

# ANÁLISIS DINÁMICO DEL SISTEMA DE DESGARRES NO-SE DEL PREBÉTICO DE ALBACETE

S. Martín Velázquez<sup>1</sup>, G. De Vicente<sup>1</sup>, M. A. Rodríguez Pascua<sup>1</sup> y J. P. Calvo<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Dpto. de Geodinámica. Facultad CC. Geológicas. Universidad Complutense. 28040 - Madrid (e-mail: [albosque@eucmax.sim.ucm.es](mailto:albosque@eucmax.sim.ucm.es))

<sup>2</sup>Dpto. de Petrología y Geoquímica. Facultad CC. Geológicas. Universidad Complutense. 28040 - Madrid (e-mail: [jpcalvo@eucmax.sim.ucm.es](mailto:jpcalvo@eucmax.sim.ucm.es))

**Resumen:** El sistema de desgarres dextrorsos NO-SE del Prebético externo de Albacete constituye la zona de transferencia oriental relacionada con el emplazamiento de láminas imbricadas de cabalgamiento en el arco de Cazorla durante el Mioceno inferior-medio. Se han diferenciado tres fallas de desgarre principales (Socovos-Calasparra, Liétor y Pozohondo) que delimitan dos dominios en los que se observan variaciones en las direcciones de plegamiento alpino (E-O a ONO-ESE) respecto a la directriz bética (NE-SO). La estructuración a partir del Mioceno superior se caracteriza por el inicio de una tectónica extensional de tipo radial con la formación de fallas normales de dirección E-O. Los desgarres N150°E y las fallas normales de dirección E-O mantienen su actividad hasta el Cuaternario. Se ha realizado un análisis de paleoesfuerzos mediante la medición sistemática de planos de falla con estrías en rocas sedimentarias cuyas edades oscilan entre el Mesozoico y el Cuaternario, y en rocas ígneas volcánicas del Mioceno Superior. Se han obtenido tres campos de esfuerzos que explican la dinámica de este sector de las cordilleras Béticas: campo 1° ( $\sigma_{HMAX}$  N018°E), campo 2° (Extensión radial) y campo 3° ( $\sigma_{HMAX}$  N149°E). El campo 1° es responsable de la formación de pliegues y cabalgamientos con direcciones atípicas y probablemente supone la desviación de las trayectorias de esfuerzo béticas dentro de una zona de desgarre transpresiva dextrorsa. El campo 2° refleja la tectónica extensional post-Serravaliense y representa una situación local dentro del contexto geodinámico regional (convergencia de las placas africana y euroasiática). Finalmente, el campo 3° indica la recuperación de las trayectorias de esfuerzo béticas NO-SE.

**Palabras clave:** Fallas de desgarre, análisis de paleoesfuerzos, campos de esfuerzos, desviación de trayectorias de esfuerzos, Prebético externo.

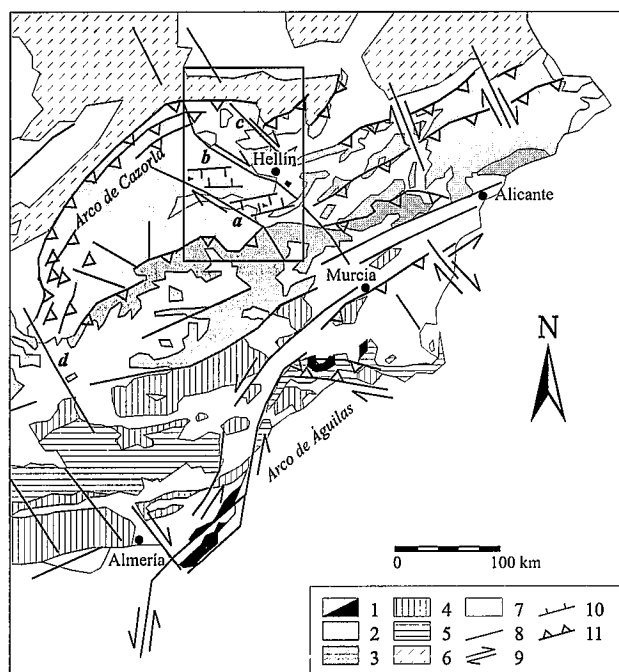
**Abstract:** The NW-SE dextral strike-slip faults in the External Prebetic (Albacete province) constitute the eastern transfer zone related to the emplacement of the Cazorla Arc, characterized by a system of imbricated thrusts, throughout the Early-Middle Miocene. The study area is traversed by three main strike-slip faults (Socovos-Calasparra, Liétor and Pozohondo) which delimit two areas with an anomalous E-W to WNW-ESE fold trend with regard to the NE-SW betic fold trend. A radial extensional tectonics began in the Upper Miocene and E-W normal faults were developed. A microstructural analysis has been carried out from small-scale striated fault planes measured in sedimentary rocks from Mesozoic to Quaternary age as well as in Late Miocene volcanic rocks. Three stress fields have been determined: 1<sup>st</sup> stress field ( $\sigma_{HMAX}$  N018°E), 2<sup>nd</sup> stress field (Radial extensional tectonics) and 3<sup>rd</sup> stress field ( $\sigma_{HMAX}$  N149°E). The first stress field, which caused the E-W thrusts and folds, is a local deviation of the regional betic compression related to a dextral transpressive zone. The second stress field reflects the post-Serravallian extensional tectonics and represents a local situation in the regional geodynamic context (convergence between African and Eurasian plates). The third stress field shows the build-up of the Cazorla Arc and the recovery of the regional stress trajectories.

**Key words:** Strike-slip faults, palaeostress analysis, stress field, deviation of the stress trajectories, External Prebetic.

Martín Velázquez, S., De Vicente, G., Rodríguez Pascua, M. A. y Calvo, J. P. (1998): Análisis dinámico del sistema de desgarres NO-SE del Prebético de Albacete. *Rev. Soc. Geol. España*, 11 (3-4): 369-382.

Los trabajos previos realizados en el Prebético externo de la región de Albacete señalan la existencia de fallas de desgarre NO-SE, algunas de gran envergadura, como la falla de Socovos, que condicionaron la sedimentación durante la etapa preorogénica y posteriormente rejugaron con un movimiento en dirección (Jerez Mir, 1973), o bien se desarrollaron en las últimas eta-

pas compresivas como respuesta a las intensas deformaciones (Rodríguez Estrella, 1979). Estas fracturas se localizan en las proximidades de un arco de cabalgamientos, el arco de Cazorla, que durante la etapa preorogénica había sido considerado por Jerez Mir (1973) y Rodríguez Estrella (1979) como un arco paleogeográfico convexo hacia el NO. *Álvaro et al.*



**Figura 1.-** Localización de la zona de estudio dentro del arco de Cazorla. La zona de transferencia oriental asociada al emplazamiento de esta estructura está constituida por un sistema de fallas de desgarre dextrosas (a: falla de Socovos-Calasparra, b: falla de Liétor, c: falla de Pozohondo). En el sector occidental, la deformación es transferida principalmente a la falla sinistrosa de Tíscar (d). Leyenda: 1. Cuencas neógenas y cuaternarias / vulcanismo, 2. Prebético, 3. Subbético, 4. Alpujarride, Maláguide y Dorsal, 5. Nevado-Filábride, 6. Cobertura del antepaís, 7. Basamento del antepaís, 8. Falla, 9. Sentido del movimiento, 10. Falla normal y 11. Cabalgamiento. Modificado de Sanz de Galdeano (1983) y Montenat *et al.* (1987).

(1975) plantean la posibilidad de que el cambio de directrices que se observa en la cobertera del arco de Cazorla sea el resultado de una fractura de zócalo dextrosa NO-SE (falla de Liétor) (Fig. 1).

