Fracturación y estado de esfuerzos durante la compresión terciaria en la Cuenca de Almazán (Provincias de Soria y Zaragoza)

A. MAESTRO GONZÁLEZ Y A. M. CASAS SAINZ

Departamento de Geología. Universidad de Zaragoza. Fac. de Ciencias. Pza. San Francisco s/n. 50009-ZARAGOZA

Resumen: En los materiales paleógenos y neógenos de la Cuenca de Almazán las fracturas de tamaño métrico y decamétrico se disponen preferentemente paralelas y perpendiculares a las grandes estructuras que limitan la cuenca, y en algunos casos formando diedros agudos, de acuerdo con el modelo de Anderson. Del análisis de paleoesfuerzos a partir de las fallas (mediante los métodos de Etchecopar, diagrama y-R y Diedros Rectos), picos estilolíticos y grietas de extensión, se han obtenido tres direcciones de compresión principales: NNE-SSW, NE-SW y NW-SE. La mayor parte de estas estructuras se deben a un campo de esfuerzos compresivo primario de dirección NNE. Este campo primario es desviado posiblemente por la reactivación de fallas de zócalo, de escala kilométrica, localizadas al Este (Fallas de Ateca y Alhama) y Oeste (Falla de Soria) de la Cuenca de Almazán, que han funcionado como direccional-inversas. Algunas direcciones de compresión no encajan dentro del modelo propuesto y se deben a otros campos de esfuerzos, con dirección de compresión NW-SE y NE-SW respectivamente.

Palabras clave: campo de esfuerzos, fallas de zócalo, fracturación, Terciario, Cuenca de Almazán.

Abstract: Metric to decametric fractures in the paleogene and neogene rocks of the Almazán Basin (Iberian Chain, Spain) are usually parallel and perpendicular to the main macro-structures in the borders of the basin. In some cases fractures are arranged forming dihedra, according to Anderson's model. From palaeostress analysis (by Etchecopar's, Right Dihedra and y-R diagram methods) three compression directions have been obtained: NNE-SSW, NE-SW and NW-SE. Most meso-structures were formed by a primary compressional stress field with a NNE σ_1 direction. This primary field was possibly deflected by the re-activation of strike-slip-reverse basement faults located in the eastern (Ateca and Alhama faults) and western (Soria fault) limits of the Almazán basin. Some compression directions do not fit within this model and are consequently due to other stress fields, with NW-SE and NE-SW σ_1 directions, respectively.

Key words: stress field, basement faults, fracturing, Tertiary. Almazán Basin.

Maestro González, A. y Casas Sainz, 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. de España 8 (3): 193-214.*

Existen interpretaciones confrontadas sobre la compleja variedad de direcciones estructurales y de esfuerzos originados durante la compresión terciaria en la Cordillera Ibérica. Según Simón (1990) pueden diferenciarse dos tipos de modelos geotectónicos: a) los que suponen la sucesión de varias fases con diferentes direcciones de esfuerzos; y b) los modelos que tratan de explicar todas las estructuras bajo un único mecanismo. Dentro del modelo de fases tectónicas cabe destacar a Alvaro (1975), que fue el precursor del planteamiento de esta hipótesis, a partir de los primeros estudios de mesoestructuras frágiles en la Sierra de Altomira y en la zona de conexión de la Rama Castellana y el Sistema Central. En esta misma línea Capote *et al.*(1982) y Capote (1983) reconocen tres direcciones de compresión (NW-SE, NE-SW y E-W) y Simón (1984) y Casas y Simón (1986) otras tres, ligeramente diferentes (ejes de máxima compresión horizontal en direcciones ESE-WNW, NNE a NE y NW a NNW). Entre los modelos de mecanismo geotectónico único caben destacar en primer lugar los propuestos por Viallard (1979) y Canérot (1981). Guimerà (1988) propone que la tectogénesis de la Cordillera Ibérica, Catalánides y su zona de enlace estaría causada por una compresión única de dirección NNE-SSW producida por la convergencia de las placas Ibérica y Europea.

Simón (1990) propone que el modelo síntesis que aspire a la resolución del problema, debe incorporar una serie de elementos que aporten la información válida de cada una de estos modelos. Estos elementos deben sustentarse a su vez en una serie de principios condicionados por la diversidad de las estructuras observadas en la zona de estudio:

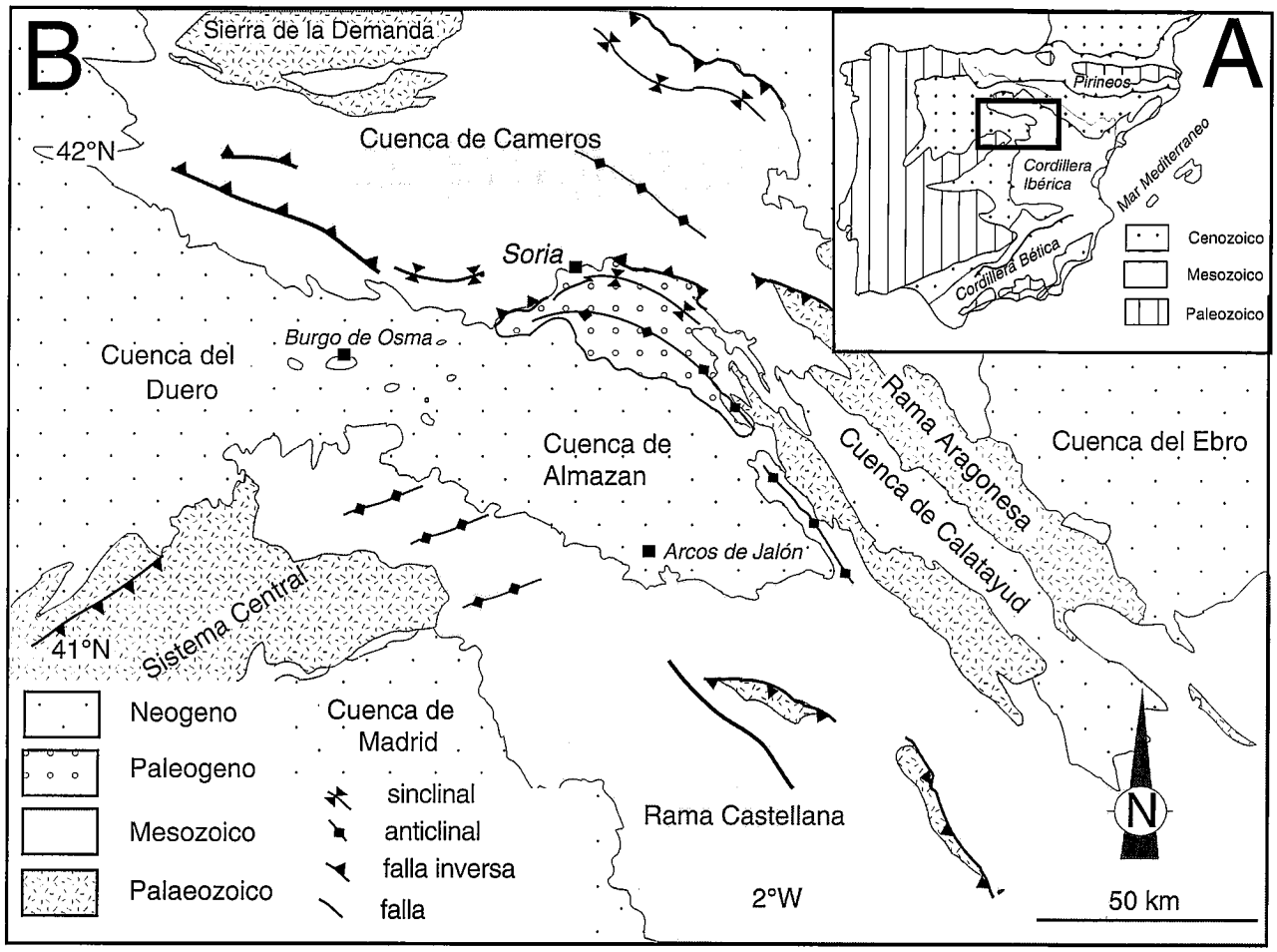


Figura 1.- Situación del sector estudiado en el contexto geológico general de la Península Ibérica (A) y rasgos geológicos generales de la Cuenca de Almazán (B).

1) La disposición oblicua de la Cordillera Ibérica en el interior de la subplaca Ibérica.

2) La variación espacial de las intensidades de los esfuerzos, que temporalmente evolucionaría hacia un intercambio de los ejes.

3) La existencia de discontinuidades previas que afectan a las trayectorias de los campos de esfuerzos, generando campos secundarios (Anderson, 1951; Chinnery, 1956; Ricou, 1978; Liu, 1983; Dresen, 1991).

4) La superposición de varios campos de esfuerzos que pueden llegar a actuar simultáneamente en el espacio y en el tiempo (De Vicente, 1988; Muñoz Martín, 1993; Rodríguez Pascua, 1993; Maestro, 1994; Maestro *et al.*, 1994).

La Cuenca de Almazán, situada en el extremo NW de la Cordillera Ibérica, es una de las pequeñas depresiones en que se encontraba dividida la Cuenca del Duero durante las primeras etapas del Paleógeno (Jiménez *et al.*, 1983; Corrochano y Carballeira, 1983; Pol y Carballeira, 1983), y que a lo largo de la evolución sedimentaria posterior se unieron formando una cuenca única. Se trata, *grosso modo*, de una depresión sedimentaria sinclinal generada en régimen compresivo que ocupa una extensión de algo más de 4000 km² (Fig. 1. B). Está rellena por materiales de edad Paleógeno y Neógeno (conglomerados, areniscas, lutitas y calizas), depositados en un ambiente de abanicos aluviales, que han sido divididos en nueve unidades tectosedimentarias (Carballeira y Pol, 1989; Lendínez, 1991a,b,c,d).

A excepción de las descripciones realizadas por Saenz García (1931, 1957), existen pocos trabajos de carácter regional sobre esta zona. Ello es debido a su ubicación entre áreas paleogeográficas muy diferenciadas, cada una de las cuales se han estudiado en profundidad por diversos autores, pero sin llegar a relacionarlas entre sí. Dentro del ámbito de la Geología Estructural, caben destacar los trabajos realizados por García del Cura (1974) y Martín Escorza (1982), en los aspectos concernientes a la fracturación, Platt (1990) y Miegebielle *et al.* (1993) en el estudio de las macroestructuras del borde N de la cuenca, y Maestro (1994), Maestro *et al.* (1994) y Casas y Maestro (1995) en la reconstrucción de paleoesfuerzos.

El objeto que se ha perseguido en la elaboración de este trabajo es el de reconstruir el campo o campos de esfuerzos existentes en la Cuenca de Almazán durante la tectogénesis alpina. El primer paso para ello es inferir, mediante los métodos de análisis estructural frágil, los estados de esfuerzos en estaciones de toma de datos repartidas en los materiales Terciarios, así como en los materiales Mesozoicos de los bordes de la cuenca. Además, se determinan la relaciones cronológicas de los esfuerzos que dieron lugar a la formación de la estructuras frágiles,

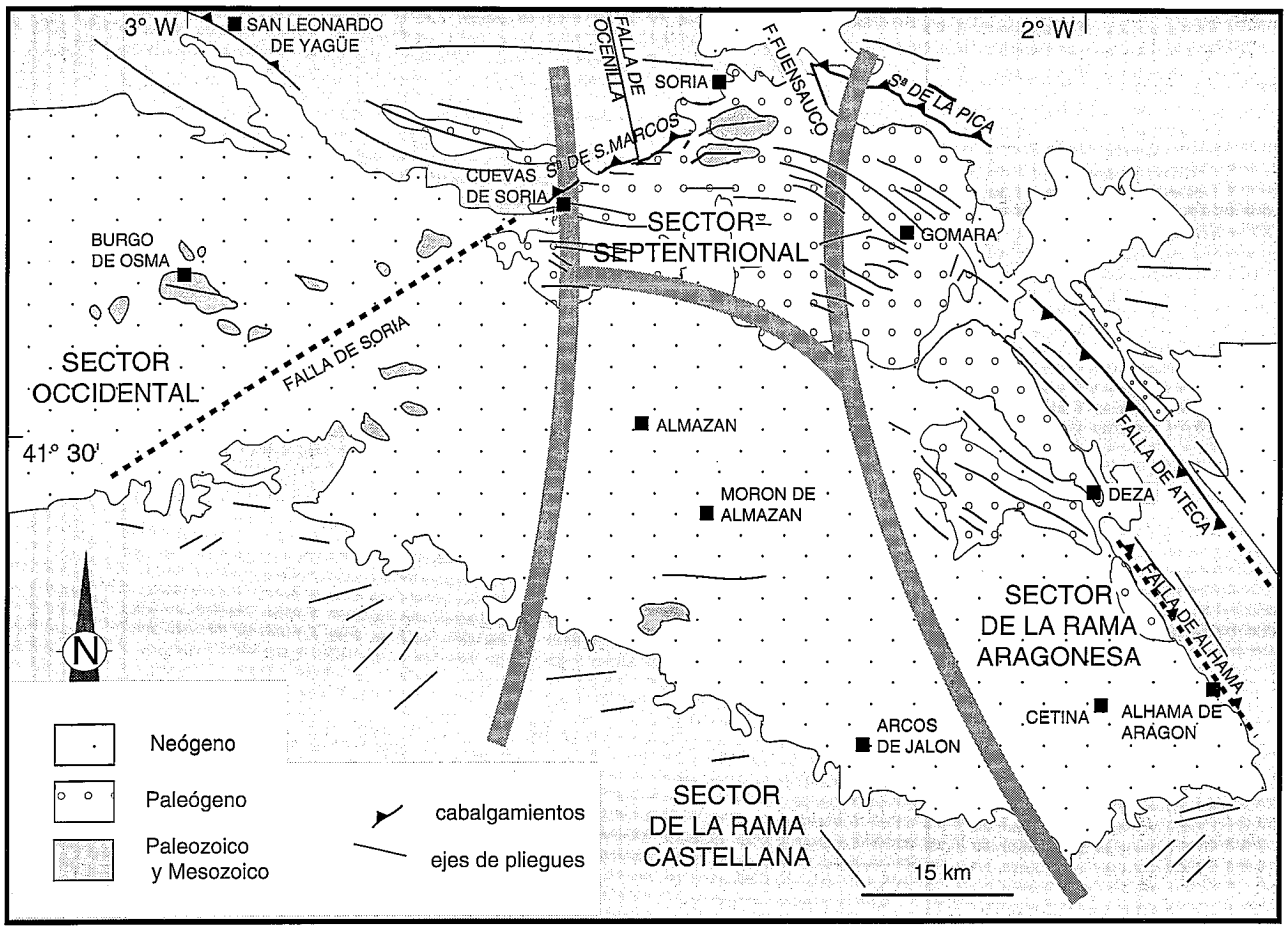


Figura 2.- Principales macroestructuras de la Cuenca de Almazán y división en sectores utilizada en el presente trabajo.

su carácter primario o secundario y qué accidentes han sido la causa de sus desviaciones.

Estructura general de la Cuenca de Almazán

Se han considerado, para facilitar la visión general de la macroestructura que caracteriza la cuenca, diferentes sectores en función de sus características y direcciones estructurales (Fig. 1. B). Estos sectores son: 1) borde Sur de la Sierra de Cameros; 2) el sector occidental de la Rama Aragonesa; 3) el sector Norte de la Rama Castellana; y 4) Cuenca de Almazán.

