattauer, 1976; Simón, 1984; Hancock, 1985; Casas-Sainz, 1992; Liesa, 1993) o *mesoestructuras* (Eyal y Reches, 1983; Guimerà, 1988; Maestro, 1994; Casas y Maestro, 1996), se denominan las estructuras frágiles observables a escala de afloramiento, que son utilizadas en la determinación de estados de esfuerzos. Para ello se dispone de una serie de métodos que permiten inferir los esfuerzos responsables de la formación de estas estructuras, es decir, permiten el análisis dinámico de la deformación frágil.

Las mesoestructuras frágiles utilizadas en este trabajo para la determinación de tensores de esfuerzos han sido fundamentalmente las fallas de escala centimétrica a métrica, cuyo análisis permite obtener las orientaciones de los ejes de esfuerzo y la relación de forma del elipsoide. En ocasiones, cuando no ha sido posible obtener un número de datos fiable para el análisis de fallas, los picos estilolíticos han permitido determinar las direcciones de máxima compresión.

Los métodos estadísticos de análisis de fallas con planos de orientación aleatoria se basan en distintos principios correspondientes a modelos que tratan de explicar las relaciones entre las fallas y los ejes de esfuerzo o deformación. La descripción de los distintos métodos y/o su empleo en distintos contextos geológicos y estructurales se encuentra bien desarrollada en numerosos trabajos (i.e.: Simón, 1984, 1986, 1989; De Vicente, 1988; Guimerà, 1988; Casas *et al.*, 1990; Casas-Sainz, 1992; Liesa y Simón, 1994; Maestro y Casas, 1995). En este trabajo se han

utilizado tres de los métodos utilizados habitualmente para el análisis poblacional de fallas (fig. 3): el método de los Diedros Rectos, el método de Etchecopar y el método de los Diagramas y-R. El uso combinado de esos tres métodos así como una serie de criterios prácticos sobre la utilización de los mismos y detalles sobre la toma de datos en campo son propuestos por Casas *et al.* (1990), y pueden ser considerados suficientes para determinar la orientación de los tensores de esfuerzos y la relación de forma del elipsoide con una fiabilidad aceptable.

Discusiones sobre la validez o fiabilidad de estos métodos o de las suposiciones de las que éstos parten pueden encontrarse, entre otros, en los trabajos de Pollard *et al.* (1993), que muestran cómo las direcciones de deslizamiento de algunas fallas pueden estar fuertemente influenciadas por factores locales (heterogeneidad de los materiales cerca de la falla, interacción con otras fallas) que provocan la perturbación local del campo de esfuerzos. Cashman y Ellis (1994) proponen una aplicación cuidadosa de las diferentes técnicas de inversión de esfuerzos en áreas complejas que puedan presentar interacciones de fallas a escala regional (en estas ocasiones y bajo un campo de esfuerzos regional constante, pueden aparecer múltiples orientaciones de deslizamiento sobre una misma superficie de falla simple).

En el presente trabajo se han analizado 24 estaciones con más de 600 planos de falla con indicadores cinemáticos (fig. 4), 200 picos estilolíticos, unas 100 grietas de extensión y más de 100 fracturas, con un posible origen tensional, sin indicadores de movimiento. La localización de las estaciones está determinada, en la mayoría de los casos, por la existencia de canteras y taludes de carretera que permiten las mejores condiciones de afloramiento. Prácticamente todas las estaciones se sitúan sobre rocas del Jurásico marino, ya que en las rocas carbonatadas suelen aparecer indicadores cinemáticos de buena calidad. Los tectoglifos utilizados en la determinación del sentido de movimiento de la mayor parte de las fallas han sido estilolitos (*slickolites*) y escalones de recristalización de calcita. Asimismo, este tipo de rocas favorece la existencia de procesos de presión-disolución que dan lugar a picos estilolíticos y grietas de extensión.

Resultados del análisis mesoestructural

Para la exposición de los resultados se ha dividido la zona en dos sectores (ver fig. 1):

1) El sector septentrional comprende los afloramientos situados al N del arco de pliegues de Belchite-Aguilón. Los afloramientos de materiales del

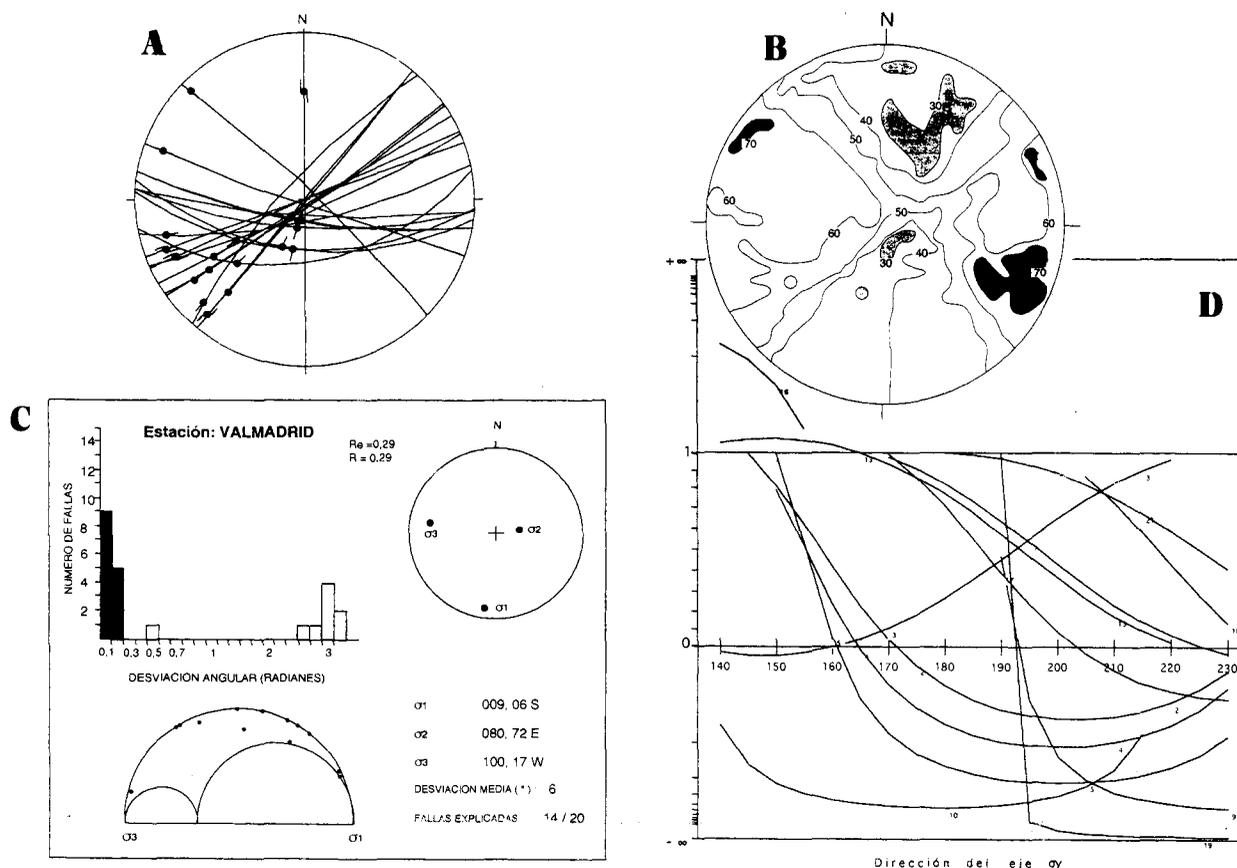


Fig. 3.—Esquema que muestra los distintos métodos de análisis de fallas empleados en el presente trabajo. A: Estereograma de planos y estrías de falla (proyección de Schmidt, hemisferio inferior). B: Método de los diedros rectos. Las isolíneas representan el porcentaje de fallas compatibles con un eje de extensión. Trama oscura: máximo extensivo; trama clara: máximo compresivo. C: Método de Etchecopar: histograma de desviaciones angulares entre estrías teóricas y reales (las dos clases tramadas en oscuro representan las fallas que se consideran explicadas por el tensor solución); representación en el círculo de Mohr de los planos de falla explicados; orientación de los ejes y relación de esfuerzos del tensor solución. D: Diagrama y-R. En abscisas, azimut del eje de esfuerzos máximo en la horizontal. En ordenadas, relación $R = (\sigma_z - \sigma_x) / (\sigma_y - \sigma_x)$.

Jurásico marino, donde se sitúan las estaciones de toma de datos de mesoestructuras, corresponden a pliegues suaves y paleorreliieves con capas monoclinales fosilizados por sedimentos miocenos.