Aunque en esta zona son abundantes los estudios de índole regional (Jerez Mir, 1973; Calvo, 1978; Rodríguez Estrella, 1979; Elfzaga, 1994), no se ha realizado hasta ahora la reconstrucción de paleoesfuerzos desde el inicio de la orogenia alpina hasta la actualidad. En el contexto general del Prebético peninsular, trabajos de este tipo se localizan en la región de pliegues de Alicante (De Ruig, 1992) y en el sector occidental del arco de Cazorla (Guézou *et al.*, 1991). Los estudios realizados permitirán caracterizar la dinámica y la macroestructura de esta región, relacionándola directamente con la formación del arco de Cazorla. En este trabajo, se muestran los estados de esfuerzos deducidos a partir del análisis de paleoesfuerzos y finalmente se establecen las posibles relaciones de estos resultados en el entorno de la tectónica bética.

### Situación geológica

El sistema de desgarres del Prebético externo de Albacete se localiza en el sector más septentrional de las Zonas Externas de las Cordilleras Béticas (Fallot, 1948), que se convirtieron durante la orogenia alpina

en el cinturón de pliegues y cabalgamientos de antepaís (Azéma *et al.*, 1979; García-Hernández *et al.*, 1980; Baena Pérez y Jerez Mir, 1982) (Fig. 1). Sus características estratigráficas son similares a las de la Cordillera Ibérica, aunque difieren en las potencias de sus unidades: rocas sedimentarias de edad Mesozoico-Terciaria en facies marinas someras con episodios continentales (Lopez Garrido, 1971; Jerez Mir, 1973; Rodríguez Estrella, 1979; Gómez y Goy, 1979; Giménez *et al.*, 1993). Los materiales más antiguos que afloran en la región de estudio han sido atribuidos al Triásico, en facies *Muschelkalk*, mientras que los más modernos corresponden a los coluviones y depósitos fluviales del Cuaternario. El Jurásico predomina en extensión de afloramiento, mientras que el Cretácico está escasamente representado (Fig. 2). El Paleógeno aflora de forma local y el Neógeno está formado por depósitos marinos fundamentalmente de edad Mioceno medio y depósitos continentales postorogénicos del Mioceno superior-Plioceno. El ambiente tectónico en el que se depositaron los sedimentos mesozoicos ha sido interpretado como el margen continental pasivo meridional de la Placa Ibérica (Azéma *et al.*, 1974; García-Hernández *et al.*, 1980; Baena Pérez y Jerez Mir, 1982), y forman parte de la plataforma carbonatada que se extendía desde el Sur de Portugal hasta las islas Baleares y Cerdeña (Vilas *et al.*, 1993). La sedimentación durante parte del Paleógeno y, especialmente, durante el Mioceno inferior y medio tuvo lugar en ambientes escasamente jerarquizados (Calvo, 1978). Los sedimentos postorogénicos se acumularon en cuencas continentales lacustres y fluviolacustres delimitadas por fallas normales de dirección aproximada E-O (Elfzaga y Calvo, 1988; Elfzaga, 1994).

En la zona de estudio, la cobertera sedimentaria experimenta variaciones en sus directrices estructurales alpinas. Mientras que en las regiones limítrofes presenta una dirección de plegamiento típicamente bética NE-SO, en el Prebético externo de Albacete dicha orientación varía hacia el E-O e incluso hacia el NO-SE describiendo la parte más oriental del denominado arco estructural de Cazorla (Fig.2). La actividad halocinética de las facies *Keuper* (Rodríguez Estrella, 1979; Rondeel y Van de Gaag, 1986), así como la génesis de un vulcanismo de carácter ultrapotásico messiniense (Fúster *et al.*, 1967; Nobel *et al.*, 1981; Bellon *et al.*, 1981), están ligadas a la historia tectónica regional.

### Metodología

La orientación de los tres ejes principales y la forma del elipsoide de esfuerzos se pueden determinar mediante diversas técnicas de análisis poblacional de fallas o análisis de paleoesfuerzos (Angelier y Mechler, 1977; Etchecopar *et al.*, 1981; Reches, 1983; Reches, 1987; De Vicente, 1988; Reches *et al.*, 1992; Delvaux *et al.*, 1992). Estas metodologías están basadas en el criterio de fracturación de Navier-Coulomb (Anderson, 1951) y/o en la ecuación de Wallace-Bott (Wallace,

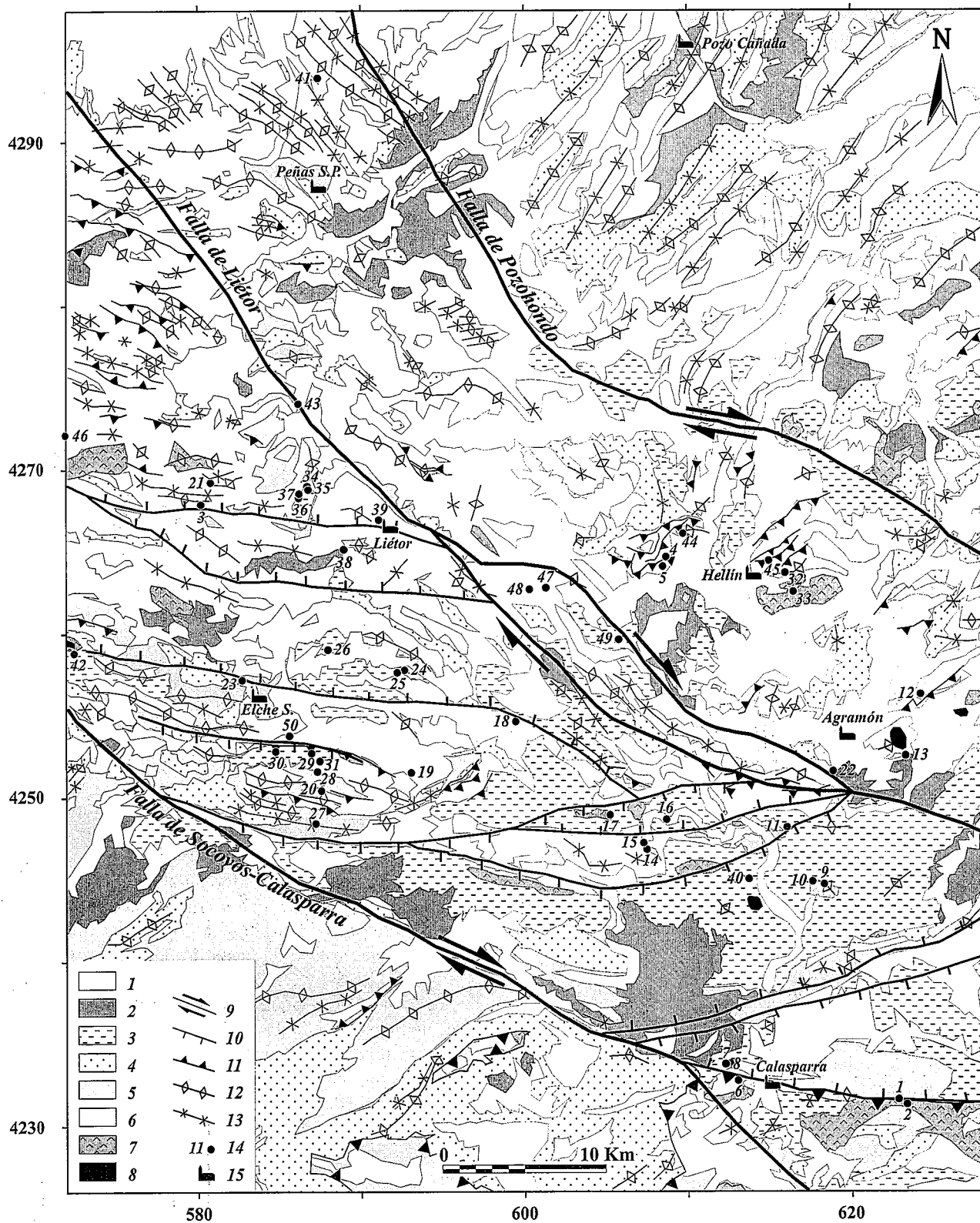


Figura 2.- Principales estructuras desarrolladas dentro de la zona de estudio, con la localización de las estaciones de medida de la Tabla I. Leyenda: 1. Cuaternario, 2. Plioceno, 3. Mioceno superior, 4. Mioceno medio, 5. Cretácico, 6. Jurásico, 7. Triásico, 8. Vulcanismo terciario lamprófitico, 9. Sentido del movimiento, 10. Falla normal, 11. Falla inversa, 12. Anticlinal, 13. Sinclinal, 14. Estación de medida y 15. Población.