Borde S de la Sierra de Cameros

Este sector se encuentra entre los materiales del Jurásico superior - Cretácico inferior del límite sur de las Sierras de Cameros y los materiales terciarios de la Cuenca de Almazán, a los que se les atribuye una edad comprendida entre el Eoceno y el Oligoceno (Carballeira y Pol, 1989). El borde Norte de la Cuenca de Almazán se generó durante la compresión terciaria, en un lapso de tiempo que abarca desde el Paleógeno hasta el Mioceno medio (Mas *et al.*, 1993). Esta compresión produjo la inversión de la cuenca mesozoica de Cameros, lo que daría lugar a la formación de un cabalgamiento en su margen Norte, sobre la Cuenca del Ebro, con un desplazamiento de hasta 30 km (Casas, 1993), y un sistema de cabalgamientos imbricados y cabalgamientos ciegos en el borde Sur, sobre la Cuenca de Almazán, con un acortamiento aproximado de unos 5 km (Mas *et al.*, 1993).

Este borde se caracteriza por el predominio de pliegues de dirección E-W y un frente cabalgante vergente al Sur. Este cabalgamiento, que en algunas zonas no aflora en superficie, tiene una longitud aproximada de unos 90 km, extendiendose desde la Sierra de la Pica al Este a San Leonardo de Yagüe al Oeste. El límite de las sierras determinado por el cabalgamiento muestra varios cambios de orientación: NW-SE, E-W, NE-SW, NW-SE. La traza de este cabalgamiento está desplazada en algunas zonas por fallas direccionales de dirección NNW-SSE, con sentido de movimiento aparentemente dextrorso: Falla de Ocenilla (Clemente y Alonso, 1990) y Falla de Fuensaúco (Navarro, 1991).

Los materiales terciarios, de edad Eoceno - Mioceno inferior (Carballeira y Pol, 1989), del borde Noreste de la cuenca se encuentran plegados, llegando a alcanzar buzamientos superiores a 80°. Se trata de pliegues que se propagan desde el zócalo afectando a los depósitos terciarios, sin niveles de despegue entre ambos niveles. Se distinguen dos sectores en función de la orientación de los ejes de los pliegues y su situación:

1) Entre las localidades de Soria y Cuevas de Soria, se observa la existencia de pliegues en relevo de dirección predominante E-W. La formación de estos pliegues esta ligada a la reactivación de la falla de Soria (Fig. 2)

una componente sinestral - inversa, y buzamiento al NW, a favor de la cual el borde mesozoico de Cameros cabalgando sobre los depósitos terciarios. La falla de Soria constituyó uno de los límites meridionales de la cuenca mesozoica de Cameros (Clemente y Alonso, 1990).

2) Entre la localidad de Soria y el borde oriental de la cuenca existen pliegues de hasta 20 kilómetros de longitud cuya dirección se acomoda al borde de la cuenca. Presentan dirección NE-SW en las proximidades de la Sierra de San Marcos y se inflexionan hasta adquirir dirección NW-SE en las cercanías de la Rama Aragonesa. Algunos de estos pliegues tienen flancos verticales, dando lugar a estructuras con vergencia hacia el Norte. La curvatura de los ejes de los pliegues terciarios esta asociada a la presencia de fallas de desgarres tardihercínicos, como son la falla de Soria, de dirección NE-SW y la falla de Ateca (Fig. 2), de dirección NW-SE (Lendínez, 1991a, b,c, d; Navarro, 1991).

La Rama Aragonesa

La Rama Aragonesa, situada al Este de la Cuenca de Almazán, es un anticlinorio de núcleo paleozoico, dirección NW-SE y doble vergencia, al NE y SW. La ausencia de niveles de despegue permite reconstruir los pliegues alpinos como anticlinales que afectan conjuntamente a zócalo y cobertera. Existen además dos fallas de zócalo de dirección NW-SE: la falla de Ateca, que presenta buzamientos que oscilan entre 30° y 60° S (Simón, 1989b) y la falla de Alhama, con buzamiento hacia el NE que no aflora (su expresión es el anticlinal de Alhama-Deza, que afecta a la cobertera mesozoica), pero ha sido detectada en los perfiles de sísmica de reflexión (ITGE, 1990). Se trata de fallas de gran ángulo que han funcionado bajo un régimen inverso - dextrorso, y que tienen su origen en los desgarres tardihercínicos (Arthaud y Mattauer, 1975). Estas fallas son las que han controlado la orientación de la estructura principal de la Rama Aragonesa.

El borde occidental de la Rama Aragonesa, en su contacto con la Cuenca de Almazán, viene marcado por la existencia de un gran pliegue asimétrico vergente hacia el SW, cuyo flanco W llega a disponerse invertido. Existen algunos despegues menores de cobertera sobre los niveles plásticos del Keuper o las Arenas de Utrillas (Villena *et al.*, 1987; Simón, 1989b). Los materiales terciarios se disponen en discordancia progresiva sobre el Mesozoico. Pueden observarse dos direcciones de pliegues afectando a estos materiales: NW-SE paralelos al borde de la cuenca; y 110° a 120°, oblicuos al borde, formados en una situación transpresiva ligada al movimiento dextrorso de la falla de Ateca.

Rama Castellana

El borde septentrional de la Rama Castellana se estructura con orientación E-W. Los pliegues son abiertos, aunque sus flancos pueden llegar a presentar buzamientos de hasta 70°, que afectan al paleógeno (Villena *et al.*, 1987; Simón, 1989b). Hacia el Oeste aparecen además otras dos familias de pliegues y fallas de dirección NE-SW y NW-SE. Estas estructuras se han explicado como producto de una situación transpresiva dextrorsa que genera pliegues en escalón de dirección NE-SW (De Vicente *et al.*, 1992).

Los depósitos neógenos subhorizontales fosilizan los pliegues desarrollados en los depósitos paleógenos y en los materiales mesozoicos (Simón, 1989b). Estas unidades presentan ligeros basculamientos hacia el Sur, que Simón (1989b) atribuye a movimientos tardíos de gran radio.

Cuenca de Almazán

Predominan los materiales de edad neógena y cuaternaria, entre los que aparecen aislados algunos relieves formados por calizas del Cretácico superior. Estos enclaves mesozoicos presentan una clara estructura de anticlinorio con dirección E-W y buzamientos suaves. La serie neógena (localmente las facies Páramo) se dispone en onlap sobre las estructuras mesozoicas. Estas facies marcan la superficie de colmatación de la cuenca.

Metodología del análisis mesoestructural

Una de las características más llamativas de los depósitos terciarios de la Cuenca de Almazán es que se encuentran densamente fracturados, y que a su vez esta fracturación tiene una distribución areal homogénea en toda la cuenca. A partir de los modelos que relacionan los estados de esfuerzos con los sistemas de fracturas y discontinuidades naturales, se dispone de una serie de métodos que permiten, a partir de las observaciones de las mesoestructuras frágiles, inferir los estados de esfuerzo responsables de su génesis (análisis dinámico).

Las mesoestructuras frágiles estudiadas en el presente trabajo han sido: 1) diaclasas, cuya metodología de estudio ha sido expuesta por Hancock (1985), Hancock y Endelger (1989), Simón, (1989a) y Arlegui y Simón (1993); 2) picos estilolíticos y grietas de extensión (Arthaud y Mattauer, 1969; Arthaud y Chroukroune, 1972); 3) cantos impresos (Estévez *et al.*, 1976; Estévez y Sanz de Galdeano, 1980, 1983; Sanz de Galdeano y Estévez, 1981; Petit *et al.*, 1985; Taboada, 1992); y 4) fallas. De los métodos de análisis de fallas existentes, en el presente trabajo se han utilizado el método de los Diedros Rectos (Pegoraro, 1972; Angelier y Mechler, 1977), el método de Etchecopar (Etchecopar *et al.*, 1981; Etchecopar, 1984) y el diagrama y-R (Simón, 1986). Estos métodos han sido considerados por diversos autores (Casas, 1990; Casas *et al.*, 1990; Liesa, 1993) suficientes para determinar la dirección de los tensores de esfuerzos con elevada fiabilidad. Las relaciones axiales de los elipsoides de esfuerzos se expresan con dos parámetros, $R=(\sigma_z-\sigma_x)/(\sigma_y-\sigma_x)$ (Bott, 1959) y $Re=(\sigma_2-\sigma_3)/(\sigma_1-\sigma_3)$ (Etchecopar, 1981). En la presentación de los resultados (Tabla I) únicamente aparecen los obtenidos mediante el método de Etchecopar, pero la compatibilidad de estos tensores de esfuerzo con las fallas ha sido comprobada uno a uno mediante los métodos gráficos de los Diedros Rectos y diagramas

Tabla I.- Resultados del análisis de paleoesfuerzos a partir de las mesoestructuras medidas en la Cuenca de Almazán.Las estaciones se localizan en la Fig. 10. Edad de las rocas: J: Jurásico; CI: Cretácico inferior: CS: Cretácico superior: P: Paleógeno; N: Neógeno. So: orientación de la estratificación en la estación: dirección/buzamiento. El tensor de esfuerzos está definido por el azimuth y la inclinación de σ_1 y σ_3 y el valor de $Re = (\sigma_2 - \sigma_3) / (\sigma_1 - \sigma_3)$; sólo es definido por la orientación de σ_1 en el caso de estilolitos y de σ_3 en el caso de grietas de extensión y diaclasas. Los números entre parentesis junto a la orientación de σ_1 o σ_3 indica la cronología relativa de los tensores de esfuerzos. Estructuras: EST: estilolitos; F: fallas; D: diaclasas; G: grietas de extensión. n/N: número de datos utilizados para definir cada estado de esfuerzos/número total de la población de fallas medidas en el campo. α: desviación media entre la estría teórica y real. El error en el azimut de σ_1 ha sido estimado de los resultados obtenidos del Método de Etchecopar. % Porcentaje de fallas no explicadas en cada estación. Relación con el pliegue: PRE: los tensores hallado son anteriores al basculamiento de las capas; SIN: se generaron durante el basculamiento de las capas; POST: son posteriores al pliegue.

ESTA.	Edad de las rocas	S_0	TENSOR DE ESFUERZOS σ_1	σ_3	Re	Estruct.	n/N	α	Error en σ_1 azim.	% no-explicadas	Relación plegamiento
1	J	090/34S	051/76	251/13(3)	0,79	F	15/37	7	108		POST
			171/83	352/07	0,28	F	7/37	5	15		POST
			169/07	263/29	0,47	F	7/37	9	4	22	POST
2	CI	100/22N	210/76	021/14	0,05	F	8/14	6	28	43	POST
3	CI	110/30N	074/36	237/53	0,56	F	10/30	8	4		PRE
			020/28	115/09	0,55	F	10/30	4	2	33	PRE
4	J	135/62N	288/05	187/64	0,77	F	9/26	8	14	35	PRE
5	CI	048/28W	014/03	284/02	0,90	F	21/37	5	5		POST
			218/85	002/04	0,47	F	8/16	9	68	22	POST
6	CS	095/45N	033/42	182/43	0,03	F	7/23	4	1		PRE
			149/04	049/68	0,08	F	7/23	7	4	39	POST
			333/08			EST	7				POST
			042/13			EST	3				POST
7	CS	055/52N	289/02	019/13	0,21	F	20/30	8	11	33	POST
			298/08			EST	6				POST
8	CS	073/58S	236/10	133/53	0,97	F	15/33	7	30	54	PRE
			334/00			EST	50				POST
9	P	080/69S	343/40	130/44	0,63	F	16/27	7	13	41	PRE
10	CS	086/45N	006/22	097/03	0,94	F	13/26	7	1	50	SIN
			348/28			EST	19				SIN
11	CS	008/23W		327/33		G	7				PRE
		119/36N	030/03			EST	20				POST
12	J	120/20S	142/05(2)	240/59	0,19	F	13/40	10	6		PRE
			201/12	109/06	0,32	F	9/27	7	10		POST
			267/00(1)	358/01	0,21	F	7/18	7	3	27	
			188/09			EST	10				POST
13	CS	150/50E									
		168/18W	059/18	326/11	0,27	F	14/46	10	3		PRE
			134/07	043/10	0,20	F	9/32	9	4		
			180/04	089/16	0,44	F	11/23	9	7	26	POST
			225/14			EST	9				PRE
			336/11			EST	4				
14	P	125/60S	070/07	168/47	0,63	F	26/53	8	19		SIN
			181/04	062/83	0,26	F	11/53	10	4		POST
			043/09	143/44	0,12	F	7/20	7	6	24	SIN
15	P	141/41S	028/87	282/01	0,11	F	7/9	3	14	22	POST
			134/19			EST	139				
		122/27N	355/34			EST	43				PRE
16	P	140/20S	202/18	011/72	0,11	F	6/10	7	4	40	PRE
17	P	140/51N	303/06	040/49	0,86	F	8/23	9			
			058/61	150/01	0,41	F	9/23	9	9	26	PRE
18	P	091/25S		193/11		D	7				POST
19	CS	093/63S	187/44	008/46	0,02	F	21/32	8	13	34	PRE
20	P	150/55S									
		107/87N	042/33	194/53	0,44	F	31/59	8	15		
			014/52	275/07	0,01	F	12/28	7	1	27	
21	P	099/25S	220/05			EST	40				POST
22	N	090/10S	177/29			EST	45				PRE
23	P	112/42N	201/17			EST	10				POST
24	P	158/71W	167/04			EST	10				
25	CS	154/20W	150/07			EST	17				
26	N	102/16S	246/02	358/85	0,44	F	13/36	3	4		POST
			214/04	000/85	0,01	F	14/22	9	11	25	POST
27	N	000/00	272/82	070/07	0,51	F	11/25	7	33		
		017/24	107/02		0,85	F	7/14	10	2	28	
28	N	140/09W	060/85	240/05		F	3				POST

Tabla I, (continuación)

ESTA	Edad de las rocas	S_0	TENSOR DE ESFUERZOS σ_1	σ_3	Re	Estruct.	n/N	α	Error en σ_1 azim.	% no-explicadas	Relación plegamiento
29	CS	148/38E									
		140/50W	201/09	291/02	0,02	F	17/26	9	6	35	PRE
			164/06			EST	63				POST
30	CS	152/20E	227/03	133/55	0,18	F	12/17	10	15	29	POST
			203/06			EST	7				POST
31	P	140/79W	267/55			EST	20				PRE
32	P	097/21N	205/27	107/14	0,27	F	10/15	4	5	33	POST
33	J	150/54W	234/50	054/40	0,01	F	17/21	10	33	19	PRE
			223/40			EST	8				PRE
34	CS	085/21N	036/26			EST	8				PRE
			142/00			EST	4				POST
35	CS	118/19S	242/15(1)			EST	10				PRE
			020/10(1)			G	13				PRE
		073/15N	343/11(2)			EST	14				PRE
36	CS	067/48N	240/07(1)			EST	3				PRE
		118/73S	112/09(2)			EST	7				POST
37	CS	065/17S	050/04	140/01	0,16	F	12/22	8	12	45	POST
			204/12			EST	10				PRE
			097/18			G	4				PRE
38	CS	075/27N	198/19	101/20	0,40	F	13/24	10	12	46	POST
			224/06			EST	6				POST
39	CS	075/25N	011/12	104/16	0,20	F	26/43	8	6	39	POST
			359/03			EST	33				POST
40	CS	100/22N	053/21	316/18	0,82	F	15/25	8	19	40	PRE
			226/02			EST	57				POST
41	CS	035/30N	219/10	312/13	0,66	F	21/30	6	12	29	POST
42	CS	095/25S	202/12	074/72	0,01	F	11/14	7	15	21	POST
			183/06			EST	10				POST
43	CS	075/45N	282/04	190/16	0,14	F	6/7	11	3	14	POST
			101/03			EST	12				POST
44	CS	090/08S	207/03	297/08	0,22	F	10/15	4	6	33	POST
			016/02			EST	13				POST
45	CS	132/43N	248/09			EST	8				POST
		132/43N	330/07			EST	9				POST
46	CS	107/32S	041/10			EST	8				POST
			036/62			EST	6				PRE
47	J	120/18N	143/10	234/07	0,29	F	14/21	9	34	33	POST
			321/08			EST	19				POST
48	J	095/12N	186/02(2)	276/01	0,09	F	11/31	5	4		POST
		310/04(1)	041/18		0,15	F	14/31	9	11	19	PRE
49	CS	090/35N	125/04			EST	10				POST
50	J	086/14N	151/33	243/03	0,90	F	23/35	10	14		POST
		183/37	091/03		0,14	F	7/11	10	7	14	POST
51	CS	070/16N	005/15	272/10	0,08	F	12/18	5	15	33	PRE
52	N	000/00	064/04	154/02	0,42	F	5/5	3	4	0	
53	J	140/67E									
		045/10S									
		167/10E									
		084/16N									
		023/23W	212/01(1)	118/77	0,03	F	17/35	8	3		PRE
		329/03(2)	239/08		0,31	F	11/19	10	7	20	POST
			332/02			EST	14				POST
54	J	115/45N	085/25			EST	7				PRE
			200/10			EST	6				POST
55	N	000/00	018/82	274/02	0,16	F	8/11	6	61	27	
			211/03			EST	19				

y-R. En muchos casos estos dos métodos han sido utilizados como guía en la búsqueda de tensores mediante el método de Etchecopar, y han servido para confirmar o rechazar algunas de sus soluciones.