2) El sector meridional comprende la zona de cabalgamientos de Aladrén-Pantano de Las Torcas y los pliegues y estructuras cabalgantes de Belchite-Aguilón.

Dentro de cada sector los afloramientos se han numerado de E a W y de N a S. En la tabla 1 se resumen los resultados obtenidos en cada una de las estaciones.

Sector septentrional

Está situado al Norte del arco de pliegues y cabalgamientos de Belchite-Aguilón (fig. 5). La mayoría de las estaciones se sitúan en materiales del Jurásico

superior, excepto la estación 6 (Longares), que se encuentra en calizas del Jurásico inferior.

De las 12 estaciones que aparecen en el sector, en 10 se han encontrado estructuras que permiten deducir la orientación de los ejes de esfuerzo. Existe una clara tendencia NNE a NE en las direcciones de σ_1 , cuando este eje se encuentra en posición horizontal. También se puede observar la existencia de máximos compresivos de dirección E-W a WNW-ESE, confirmados por la aparición de picos estilolíticos de esta orientación en diferentes puntos (estaciones 1 y 7). La mayor parte de los tensores de esfuerzo, deducidos a partir del análisis de fallas, corresponden a un régimen de desgarre, en ocasiones cercano a la compresión uniaxial, existiendo tensores en régimen de compresión triaxial (asociados a las estructuras cabalgantes de Jaulín y Mozota), y compresión uniaxial.

Asimismo, se han encontrado tres tensores de esfuerzo en régimen de distensión triaxial, con

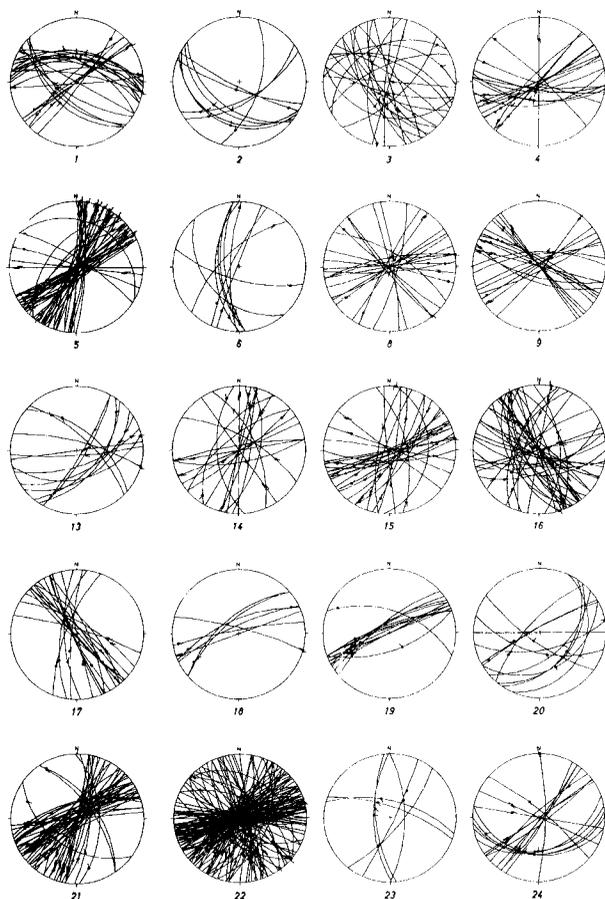


Fig. 4.—Representación estereográfica de los planos de falla y estrías de fricción (indicando el sentido de movimiento) de las estaciones con poblaciones de fallas.

orientación del eje σ_3 entre E-W y NE-SW. En la estación 10 aparecen dos familias subperpendiculares de grietas de extensión (con fibras de calcita perpendiculares a las juntas), con direcciones NNE y ESE para el eje σ_3 , que se dispone subhorizontal. Las relaciones de corte entre las dos familias muestran que la extensión ESE es anterior a la NNE, sin embargo, no existen datos que permitan inferir el régimen tectónico en que se formaron (compresión uniaxial, desgarre o distensión).

En la estación 5 se ha determinado un tensor de esfuerzos en régimen de desgarre (próximo a la compresión uniaxial $R = 0,02$) con σ_1 de dirección 038. Esta dirección coincide con la obtenida para σ_3 en un segundo tensor cuya relación $R = 1$ está dentro del régimen de distensión uniaxial (fig. 6). Existen en esta estación varias fallas direccionales con una sola estría (no horizontal) y dos sentidos de movimientos opuestos. Uno de los dos movimientos es compatible con el tensor de esfuerzos que presenta su eje σ_1 en dirección 038 y el otro es compa-

tible con el tensor de esfuerzos de eje σ_3 paralelo al eje σ_1 del tensor anterior. La distribución de los planos de falla sobre el círculo de Mohr del segundo tensor obtenido del análisis indica que su movimiento no es posible bajo este sistema de esfuerzos.

¿Puede explicarse la existencia de dos sentidos de movimiento para una misma estría por algún mecanismo sencillo, que no implique la actuación de dos tensores de esfuerzo con ejes σ_1 en direcciones perpendiculares que den lugar a su vez a la misma dirección de desplazamiento sobre los planos de falla? En nuestra opinión, este fenómeno tiene su origen en un proceso de deformación elástica en los extremos compresivos de las fallas direccionales. En este tipo de fallas, cuando no existe disolución o deformación plástica en los extremos compresivos, el desplazamiento tangencial a lo largo del plano de falla podría amortiguarse por deformación elástica en esos extremos. Suponiendo un valor del módulo de Young para las calizas $E = 5 \cdot 10^5 \text{ kg/cm}^2$ (Jaroszewski, 1984) y un estado de esfuerzos en la litosfera superficial equivalente a la resistencia a la compresión simple de las calizas ($\sigma = 10^2 - 10^3 \text{ kg/cm}^2$), la deformación elástica, $\epsilon = (\sigma / E)$ alcanza una magnitud que oscila entre 10^{-2} y 10^{-3} . Esta deformación es equivalente a una longitud comprendida entre 1 cm y 1 mm por cada metro de roca en el bloque deformado elásticamente, cantidad de desplazamiento suficiente para formar tanto estrías de fricción o disolución en el plano de la falla, como un movimiento de retroceso elástico al disminuir el esfuerzo. Esta explicación, frente a la posible actuación de dos tensores de esfuerzos coaxiales con ejes mayores perpendiculares, se ve apoyada por la mala posición de los planos en el círculo de Mohr correspondiente a uno de los dos estados de esfuerzo obtenidos como posible solución.

En las estaciones 11 y 12 han sido medidos planos de fracturación situados sobre la charnela de una suave estructura anticlinal de dirección NW-SE. En la estación 12 aparece una intensa fracturación, donde las fracturas (posiblemente diaclasas), con orientaciones predominantes N020 y N130, presentan espaciados centimétricos (fig. 7.A). Las direcciones de fracturación coinciden aproximadamente con las obtenidas por Arlegui (1992) y Arlegui y Simón (1993) en sectores próximos de la cuenca del Ebro, afectando a materiales terciarios, donde han sido interpretadas como diaclasas tensionales (N a NNE) con *cross joints* asociadas (ESE).

Sector meridional

Comprende los afloramientos situados en el arco de Belchite-Aguilón y en la zona de Aladrén-Pantano de Las Torcas (fig. 8). Las principales macroes-

Tabla 1.—Resultados del análisis de paleoesfuerzos en la zona estudiada.