1951; Bott, 1959), y tienden a minimizar el error de la solución de distintas maneras. En este trabajo se presentan los resultados obtenidos utilizando el método de inversión de esfuerzos (Reches *et al.*, 1992) y el método de los diedros rectos (Angelier y Mechler, 1977; López Torralba *et al.*, 1997).

El método de inversión de esfuerzos (Reches *et al.*, 1992) calcula la orientación y magnitudes relativas del tensor de esfuerzos asociado al movimiento de una población de fallas. Se basa en el principio de Bott (Bott, 1959) que relaciona la orientación y la forma del elipsoide de esfuerzos que actúa sobre un plano pre-

existente. La premisa de este método es que la estría de falla refleja la dirección de la componente de cizalla sobre el plano:

$$\tan\theta = \frac{n}{l \cdot m} [m^2 - (1 - n^2)R'] \quad (1)$$

$$R' = \frac{\sigma_z - \sigma_x}{\sigma_y - \sigma_x} \quad (2)$$

donde la tangente del ángulo de cabeceo ( $\theta$ ) está definida por los cosenos directores del plano de falla ( $l$ ,  $m$ ,  $n$ ) y por el factor de forma ( $R'$ ).  $\sigma_x$ ,  $\sigma_y$  y  $\sigma_z$  son, respectivamente, el esfuerzo horizontal mínimo, esfuerzo horizontal máximo y esfuerzo vertical.

Este método también tiene en cuenta el criterio de fracturación de Navier-Coulomb (Anderson, 1951), puesto que considera los parámetros de cohesión ( $C$ ) y fricción interna ( $\mu$ ), tanto para fallas neoformadas como para fallas reactivadas:

$$\tau = C + (\sigma \cdot \tan\phi) \quad (3)$$

siendo  $\tau$  el esfuerzo de cizalla,  $\sigma$  el esfuerzo normal al plano de cizalla y  $\theta$  el ángulo de fricción interna del material.

La calidad de la solución se evalúa mediante el ángulo de desviación de los ejes principales. Este parámetro es el valor medio de las diferencias entre los ejes principales del tensor de esfuerzos calculado para toda la población y los ejes principales del tensor de esfuerzos ideal calculado para cada falla.

El método de los diedros rectos (Angelier y Mechler, 1977) proporciona una solución de carácter cualitativo. Consiste en identificar los campos compatibles en extensión y en compresión para un total de fracturas mediante el uso de la proyección estereográfica equiareal. Se utiliza por su amplia difusión y su fácil visualización.

Estas técnicas permiten determinar los tensores de paleoesfuerzos en distintas estaciones de medida, es decir, de manera local. Sin embargo, diversos autores (Hansen y Mount, 1990; Lee y Angelier, 1994) proponen la realización de mapas de trayectorias de los ejes principales de paleoesfuerzos correspondientes a distintos eventos tectónicos. De esta manera, se pueden establecer las relaciones entre la distribución de esfuerzos y la cinemática regional (Angelier, 1994). En este estudio, la transformación de datos locales de paleoesfuerzo en una distribución regional de trayectorias en dos dimensiones se ha realizado utilizando el método de interpolación de tensores ponderando la distancia (Lee y Angelier, 1994). Para determinar la dirección de paleoesfuerzos de cualquier punto dentro de un área, utiliza una función inversamente proporcional a la distancia:

$$W_i = \left( \frac{S - d_i}{R} \right)^p \quad (4)$$

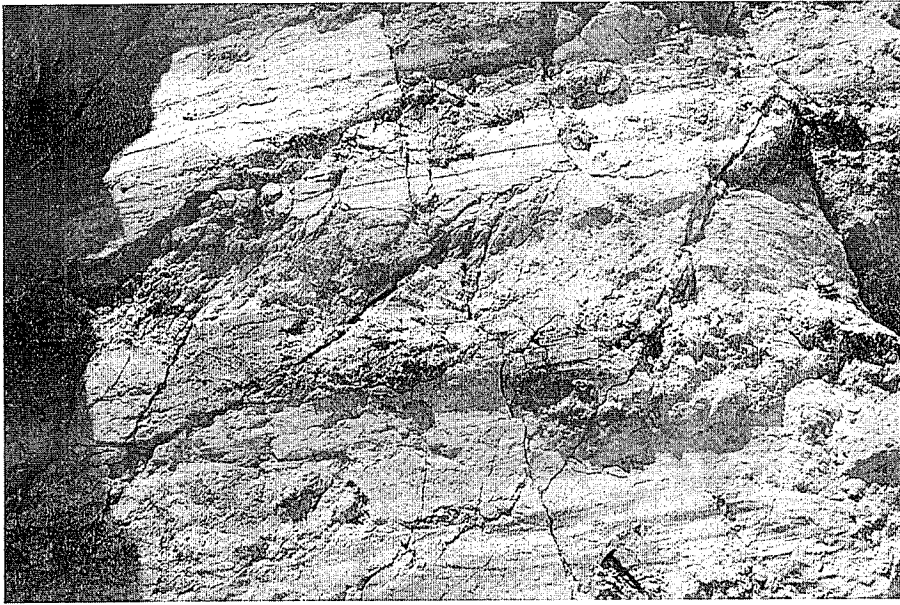
donde  $S$  es la distancia umbral,  $d_i$  la distancia entre el punto central y cualquier punto, y  $p$  el valor potencial. Los valores de  $S$  y  $p$  condicionan el proceso de suavizado.

## El sistema de desgarres del Prebético externo de Albacete

Siguiendo la idea propuesta por Álvaro *et al.* (1975), el sistema de fallas de desgarre de dirección NO-SE constituye la zona de transferencia oriental del arco de Cazorla durante la orogenia alpina. La mayor parte del arco tiene una orientación NE-SO pero en su recorrido oriental se flexiona según una dirección E-O para girar posteriormente hacia el SE (Fig. 1). Más al este, el Prebético vuelve a recuperar su directriz bética. La zona de transferencia occidental se localiza a lo largo de la falla de desgarre sinestrosa de Tíscar y el conjunto prebético del arco queda despegado sobre un cabalgamiento principal (Guézou *et al.*, 1991).

La banda de deformación lateral de este sistema se extiende desde la falla de desgarre dextrosa Socovos-Calasparra hasta la de Pozohondo. Estos desgarres tienen una gran longitud (pueden superar los 50 km) y sus direcciones oscilan entre ONO-ESE y NO-SE (Figs. 1 y 2). Se han diferenciado tres fallas principales que compartimentan la región en dos dominios: Socovos-Calasparra, Liétor y Pozohondo. La falla de Socovos-Calasparra tiene un salto en dirección de unos 35 km (Baena Pérez y Jerez Mir, 1982) y debe atravesar toda la corteza. Pone en contacto materiales del Prebético interno al SO, en el que se mantienen las directrices NE-SO, con materiales del Prebético externo al NE. Al norte de la falla de Socovos-Calasparra se sitúa la falla de Liétor, que muestra un gran desarrollo de pliegues forzados NO-SE. Ambas delimitan un dominio en el que las directrices estructurales varían entre E-O y ONO-ESE, y en el que se produce un importante desarrollo de cuencas lacustres durante el Mioceno superior. La falla de Pozohondo constituye el límite septentrional de la zona de transferencia ligada al arco de Cazorla, puesto que la región situada al NE tiene una dirección de plegamiento bética. En el dominio que se extiende desde esta falla hasta la de Liétor, coexisten directrices NE-SO y ONO-ESE. En la figura 3, se puede ver un ejemplo de este tipo de estructuras direccionales a escala de afloramiento.