Se ha medido la orientación de más de 2300 planos de fractura (dirección y buzamiento); de unos 1100 planos de fallas (dirección, buzamiento, sentido de buzamiento, cabeceo de la estría, sentido del cabeceo y senti-

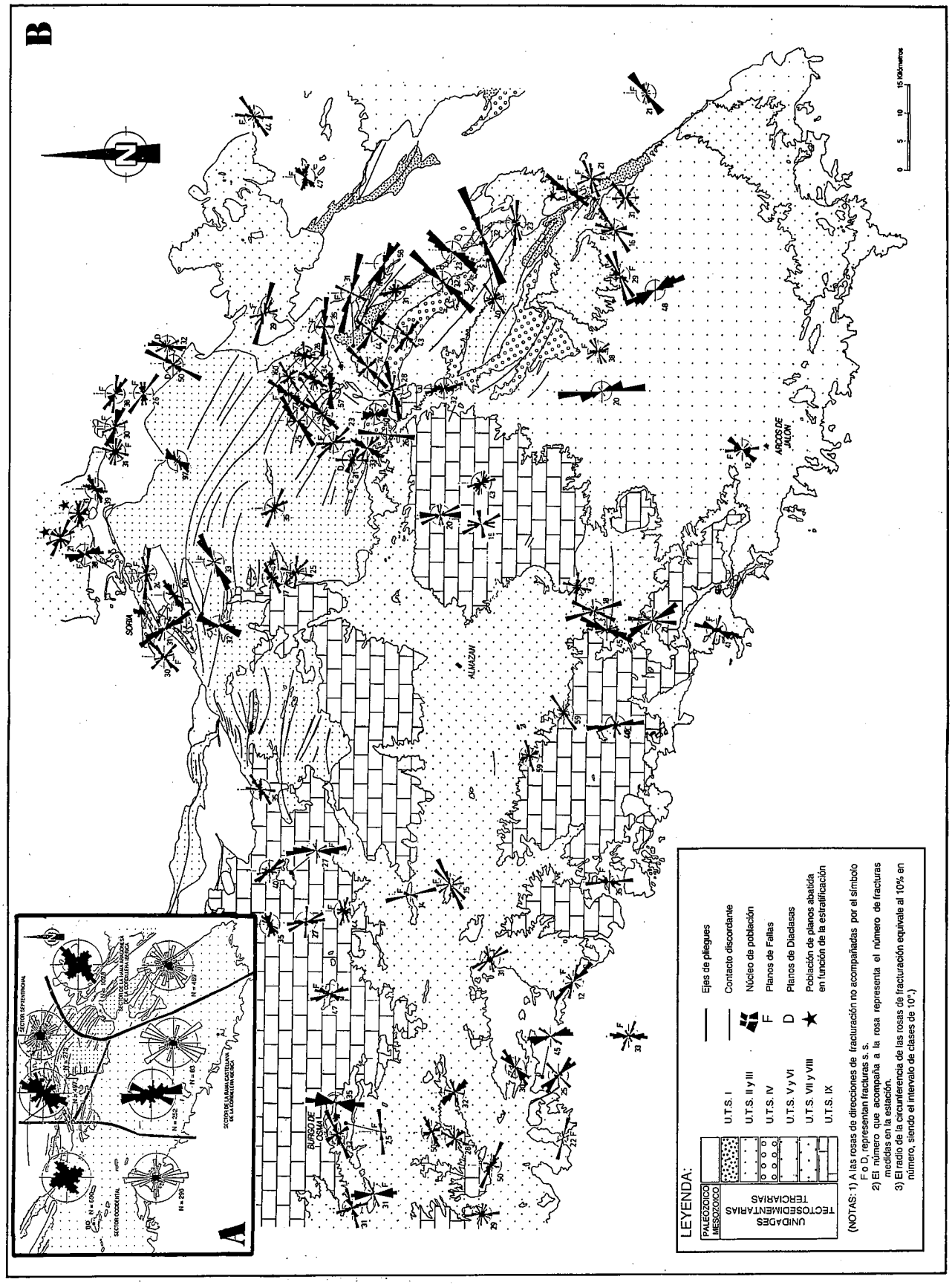


Figura 3.- A. Representación de la orientación de los planos de fracturas (rosas negras) y de fallas (rosas punteadas) para los distintos sectores de la Cuenca de Almazán. B. Mapa de la cuenca mostrando la orientación de la fracturación (rosas de orientaciones).

do del movimiento) y aproximadamente 800 picos estilolíticos (dirección, inmersión y sentido de la misma). Toda esta información corresponde a un total de 109 estaciones distribuidas por toda la superficie de la cuenca. Los datos de fallas y estilolitos han sido tomados tanto en flancos de pliegues como en estratos horizontales (ver Tabla I). Hemos considerado, en el caso de capas plegadas, que cuando dos de los ejes de esfuerzos están contenidos en el plano de estratificación, las fallas compatibles con ese estado de esfuerzo son previas al pliegue. Por el contrario, cuando dos de los ejes de esfuerzos son horizontales, las fallas son consideradas posteriores a los pliegues (Delair, 1976, Maestro, 1994, Martínez Peña *et al.*, 1995). Este método para establecer la cronología relativa entre estructuras puede ser también utilizado con las orientaciones de los picos estilolíticos, siempre y cuando estos no sean paralelos a los ejes del pliegue. En algunos casos existen dificultades en el momento de aplicar esta regla, ya que los tensores de esfuerzos determinados para una determinada población de fallas no son únicos, y puede ocurrir que obtengamos varios tensores con diferentes inclinaciones de sus ejes. En estos casos, elegimos sistemáticamente la mejor solución, tanto desde el punto de vista matemático como mecánico, que explique el mayor número de fallas para un tensor determinado. Con este criterio se ha establecido la cronología relativa entre pliegues y fallas, aunque en varios casos no ha sido posible, bien porque dos de los ejes de esfuerzos no estaban contenidos en el plano de estratificación, o bien, no eran horizontales.

Este método permite también establecer una cronología relativa entre tensores de esfuerzos, si bien la suposición de que los ejes de acortamiento de los pliegues coinciden con la dirección de compresión puede resultar excesivamente simplificadora. No obstante, en lugares en los que no existe relación directa con las fallas de zócalo puede considerarse como una aproximación a la realidad.

Tabla II. Tensores en los que ha sido posible establecer la cronología relativa, por su relación con los pliegues, o por existir relaciones de corte entre distintas mesoestructuras: juntas estilolíticas (Est) que se cortan y estrías de fallas (F) que se superponen unas a otras.

ESTACIONES	PRIMERO	SEGUNDO	TERCERO
SECTOR SEPTENTRIONAL			
1	000 (pliegue)	165 (F)	
6	026 (F)	149 (F)	
8	056 (F)	000 (pliegue)	154 (Est)
SECTOR DE LA RAMA ARAGONESA			
10	006 (F)	168 (Est)	
12	087 (F)	142 (F)	021 (F)
13	059 (F)	000 (F)	134 (F)
14	043-070 (F)	001 (F)	
15	000 (Est)	148 (Est)	
16	023 (F)	050 (pliegue)	
17	055 (F)	133 (F)	
26	034 (F)	066 (F)	
29	021 (F)	164 (F)	
34	032 (Est)	142 (Est)	
35	062 (Est)	163 (Est)	
SECTOR DE LA RAMA CASTELLANA			
53	030 (F)	150 (F)	
54	076 (Est)	020 (Est)	
SECTOR OCCIDENTAL			
37	006 (F)	050 (Est)	
40	050 (F)	000 (pliegue)	046 (F)
46	143 (Est)	041 (Est)	
47	030 (pliegue)	143 (F)	
48	131 (F)	006 (F)	
49	000 (pliegue)	125 (Est)	
50	003 (F)	151 (F)	

Geometría de la fracturación y determinación de paleoesfuerzos

Para la descripción de los resultados obtenidos se ha dividido el área de estudio en cuatro sectores (Sector septentrional de la Cuenca de Almazán, Rama Aragonesa, Rama Castellana y Sector occidental), en los que las direcciones de compresión se ajustan a unos determinados patrones:

Sector septentrional

Los planos de fractura se sitúan, en su gran mayoría, perpendiculares al borde actual de la cuenca (Fig. 3. A), mostrando orientaciones NNE a NE en materiales mesozoicos y NW, y NNE a NE en depósitos paleógenos (Fig. 3. B). La única estación de fracturas que se localiza en materiales neógenos, presenta una amplia dispersión de éstas, observándose dos máximos situados en dirección E-W y NW a N, perpendiculares a la estratificación. En algunas casos las fracturas forman diedros agudos, cuya línea de intersección coincide con el polo de estratificación (Fig. 4. A).

Las direcciones de σ_1 deducidas del análisis de las fallas de nueve estaciones, muestran una considerable diversidad: NW a NNE, NE, ESE y NW (Fig. 5). La dirección NW-SE aparece claramente separada del máximo compresivo N-S y de su dispersión normal (NNW a NNE) y de la dirección NE-SW. Los tensores de esfuerzos obtenidos corresponden en su gran mayoría al régimen de esfuerzos de *décrochement* (σ_2 vertical, valores de R entre 0 y 1). En dos estaciones ha sido posible establecer una cronología relativa entre la fracturación ocasionada por cada una de las direcciones de compresión, observándose que las direcciones 26° y 56° de σ_1 en las estaciones 6 y 8, son anteriores a la compresión 150° (ver Tabla II). En ambos casos los ejes de los tensores de esfuerzos NNE y NE están basculados según la estratificación, y por lo tanto son anteriores al plegamiento de dirección E-W, mientras que los ejes principales de los tensores de dirección NW se encuentran en posición horizontal. La compresión NE-SW es por tanto anterior a la N-S y, ésta, a su vez, anterior a la NW-SE.

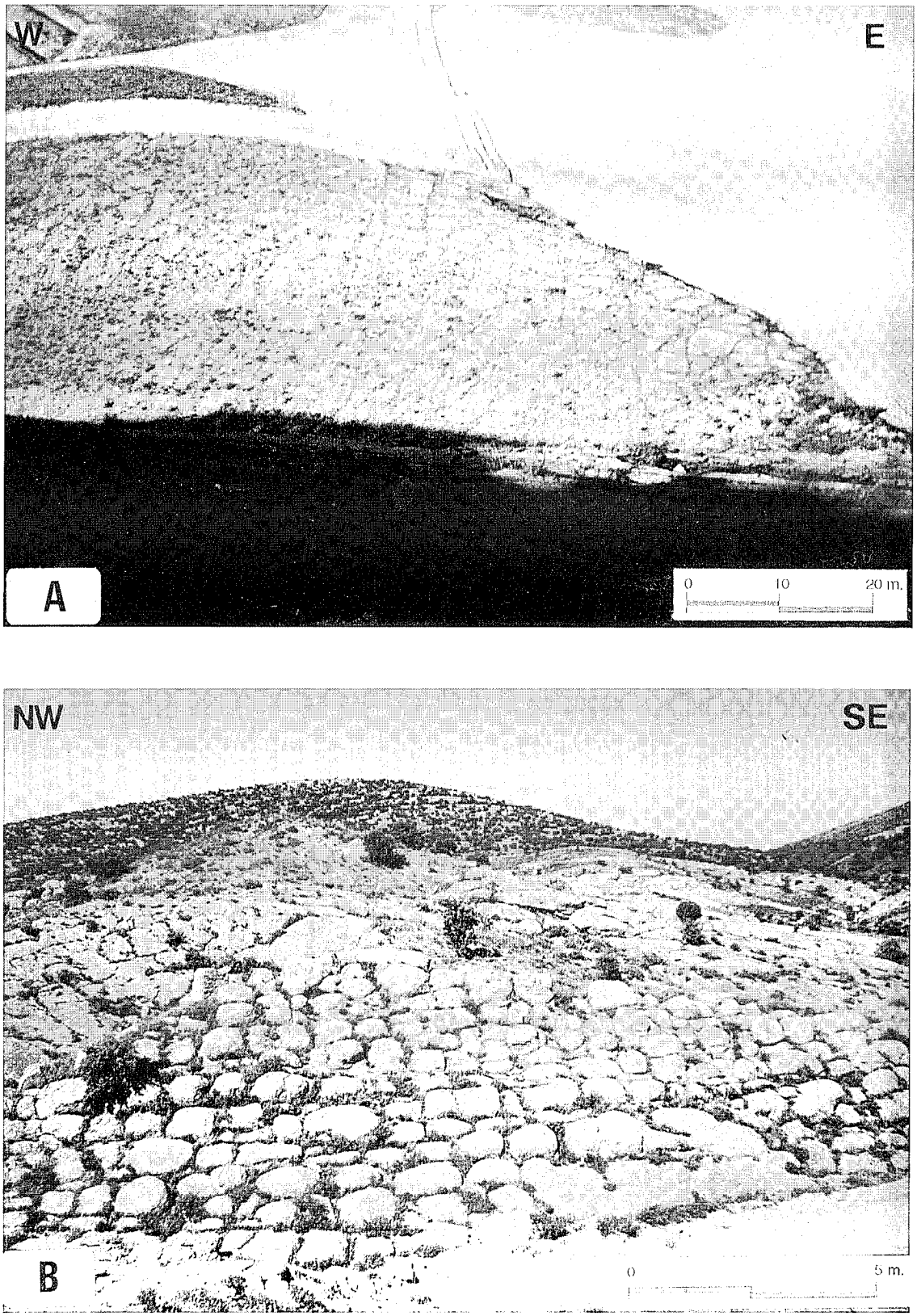


Figura 4.- A. Familias de fracturas conjugadas formando un diedro agudo cuya bisectriz es la dirección de compresión principal. B. Fotografía de dos familias de fracturas, paralelas y perpendiculares al pliegue principal.