ESTACION	S ₀	TENSOR DE ESFUERZOS		Re	Estructuras	n/N	α	Error en azim.σ ₁	% no explicado
		σ ₁	σ ₃						
1 (Muel)	subhoriz. a 080, 15 N	276/65	035/12	0,52	F	16/26	10	21	19
		236/23	321/11	0,04	F	5/26	3	2	19
		085/00			EST	22			
2 (Mozota)	135/40 W	028/37	241/48	0,65	F	7/9	9	27	21
		015/20			EST	12			
3 (Jaulín)	115/40 N	203/27	043/61	0,10	F	15/24	8	5	17
		007/31	273/05	0,28	F	5/24	4	4	17
4 (Valmadrid)	145/15 S	189/06	283/17	0,29	F	14/20	8	3	5
		274/03	004/05	0,43	F	5/20	6	2	5
5 (Mediana)	105/35 N	038/02	308/10	0,02	F	23/65	9	6	0
6 (Longares)	150/20 W	190/12	293/48	0,07	F	9/10	4	8	10
		210/95			EST	12			
7 (Mezalocha 1)	subhoriz.	120/04			EST	8			
8 (Mezalocha 2)	000/15 W	197/84	072/03	0,55	F	10/20	7	23	25
		068/22	299/62	0,22	F	5/20		3	25
9 (Mezalocha 3)	120/20 S	308/16	192/58	0,01	F	11/20	7	4	20
		026/77	265/07	0,77	F	5/20		10	20
13 (Aladrén)	variable	044/35	210/56	0,10	F	7/13	12	8	46
14 (Las Torcas)	075/40 S	326/33	057/01	0,77	F	12/20	9	11	40
15 (Tosos 1)	125/35 S	203/06	294/15	0,82	F	18/32	11	2	19
		258/01	298/88	0,07	F	8/32	9	4	19
16 (Tosos 2)	050/75 N	012/15	275/27	0,33	F	15/41	6	1	22
		347/46	151/42	0,49	F	10/41	11	7	22
		182/18	090/05	0,56	F	7/41	6	2	22
		010/05			EST	14			
17 (Aguilón)	064/48 S	204/28	098/27	0,61	F	15/20	7	13	25
		195/30			EST	22			
18 (Fuendetodos 2)	120/35 W	344/67	248/02	0,99	F	7/7	9	21	0
19 (Mazañán)	120/32 S	257/25	253/65	0,00	F	12/12	8	5	0
20 (Belchite 1)	122/90	017/30	118/19	0,39	F	8/12	6	6	33
21 (Bocafoz)	135/35 S	223/25	142/02	0,00	F	30/58	11	3	19
		276/19	180/16	0,06	F	17/58	9	18	19
		270/15			EST	22			
22 (Almonacid)	120/30 S	181/26	064/43	0,01	F	77/159	8	8	26
		288/08	192/37	0,86	F	41/159	9	29	26
		190/20			EST	47			
24 (Valdarneta)	variable	196/14	017/76	0,24	F	10/17	9	29	41

S₀: estratificación en cada estación: dirección/buzamiento. Los tensores de esfuerzo están definidos por el azimut y la inmersión de σ₁ y σ₃ y por el valor de Re = (σ₂ - σ₃) / (σ₁ - σ₃). Estructuras: EST: estilolitos; F: fallas. α: desviación media entre estría real y teórica para las fallas explicadas. El error en el azimut de σ₁ ha sido estimado a partir del método de Etchecopar y el diagrama y-R. % no explicado: porcentaje no explicado de fallas en cada estación.

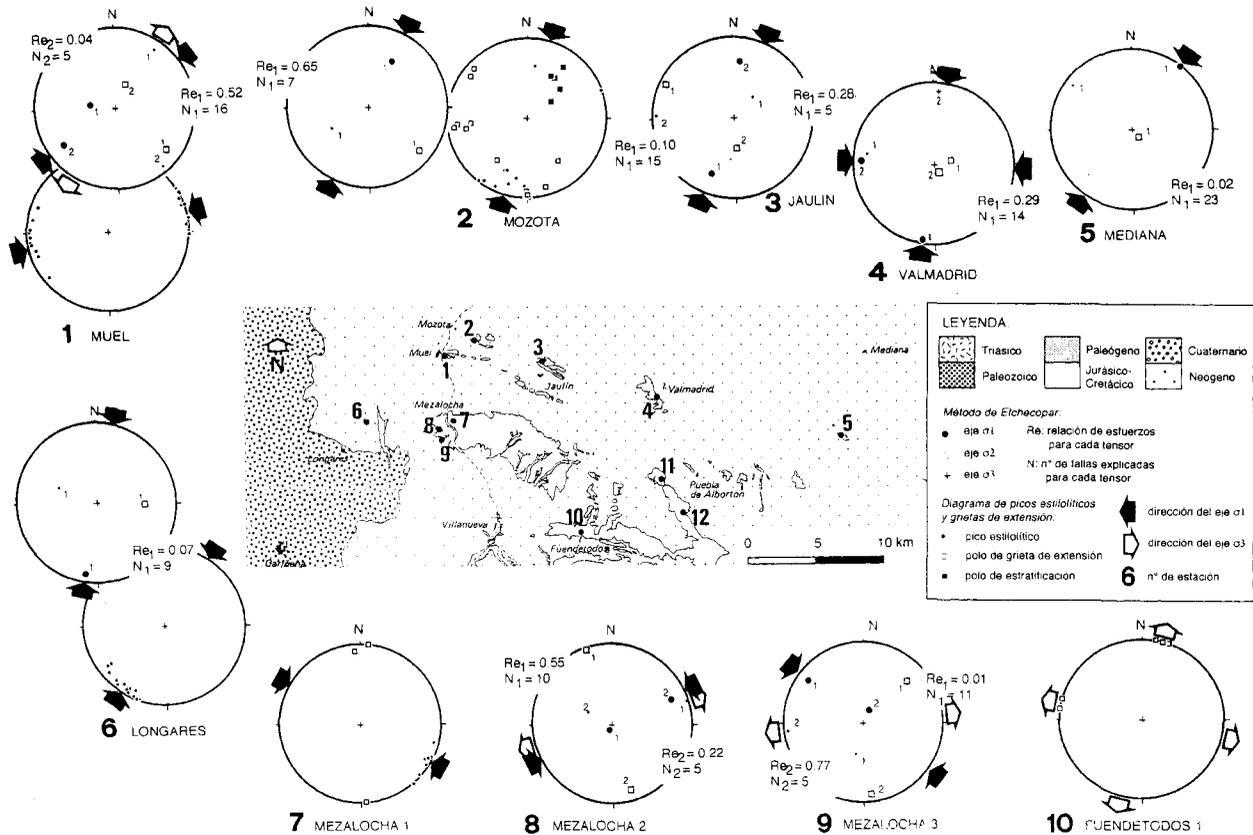


Fig. 5.—Resultados del análisis de paleoesfuerzos en el sector septentrional del área de estudio.

estructuras corresponden a un cinturón de pliegues y cabalgamientos de forma arqueada de 30 km de longitud, de dirección E-W en su parte central y direcciones NW-SE y NE-SW en sus extremos E y W respectivamente. En este sector los pliegues son apretados y muestran una vergencia general hacia el Norte, llegando a aflorar las superficies de cabalgamiento en algunas zonas (ver fig. 2).

La mayor parte de las mesoestructuras se encuentran en materiales del Jurásico marino, excepto la estación 14, que aparece en conglomerados del Oligoceno superior-Mioceno inferior. A partir del análisis poblacional de fallas se han determinado 17 tensores de esfuerzo. La mayor parte de los mismos corresponden a un régimen de desgarre o compresión uniaxial, encontrando únicamente un tensor en régimen de distensión uniaxial (estación 18).

Los ejes de máxima compresión en la horizontal tienden a colocarse según direcciones N-S a NE-SW. Sin embargo, aparecen varios tensores de esfuerzos con σ_1 próximo a E-W. En la estación 21 la compresión E-W está determinada también a partir de picos estilolíticos, que aparecen sobre juntas muy continuas, ligeramente oblicuas a los picos.

Estas forman una auténtica esquistosidad de disolución, con espaciados centimétricos entre planos y carácter penetrativo (fig. 7.B).

En cuanto a las relaciones cronológicas entre los estados de esfuerzos, en tres casos (estaciones 21, 22 y 24) se observa que la dirección E-W es anterior a la N-S y NE-SW (a partir de relaciones de corte entre juntas estilolíticas, reactivación como fallas de juntas estilolíticas con picos E-W; etc.).