Por último, hay que resaltar el desarrollo de fallas normales con una componente direccional, que a diferencia del resto de las estructuras mantienen constantes sus orientaciones, una principal de dirección aproximada E-O y otra minoritaria N-S (Fig. 8). Su actividad reciente queda reflejada por un facetado triangular en la morfología de los planos de falla (Fig. 4). Estas fallas delimitan cuencas continentales, que constituían sistemas lacustres perennes, en las que se produjo una gran acumulación de sedimentos (100-500 m) durante el Mioceno superior (Tortonense inferior-medio) y el Plioceno inferior-medio (Zancliense) (Elízaga y Calvo, 1988; Elízaga, 1994). Las cuencas lacustres mejor desarrolladas se localizan en el dominio delimitado por las fallas de Socovos-Calasparra y Liétor (Elízaga, 1994; Jiménez Sánchez, 1997). En el dominio más septentrional tienen un carácter fluvial o fluvio-lacustre.



**Figura 3.-** Plano pulido de falla desarrollado en unas dolomías liásicas en las proximidades de la localidad de Calasparra (estación de medida nº 6, ver figura 2). Se puede observar el marcado desarrollo de estrías subhorizontales que le confieren un carácter de movimiento en dirección.

### Resultados del análisis de paleoesfuerzos

Se ha realizado un estudio microestructural para determinar los estados de esfuerzos en el Prebético externo de Albacete. Las orientaciones de los ejes principales de paleoesfuerzos se han calculado a partir de 1.933 estrías en planos de falla. Dichos planos se distribuyen en 50 estaciones de medida localizadas en materiales de edad Mesozoico-Cuaternario, principalmente Jurásico y Mioceno debido a las condiciones de afloramiento. Los resultados obtenidos mediante el método de inversión de esfuerzos (Reches *et al.*, 1992) se muestran en la tabla I.

Del análisis conjunto de 1.573 planos de falla con estrías, grupo obtenido después de filtrar aquellos planos que no eran explicados por los diversos métodos de análisis poblacional (Angelier y Mechler, 1977; Etchecopar *et al.*, 1981; Reches, 1983; De Vicente,

1988; Reches *et al.*, 1992; Delvaux *et al.*, 1992), se han obtenido mediante el método de inversión de esfuerzos (Reches *et al.*, 1992) cinco estados de esfuerzo regionales: cuatro compresivos, definidos por un tensor de esfuerzos de desgarre con  $\sigma$  en la vertical y  $R=0,30$ , y uno extensional, caracterizado por un tensor de esfuerzos radial ( $R=0,03$ ) (Fig. 5). En la datación relativa entre las distintas situaciones de esfuerzo se ha tenido en cuenta observaciones de campo tales como edad de los materiales con deformaciones, sentido de movimiento de las fallas, presencia de varias estrías sobre un mismo plano de falla, relaciones de corte de planos de falla... Dos tensores compresivos (Tensores 1 y 1a) se han determinado a partir de estaciones de medida localizadas exclusivamente en materiales de edad Mesozoico-Mioceno medio y están relacionados con la tectónica alpina. Presentan direcciones ortogonales de máximo acortamiento horizontal  $\sigma_{HMAX}$  N018°E (Tensor 1) y  $\sigma_{HMAX}$  N097°E (Tensor 1a). Los otros



**Figura 4.-** Doble facetado triangular de los materiales de edad Cretácica en la falla normal que atraviesa la población de Calasparra (ver figura 2) que indica su actividad reciente. Se desarrolla a lo largo del contacto del Prebético con el Subbético y en este tramo condiciona la orientación del río Segura. En primer término se observan unas margas marinas de edad Tortoniense localizadas en la cuenca que delimitan dicha falla y otra situada más al norte, también de componente normal (ver figura 2).

Estación	N	E	$\sigma_1$	$\sigma_2$	$\sigma_3$	ERROR	R	$\sigma$ HMAX	n	$\mu$	E.E.
1	41	C	72/241	16/082	05/350	20	0.47	079	12	0.3	2
			13/342	76/156	01/251	26	0.60	018	17	0.6	3
2	14	T	87/246	00/131	02/041	20	0.09	131	7	1.5	2
3	74	J	87/087	02/288	00/198	20	0.08	108	46	0.5	2
			00/011	25/101	64/279	19	0.20	011	13	0.2	1
4	9	J	08/253	09/344	77/123	29	0.57	071	8	0.1	3a
5	34	J	07/210	79/078	07/300	30	0.43	030	17	0.5	1
			00/304	87/210	02/034	25	0.23	125	11	0.2	3
6	34	J	23/334	65/142	04/242	25	0.69	027	30	0.2	3
7	14	Ms	86/341	03/171	00/081	17	0.05	010	10	1.1	2
8	9	Ms	80/140	09/331	01/241	21	0.79	029	7	0.3	2
9	97	C	69/061	19/232	03/323	34	0.14	057	18	0.6	2
			12/214	77/035	00/304	31	0.77	034	23	0.3	1
10	31	Ms	03/342	03/072	84/207	11	0.47	018	8	0.2	3
			83/315	04/089	04/180	15	0.34	091	21	0.6	2
11	106	Ms	72/203	14/055	08/323	21	0.20	046	82	0.3	2
12	63	J	78/092	11/287	02/196	26	0.25	106	50	0.2	2
			03/275	60/178	29/007	11	0.39	096	9	1.2	1a
13	33	Ms	85/097	03/284	00/194	44	0.14	104	18	0.2	2
14	12	J	79/319	04/205	09/114	28	0.10	016	11	1.1	2
15	7	Mm	06/181	08/271	79/053	9	0.17	001	4	0.9	1
16	33	Ms	05/053	00/143	84/236	12	0.60	054	33	0.5	3a
17	46	Ms	77/258	02/359	12/089	23	0.07	016	12	1.1	2
			27/238	62/064	02/329	18	0.75	059	12	0.6	3a
18	29	J	80/319	09/139	00/049	16	0.11	040	13	0.8	2
			08/031	10/122	76/263	19	0.15	031	8	0.3	1
19	36	J	76/280	13/087	02/178	28	0.14	092	13	1.0	2
			09/355	79/187	02/085	22	0.13	005	9	1.1	1
			03/081	29/349	60/177	19	0.14	082	5	1.1	1a
20	36	Mm	79/080	02/181	10/272	19	0.04	033	25	0.6	2
21	16	J	00/260	87/005	02/170	19	0.15	080	9	0.8	1a
22	46	J	75/345	02/085	14/176	20	0.06	131	14	1.4	2
			04/011	00/281	85/189	17	0.68	018	10	0.4	1
23	46	Mm	86/247	02/118	03/028	20	0.13	118	18	0.6	2
			08/249	07/158	78/026	24	0.58	071	16	0.2	3a
24	29	Ms	83/094	05/245	03/336	27	0.31	067	18	0.7	2
25	14	Ms	12/335	13/069	71/202	18	0.20	025	5	0.3	3
26	17	Ms	83/256	06/064	01/154	14	0.07	066	16	0.4	2
27	49	C	82/211	07/029	00/119	38	0.56	029	23	0.7	2
			75/295	14/111	00/201	34	0.53	112	13	0.4	2
28	30	C	86/152	02/283	02/013	14	0.06	105	18	1.6	2
29	28	Ms	01/059	76/153	12/328	10	0.04	059	11	0.8	3a
			57/281	29/129	12/031	23	0.29	113	13	1.0	2
30	17	Ms	79/182	04/300	09/030	14	0.04	031	11	1.0	2
31	25	Ms	84/315	05/142	00/052	37	0.40	037	18	0.4	2
32	29	J	73/273	12/133	10/041	26	0.06	110	16	0.9	2
			03/281	84/049	04/190	23	0.39	101	9	0.5	1a
33	10	Q	05/131	81/262	06/040	35	0.43	131	7	0.5	3
34	9	T	78/082	09/227	06/318	29	0.07	060	6	0.2	2
35	9	Mm	86/302	03/118	00/208	36	0.31	119	7	0.2	2
36	17	Ms	78/225	09/082	06/351	30	0.25	079	17	0.9	2
37	19	Q	80/347	09/143	04/234	27	0.09	031	12	0.9	2