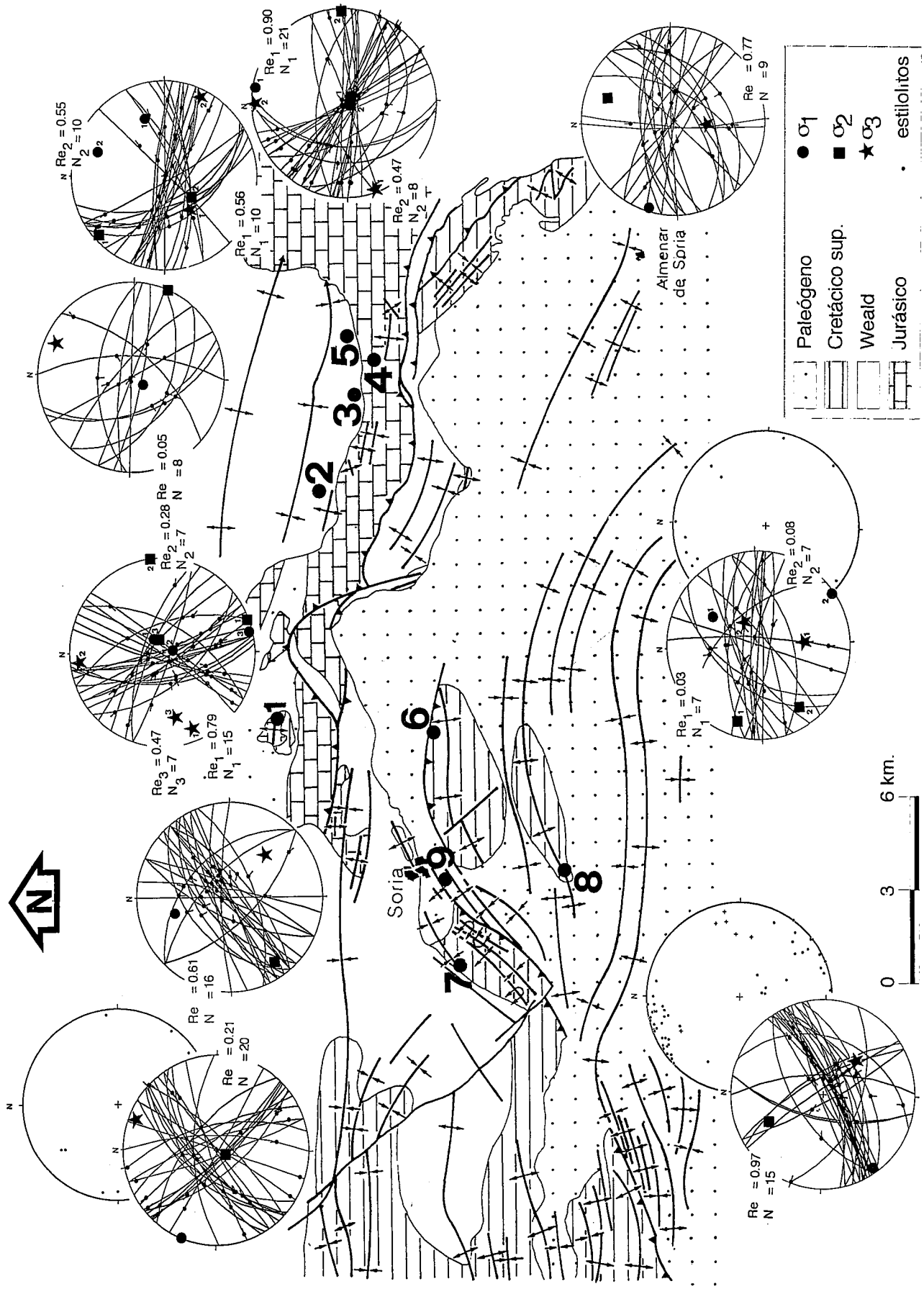


Figura 5.- Mesoestructuras y ejes de paleoesfuerzos obtenidos en el sector septentrional de la Cuenca de Almazán. Se representa la orientación de los planos de falla y picos estilolíticos medidos en cada estación (proyección de Wulff, hemisferio inferior), y los ejes de tensores obtenidos mediante los tres métodos empleados (Diedros Rectos, diagrama y-R, método de Etchecopar). Se indican también las relaciones axiales de los elipsoides de esfuerzos, $Re=(\sigma_2-\sigma_3)/(\sigma_1-\sigma_3)$, y el número de fallas explicadas por cada tensor (N). Los números de las estaciones corresponden a los de la Tabla I.

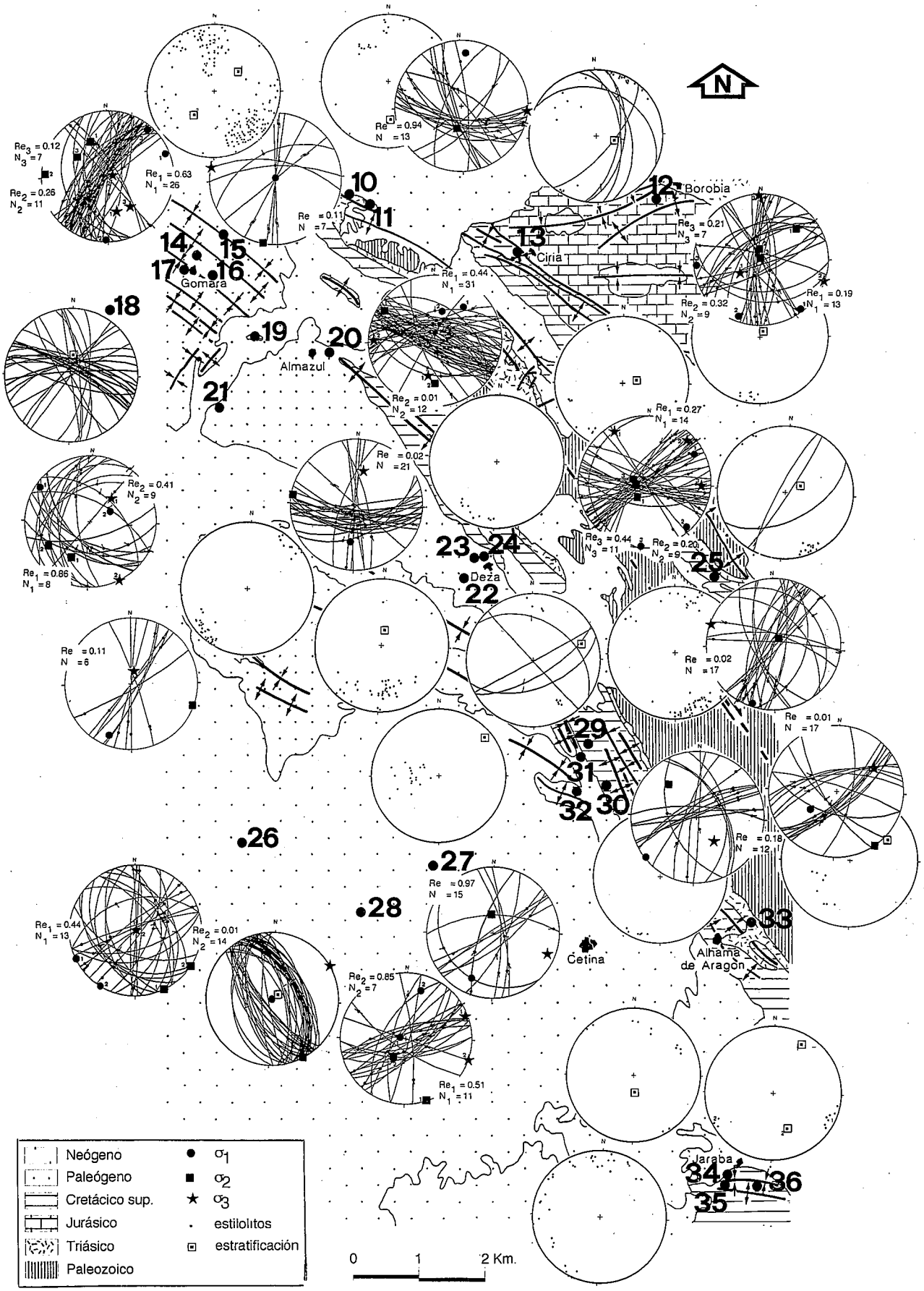


Figura 6.- Mesoestructuras y paleoesfuerzos obtenidos en la Rama Aragonesa. Se representan el polo de la estratificación, los planos de falla y picos estilolíticos medidos en cada estación (proyección de Wulff, hemisferio inferior), y los ejes de tensores obtenidos mediante los tres métodos empleados (Diedros Rectos, diagrama y-R, método de Etchecopar). Los números de las estaciones corresponden a los de la Tabla I. Se indican también las relaciones axiales de los elipsoides de esfuerzos, $Re=(\sigma_2-\sigma_3)/(\sigma_1-\sigma_3)$, y el número de fallas explicadas por cada tensor (N).

Sector de la Rama Aragonesa

Los planos de las fracturas sin movimiento forman dos familias subperpendiculares entre sí, con orientaciones NE-SW y NW-SE, perpendiculares y paralelas, respectivamente , a la zona de contacto entre la Cordillera Ibérica y la Cuenca de Almazán (Figs. 3. A y 4. B). Los máximos absolutos son de dirección NE en los materiales Paleógenos y NW a NNW en los depósitos Neógenos.

Las direcciones de compresión, determinadas a partir de fallas y picos estilolíticos en 20 estaciones, se agrupan en tres máximos claros: 0-30°, 40-70° y 120-135° (Fig. 6). El máximo absoluto corresponde a las direcciones N-S y NE-SW. Existe un claro predominio de los tensores de esfuerzos de dirección N-S respecto a los NE-SW, pese a que la dirección principal de plegamiento es NW-SE. La relación $R=(\sigma_z-\sigma_x)/(\sigma_y-\sigma_x)$ de los tensores de esfuerzos obtenidos se sitúa dentro del campo de desgarre, aunque algunos aparecen próximos a la compresión uniaxial.

En algunas de las estaciones analizadas (13, 14, 16 y 30) la compresión de dirección 40-70° es anterior a los pliegues de dirección NW-SE, mientras que la dirección de compresión 0-20° se superpone a la anterior y a los pliegues. Sin embargo, en las estaciones 15, 26, 29, 34 y 35 la dirección 8-30° es anterior a la dirección de compresión NE-SW. Esta relación se deduce de que los ejes σ_1 de dirección N-S son anteriores al plegamiento de las capas en unos casos, y los de dirección NE-SW se sobreimponen a los pliegues de dirección E-W en otros. En las estaciones 13 y 35, la dirección de compresión NW-SE es posterior a la compresión N-S y NE-SW. Este relación se deduce también de la interferencia de pliegues existentes al Sur de Gómara (Simón, 1989b).

De aquí parece deducirse que las compresiones N-S y NE-SW se han alternado en el tiempo, mientras que la dirección NW-SE es posterior a ellas. En paquetes conglomeráticos de la estación 15 se han encontrado cantos con estilolitos dispuestos en abanico rodeando la periferia del canto, y en los que además no se aprecia ningún tipo de superposición, lo que indica una cierta contemporaneidad o simultaneidad de las distintas direcciones de compresión, que se sumarían para dar una compresión radial.

Sector de la Rama Castellana

Las fracturas medidas en los depósitos neógenos se orientan según dos direcciones: NNW a N y NNE (Fig. 3. B). Aparece también una dirección menos relevante que las anteriores, pero claramente diferenciada del resto, con orientación E-W. Los planos de fractura se disponen perpendiculares y paralelos al borde de la cuenca.

En este área se han analizado un total de cinco estaciones de medida de fallas, en las cuales se obtienen tensores compresivos. Se observa un claro predominio de la compresión N-S con valores de R dentro del campo de desgarre, próximo a la compresión uniaxial (Fig. 7).

En este sector sólo se han observado relaciones cronológicas en dos estaciones. La estación 53 presenta una compresión de dirección 30°, anterior a un pliegue de dirección 145°. A este le sucede una compresión 150° post-plegamiento. En la estación 54 se observa que la dirección de compresión 76° es anterior a la 20°, probablemente responsable de las estructuras de dirección E-W.

Sector occidental

Las direcciones de las fracturas que se observan tanto en los materiales Mesozoicos como Neógenos son NE-SW y NW-SE (Fig. 3. B). Mientras en los otros tres sectores las fracturas se disponen en su gran mayoría paralelas y perpendiculares a los bordes de la cuenca y a las macroestructuras que en ellos existen, en este sector no se aprecia ningún control de las grandes estructuras.

Todas las estaciones de medida de fallas se localizan en materiales mesozoicos. Aparecen tres direcciones de compresión: 0-35°, 40-70° y 125-150° (Fig. 8). Los tensores de esfuerzos correspondientes a la compresión 0-35° están incluidos dentro del campo de desgarre, aunque en bastantes casos se sitúan muy próximos a la compresión uniaxial. Los del segundo y tercer grupo se aproximan en unos casos a la compresión uniaxial y en otros a la distensión uniaxial.

Existe una clara zonación espacial en el reparto de las direcciones de compresión. Al Norte predominan las direcciones NE-SW y N a NNE (estaciones 37, 38, 39, 40 y 41). Al Sur, en la zona de contacto entre la Rama Castellana y la Cuenca de Almazán, se observa un mayor número de tensores que presentan direcciones de σ_1 NW-SE y N-S (estaciones 44, 45, 46, 47, 48, 49 y 50).

La estación 37 presenta una compresión NNE-SSW (pre-plegamiento) anterior a otra NE-SW (post-plegamiento). En la estación 40 se han obtenido dos estados de esfuerzo compresivos. Uno de ellos, con σ_1 en dirección 50°, es anterior a un pliegue E-W, y el otro, con σ_1 de dirección 46° (determinado por picos estilolíticos horizontales) es posterior a él. Entre ambos tensores parece probable que haya actuado una compresión N-S responsable del pliegue (Fig. 8).

En el margen de la Rama Castellana predominan los pliegues de dirección E-W. En las estaciones 47, 49 y 50, la dirección de compresión 120-150° es posterior a la compresión 3° y al pliegue E-W. En la estación 48 la compresión 140° es anterior al pliegue y a la compresión N-S. En la estación 46 el tensor NW-SE es pre-plegamiento y por lo tanto anterior a la compresión NE-SW, definida por picos estilolíticos horizontales (ver Tabla II)

Se observa una gran heterogeneidad en la distribución de las orientaciones de fracturación, apreciándose la existencia de un máximo absoluto con dirección 40-60° y dos máximos relativos entre 15° y 145°. Existe un claro control de las direcciones de fracturación en relación a la macroestructuras de la cuenca, situándose preferentemente perpendiculares y paralelas a ellas.