Resumen de los estados de esfuerzo obtenidos

En el conjunto de la zona estudiada se observa una clara tendencia NNE a NE de las direcciones de máxima compresión, con un máximo relativo próximo a E-W. En las figuras 9.A y 10 aparecen representados mediante distintos sistemas las orientaciones de los ejes de máxima compresión obtenidos a partir del análisis de fallas (método de Etchecopar). La dispersión de los valores de direcciones de máxima compresión es relativamente alta. En el estereograma de densidad de direcciones de σ_1 obtenidas a partir del análisis de picos estilolíticos (fig. 9.C), se

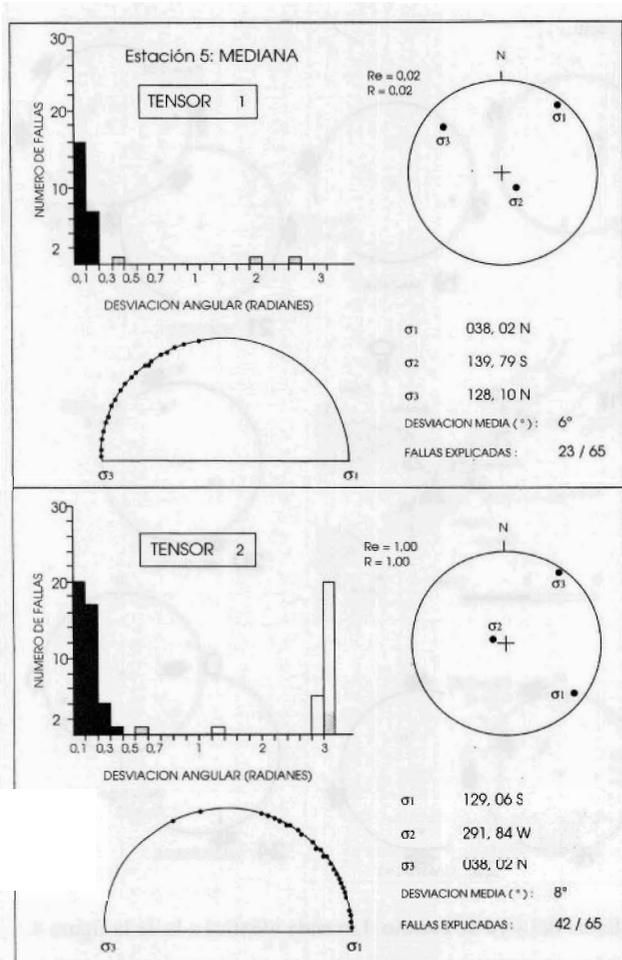
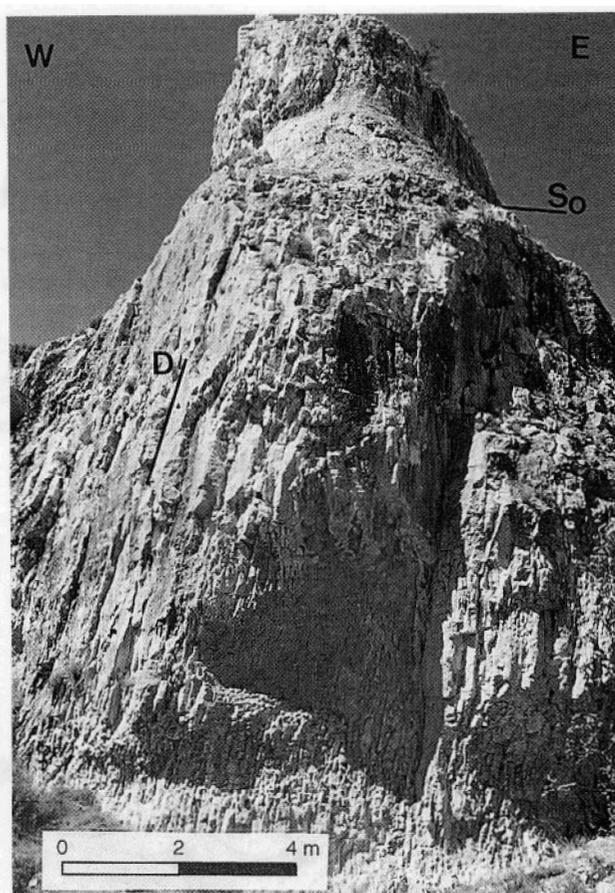


Fig. 6.—Tensores de esfuerzos obtenidos del análisis mediante el método de Etchecopar en la estación 5. Obsérvese que ambos tensores son coaxiales y que la orientación del eje σ_1 del primero coincide con la orientación de σ_3 del segundo. Los planos de falla presentan una posición no apta para su movimiento por el segundo de los tensores, tal y como indica su representación mediante el círculo de Mohr.

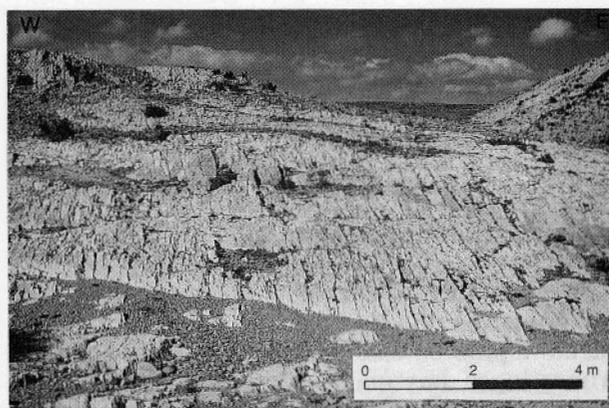
observan resultados muy similares, con máximos absolutos en torno a NNE y E-W, y máximos relativos cercanos a NE-SW y NW-SE.

Los ejes de máxima extensión σ_3 de los tensores con el eje σ_1 vertical, es decir, dentro del régimen extensional (figs. 9.B y 10.A) muestran una gran dispersión. Del análisis de grietas de extensión (fig. 9.D), se observan dos máximos de σ_3 : N-S y E-W.

El diagrama y-R sintético de los estados de esfuerzos obtenidos (fig. 10.A) muestra los distintos valores de la dirección de σ_y (eje de máxima compresión en la horizontal) y $R = (\sigma_z - \sigma_x) / (\sigma_y - \sigma_x)$, determinados a partir de los resultados del método de Etchecopar. La mayor parte de los tensores de esfuerzo con σ_1 horizontal se sitúan dentro del campo del desgarre ($0 < R < 1$) y la compresión unia-



A



B

Fig. 7.—A: Aspecto de campo del diachasado en la estación 11, donde se observa la penetratividad del mismo. B: Juntas estilolíticas penetrativas en la estación 21.

xial ($R=0$), con algunos casos de compresión triaxial ($-\infty < R < 0$), posiblemente contemporáneos con el movimiento de los cabalgamientos existentes en la zona. El histograma de frecuencias de direcciones de ejes de compresión (fig. 10.B) muestra de forma

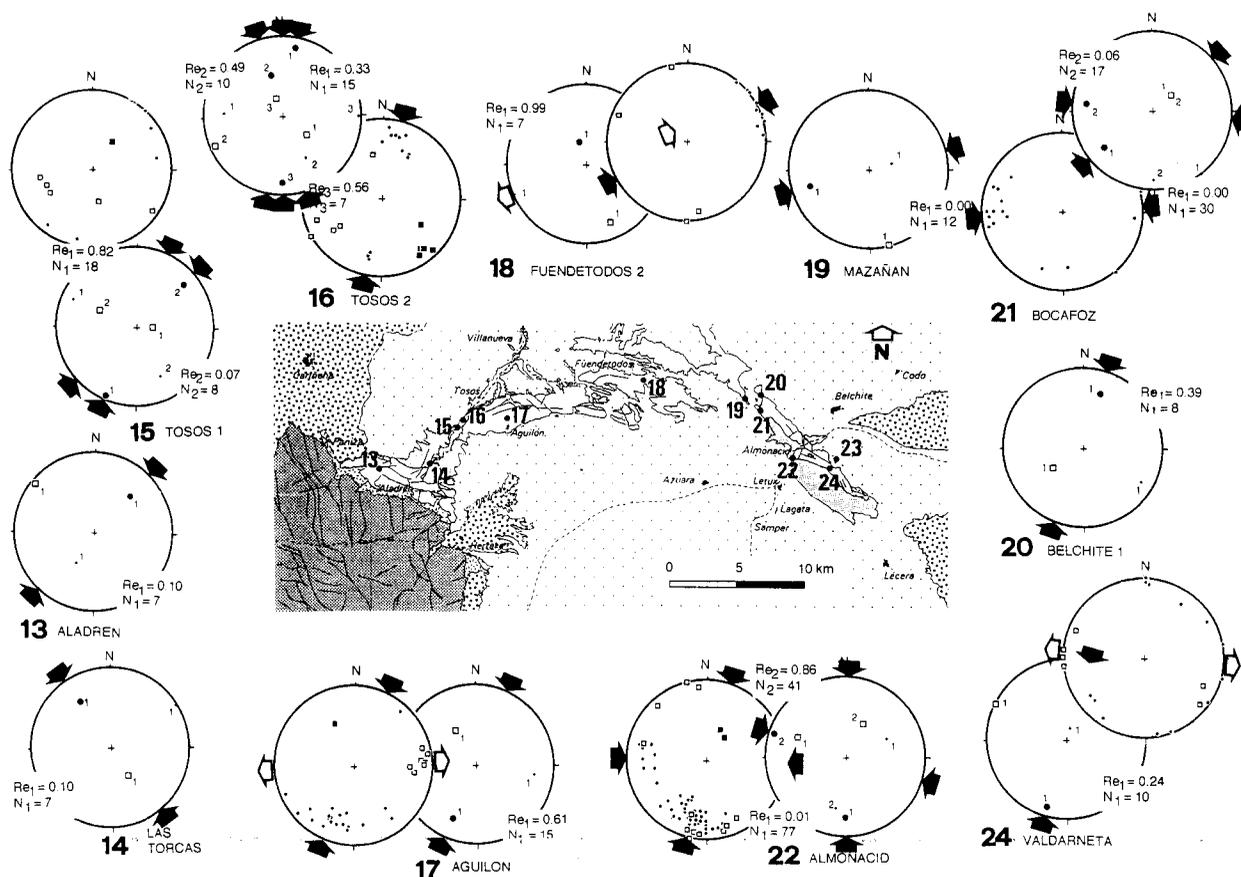


Fig. 8.—Resultados del análisis de paleoesfuerzos en el sector meridional del área de estudio. Leyenda idéntica a la de la figura 4.

más evidente la compresión mayoritaria NNE, a la que se asocia una dispersión normal hacia el NE y el máximo relativo E-W, claramente separado del anterior.