38	119	J	68/214	11/092	17/358	25	0.25	075	20	0.1	2		
			12/274	05/095	76/119	20	0.30	094	23	0.1	1a		
			23/132	51/009	29/236	17	0.60	039	6	0.3	3		
39	55	J	66/100	14/333	18/238	14	0.12	120	21	1.0	2		
			09/242	37/339	51/140	13	0.20	061	12	0.4	3a		
40	16	P-Q	76/031	06/273	11/182	28	0.05	062	12	1.1	2		
41	44	J	87/093	01/218	01/308	33	0.24	039	20	0.6	2		
			76/151	13/333	00/243	28	0.50	027	10	0.3	2		
42	43	Ms	01/207	86/334	02/117	25	0.52	028	20	0.4	3a		
			86/093	02/247	01/337	25	0.15	068	16	0.8	2		
43	78	C	79/100	05/222	08/313	28	0.25	046	14	0.3	2		
			25/080	12/177	60/291	43	0.38	076	14	0.2	1a		
44	15	Mm	77/238	10/087	05/356	11	0.11	080	7	0.1	2		
			09/199	04/290	79/046	12	0.66	018	5	1.4	1		
45	35	J	07/003	78/231	08/094	27	0.08	003	25	0.4	1		
			68/138	16/275	14/009	36	0.60	102	6	0.1	2		
46	28	J	84/243	05/092	02/002	21	0.08	090	14	1.0	2		
			06/122	75/240	12/030	22	0.17	122	9	0.6	1a		
47	83	J	08/220	07/129	79/358	18	0.70	043	17	0.1	3a		
			11/160	74/296	10/068	32	0.42	020	20	0.4	3		
48	106	J	11/262	76/117	07/354	17	0.83	084	16	0.3	1a		
			27/329	62/152	01/060	24	0.83	030	35	0.3	3		
49	71	Ms	75/183	13/354	02/084	24	0.11	002	11	0.9	2		
			71/329	13/194	12/101	31	0.10	009	38	0.4	2		
			10/231	26/135	61/340	10	0.01	051	9	0.6	3a		
50	72	C	81/037	08/213	00/303	20	0.01	037	37	1.0	2		
			07/106	06/197	80/331	19	0.01	107	18	0.5	1a		
			1933								1276		

**Tabla I.-** Ejes principales de esfuerzos deducidos en cada estación de medida a partir del método de inversión de esfuerzos de Reches *et al.* (1992). N: número de fallas medidas en cada estación (localización en la figura 2). E: edad de los materiales (T, Triásico; J, Jurásico; C, Cretácico; Mm, Mioceno medio; Ms, Mioceno superior; P-Q, Pliocuaternalario; Q, Cuaternario).  $\sigma_1$ ,  $\sigma_2$  y  $\sigma_3$ : ejes de esfuerzos principales máximo, intermedio y mínimo (inmersión / sentido de inmersión). ERROR: ángulo de desviación de los ejes principales. R: razón del elipsoide de esfuerzo ( $(\sigma_2 - \sigma_3)/(\sigma_1 - \sigma_3)$ ).  $\sigma$ HMAX: dirección de máximo esfuerzo en la horizontal. n: número de fallas explicadas.  $\mu$ , coeficiente de fricción. E.E: estado de esfuerzo al que se ajusta cada población de fallas.

tres tensores (Tensores 2, 3 y 3a) se consideran postorogénicos y se han reconocido en materiales de edad Mesozoico-Cuaternario. El estado extensional está caracterizado por una orientación de máximo esfuerzo horizontal  $\sigma$ HMAX N055°E (Tensor 2) y los dos compresivos tienen direcciones ortogonales orientadas hacia  $\sigma$ HMAX N149°E (Tensor 3) y  $\sigma$ HMAX N059°E (Tensor 3a).

Se han agrupado los tensores de esfuerzo locales ( $\sigma_1$ ,  $\sigma_2$ ,  $\sigma_3$ ) en función de los cinco estados definidos

para la población total (Fig. 6a). En las situaciones compresivas hay permutaciones de  $\sigma_2$ - $\sigma_3$  desde posiciones horizontales a verticales, mientras que en la situación extensional estos cambios se producen únicamente en la horizontal. Al representar conjuntamente los tensores compresivos alpinos (Campo 1) y los tensores recientes (Campo 3) se observan permutaciones en la horizontal entre los ejes  $\sigma_1$  y  $\sigma_2$ - $\sigma_3$  (Fig. 6b), de manera similar a las permutaciones entre ejes de los tensores compresivos de los estados de esfuerzos regionales. Se han realizado los diagramas de diedros rectos (Angelier y Mechler, 1977) para cada uno de los estados de esfuerzos (Fig. 6a). Los estados compresivos están caracterizados por fallas inversas principalmente y desgarros. Las zonas compatibles en máxima compresión coinciden con las orientaciones de  $\sigma$ HMAX de sus respectivos tensores regionales obtenidos por el método de inversión de esfuerzos (Reches *et al.*, 1992) pero, a diferencia de estos, los diagramas tienen en la vertical zonas compatibles en máxima extensión. El diagrama extensional está representado exclusivamente por fallas normales y al igual que el tensor regional tiene un carácter radial.



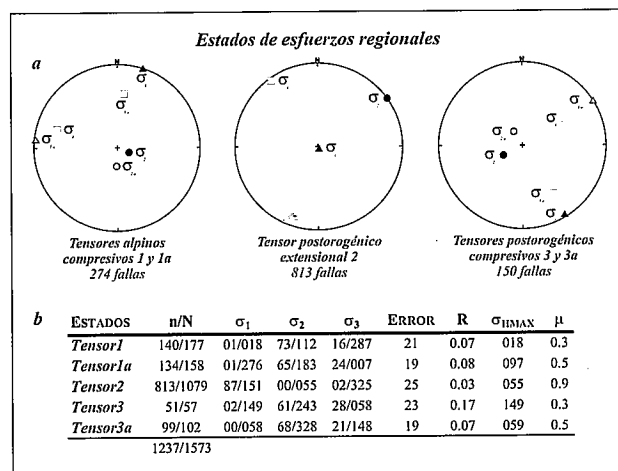
Finalmente, se han realizado los mapas de trayectorias de paleoesfuerzos de cada estado regional mediante el método de interpolación de tensores ponderando la distancia (Lee y Angelier, 1994), con valores de interpolación regionales para eliminar los posibles efectos locales. En los cuatro estados compresivos, se han interpolado las orientaciones de  $\sigma_1$  o  $\sigma_2$  obtenidas en cada estación de medida, ya que los tensores locales son uniaxiales de tipo compresivo o desgarre (Figs. 7 y 9). Las trayectorias compresivas alpinas (Fig. 7) y las recientes (Fig. 9) se han proyectado conjuntamente. Como en el resto de los métodos aplicados, también se observa el carácter ortogonal entre las trayectorias de ambos estados. En el caso extensional, puesto que hay tensores locales radiales y uniaxiales, se han realizado dos mapas de trayectorias, uno con  $\sigma_{HMAX}$  y otro con  $\sigma_{HMIN}$  (Fig. 8). Las orientaciones de las trayectorias de esfuerzo en cada uno de los estados son compatibles con los resultados obtenidos con las metodologías previamente aplicadas.