En resumen (Figs. 9 y 10), existen tres orientaciones predominantes de σ_1: N a NNE; NE y NW. La transición entre la dirección N-S y la dirección NE-SW es gradual, mientras que el máximo de dirección NW-SE aparece

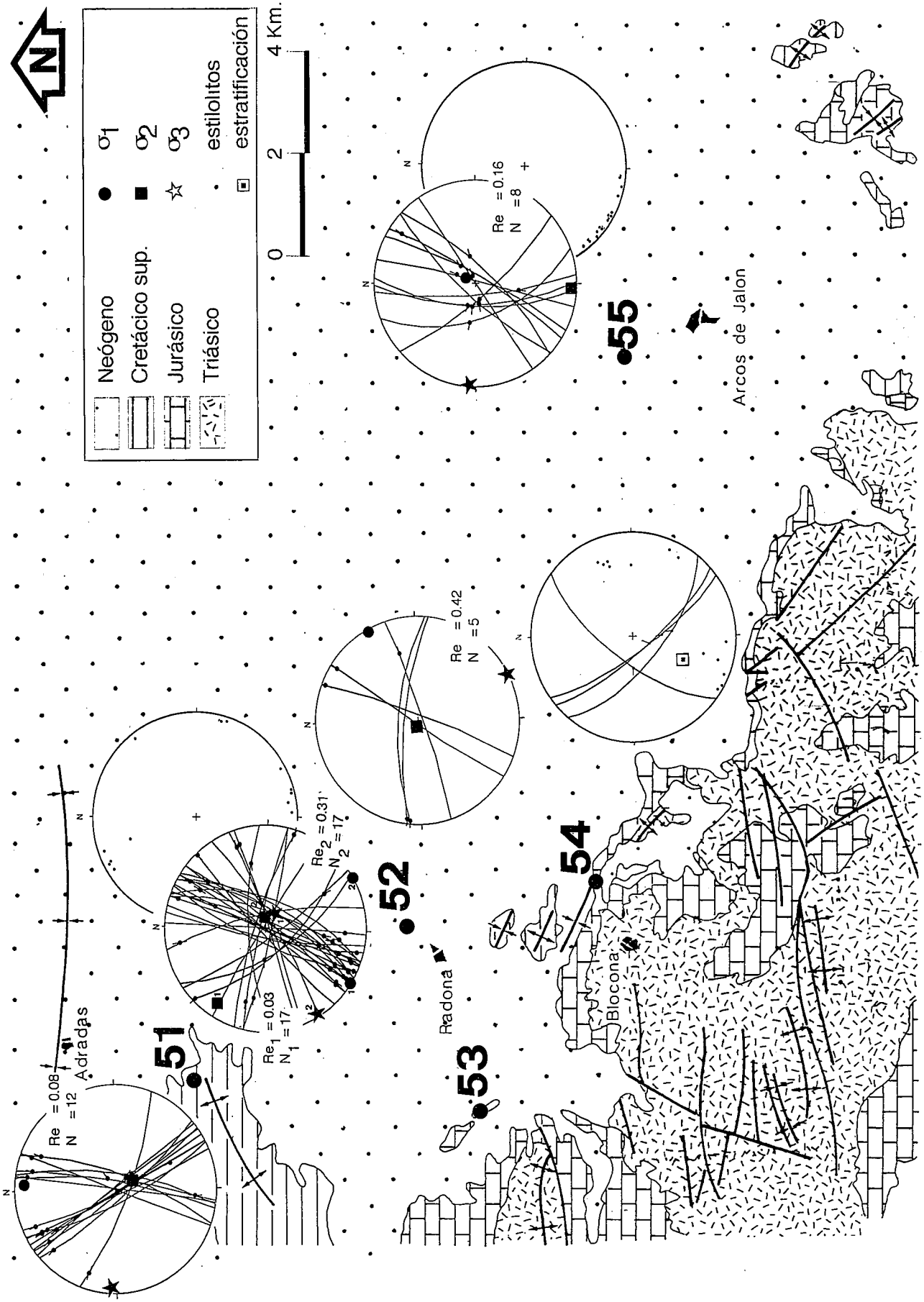
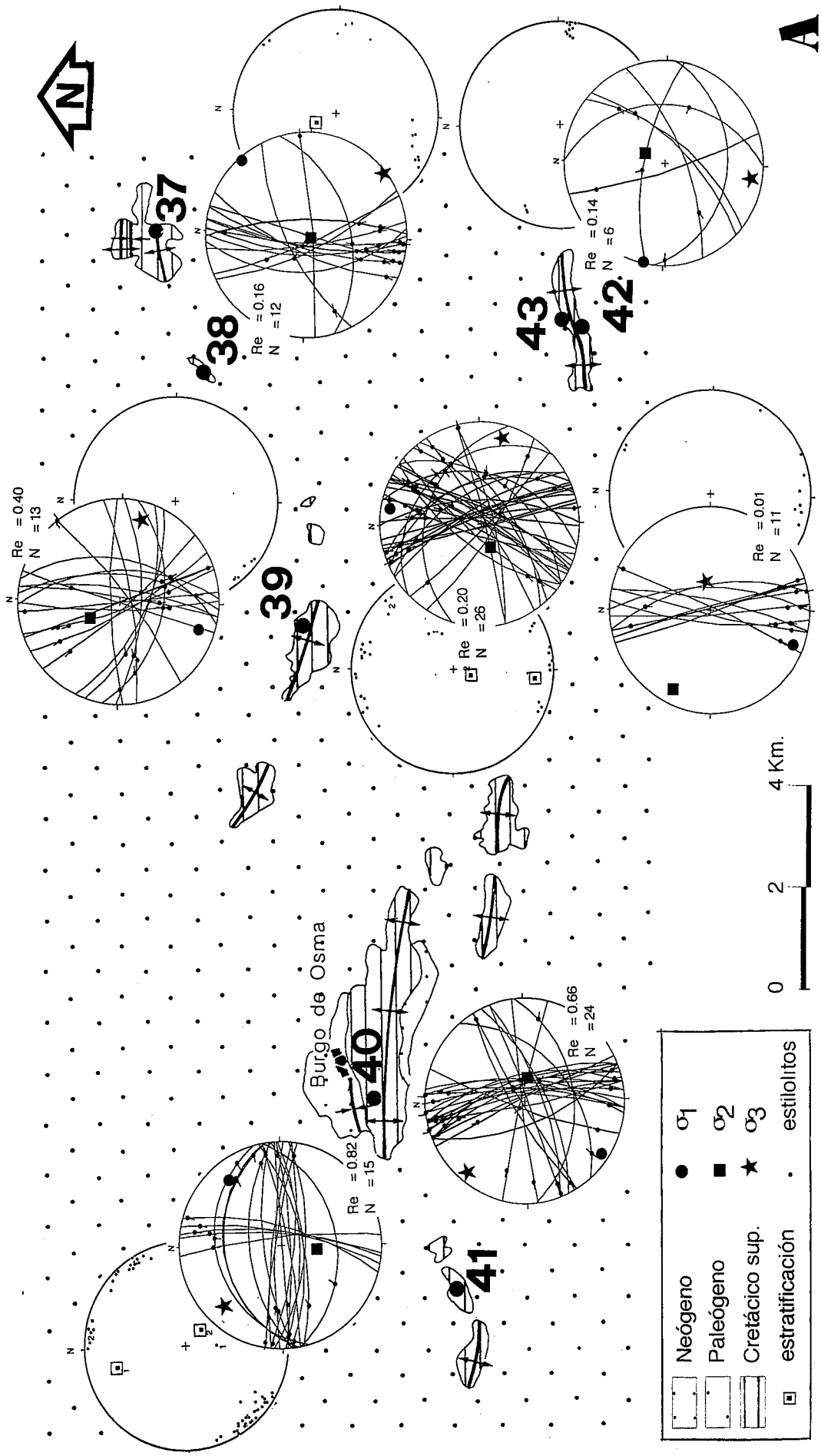


Figura 7.- Mesoestructuras y ejes de paleoesfuerzos obtenidos en el sector de la Rama Castellana. Se representan el polo de la estratificación, los planos de falla y picos estilolíticos medidos en cada estación (proyección de Wulff, hemisferio inferior), y los ejes de tensores obtenidos mediante los tres métodos empleados (Diedros Rectos, diagrama y-R, método de Etchecopar). Los números de las estaciones corresponden a los de la Tabla I. Se indican también las relaciones axiales de los elipsoides de esfuerzos, $Re=(\sigma_2-\sigma_3)/(\sigma_1-\sigma_3)$, y el número de fallas explicadas por cada tensor (N).


A
N
37
38
Re = 0.16
N = 12
43
42
Re = 0.14
N = 6
Re = 0.40
N = 13
39
Re = 0.20
N = 26
Re = 0.01
N = 11
Burgo de Osma
40
Re = 0.82
N = 15
Re = 0.66
N = 24
41
0
2
4 Km.
Neógeno
Paleógeno
Cretácico sup.
estratificación
σ1
σ2
σ3
estilolitos

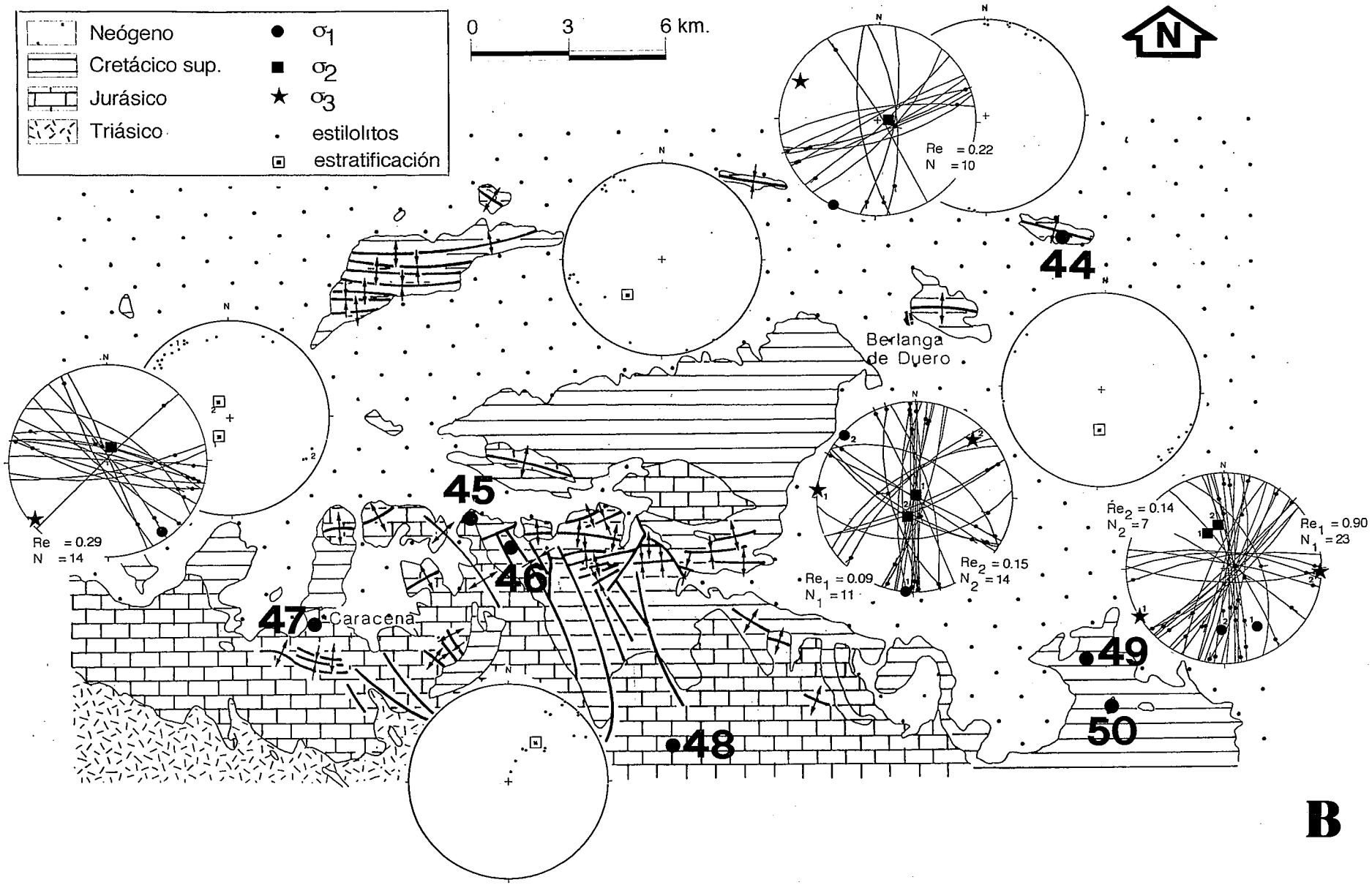


Figura 8.- Mesoestructuras y ejes de paleoesfuerzos obtenidos en el sector occidental de la Cuenca de Almazán. A: parte Norte de este sector, B: parte Sur. Se representan el polo de la estratificación, los planos de falla y picos estilolíticos medidos en cada estación (proyección de Wulff, hemisferio inferior), y los ejes de tensores obtenidos mediante los tres métodos empleados (Diedros Rectos, diagrama y-R, método de Etchecopar). Los números de las estaciones corresponden a los de la Tabla I. Se indican también las relaciones axiales de los elipsoides de esfuerzos, $Re=(\sigma_2-\sigma_3)/(\sigma_1-\sigma_3)$, y el número de fallas explicadas por cada tensor (N).

claramente diferenciado del resto. Del mismo modo quedan claros tres máximos para los valores de R: 0,8-1, 0,1-0,2 y -0,1-0

Con respecto a la cronología relativa, en conjunto se observa (Fig. 11. A) que los tensores compresivos de dirección NE-SW son en cinco estaciones anteriores y en cuatro posteriores a los N-S. Este hecho denota la alternancia en el tiempo y en el espacio de estos dos tensores. La dirección de σ_1 NW-SE se produce con posterioridad a los dos tensores anteriores, aunque también llega a ser contemporánea con ellos.

Edad de la deformación. Relación de la fracturación y estados de esfuerzos con la macroestructura

A partir de los datos obtenidos, resulta complicado asignar edades a los tensores de esfuerzos hallados. Pero gracias a las relaciones de corte entre las distintas estructuras analizadas y a la disposición de éstas y de los ejes de esfuerzos con respecto a la geometría de los niveles donde se han tomado los datos (capas basculadas, plegadas, etc...), es posible establecer una cronología relativa de las direcciones de esfuerzos. Posteriormente, para la asignación de edades, resulta imprescindible basarse en las relaciones de las unidades terciarias sintectónicas con las estructuras, y a su vez de éstas con los estados de esfuerzos obtenidos.

Edad de las macroestructuras

Los pliegues de mayores dimensiones afectan a los materiales paleógenos (unidades tectosedimentarias I, II, III y IV de Carballeira y Pol, 1989), de edad comprendida entre el Paleoceno y el Mioceno inferior. Estos pliegues forman un arco continuo que pasa de una orientación NE-SW al Oeste de Soria, a E-W al Sur esta localidad, y NW-SE hacia el Este. En las proximidades de Gómara se observan dos pliegues transversos de dirección NE-SW posteriores a los pliegues principales (Simón, 1989b). Al Oeste de la cuenca los materiales de edad Eoceno - Oligoceno se encuentran afectados por un pliegue de dirección E-W.

Los pliegues arqueados existentes al Norte y Este de la Cuenca de Almazán, así como el pliegue de Burgo de Osma, afectan a materiales de edad comprendida entre el Paleoceno y el Mioceno inferior. En el tránsito entre los depósitos plegados y los que se sitúan horizontales se ha encontrado fauna de vertebrados (yacimiento de Cetina, situado en la margen izquierda del río Henar) datada por Daams (1976) como biozona MN2 (Ageniense). La etapa de deformación más importante se produjo, pues, en el intervalo de tiempo comprendido entre el Paleoceno y el Ageniense.

Las deformaciones mas modernas son pliegues suaves de dirección E-W, en depósitos del Mioceno superior-Plioceno inferior al SW de Almazán, y pliegues de dirección WNW-ESE y E-W, que afectan materiales del Plioceno superior en las proximidades de Morón de Almazán. Ello confirma que la deformación compresiva en la Cuenca de Almazán perdura por lo menos hasta finales del Neógeno.