Interpretación y discusión

La determinación del campo o campos de esfuerzos primarios que han actuado durante el plegamiento alpino en este sector no es tarea fácil. En primer lugar, hay que destacar que la visión del mismo que se obtiene a partir del análisis mesoestructural no corresponde a un episodio puntual del campo de esfuerzos en un momento de la historia geológica, sino que supone una visión diacrónica de los estados de esfuerzos, simultáneos y sucesivos, que han actuado en la zona desde el Jurásico hasta el momento actual (ver Maestro y Casas, 1995).

La limitación, debida al factor litológico, para la localización de mesoestructuras en materiales de edad variada es una dificultad añadida, ya que impide el establecimiento de cronologías relativas entre

los diferentes tensores de esfuerzo obtenidos. Los materiales post-plegamiento (Mioceno inferior-medio) apenas dan información sobre los estados de esfuerzos responsables del mismo y, por lo tanto, no han sido analizados. Las rocas mesozoicas, por el contrario, pueden reflejar todos los estados de esfuerzo que les han afectado con posterioridad a su sedimentación, pero no proporcionan datos precisos sobre la edad de actuación de los mismos, ya que este lapso de tiempo (Jurásico-Mioceno) es demasiado amplio. De esta manera, la interpretación de los resultados está condicionada por estos hechos, por lo que estará centrada en las direcciones y posibles desviaciones de las trayectorias de esfuerzo, así como en su relación con las macroestructuras. Así, no se pretende determinar la edad absoluta de las deformaciones sino dar una visión aproximada de los estados de esfuerzos que han actuado en la región estudiada durante la tectogénesis alpina.

La visión, en su conjunto, de la orientación de los esfuerzos compresivos hace pensar en la existencia de un campo compresivo primario de orientación NNE que presenta algunas perturbaciones locales

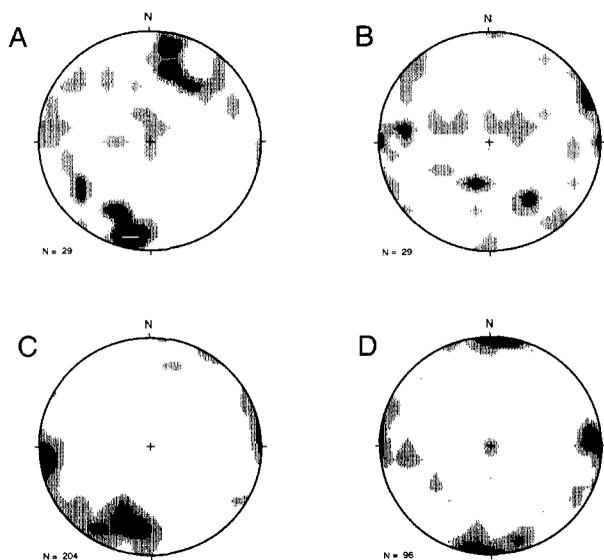


Fig. 9.—Estereogramas de densidad (proyección de Schmidt, hemisferio inferior) de las direcciones de σ_1 y σ_3 obtenidas a partir del análisis mesoestructural (tensores de esfuerzos y máximas concentraciones de picos estilolíticos). A: Direcciones de σ_1 obtenidas del análisis de poblaciones de fallas. B: Direcciones de σ_3 obtenidas por el mismo método. C: Direcciones de σ_1 obtenidas a partir de picos estilolíticos. D: Direcciones de σ_3 obtenidas a partir de grietas de extensión.

(fig. 11): adopta en algunos puntos dirección NE-SW, es decir, perpendicular a la dirección de fallas inversas y cabalgamientos (estaciones 6, 13, 15, 20). La dirección de compresión NW-SE se puede explicar debido al movimiento del desgarre siniestro relativamente tardío (Mioceno inferior) del pantano de Las Torcas (estación 14), o la NNW-SSE, paralela a la dirección de transporte del cabalgamiento de Aguillón en el extremo occidental del mismo (estación 16). En conjunto, la dirección de compresión NNE a NE es compatible con la mayoría de las macroestructuras existentes en la zona. Asimismo, sus perturbaciones parecen estar justificadas por la existencia de fallas y cabalgamientos visibles en superficie.

La edad aproximada del campo de esfuerzos de compresión NNE puede determinarse a partir de las relaciones de las macroestructuras compatibles con ese estado de esfuerzos y la sedimentación sintectónica. La mayor parte de los pliegues E-W afectan a las unidades tectosedimentarias (UTS) paleocenas y son contemporáneos con las unidades oligocenas (UTS T1 y T4 de Pérez, 1989, respectivamente). Por lo tanto, el campo de compresión NNE, con sus desviaciones hacia el NW y NE por la actuación contemporánea de las macroestructuras, puede extenderse, como mínimo, a todo el Oligoceno, período en que se formaron los principales rasgos estructurales del borde norte de la Cordillera Ibérica.

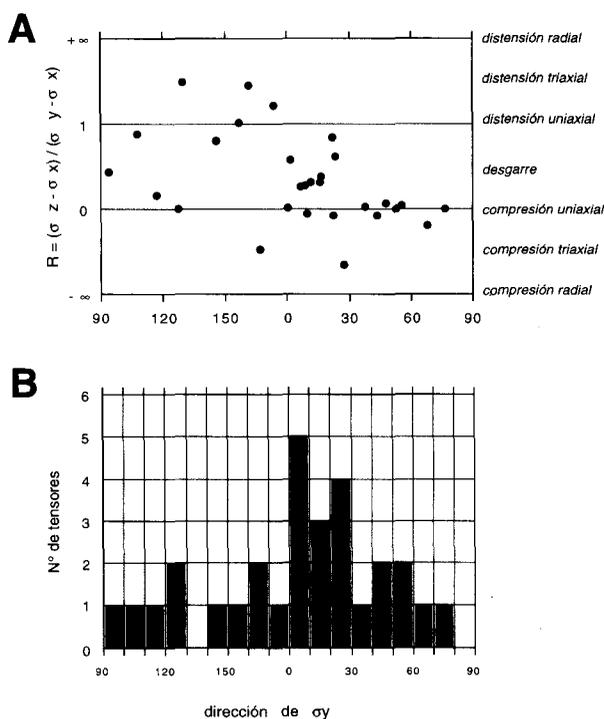


Fig. 10.—A: Diagrama y-R resumen de los estados de esfuerzo obtenidos a partir del análisis de fallas. B: Histograma que representa la frecuencia de direcciones de compresión obtenidas del análisis de paleoesfuerzos (se han tenido en cuenta únicamente aquellos tensores de esfuerzos con σ_1 horizontal).

ca. Tras el período de edificación principal de la Cordillera Ibérica, el campo de esfuerzos regional NNE mantiene su predominio en esta zona, al menos, durante buena parte del Neógeno (Cortés *et al.*, 1996), encontrando estados de esfuerzos con esa dirección de máxima compresión tanto en materiales neógenos de la Cuenca del Ebro, inmediatamente al N de la zona estudiada, como de las cuencas internas de la Cordillera Ibérica (Calatayud, Teruel, Mijares, Almazán).