### Campos de esfuerzos en el sistema de desgarres de Albacete

Aunque la evolución geodinámica de las Cordilleras Béticas responde a un esquema que, a grandes rasgos, es el resultado del movimiento convergente N-S de las placas africana y euroasiática (Olivet *et al.*, 1982; Savostin *et al.*, 1986; Dewey *et al.*, 1989), su estructuración durante el Neógeno es muy discutida (Sanz de Galdeano, 1992). La relación entre fases tectónicas y los cinco estados de esfuerzos deducidos, concretamente a partir de las situaciones compresivas, resulta problemática.

Se podría proponer que los cuatro estados de esfuerzos compresivos pudieran estar correlacionados con cuatro eventos tectónicos diferentes. En la región de pliegues de Alicante, De Ruig (1992) plantea, mediante el análisis poblacional de fallas, una historia de deformación polifásica con sucesivos periodos de acortamiento y extensión: 1º extensión NO-SE (Oligoceno superior-Aquitaniense), 2º compresión NNO-SSE (Burdigaliense-Langhiense), 3º transpresión ESE-ONO (Langhiense superior-Serravaliense) y 4º extensión radial (NO-SE y NE-SO) y compresión NNO-SSE (Mioceno superior-Plioceno). Este autor apunta la formación de la falla de Socovos durante la tercera fase, bajo una dirección de compresión ONO-ESE. Sin embargo, si la estructuración del sistema de cabalgamientos del arco de Cazorla se hubiese producido según una dirección de compresión N097ºE ( $\sigma_{HMAX}$  correspondiente al Tensor 1a y equivalente a la orientación ESE-ONO), el sistema de desgarres del Prebético de Albacete habría tenido un desplazamiento sinestroso y no dextroso como resulta del análisis macroestructural del emplazamiento de dicho arco (Martín Velázquez, 1996).

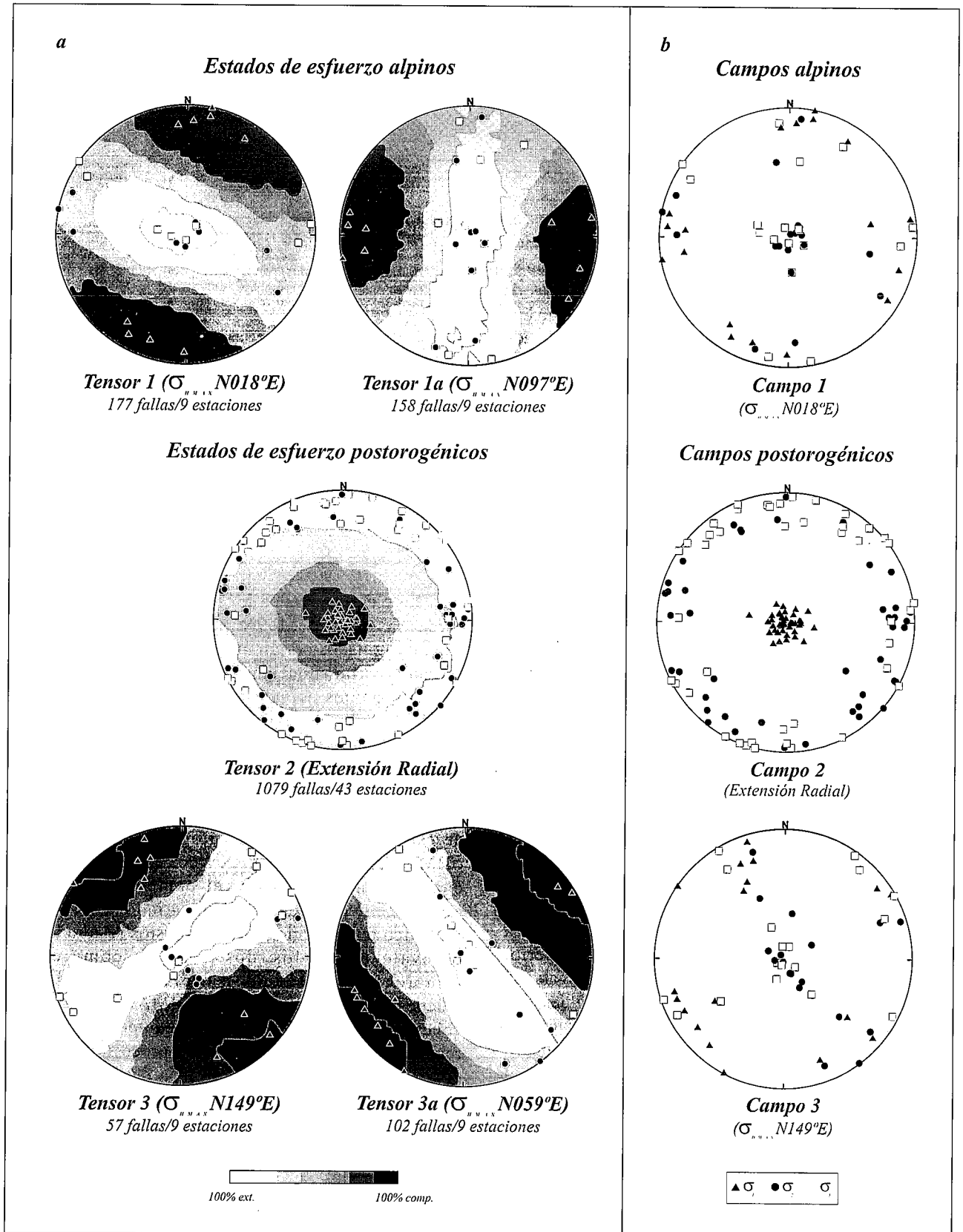
Debido a que tanto los dos estados compresivos alpinos como los dos recientes son ortogonales entre sí (Figs. 7 y 9), y que pueden producirse permutaciones



**Figura 5.-** Estados de esfuerzos obtenidos a partir del análisis conjunto de 1.573 planos de falla con estrías. a) Orientación de los ejes principales de esfuerzos de los Tensores 1, 1a, 2, 3 y 3a (proyección estereográfica equiangular, hemisferio inferior). b) Resultados obtenidos a partir del método de inversión de esfuerzos de Reches *et al.* (1992). n/N: número de fallas explicadas/número de fallas analizadas.  $\sigma_1$ ,  $\sigma_2$  y  $\sigma_3$ : ejes de esfuerzos principales máximo, intermedio y mínimo (inmersión / sentido de inmersión). ERROR: ángulo de desviación de los ejes principales. R: razón del elipsoide de esfuerzo ( $\sigma_2 - \sigma_3$ )/( $\sigma_1 - \sigma_3$ ).  $\sigma_{HMAX}$ : dirección de máximo esfuerzo en la horizontal.  $\mu$ , coeficiente de fricción.

entre los ejes principales de esfuerzos por problemas de borde (Sassi y Faure, 1996), podría plantearse que estuvieran originados por un mismo proceso geodinámico. Se han descrito situaciones similares en la determinación de campos actuales mediante el análisis de la sismicidad que cuestionan la validez de diferenciar fases tectónicas a partir de distintos estados de esfuerzos simultáneos (Rebaï *et al.*, 1992; Medina, 1995; Giner, 1996; Rodríguez Pascua, 1996). La sismicidad actual en el área de estudio indica la existencia de dos estados de esfuerzos compresivos ortogonales simultáneos,  $\sigma_{HMAX}$  N158ºE y  $\sigma_{HMAX}$  N062ºE (Rodríguez Pascua, 1997). Según esto, el campo de esfuerzos postorogénico no debe haber variado mucho en el Prebético de Albacete puesto que estos resultados son equivalentes a los dos estados compresivos postorogénicos deducidos mediante el análisis de paleoesfuerzos. La orientación  $\sigma_{HMAX}$  N158ºE sería coherente con la orientación del campo de esfuerzos regional NNO-SSE resultante del proceso de colisión continental en el área mediterránea occidental (Rebaï *et al.*, 1992), mientras que  $\sigma_{HMAX}$  N062ºE estaría relacionado con los fenómenos de escapes tectónicos perpendiculares a la dirección de acortamiento entre las placas africana y euroasiática (Rebaï *et al.*, 1992; Vegas, 1992). En el caso estudiado, parece probable que las direcciones de acortamiento principales sean N018ºE y N149ºE, mientras que las direcciones N097ºE y N059ºE se hayan originado respectivamente al acomodarse las deformaciones producidas por las primeras dentro de una zona de desgarre transpresiva.