Relación de la fracturación con las macroestructuras

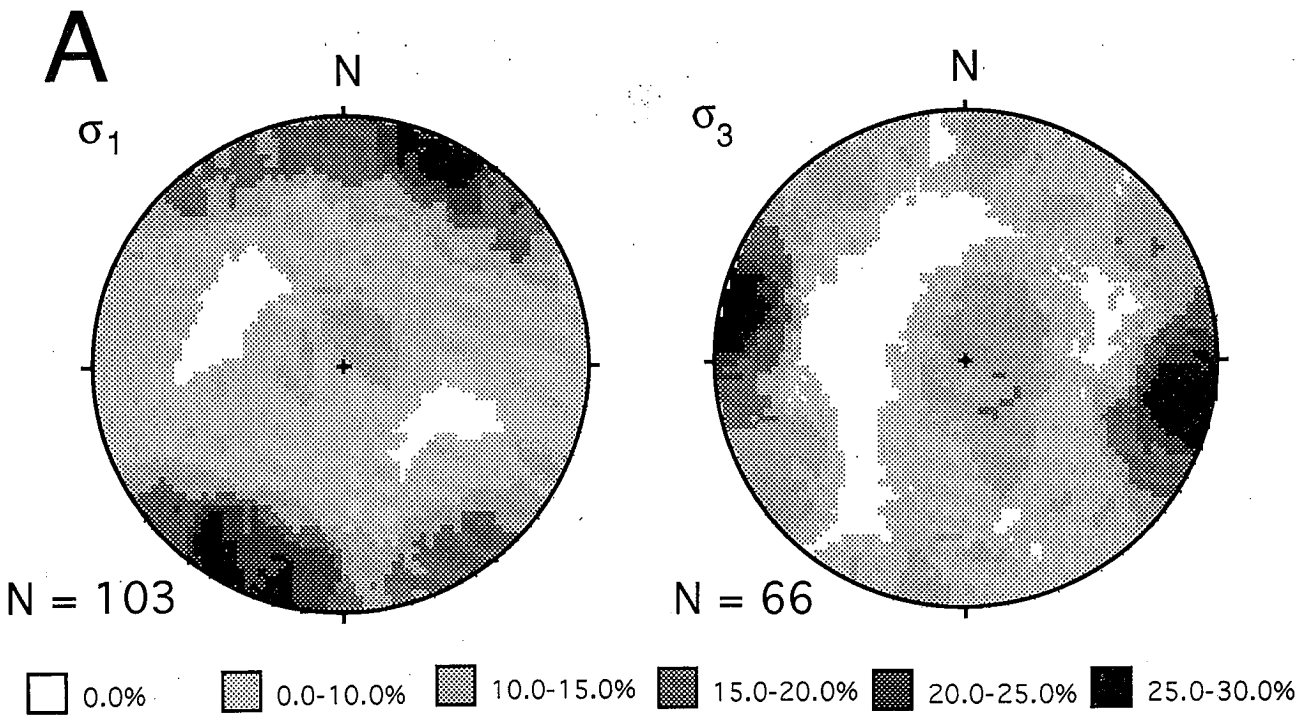
A la hora de determinar la geometría de la fracturación y establecer su relación con las macroestructuras y con los campos de esfuerzos regionales, se encuentran dos situaciones dentro de la zona estudiada: 1) planos de fractura medidos en flancos y charnelas de pliegues, fundamentalmente en materiales paleógenos, que se concentran en el sector septentrional y oriental de la Cuenca de Almazán; y 2) fracturas localizadas sobre materiales neógenos que se disponen normalmente en posición horizontal.

En el primero de los casos las fracturas se disponen subparalelas y subperpendiculares a los grandes pliegues, por lo que puede atribuírseles una dependencia espacial más que temporal en la variación de la orientación de la fracturación. Las fracturas pueden interpretarse entonces como juntas tensionales paralelas y perpendiculares a los ejes de los pliegues, y perpendiculares a los planos de estratificación (Price y Crosgrove, 1990). En otras ocasiones se ha observado una disposición de los planos de fracturación formando diedros agudos de modo semejante al modelo propuesto por Anderson (1951) para fallas direccionales. En estos casos en concreto se observa una estrecha relación entre las direcciones de fracturación y las orientaciones de los esfuerzos compresivos obtenidos del análisis de fallas.

Para las fracturas localizadas en materiales neógenos subhorizontales, en el centro de la Cuenca de Almazán la dirección de fracturación dominante es N-S y E-W, correlacionable con las obtenidas por Simón (1984, 1989a) en la Cadena Ibérica y en la Depresión del Ebro. Este autor interpreta la dirección N-S como fracturas primarias perpendiculares a σ_3, en un régimen de extensión radial o multidireccional, mientras las que presentan orientación E-W se consideran secundarias, y se interpretan debidas al intercambio de σ_2 por σ_3 (Simón *et al.*, 1988). Las direcciones NE-SW y NW-SE del margen Este y NW-SE del margen Oeste de la Cuenca de Almazán, serían debidas a la perturbación del campo de extensión de dirección E-W a causa de fallas de dimensiones kilométricas (fallas de Ateca, de Alhama y de Soria), según el modelo de Simón *et al.* (1988).

Cronología de los estados de esfuerzos

Si representamos las direcciones de esfuerzos en función de la posición estratigráfica de los materiales en los que se sitúan las estaciones, se observa que en los materiales mesozoicos y en los de edad Paleoceno - Oligoceno medio es donde se ha obtenido el mayor número de direcciones de esfuerzos (Fig. 11. B). El número de tensores de esfuerzos obtenidos en el Mesozoico es mayor que en los depósitos terciarios. Ello obedece a que los depósitos carbonatados son más favorables a la formación de indicadores de paleoesfuerzos que los detríticos. La diferencia entre el número de tensores hallados en los materia-



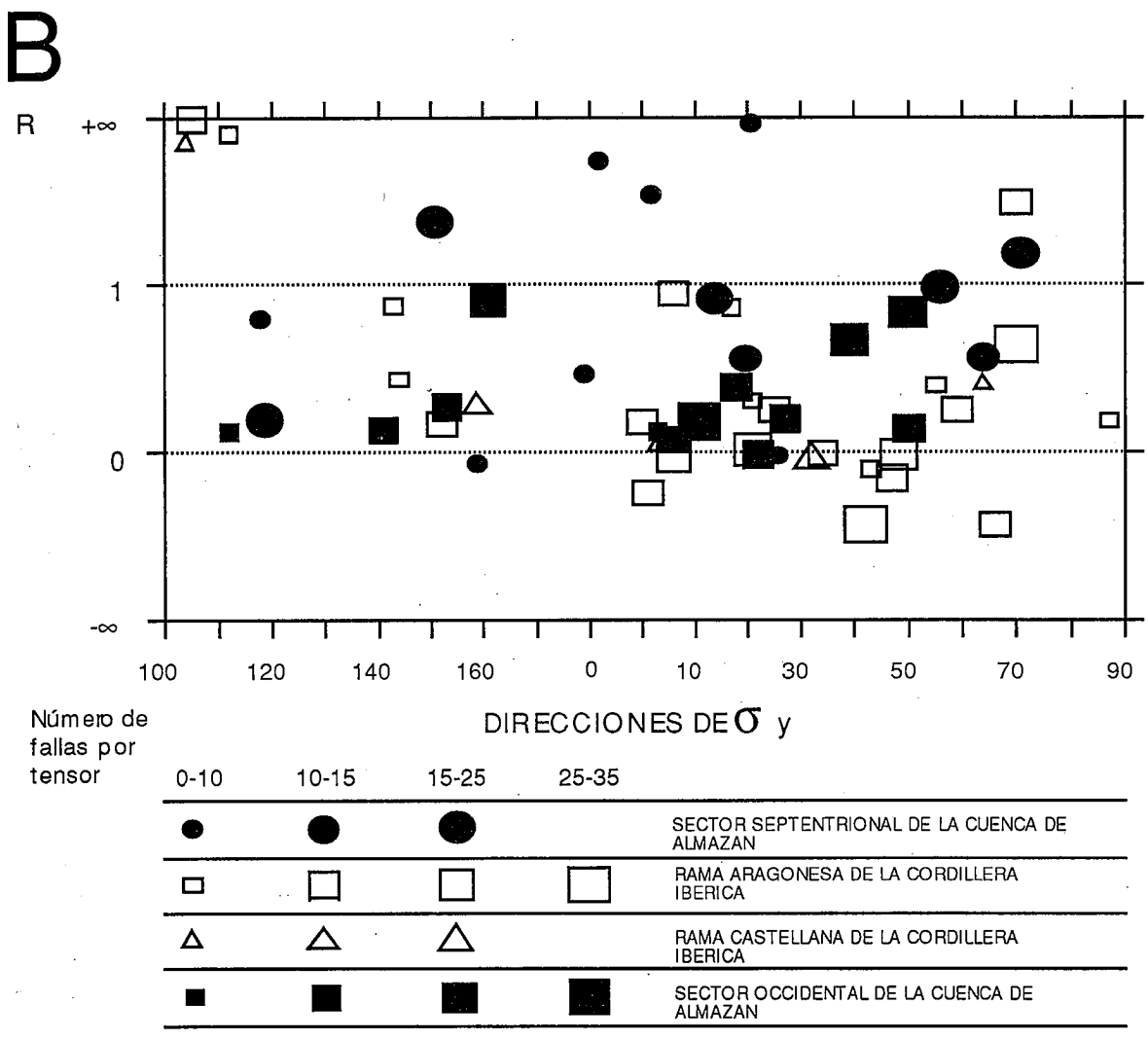


Figura 9.- A. Orientación de los ejes de máxima compresión determinados a partir del análisis de estilolitos y fallas. Proyección de Schmidt, hemisferio inferior. B. Diagrama y-R resumen de los estados de esfuerzo obtenidos a partir del análisis de fallas en el conjunto de la Cuenca de Almazán.

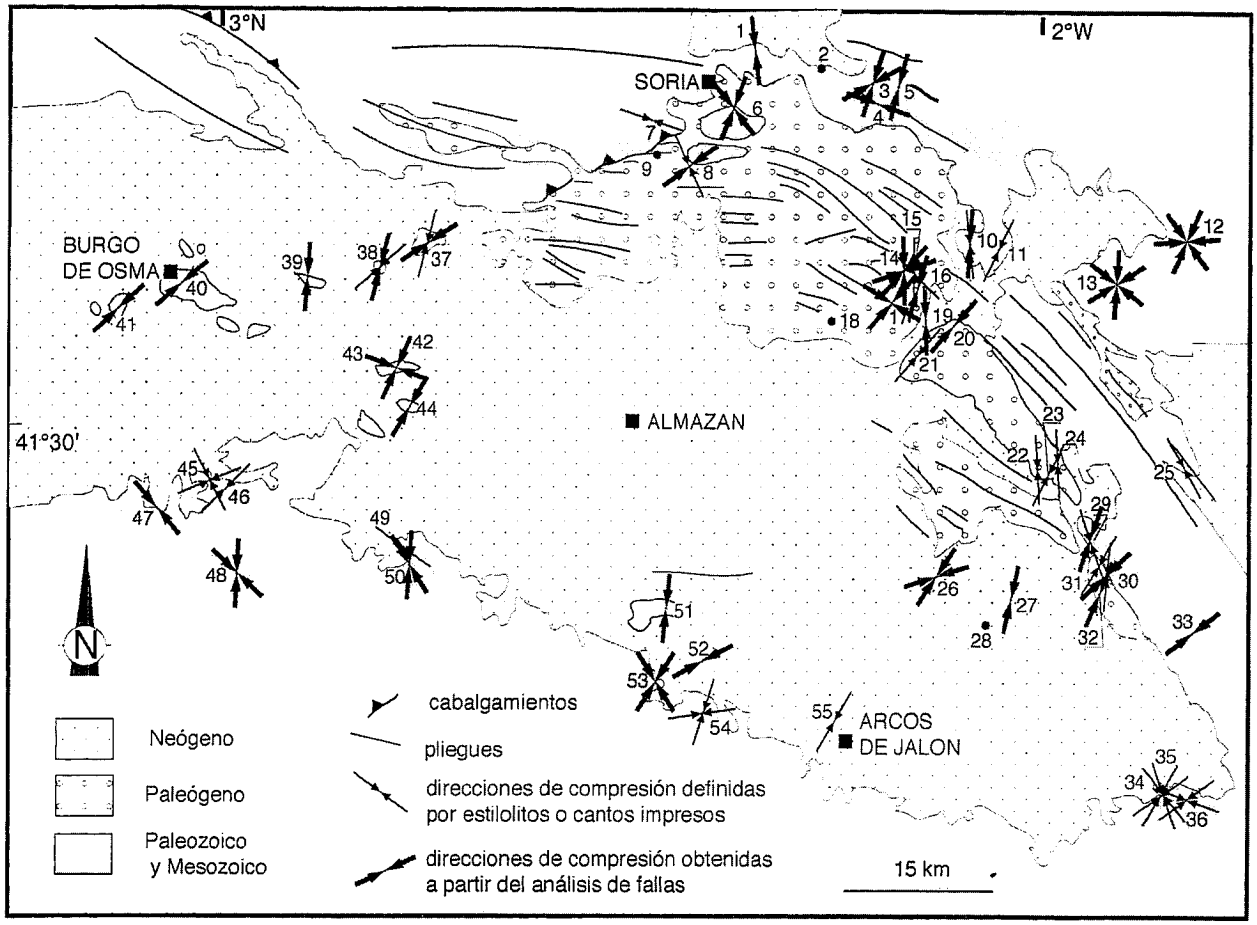


Figura 10.- Mapa de la Cuenca de Almazán en el que se representan las direcciones de compresión obtenidas del análisis mesoestructural.

les de edad Eoceno - Oligoceno con relación a los del Paleoceno se debe principalmente a la distinta extensión de afloramiento de unos depósitos respecto a los otros.

A medida que ascendemos en la serie estratigráfica las direcciones de compresión N-S y NE-SW se mantienen. A partir de los tensores obtenidos en materiales de edad Paleoceno y Eoceno - Oligoceno, se observa que la dirección "Guadarrama" (Capote *et al.*, 1990) pasa a tener una dirección más norteada o bien a presentar orientación ESE. En los depósitos del Oligoceno superior-Mioceno inferior se observa la existencia de cinco tensores de esfuerzos compresivos de los cuales uno de ellos presenta dirección N-S, otros dos dirección NE-SW (entre 35° y 65° respectivamente) y otros dos E a ESE. En estos materiales ya no se ha detectado la presencia de tensores de esfuerzos con orientación NW-SE al igual que ocurre en los de edad Mioceno superior-Plioceno, en los que sólo se ha detectado la dirección NE-SW, compatible con los pliegues de dirección NW-SE que se localizan en las proximidades de Morón de Almazán.

El modelo de campo de esfuerzos terciario en la Cuenca de Almazán. Discusión.

Para establecer el modelo de campo de esfuerzos de la Cuenca de Almazán hay que partir de la determinación del campo o los campos de esfuerzos compresivos primarios. A partir de ahí pueden interpretarse sus desviaciones espaciales y su evolución temporal. Al abordar este problema hay que tener en cuenta que la visión del campo de esfuerzos que se obtiene del análisis mesoestructural no es una visión puntual del campo de esfuerzos en un momento de la historia geológica, sino una visión diacrónica de los campos de esfuerzos que han actuado a lo largo de la tectogénesis alpina. Esta dimensión del tiempo introduce un factor de indeterminación que se intenta solventar a partir del análisis de la macroestructura y su relación con la sedimentación, tanto a escala local como regional.