La compresión E-W, que aparece en varios puntos de la zona estudiada (estaciones 1, 4, 8, 19, 21, 22 y 24), no parece relacionada con una perturbación del campo primario NNE, ya que forma un ángulo con ella de casi 90° . En aquellos puntos donde se han podido establecer con fiabilidad las relaciones cronológicas entre tensores, se observa que la dirección de compresión E-W es anterior a la NNE y NE. La importancia de esta compresión presenta especial interés en la estación 21 (Bocafoz), donde se desarrolla una apretada familia de juntas estilolíticas con picos de orientación próxima a E-W.

La existencia en la Cordillera Ibérica de una etapa compresiva de dirección E-W anterior a las compresiones NNE y NE ha sido puesta de manifiesto por Simón (1984), Casas y Simón (1986) y

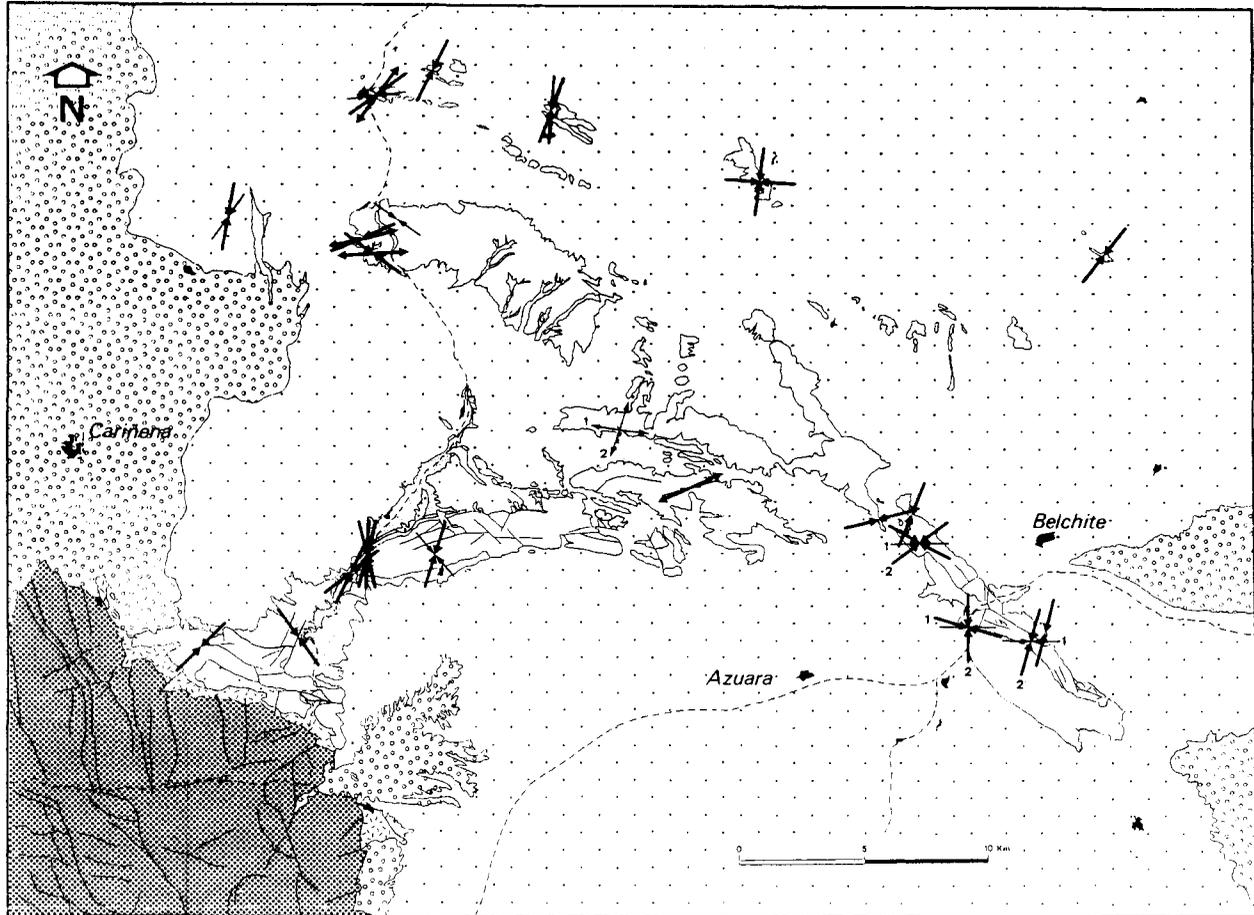


Fig. 11.—Mapa geológico de la zona de estudio indicando las direcciones de compresión para los tensores con σ_1 horizontal y de extensión para los tensores con σ_1 vertical.

Muñoz (1993). Los dos primeros autores marcan el comienzo de la actuación de este campo de esfuerzos en el Eoceno superior, mientras el tercero lo sitúa al menos en el Paleoceno inferior. Para Gil-Imaz y Pocoví (1994) existe una compresión intramesozoica de dirección E-W en el norte de la Cordillera Ibérica. Como en los otros casos, en este trabajo no se ha podido determinar la edad de esta etapa compresiva, ya que los materiales más modernos afectados corresponden al Jurásico superior, por lo tanto, se pueden barajar las siguientes posibilidades al respecto:

1) La compresión E-W pudo actuar durante el Paleoceno inferior y ser responsable de un primer plegamiento de la cobertera mesozoica que proporciona además sedimentos detríticos continentales (abanicos aluviales de la unidad tectosedimentaria T1 de Pérez, 1989).

2) La compresión E-W pudo actuar durante el Cretácico inferior, sin que se desarrollasen pliegues importantes, y dando lugar a la formación de fallas,

estilolitos y una esquistosidad de disolución de carácter local (asociada a pliegues de fondo o fallas de zócalo) relacionada genéticamente con la esquistosidad asociada a pliegues que aparece en el mismo momento en el área del Moncayo (Gil-Imaz, 1995; Gil-Imaz y Pocoví, 1994).

Por otra parte, se han obtenido cuatro tensores de esfuerzo en régimen extensivo, dos de orientación E-W y otros dos de orientación NE-SW. No es posible datar la actuación del campo o campos de esfuerzos distensivos por haber sido determinados en materiales jurásicos. En la estación 1, las fallas normales cortan y desplazan estructuras compresivas de etapas anteriores, por lo tanto, corresponden a una distensión posterior a las etapas compresivas E-W y NNE-SSW. En las estaciones 8 y 9 no queda clara la relación entre las estructuras compresivas y distensivas, pudiendo estar estas últimas relacionadas con extensión en la charnela externa del anticlinal de Mezalocha, incluso bajo un régimen compresivo (ver, por ejemplo, Price y Cosgrove, 1990). El

tensor de esfuerzos distensivo obtenido en la estación 18 presenta la complicación añadida de encontrarse en un afloramiento afectado por fallas sinse-dimentarias jurásicas y podría por tanto estar relacionado con la etapa de *rifting* mesozoico en la Cordillera Ibérica. De esta manera, no parece aconsejable aventurarse a proponer, con estos datos, un modelo de campo distensivo regional durante el Terciario. Únicamente las diaclasas de la estación 12, con orientación paralela al conjunto de fracturas tensionales a escala de afloramiento y lineamientos plurikilométricos de la Cuenca del Ebro (Arlegui *et al.*, 1994) parecen inequívocamente relacionadas con un campo de esfuerzos distensivo neógeno del NE de la Península Ibérica (Simón, 1989; Casas y Simón, 1989; Arlegui y Simón, 1993).

Conclusiones

La interpretación de los resultados del análisis mesoestructural permite explicar la mayoría de las direcciones de los esfuerzos compresivos mediante un campo primario regional que presenta una dirección NNE-SSW para el eje σ_1 y valores de la relación $R = (\sigma_z - \sigma_x) / (\sigma_y - \sigma_x)$, en general, dentro de un régimen de compresión uniaxial o desgarre. Existen también valores de la relación R que se encuentran dentro del régimen de compresión triaxial, coincidentes con zonas de grandes fallas inversas o cabalgamientos. Las direcciones del eje σ_1 distintas de la regional pueden ser explicadas por perturbaciones de este campo bajo la actuación de fallas direccionales dextrales de dirección NNW-SSE y sinestrasales NNE-SSW, que coinciden con las orientaciones de las principales fallas de zócalo en este sector (Pérez, 1989; Cortés, 1994; Cortés y Casas, 1996) y cabalgamientos de orientación NW-SE. La dirección de compresión regional tiende a colocarse paralela a los extremos compresivos de las fallas y perpendicular a los extensivos (Anderson, 1951), con lo cual se llegan a obtener direcciones de compresión NW-SE y NE-SW (paralelas y perpendiculares a las fallas).