Por tanto, se pueden proponer dos campos de esfuerzos compresivos, uno "alpino" con  $\sigma_{HMAX}$  N018ºE (Campo 1) y otro postorogénico con  $\sigma_{HMAX}$  N149ºE



**Figura 6.-** a) Proyección estereográfica equiareal (hemisferio inferior) de los cinco estados de esfuerzo obtenidos para la población total mediante el método de los diedros rectos (Angelier y Mechler, 1977) y proyección estereográfica equiangular (hemisferio inferior) de los tensores de esfuerzos deducidos en cada estación de medida en función de dichos estados a partir del método de inversión de esfuerzos (Reches et al., 1992). b) Proyección estereográfica (equiangular, hemisferio inferior) de los tensores que se ajustan al Campo 1 ( $\sigma_{HMAX}$  N018°E), Campo 2 (extensión radial) y al Campo 3 ( $\sigma_{HMAX}$  N149°E).



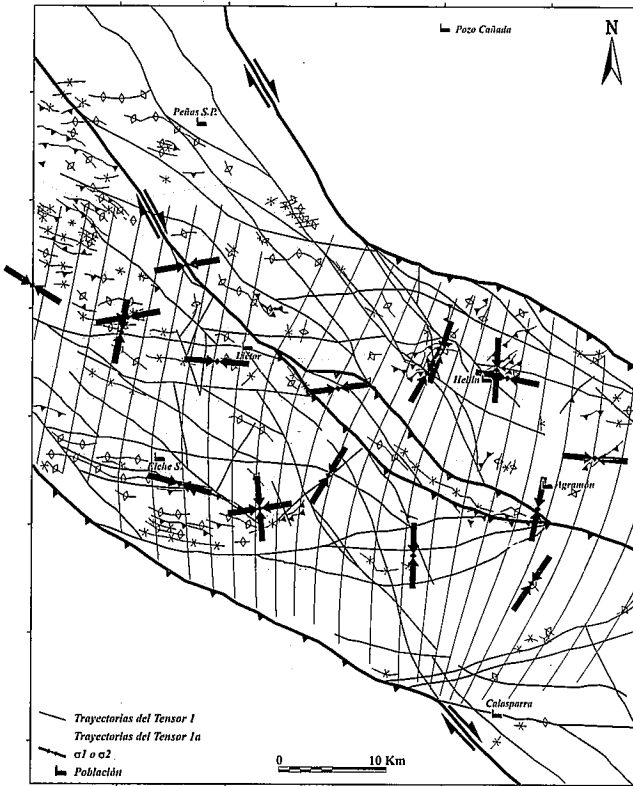
(Campo 3), con situaciones locales asociadas ( $\sigma_{HMAX}$  N097°E -Tensor 1a- y  $\sigma_{HMAX}$  N059°E -Tensor 3a-, respectivamente). Ambos campos estarían asociados al entorno geodinámico regional (convergencia de las placas africana y euroasiática). El campo alpino  $\sigma_{HMAX}$  N018°E reflejaría la desviación que sufren las trayectorias del campo de esfuerzos regional NO-SE deducido en las Cordilleras Béticas (Galindo-Zaldívar *et al.*, 1993) dentro de una zona de desgarre dextrosa (Martín Velázquez, 1996). Este proceso es bien conocido, y hay numerosos estudios que evidencian desviaciones de las trayectorias de esfuerzos a diferentes escalas debidas al movimiento en las zonas de cizalla, como consecuencia de las propiedades mecánicas diferenciales en estos sectores (Zoback *et al.*, 1987; Casas, 1992; De Ruig, 1990; Hatzor y Reches, 1990; Rebañ *et al.*, 1992). De igual manera, es bien conocida la divergencia de trayectorias de esfuerzos en las zonas laterales de los cinturones de cabalgamientos arqueados (Laubscher, 1972; Jaeger y Cook, 1979; Marshak *et al.*, 1992). El campo reciente  $\sigma_{HMAX}$  N149°E es similar al campo de esfuerzos deducido por Galindo-Zaldívar *et al.* (1993) en el entorno bético y estaría relacionado con la homogeneización de dicho campo al finalizar el episodio de formación principal del arco de Cazorla. Estas orientaciones son semejantes a las que proporciona el proyecto SIGMA (financiado por ENRESA y el CSN) dedicado a la caracterización del estado de esfuerzos reciente y actual en la Península Ibérica (Herraiz *et al.*, 1997). El estado de esfuerzos recientes se ha obtenido mediante el análisis poblacional de fallas en materiales del Mioceno superior-Cuaternario o en materiales más antiguos afectados por una actividad tectónica cuaternaria. El estado de esfuerzos actual se ha definido a partir del análisis poblacional de mecanismos focales de terremotos. En dicho estudio, se han analizado en las Béticas externas 2487 fallas recientes en 110 estaciones de medida, así como 55 estaciones bibliográficas (ver citas en Herraiz *et al.*, 1998), que muestran la presencia de todo tipo de regímenes relacionados con una máxima compresión horizontal mayoritaria según NO-SE (Herraiz *et al.*, 1998). También se han estudiado 33 sismos asociados principalmente a un tensor en régimen compresivo uniaxial NO-SE. El análisis de 893 fallas en 42 estaciones de medida, 86 estaciones bibliográficas (ver citas en Herraiz *et al.*, 1998) y 47 sismos en las Béticas internas proporciona soluciones compresivas con un acortamiento NO-SE, aunque son frecuentes las soluciones del tipo extensión radial con esa misma dirección (Herraiz *et al.*, 1998).

Con relación al estado de esfuerzos extensional postorogénico, su carácter radial está perfectamente reflejado en los resultados obtenidos a partir del análisis de paleoesfuerzos: a) el tensor que lo define tiene un valor de  $R = 0,03$  (Fig. 5), b) el diagrama de diedros rectos tiene sus zonas compatibles en extensión en la horizontal (Fig. 6a), c) hay permutaciones en la horizontal de los ejes  $\sigma_2$ - $\sigma_3$  (Fig. 6b) y d) las trayectorias de esfuerzos de  $\sigma_{HMAX}$  y  $\sigma_{HMIN}$  en dos dimensiones