En los materiales mesozoicos y paleógenos se ha detectado, a escala mesoestructural, una gran variabilidad en la orientación de la dirección de máxima compresión en la horizontal, presentando un abanico N-S a NE-SW, además de la dirección NW-SE. El tensor con dirección de σ_1 NW-SE parece corresponder a un campo regional claramente diferenciado de los dos anteriores. Este campo es mencionado por otros autores en áreas más meridionales a la Cuenca de Almazán (Alvaro, 1975; Capote *et al.*, 1982; Manera, 1981; Alfaro, 1987). A escala del interior de la placa Ibérica la intensidad e importancia de esta compresión en la génesis de macroestructuras fue más relevante que las otras dos direcciones, por lo menos hasta el Oligoceno, y en algunas áreas incluso hasta el Mioceno medio-superior (Gómez y Babín, 1973; Alvaro,

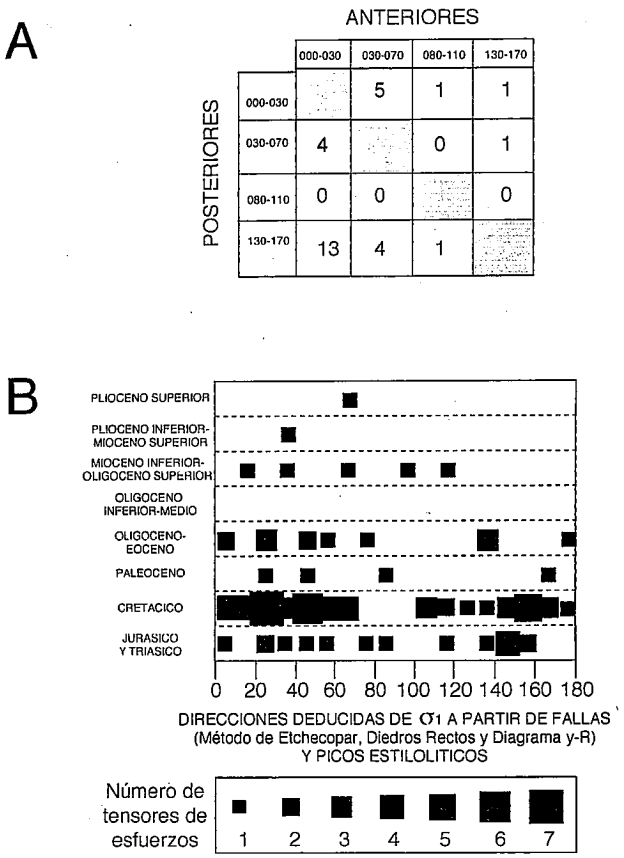


Figura 11.- A. Cronología relativa de las direcciones de compresión, obtenidas a partir de las relaciones entre estilolitos y estrías de fallas, así como de las relaciones de los estados de esfuerzo con los pliegues. B. Relación de las direcciones de compresión con la edad de los materiales en los que se encuentran las mesoestructuras.

1975; Manera, 1981; Capote *et al*, 1982; Guimerà, 1984; Casas, 1985, De Vicente, 1988, Muñoz Martín, 1993; Rodríguez Pascua, 1993). Sin embargo, en la Cuenca de Almazán sólo ha generado mesoestructuras y pequeños pliegues.

La principal problemática que plantea el intento de establecer el campo de esfuerzos primario reside en saber si las direcciones de compresión N-S y NE-SW son ambas primarias o la dirección NE-SW es la desviación del tensor N-S. Esta desviación sería debida a grandes fallas tardihercínicas que afectan al basamento de la cordillera (las fallas de Soria al Oeste y de Ateca y de Alhama al Este). Es significativo el hecho de que la dirección de compresión NE-SW, relacionada con el plegamiento principal de la Cordillera Ibérica (Gómez y Babín, 1973; Alvaro, 1975; Manera, 1981; Capote *et al.*, 1982; Simón, 1984, 1989a), no se halle más representada en las mesoestructuras frágiles de la zona de estudio. Sin embargo, la dirección de compresión N a NNE es mucho más común y en algunos casos se superpone (anterior, contemporánea y posterior) a los pliegues NW-SE.

Estudios en áreas adyacentes (Gracia y Simón, 1986; Casas,1987) constatan que la dirección del campo de esfuerzo principal durante la mayor parte de la compresión terciaria en el Norte de la Cordillera Ibérica y Cuenca del Ebro es N-S a NNE-SSW (5° a 25°), y que actúa al menos desde el Eoceno - Oligoceno (Guimerà, 1984; Fontboté *et al.*, 1985; Casas, 1990). Esta dirección de compresión, que determina el campo de esfuerzos principal, se corresponde con el 46% de los tensores de esfuerzos obtenidos del análisis mesoestructural en la zona de estudio.

En el sector Noroccidental de la Cuenca de Almazán las direcciones de compresión obtenidas presentan dirección predominante NNE a NE. Sin embargo, en el área suroccidental existe un claro predominio de las direcciones de compresión NNE y NW. Esta distribución se asemeja al modelo de desviaciones de esfuerzos propuesto por Anderson (1951) en los alrededores de una falla, donde en cada labio el esfuerzo principal compresivo tiende a hacerse paralelo al plano de fractura en el extremo compresivo de ésta, y perpendicular en el extremo extensivo. En el bloque Oeste de la Falla de Soria las direcciones de compresión pasan de tener, en el Norte, una dirección NNE (campo primario), a presentar, hacia el Sur, una orientación NE. Por el contrario, en el bloque Este los tensores de esfuerzos adoptan una orientación NNE a NE al Norte, mientras que hacia el Sur la dirección es NW (Fig. 12).

En la Rama Aragonesa ocurre algo semejante en la fallas de Ateca y de Alhama. El hecho que en algunos estadios de su actividad estas fallas hayan podido actuar como inversas o cabalgamientos, da lugar a que existan tensores de esfuerzos cuya dirección se sitúe perpendicular al plano de falla, presentando direcciones de compresión en algunos casos NE-SW. Esta desviación no se ajusta al modelo teórico de Anderson para accidentes direccionales, pero parece comprobada por observaciones de campo de distintos autores (Combes, 1984; Wojtal y Pershing, 1991; Casas *et al.*, 1992; Casas, 1993; Decker *et al*, 1993, Martínez-Peña *et al.*, 1994).

Considerando la posible desviación por fallas, la hipótesis de un campo de esfuerzos único, con compresión NNE-SSW, explica un 75% de las direcciones de compresión obtenidas (57 tensores de esfuerzos). El 25% restante (19 direcciones) no es explicable mediante este campo de esfuerzos (5 con σ_1 en dirección NE-SW, 9 con σ_1 NW-SE y 5 con σ_1 ENE a ESE). En algunas estaciones se observa una superposición de distintas direcciones de σ_1, que pueden explicarse mediante dos etapas de formación de mesoestructuras. Una bajo los ejes de esfuerzos primarios y otra durante el funcionamiento de las fallas direccionales o inversas que desviarían las trayectorias de dicho campo.

La existencia de cantos estilolitizados, con picos dispuestos en abanico y en los que no se observan superposición entre ellos, hace suponer la actuación de un campo constrictivo en la horizontal, que no ha sido constatado en el análisis poblacional de fallas, posiblemente debido a los problemas geométricos que supone la generación de fallas inversas en todas las direcciones bajo un campo de esfuerzos de este tipo. Este problema sería equivalente al del movimiento simultáneo de dos familias de fallas direccionales conjugadas (Freund, 1974), pero complica-

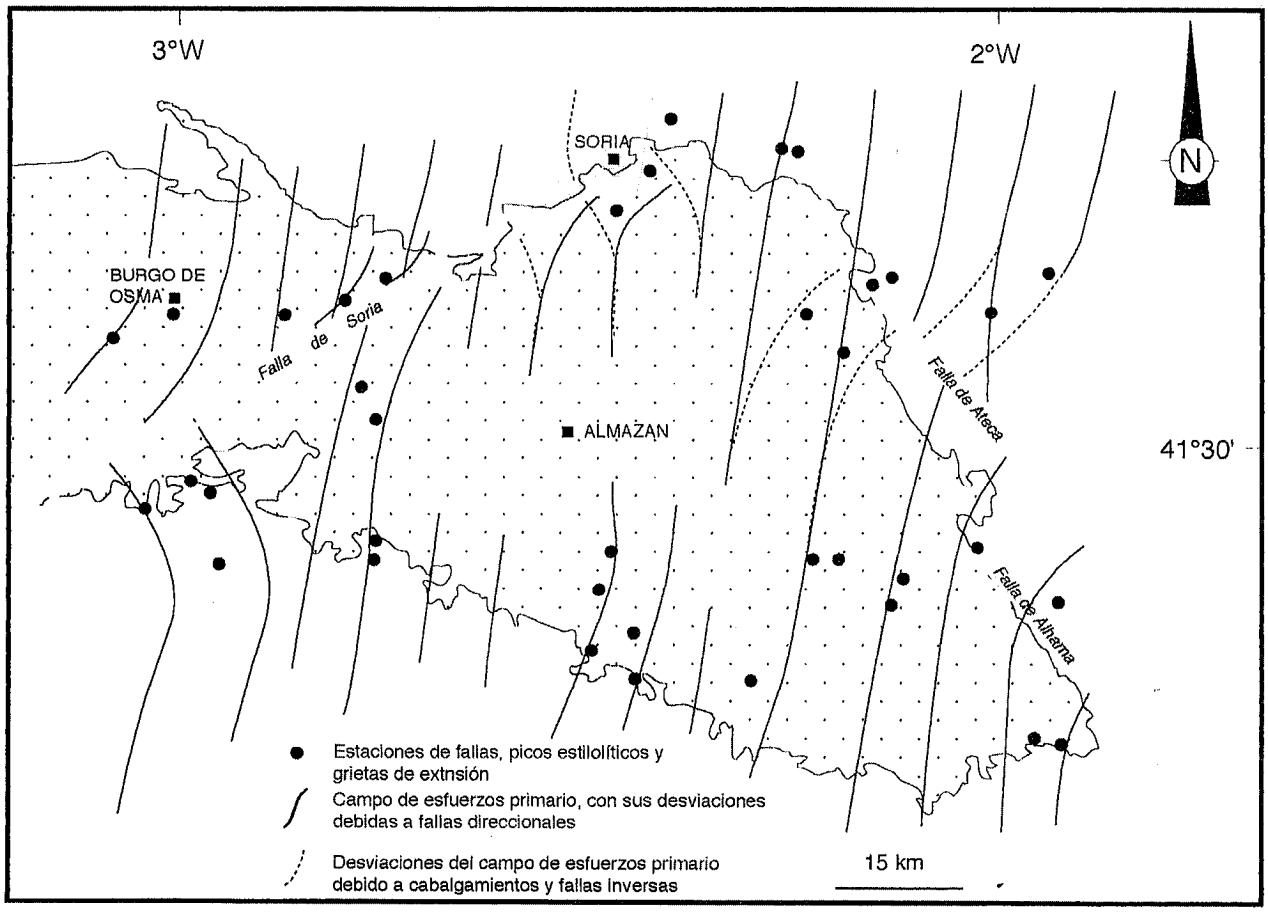


Figura 12.- Modelo de desviaciones del campo compresivo NNE por fallas de zócalo de dirección NE-SW (falla de Soria) y NW-SE (fallas de Ateca y Alhama).

do por un número mayor de direcciones de fracturación. Un campo de compresión radial supone un valor $R \approx -\infty$, en donde $\sigma_1=\sigma_2$, ambos horizontales. Este campo puede ser el resultado de la actuación de dos compresiones perpendiculares o subperpendiculares entre sí simultáneas en el tiempo y en el espacio, cuya suma tensorial dé como resultado una compresión radial. Los datos expuestos por otros autores en áreas próximas (De Vicente, 1988, Muñoz Martín, 1993) apoyan la explicación del campo de compresión radial como una superposición espacio-temporal de las direcciones de esfuerzos NE-SW y NW-SE de carácter local. De Vicente (1988) analiza cuatro estaciones en las que se observa un claro predominio de la dirección de compresión NW-SE sobre la dirección NE-SW. Del mismo modo, el valor de la relación R de los tensores de esfuerzos se encuentra en la mayoría de las estaciones dentro del campo de desgarre y próximos a la compresión uniaxial. Sin embargo, una de las estaciones de este autor (estación 10-A, De Vicente, 1988) presenta un valor de R muy cercano a la compresión radial.

Por último, el hecho de que la transición entre la direcciones de compresión N-S y NE-SW sean continuas plantea el dilema de si la dirección NE-SW es independiente de la N-S y han podido llegar a actuar simultáneamente o podría tratarse de una desviación de esta última.

Conclusiones

Gran parte de las direcciones de esfuerzos compresivos obtenidos mediante el análisis mesoestructural de las estaciones de la Cuenca de Almazán pueden ser explicadas mediante un mecanismo geotectónico único, en el que el campo primario o regional presenta una trayectoria de σ_1 entre N-S a NNE-SSW con valores de la relación R entre el campo de desgarre y la compresión uniaxial. Las perturbaciones de este campo primario corresponden a zonas de extremo compresivo de grandes desgarres del basamento, donde las trayectorias de σ_1 llegan a hacerse paralelas a las fallas, y a zonas de extremo extensivo, donde las trayectorias se sitúan perpendiculares a éstas.

Existen, no obstante, direcciones de compresión con orientación NW-SE, que corresponderían al campo regional "Guadarrama", y NE-SW, seguramente correspondientes al campo regional "Ibérico", contemporáneas o alternantes en el espacio y en el tiempo con el campo principal, que no se pueden encuadrar dentro del modelo de campo único (Simón, 1990) con desviaciones de esfuerzos, y que pueden corresponder a otros campos primarios.

Las fracturas de escala mesoestructural se disponen subparalelas y subperpendiculares a los grandes pliegues (dependencia espacial de las macroestructuras). Se han

interpretado como juntas tensionales paralelas y perpendiculares a los ejes de los pliegues, y perpendiculares a los planos de estratificación. En otros puntos los planos de fracturación forman diedros agudos de acuerdo con el modelo de Anderson (1951) para fallas direccionales. En estos casos hay relación entre las direcciones de fracturación y las direcciones de σ_1 obtenidas del análisis de fallas. La fracturación neógena sería el resultado de un campo de esfuerzos extensional perturbado por las fallas de mayor escala.

Este trabajo ha sido elaborado en el marco de los proyectos de investigación GEO91-0924 y PB93-1218 financiados por la CYCIT y la DGICYT respectivamente. Queremos agradecer a J.L. Simón Gómez los datos estructurales aportados para la realización de este trabajo, a A. Marcos, J. Galindo y G. de Vicente su concienzuda revisión del manuscrito y a A. Cortés Gracia, A. Gil Imaz y E. Tirado Robles por sus sugerencias y discusiones mantenidas sobre distintos aspectos de este trabajo.

Bibliografía

Alfaro, J. A. (1987): *Sobre la tectónica frágil y neotectónica del NE de la Sierra de Albarracín*. Tesis de Licenciatura. Univ. de Zaragoza: 120 p.

Alvaro, M. (1975): Estilolitos tectónicos y fases de plegamiento en el área de Sigüenza (borde del Sistema Central y la Cordillera Ibérica). *Estudios Geol.*, 31: 241-247.