Existe asimismo una dirección de compresión E-W, reconocible en distintos puntos, que no es justificable por desviaciones del campo regional y que puede considerarse de carácter primario y anterior (durante el Mesozoico o durante el Terciario), en cualquier caso, a las direcciones NNE y NE.

A pesar de la tectónica de plegamiento, relativamente complicada, que exhibe el borde norte de la Cordillera Ibérica, el análisis de las mesoestructuras frágiles proporciona una visión del campo de esfuerzos correspondiente a la compresión terciaria. Existen desviaciones de este campo primario debi-

das a la presencia de accidentes mayores, que en el caso de fallas inversas o pliegues, colocan las trayectorias del campo perpendicularmente a ellas. Ejemplos de este tipo de desviación de los esfuerzos compresivos existen en diversos puntos de las cadenas alpinas de Europa (i.e.: Combes, 1984; Casas-Sainz, 1992; Cortés *et al.*, 1996).

En el estado de conocimientos de la tectogénesis alpina de la Cordillera Ibérica, los resultados obtenidos en el presente trabajo apoyan la existencia de una compresión principal en dirección N-S a NNE-SSW, tal como propugnan algunos de los defensores de un mecanismo geotectónico único (Guimerà, 1988). Esta compresión explica prácticamente todas las macroestructuras de la zona de estudio, con dirección general E-W a NW-SE y los movimientos de las principales fallas de zócalo. Las direcciones de compresión NW-SE y NE-SW son minoritarias en relación a la anterior, al igual que ocurre en otros puntos de la Cordillera Ibérica, sobre todo en el borde norte (Casas-Sainz, 1992; Maestro y Casas, 1995). Sin descartar otras posibles explicaciones, estas dos compresiones pueden explicarse como desviaciones de la compresión principal NNE-SSW debida al funcionamiento de grandes fallas de zócalo de tipo transcurrente durante la formación de las mesoestructuras, o bien a la desviación del campo de esfuerzos regional para disponerse en dirección perpendicular a las grandes macroestructuras.

Por el contrario, la dirección de compresión E-W, obtenida en varias estaciones, no puede explicarse por desviación de la compresión regional principal por las fallas NNW-SSE y NNE-SSW y debe corresponder a una compresión anterior (mesozoica o terciaria, según se discute en el apartado anterior). De ese modo no todas las mesoestructuras encontradas pueden explicarse por un único mecanismo (la compresión NNE), y debe acudirse a una solución mixta que permita considerar otros eventos tectónicos en la evolución alpina de la cordillera.

AGRADECIMIENTOS

Agradecemos a A. Maestro, C. L. Liesa, L. E. Arlegui y J. L. Simón las discusiones críticas realizadas durante este estudio. Del mismo modo, a M. Doblaz y C. Martín-Escorza todas aquellas sugerencias positivas realizadas en la revisión del artículo. La financiación del presente trabajo se incluye dentro de los proyectos C.I.C.Y.T. GEO91-0924 y D.G.I.C.Ý.T. PB93-1218.

Referencias

- Aleksandrowski, P. (1985). Graphical determination of principal stress directions for slickenside lineation populations: an attempt to modify Arthaud's method. *J. Struct. Geol.*, 7, 73-82.

- Alvaro, M. (1975). Estilolitos y fases de plegamiento en el área de Sigüenza (borde del Sistema Central y la Cordillera Ibérica). *Estudios geol.*, 31, 241-247.
- Alvaro, M., Capote, R. y Vegas, R. (1979). Un modelo de evolución geotectónica para la Cadena Ibérica. *Acta Geol. Hisp.*, 14, 172-177.
- Anderson, E. M. (1951). *The dynamics of faulting and dyke formation with application to Britain*. Oliver & Boyd. Reprinted of the revised second edition (1963), 206 págs.
- Angelier, J. (1977). La reconstitution dynamique et géométrique de la tectonique de failles à partir de mesures locales (plans de faille, stries, sens de jeu, rejets): quelques précisions. *C. R. Acad. S. Paris*, 285 (D), 637-638.
- 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, 1390-1318.
- Arlegui, L. E. (1992). Variación del patrón de diaclasas a lo largo de la serie neógena de la Sierra de Sigüenza (Huesca): posible relación con el campo de esfuerzos y su perturbación. *Geogaceta*, 12, 25-28.
- Arlegui, L. E. y Simón, J. L. (1993). El sistema de diaclasas N-S en el sector central de la Cuenca del Ebro. Relación con el campo de esfuerzos Neógeno. *Rev. Soc. Geol. España*, 6, 115-122.
- Arlegui, L. E., Simón, J. L. y Soriano, A. (1994). Un sistema regional de fracturas NW-SE en el centro de la Cuenca del Ebro. *II Congreso del Grupo Español del Terciario, Jaca, Comunicaciones*, 39-42.
- Armijo, R.; Carey, E. y Cisternas, A. (1982). The inverse problem in microtectonics and the separation of tectonic phases. *Tectonophysics*, 82, 145-160.
- Arthaud, F. (1969). Méthode de détermination graphique des directions de raccourcissement, d'allongement et intermédiaire d'une population de failles. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 11, 729-737.
- Arthaud, F. y Matte, P. (1975). Les décrochements tardiherciniens du Sud-Ouest de l'Europe: Géométrie et essai de reconstruction des conditions de la déformation. *Tectonophysics*, 25, 139-171.
- Bott, M. H. P. (1959). The mechanics of oblique slip faulting. *Geol. Mag.*, 96, 109-117.
- Canerot, J. (1974). *Recherches géologiques aux confins des chaînes Ibérique et Catalane*. Tesis doctoral. Publ. ENADIMSA, 517 págs.
- Capote, R. (1983). La Tectónica de la Cordillera Ibérica. En: J. A. Comba (ed.), *Geología de España. Libro Jubilar de J. M. Ríos*, Comisión Nacional de Geología-I.G.M.E., 2, 108-120.
- Capote, R., Díaz, M., Gabaldón, V., Gómez, J. J., Sánchez de la Torre, L., Ruiz, P., Rosell, J., Sopena, A. y Yébenes, A. (1982). *Evolución sedimentológica y tectónica del ciclo alpino en el tercio noroccidental de la rama castellana de la Cordillera Ibérica*. Temas geológicos y mineros, I.G.M.E., 2 tomos, 290 + 390 págs.
- Carey, E. (1976). *Analyse numérique d'un modèle mécanique élémentaire appliqué à l'étude d'une population de failles: calcul d'un tensor moyen des contraintes a partir des stries de glissement*. Thèse 3è cycle. Univ. Paris-Sud, Orsay, 138 págs.
- Carey, E. y Brunier, B. (1975). Analyse théorique et numérique d'un modèle élémentaire appliqué à l'étude d'une population de failles. *C. R. Acad. Sc. Paris*, 279 (D), 891-894.
- Casas-Sainz, A. M. (1992). *El frente norte de las Sierras de Cameros: estructuras cabalgantes y campo de esfuerzos*. Tesis doctoral. Univ. Zaragoza. Publ. Zubía, Monográfico n.º 4. Instituto de Estudios Riojanos, Logroño, 220 págs.
- Casas, A. M. y Maestro, A. (1996). Deflection of a compressional stress field by large-scale basement faults. A case study from the Tertiary Almazán basin (Spain). *Tectonophysics*, 255, 135-156.
- Casas, A. M., Serón F. J. y Simón, J. L. (1992). Stress deflection in a tectonic compressional field: a model for the Northwestern Iberian Chain, Spain. *J. Geophys. Res.*, 97:7183-7192.
- Casas, A. M. y Simón, J. L. (1986). Evolución del estado de esfuerzos durante la tectogénesis alpina en un sector del borde N de la Cordillera Ibérica (Alcaine, Teruel). *Estudios geol.*, 42, 127-136.
- Casas, A. M. y Simón, J. L. (1989). The Neogene stress field in the Northeastern Iberian Peninsula. *Proceedings of the XIV General Assembly of the European Geophysical Society*, Barcelona, 35-36.
- Casas, A. M., Gil, I. y Simón, J. L. (1990). Los métodos de análisis de paleoesfuerzos a partir de poblaciones de fallas: sistemática y técnicas de aplicación. *Estudios geol.*, 46, 385-398.
- Cashman, P. H. y Ellis, M. A. (1994). Fault interaction may generate multiple slip vectors on a single fault surface. *Geology*, 22, 1123-1126.
- Combes, Ph. (1984). *La tectonique récente de la Provence occidentale: microtectonique, caractéristiques dynamiques et cinématiques. Méthodologie de zonation tectonique et relations avec la sismicité*. Tesis III ciclo. Universidad Louis Pasteur. Strasbourg, 182 págs.
- Cortés, A. L. (1994). *Geometría y cinemática de las estructuras alpinas en el sector de Cariñena-Belchite (borde norte de la Cordillera Ibérica)*. Tesis de Licenciatura, Univ. Zaragoza, 171 págs.
- Cortés, A. L. y Casas, A. M. (1996). Deformación alpina de zócalo y cobertera en el borde norte de la Cordillera Ibérica (Cubeta de Azuara-Sierra de Herrera). *Rev. Soc. Geol. España*, 9 (1-2), 51-66.
- Cortés, A. L., Casas, A. M. y Maestro, A. (1994). Tectónica y sedimentación terciaria en el borde norte de la Cordillera Ibérica (Aguilón-Sierra de Herrera, provincia de Zaragoza). *II Congreso del Grupo Español del Terciario, Jaca, Comunicaciones*, 89-92.
- Cortés, A. L., Liesa, A. M., Simón, J. L., Casas, A. M., Maestro, A. y Arlegui, L. E. (1996). El campo de esfuerzos compresivo neógeno en el NE de la Península Ibérica. *Geogaceta*, 23, 49-52.
- De Vicente, G. (1988). *Análisis poblacional de fallas. El sector de enlace Sistema Central-Cordillera Ibérica*. Tesis doctoral, Univ. Complutense Madrid, 317 págs.
- Etchecopar, A. (1984). *Etude des états de contrainte en tectonique cassante et simulations de déformations plastiques (approche mathématique)*. Thèse d'Etat, U.S.T.L. Montpellier, 269 págs.
- Etchecopar, A. y Mattauer, M. (1988). Méthodes dynamiques d'analyse des populations de failles. *Bull. Soc. géol. France*, 4, 289-302.
- Etchecopar, A., Vasseur, G. y Daignières, M. (1981). An inverse problem in microtectonics for the determination of stress tensors from fault striation analysis. *J. Struct. Geol.*, 3, 51-65.

- Eyal, Y. y Reches, Z. (1983). Tectonic analysis of the Dead Sea Rift regions since the Late-Cretaceous based on mesostructures. *Tectonics*, 2, 167-185.
- Ferreiro, E., Ruiz, V., Lendínez, A., Lago, M., Meléndez, A., Pardo, G., Ardevol, L., Villena, J., Hernández, A., Alvaro, M., Gómez, J. J. y Carls, P. (1991): *Mapa y memoria explicativa de la Hoja 40 (Daroca) del Mapa Geológico Nacional a escala 1:200.000*. ITGE, 239 págs.
- Gil-Imaz, A. (1995). *El dominio de la esquistosidad alpina del extremo NW de la Cadena Ibérica Central (Sierra del Moncayo-Tierra de Agreda)*. Tesis de Licenciatura, Univ. Zaragoza. Publ. Centro de Estudios Borjanos (Inst. Fernando el Católico), Borja. Colección «Monografías CESBOR», 7, 206 págs.
- Gil-Imaz, A. y Pocoví-Juan, A. (1994). La esquistosidad alpina del extremo NW de la Cadena Ibérica oriental (Sierra del Moncayo), distribución, génesis y significado tectónico. *Rev. Soc. Geol. España*, 7, 91-113.
- Gil, I. y Simón, J. L. (1992). Aproximación al cálculo de los valores absolutos de paleoesfuerzos compresivos en el Mioceno inferior de Tudela (Navarra). *Geogaceta*, 11, 31-34.
- Guimerà, J. (1988). *Estudi estructural de l'enllaç entre la Serralada Ibérica y la Serralada Costanera Catalana*. Tesis doctoral. Univ. Barcelona, T. I., 600 págs.
- Guimerà, J. y Alvaro, M. (1990). Structure et évolution de la compression alpine dans la Chaîne ibérique et la Chaîne côtière catalane (Espagne). *Bull. Soc. géol. France*, 6, 339-348.
- Hancock, P. L. (1985). Brittle microtectonics: principles and practice. *J. Struct. Geol.*, 7, 437-457.
- Jaroszewski, W. (1984). *Fault and fold tectonics*. Ellis Horwood Ed., Chinchester, 565 págs.
- Liesa, C. (1993). *Análisis de la deformación frágil en las áreas de Mosqueruela y La Puebla de Valverde (Teruel): fases tectónicas y perturbaciones de esfuerzos*. Tesis de Licenciatura, Univ. Zaragoza, 98 págs.
- Liesa, C. L. y Simón, J. L. (1994). Fracturación a distintas escalas y campos de esfuerzos durante la tectogénesis alpina en el área de Mosqueruela (Teruel). *Estudios geol.*, 50, 47-57.
- Lisle, R. J. (1987). Report on a meeting of the tectonic studies group on paleostress and fault systems. *J. Struct. Geol.*, 9, 1053-1054.
- Maestro, A. (1994). *Las deformaciones alpinas en la cuenca de Almazán (provincias de Soria y Zaragoza)*. Tesis de Licenciatura, Univ. Zaragoza, 159 págs.
- Maestro, A. y Casas, A. M. (1995). Fracturación y estado de esfuerzos durante la compresión terciaria en la Cuenca de Almazán (Provincias de Soria y Zaragoza). *Rev. Soc. Geol. España*, 8, 193-214.
- Martínez-Peña, M. B., Casas-Sainz, A. M. y Millán-Garrido, H. (1995). Palaeostresses associated to thrust sheet emplacement and related folding in the southern central Pyrenees, Huesca, Spain. *J. Geol. Soc. London*, 152, 353-365.
- Mattauer, M. (1976). *Las deformaciones de los materiales de la corteza terrestre*. Ed. Omega, Barcelona, 524 págs.
- Muñoz, A. (1993). *Campos de esfuerzos alpinos y reactivación de fallas en el sector de enlace entre la Sierra de Altomira y la Cordillera Ibérica*. Tesis de Licenciatura, Univ. Complutense Madrid, 123 págs.
- Pérez, A. (1989). *Estratigrafía y sedimentología del Terciario del borde meridional de la Depresión del Ebro (sector riojano-aragonés) y cubetas de Muniesa y Montalbán*. Tesis doctoral, Univ. Zaragoza, 2 tomos, 525 págs.
- Pollard, D. D., Saltzer, S. D. y Rubin, A. M. (1993). Stress inversion methods: are they based on faulty assumptions? *J. Struct. Geol.*, 15, 1045-1054.
- Price, N. J. y Cosgrove, J. W. (1990). *Analysis of geological structures*. Cambridge University Press, 502 págs.
- Reches, Z. (1978). Analysis of faulting in three-dimensional strain field. *Tectonophysics*, 47, 109-129.
- Reches, Z. (1983). Faulting of rocks in three-dimensional strain fields. II. Theoretical analysis. *Tectonophysics*, 95, 133-156.
- Salas, R. y Casas, A. (1993). Mesozoic extensional tectonics, stratigraphy and crustal evolution during the Alpine cycle of the eastern Iberian basin. *Tectonophysics*, 228, 33-55.
- San Román, J. y Aurell, M. (1992). Palaeogeographical significance of the Triassic-Jurassic unconformity in the north Iberian basin (Sierra del Moncayo, Spain). *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology*, 99, 101-117.
- Simón, J. L. (1984). *Compresión y distensión alpinas en la Cadena Ibérica oriental*. Tesis doctoral, Univ. Zaragoza. Publ. Instituto de Estudios Turolenses, CSIC. Teruel, 269 págs.
- Simón, J. L. (1986). Analysis of a gradual change in stress regime (example from the eastern Iberian Chain, Spain). *Tectonophysics*, 124, 37-53.
- Simón, J. L. (1989). Late Cenozoic stress field and fracturing in the Iberian Chain and Ebro Basin (Spain). *J. Struct. Geol.*, 11, 285-294.
- Simón, J. L. (1990). Algunas reflexiones sobre los modelos tectónicos aplicados a la Cordillera Ibérica. *Geogaceta*, 8, 123-130.
- Viallard, P. (1979). La Chaîne Ibérique: zone de cisaillement intracontinentale pendant la tectogénese alpine. *C. R. Acad. Sc. Paris*, 289 (D), 65-68.
- Wojtal, S. y Pershing, J. (1991). Paleostresses associated with faults of large offset. *J. Struct. Geol.*, 13, 49-62.

Recibido el 27 de enero de 1995.
Aceptado el 11 de octubre de 1996.