Anderson, E. M. (1951): *The dynamics of faulting and dyke formation with application to Britain.*. Oliver & Boyd Ed. Reprinted of the Revised second edition (1963): 206 p.

Angelier, J. y Mechler, P. (1977): Sur une méthode graphique de recherche des contraintres principales également utilisable en tectonique et en séismologie: la méthode des dièdres droits. *Bull.Soc.Géol.France* (7), (XIX), 6: 1309-1318.

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.

Arthaud, F. y Chroukroune, P. (1972): Méthode d'analyse de la tectonique cassante à l'aide des microstructures dans les zones peu deformées. Example de la plate-forme Nord-Aquitaine. *Rev. Inst. Franc. Petrol.*, 27 (5): 715-732.

Arthaud, F. y Mattauer, M. (1969): Exemples de stylolites d'origine tectonique dans le Languedoc, leurs relations avec la tectonique cassante. *Bull. Soc. Geol. France* (7), 11: 738-744.

Arthaud, F y Mattauer, M. (1975): Les décrochements tardi-hercyniens du Sud-Ouest de l'Europe: Geómetrie et essai de reconstruction des conditions de la déformation. *Tectonophysics*, 25: 139-171.

Canérot, J. (1981): Le couloir de décrochement ibero-catalán (Espagne): recherche d'un mécanisme tectonique. *Arch. Sc.Geneve*, 34 (3): 417-422.

Capote, R. (1983). La tectónica de la Cordillera Ibérica. *Libro Jubilar de J.M.Rios*, (II), IGME: 108-120.

Capote, R.; Díaz, M.; Gabaldón, V.; Gómez, J. J.; Sánchez de la Torre, L.; Ruíz, 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 Geol. Min. Inst. Geol. Min. España* : 290 p.

Capote, R.; De Vicente, G. y González Casado, J. M. (1990): Evolución de las deformaciones alpinas en el Sistema Central Español (S.C.E.). *Geogaceta*, 7: 20-22.

Carballeira, J. y Pol, C. (1989): *Informe complementario sobre el Paleógeno de la Cuenca de Almazán*. Memoria explicativa de la Hoja 406 (Almazán) del Mapa geológico Nacional a escala 1:50.000, IGME: 49 p.

Casas, A. M. (1985): *Análisis de la deformación frágil en el área de Alcaine (Teruel)*. Tesis de Licenciatura. Univ. de Zaragoza: 162 p.

Casas, A. M. (1987): El estado de esfuerzos durante el Terciario en la Depresión de Arnedo (La Rioja). *Acta Geol.Hisp.* 23: 223-231.

Casas, A. M. (1990): *El frente norte de las Sierras de Cameros: estructuras cabalgantes y campo de esfuerzos*. Tesis Doctoral. Univ. de Zaragoza: 382 p.

Casas, A. M. (1993): Oblique tectonic inversion and basement thrusting in the Cameros Massif (Northern Spain). *Geodinamica Acta* , (6), 3: 202-216.

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.

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. *Journ. of Geophys. Res.*, 97: 7183-7192.

Casas, A. M. y Maestro, A. (1995): Deflection of a compressional stress field by large-scale basement faults. A case study from the Tertiary Almazán Basin (Spain). *Tectonophysics. (in press).*

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.

Clemente, P. y Alonso, A. (1990): Estratigrafía y sedimentología de las facies continentales del Cretácico inferior en el borde meridional de la Cuenca de Cameros. *Estudios Geol.*, 46: 257-276.

Combes, P. (1984): *La tectonique récente de la Provence occidentale: microtectonique, caractéristiques dynamiques et cinématiques*. Doctoral Thesis. Univ. of Strasbourg.

Corrochano, A. y Carballeira, J. (1983): El terciario del ángulo noroeste de la Cuenca del Duero. *Libro Jubilar de J.M.Rios*, (II), IGME: 502-507.

Chinnery, M. A. (1966): Secondary faulting. *Can. Jour. Earth Sci.*, 3, (2): 163-190.

Daams, R. (1976): Miocene Rodents (Mammalia) from Cetina de Aragón (prov. de Zaragoza) and Buñol (prov. de Valencia), Spain. *Konnin. Nederl. Akad.Wet. Proc.*, 79, (3): 152-182.

De Vicente G.(1988): *Análisis poblacional de fallas. El sector de enlace Sistema Central-Cordillera Ibérica.* Tesis Doctoral. Univ. Complutense de Madrid: 317 p.

De Vicente, G.; González Casado, J. M.; Bergamín, J. F.; Tejero, R.; Babín, R.; Rivas, A., Enrile, H.; Giner, J. L.; Sánchez Serrano, F.; Muñoz, A. y Villamor, P. (1992): Alpine structure of the spanish Central System. *III Congr. Geol. Esp. SGE, VIII Congr. Latinoamer. Geol.*, Salamanca, (I): 284-288.

Decker, K.; Meschede, M. y Ring, U. (1993): Fault slip analysis along the northern margin of the Eastern Alps (Molasse, Helvetic Nappes, North and South Penninic Flysch and the Northern Calcareous Alps). *Tectonophysics*, 223: 291-312.

Delair, D. (1976): Etude structurale des petites Pyrenées. *Soc. Nat. Elf-Aquitaine Prod. Mission France*. Services Exploration Boussens. Open Report 2030/6.

Dresen, G. (1991): Stress distribution and the orientation of Riedel Shears. *Tectonophysics*, 188: 239-247.

Estévez, A.; Lopez-Garrido, A. C. y Sanz de Galdeano, C. (1976): Estudio de las deformaciones recientes en el sector de Negratín (Depresión de Guadix-Baza). *Reun. sobre Geod. Cord. Bética y Mar de Alborán.* Serv.: 165-192.

Estévez, A. y Sanz de Galdeano, C. (1980): La Néotectonique des environs de la Sierra Arana (prov. de Granada, Espagne). *Cuad.Geol. Univ. de Granada*..

Estévez, A. y Sanz de Galdeano, C. (1983): Néotectonique du secteur central des chaînes Bétiques (bassins de Guadix-Baza et de Granade). *Rev. Geogr. Phys. Géol. Dyn.*., (24), 1: 23-34.

Etchecopar, A. (1984): *Etude des etats de contrainte en tectonique cassante et simulations de déformations plastiques (approche mathématique)*. Thèse d'Etat, U.S.T.L. Montpellier: 269 p.

Etchecopar, A.; Vasseur, G., y Daignieres, M. (1981): An inverse problem in microtectonics for the determination of stress tensors from fault population analysis. *Jour. Strut . Geol.*, 3, (1): 51 -65.

Fontboté, J. M.; Guimerà, J. y Santanach, P. F. (1985): Stress regime changes during Neogene rifting in the Northeastern Iberian Peninsula. *Continental extensional tectonics, T.G.S. Meeting*. Univ.Durham.U.K.

Freund, R. (1974): Kinematics of transform and transcurrent faults. *Tectonophysics*, 21: 93-134.

García del Cura, A. (1974): Estudio sedimentológico de los materiales terciarios de la zona Centro-Oriental de la Cuenca del Duero (Aranda de Duero). *Estudios Geol.*, 30: 579-597.

Gómez J. J. y Babín, R. B: (1973). Evidencia de tres generaciones de

pliegues en el anticlinal de Sot (Cordillera Ibérica, prov. de Valencia). *Estudios. Geol.*, 29: 381-388.

Gracia ,J. y Simón, J. L. (1986). El campo de fallas miocenas de la Bardena Negra (provs. de Navarra y Zaragoza). *Bol. Geol. Min..*, (XCVII): 693-703.

Guimerà, J. (1984): Paleogene evolution of deformation in the northeastern Iberian Peninsula. *Geol. Mag.*, 121, (5): 66-69.

Guimerà, J. (1988): *Etudi estructural de l'enllaç entre la Serralada Iberica y la Serralada Costanera Catalan.* Tesis Doctoral. Univ.de Barcelona: 600 p.

Hancock, P. L. (1985): Brittle microtectonics: Principles and practice. *Jour. Struct. Geol.*, 7, (3/4): 437-457.

Hancock, P. L. y Engelder, T. (1989): Neotectonic Joints. *Geol.Soc. Amer. Bull.*, 101: 1197-1208.

ITGE (1990): Documentos sobre la geología del subsuelo de España: Duero y Almazán. (V).

Jiménez, E.; Corrochano, A. y Alonso, G. (1983): El paleógeno de la Cuenca del Duero. *Libro Jubilar de J.M.Rios*, (II), IGME: 489-494.

Lendínez A. (1991a): Mapa y memoria explicativa de las Hoja 40 (Daroca) del Mapa geológico Nacional a escala 1:200.000, ITGE: 239 p.

Lendínez A. (1991b): Mapa y memoria explicativa de las Hoja 379 (Gómara) del Mapa geológico Nacional a escala 1:50.000, ITGE: 35 p.

Lendínez A. (1991c): Mapa y memoria explicativa de las Hoja 380 (Borobia) del Mapa geológico Nacional a escala 1:50.000, ITGE: 96 p.

Lendínez A. (1991d): Mapa y memoria explicativa de las Hoja 435 (Arcos de Jalón) del Mapa geológico Nacional a escala 1:50.000, ITGE: 70 p.

Liesa, C. (1993): *Análisis de la 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. de Zaragoza: 207 p.

Liu, X. (1983): *Perturbations de contraintes liées aux structures cassantes dans les calcaires fins du Languedoc. Observations et simulations mathématiques.* Thèse IIIème Cycle, U.S.T.L. Montpellier: 152 p.

Maestro, A. (1994): *Las deformaciones alpinas en la Cuenca de Almazán (provincias de Soria y Zaragoza).* Tesis de Licenciatura. Univ. de Zaragoza: 159 p.

Maestro, A.; Casas, A. M. y Cortés, A. L. (1994): El campo de esfuerzos terciario en la Cuenca de Almazán. *II Cong. Esp. Terciario* : 149-152.

Manera, A. (1981): Determinación de cuatro fases de deformación en el extremo Suroccidental de la Sierra de Altomira. *Estudios Geol.*, 37: 233-243.

Martín Escorza, C. (1982): Análisis estructural de las fracturas fotodetectadas en el Alto Duero (Cuenca de Almazan). *Temas Geol. Min. Inst. Geol. Min. España* ,.6.(1): 391-411.

Martínez Peña, M. B.; Casas Sainz, A. M. y Millán Garrido, H. (1994): Paleostress associated with thrust sheet emplacement and related folding in southern central Pyrenees, Huesca, Spain. *Jour. Geol. Soc. London,* 152: 353-364.

Mas, J. R.; Alonso, A. y Guimerà, J. (1993): Evolución tectonosedimentaria de una cuenca extensional intraplaca: La Cuenca finijurásica-eocretácica de Los Cameros (La Rioja - Soria). *Rev. Soc. Geol. España,* 6: 129-144.

Miegebielle, V.; Hervouet, Y y Xavier J. P. (1993): Analyse structurale de la partie méridionale du Bassin de Soria (Espagne). *Bull. Cent. Rech. Explor. Prod. Elf-Aquit.*, 17,1: 19-37.

Muñoz Martín, 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 de Madrid: 123 p.

Navarro, D. (1991): Mapa y memoria explicativa de la Hoja 350 (Soria) del Mapa geológico Nacional a escala 1:50.000, IGME: 70 p.

Pegoraro, O. (1972): *Application de la microtectonique à un étude de neotectonique. Le golfe Maliaque (Grèce centrale).* Thèse Illème cycle. U.S.T.L. Montpellier: 41 p.

Petit, J. P.; Raynaud, S. y Cautru, J. P. (1985): Microtectonique cassante lors du plissement d'un conglomérat (Mio - Pliocène du Haut Atlas-Maroc). *Bull. Soc. Géol. France*, (I), 3: 415-421.

Platt, N. H. (1990): Basin evolution and fault reactivation in western Cameros Basin, Northern Spain. *Jour. Geol. Soc. (London)*, 147: 165-175.

Pol, C. y Carballeira, J. (1983): El sector Nororiental y su enlace con el surco Ebro - Rioja. *Libro Jubilar de J.M.Rios*, (II), IGME: 507-512.

Price, N. J. y Cosgrove, J. W. (1990): *Analysis of geological structures.* Cambrige University Press: 502 pp.

Ricou, L. E. (1978): Accidents régulateurs de contrainte et réorientation de contraintre. *C.R.Acad. Sc. París*, 286: 1657-1660.

Rodríguez Pascua, M. A. (1993): *Cinemática y dinámica de las deformaciones alpinas en la zona del Alto Tajo (Guadalajara).* Tesis de Licenciatura. Univ. Complutense de Madrid: 316 p.

Saénz García, C. (1931): Pantanos de la Tranquera y Carenas, en los ríos Mesa y Piedra. Estudio de las condiciones geológicas de emplazamiento y vaso. *Publ. Conf. Hidrogr. Ebro,* 63: 31-110.

Saénz García, C. (1957): Historia geológica del solar numantino. *Celtibérica.*, 13: 21-42.

Sanz de Galdeano, C y Estévez, A. (1981): Estriaciones tectónicas en cantos de conglomerados. Su estudio en las depresiones de Granada y Guadix-Baza. *Estudios Geol.*, 37: 227-232.

Simón, J. L. (1984): *Compresión y distensión alpinas en la Cadena Ibérica Oriental.* Tesis Doctoral. Univ. de Zaragoza. Pub. Inst. Est. Turolenses: 269 p.

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. (1989a): Late Cenozoic stress field and fracturing in the Iberian Chain and Ebro Basin (Spain). *Jour. Struct. Geol.*, (11), 3: 285-294.

Simón, J. L. (1989b): Memoria explicativo sobre la Tectónica del ciclo Alpino de las Hojas 350 (Soria), 377 (Burgo de Osma), 378 (Quintana Redonda), 379 (Gómara), 380 (Borobia), 405 (Berlanga de Duero), 406 (Almazán), 407 (Morón de Almazán), 408 (Torrijo de la Cañada), 435 (Arcos de Jalón) y 436 (Alhama de Aragón) del Mapa geológico Nacional a escala 1:50.000, ITGE.

Simón, J. L. (1990): Algunas reflexiones sobre los modelos tectónicos aplicados a la Cordillera Ibérica. *Geogaceta*, 8: 123-130.

Simón, J. L.; Serón, F. J. y Casas, A. M. (1988): Stress deflection and fracture development in a multidirectional extension regime. Mathematical and experimental approach with field stress. *Ann. Tectonicae*, (II), 1: 21-32.

Taboada, A. (1992): *Modelisation numérique en tectonique. Aplications dans les domaines ductile et cassant.* Thèse de doctorat, Univ. Montpellier II, France: 187 p.

Viallard, P. (1979): La Chaîne Ibèrique: zone de cisaillement intracontinentale pendant la tectogenèse alpine. *C.R.Acad.Sci.París*, 289: 65-68.

Villena, J.; Arenas, C; González, A.; Muñoz, A.; Meléndez, A.; Segovia, C.; Gutierrez, M.; Leránoz, B.; Azanza, B.; Blanco, M. J.; Canudo, J. I.; Cerdeño, E.; Cuenca, G.; Molina, E.; Morales, J.; Sucunza, M.; Villas, E. y Martínez, B. (1987): Mapa y memoria explicativa del sector de Alhama de Aragón a escala 1:25.000, DPZ: 145 p.

Wojtal, S. y Pershing, J. (1991): Paleostress associated with faults of large offset. *Jour. Struct. Geol.*, 13: 49-62.

Manuscrito recibido el 24 de Enero de 1995
Aceptado el manuscrito revisado el 31 de Mayo de 1995