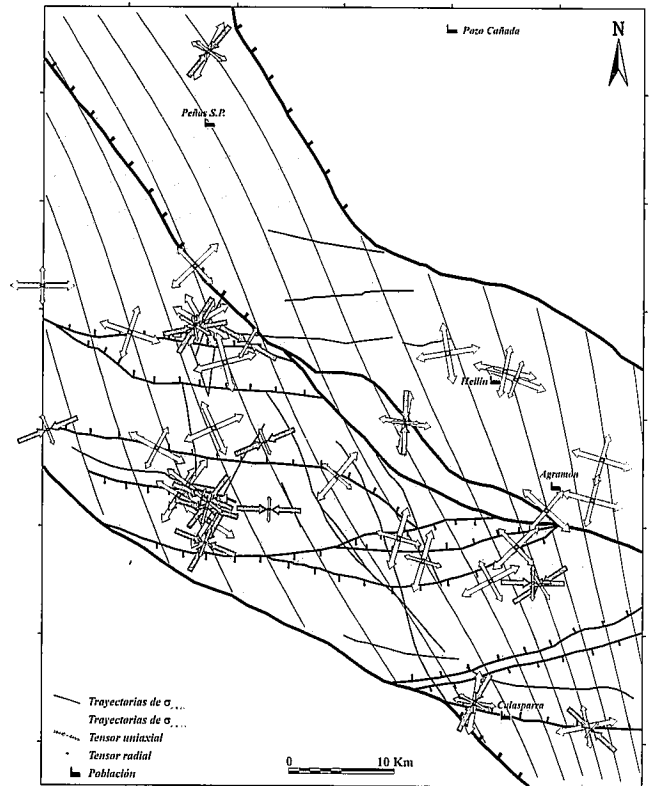
son ortogonales entre sí (Fig. 8). En el entorno bético, numerosos autores han definido una etapa extensiva Tortoniense (Bousquet *et al.*, 1976; Hermes, 1985; Sanz de Galdeano y Vera, 1991; De Ruig, 1992; Van der Beek y Cloethingh, 1992; Galindo-Zaldívar *et al.*, 1993), que estaría ocasionada por el colapso generalizado del edificio bético (Van der Beek y Cloethingh, 1992). Por tanto, este estado de esfuerzos constituiría un campo de esfuerzos extensional (Campo 2), pero representaría una situación local dentro del contexto general de acercamiento entre las placas euroasiática y africana. En otros sectores de las Cordilleras Béticas, también se ha detectado esta superposición de sistemas extensionales y compresivos (Estévez y Sanz de Galdeano, 1983; García-Dueñas *et al.*, 1988, 1992; Galindo-Zaldívar *et al.*, 1989; Platt y Vissers, 1989).

### Dinámica del sistema de desgarres del Prebético de Albacete

La estructuración de los materiales mesozoicos del Prebético de Albacete durante la orogenia alpina se produce a partir de desgarres dextrosos NO-SE a ONO-ESE. Los primeros movimientos orogénicos registrados en la zona de estudio se sitúan dentro del Burdigaliense (Calvo, 1978). Hermes (1985) confirma este hecho más al Sur (Zona Subbética), y propone el denominado *paroxismo burdigaliense*: momento en el que se producen las primeras compresiones en las Zonas Externas de las Béticas y se inicia el emplazamiento de los materiales de la Zona Subbética sobre la Zona Prebética. La dirección de los esfuerzos regionales, determinada por diversos autores para este evento, es NO-SE (Dabrio, 1973; García-Hernández *et al.*, 1980; Hermes, 1985; Galindo-Zaldívar *et al.*, 1993). La estructura del arco de Cazorla debió estar esbozada durante el Langhiense, puesto que condiciona la sedimentación marina durante el Mioceno medio (Calvo, 1978). Por tanto, la zona de transferencia del Prebético de Albacete debió formarse en el Burdigaliense-Langhiense (Martín Velázquez, 1996). En este sector, los desgarres están orientados según dos direcciones principales, una ONO-ESE (falla de Socovos-Calasparra) y otra NO-SE (fallas de Liétor y Pozohondo). El sistema de fracturas dextrosas NO-SE es muy constante en las cordilleras Béticas (Sanz de Galdeano, 1983), mientras que el sistema ONO-ESE se localiza únicamente en la región de estudio dentro del ámbito bético. Este hecho podría indicar la existencia previa de la falla de desgarre de Socovos-Calasparra y confirmar la edad "tardihercínica" propuesta por Jerez Mir (1973). No parece que el giro en las directrices de plegamiento sea el resultado de la rotación de bloques, aunque no se tienen datos paleomagnéticos que lo desmientan. Sin embargo, estas orientaciones, atípicas dentro de las cordilleras Béticas, son coherentes con la dirección  $\sigma_{HMAX}$  N018°E, obtenida mediante el análisis de paleoesfuerzos en los materiales de edad Mesozoico-Mioceno medio (Fig. 7). Una situación similar es descrita en el Prebético de Alicante por De Ruig (1990).



**Figura 7.-** Mapa de trayectorias de esfuerzo de los dos estados compresivos durante la orogenia alpina (Campo 1: Tensores 1 y 1a) deducidos mediante el método de interpolación de tensores ponderando la distancia (Lee y Angelier, 1994). Símbolos geológicos como en la figura 2.



**Figura 8.-** Mapa de trayectorias de esfuerzo óHMAX y óHMIN del estado extensional postorogénico (Campo 2: Tensor 2) deducidos mediante el método de interpolación de tensores ponderando la distancia (Lee y Angelier, 1994). Símbolos geológicos como en la figura 2.

Por tanto, se puede afirmar que el campo compresivo alpino (Campo 1) representa una desviación de las trayectorias NO-SE dentro de la zona de transferencia oriental del arco de Cazorla (Fig. 10a) (Martín Velázquez, 1996). Siguiendo esta misma línea, es probable que la dirección de transporte  $N110^\circ$  obtenida en el sector occidental de dicho arco (Guézou *et al.*, 1991; Frizon de Lamotte *et al.*, 1991) también sea el resultado de la desviación de las trayectorias de esfuerzos relacionada con la falla sinestrosa de Tíscar. Los desgarres principales que compartimentan la zona de estudio tienen una componente inversa más acusada en aquellos sectores en los que varía su orientación y su traza es menos oblicua a las trayectorias de esfuerzos (Fig. 7).

Las últimas fases de compresión alpina en este sector tuvieron lugar durante el Tortonense inferior-medio (González Donoso y López Garrido, 1970), y se solapan con el inicio de una fase extensional generalizada en las cordilleras Béticas (Bousquet *et al.*, 1976; De Ruig, 1992; Galindo-Zaldívar *et al.*, 1993). En la región de estudio, la génesis de fallas normales de dirección E-O estaría relacionada con el colapso de la elevación antiformal del Prebético, producto del apilamiento continuado de láminas de cabalgamiento en el arco de Cazorla. Diversos estudios proporcionan magnitudes de acortamiento horizontal desde 12-16 km (Dabrio y López Garrido, 1970) a 70 km (Guézou *et al.*, 1991), y Dabrio (1973) indica la presencia de mate-

riales marinos miocenos por encima de los 2.000 m en el Prebético del arco estructural de Cazorla. Estas fallas se formarían por encima de la superficie de no deformación finita de esta flexión cortical antiformal, aprovechando zonas previas de debilidad orientadas E-O (Martín Velázquez, 1996). Sin embargo, durante esta extensión también debe influir el colapso generalizado del edificio bético (Van der Beek y Cloethingh, 1992). En este contexto y bajo un campo extensional radial (Campo 2), se inicia una sedimentación lacustre en *grabens* o *semigrabens* que delimitan las fallas normales (Fig. 8). No son cuencas *pull-apart*, puesto que no se asocian a la dinámica propia de la zona de desgarre. Las trazas de las fallas normales son oblicuas a las trayectorias de  $\sigma_{HMIN}$  (Fig. 8), indicando el movimiento direccional de las mismas. Su ubicación preferente en el dominio delimitado por las fallas de Socovos-Calasparra y Liétor podría estar relacionada con las mayores cotas topográficas alcanzadas en este sector. La traslación en este dominio ha sido algo mayor que en el delimitado por las fallas de Liétor y Pozohondo, acentuándose así los procesos de deformación y el relieve. En las fallas de desgarre hay sectores paralelos a las trayectorias de máximo esfuerzo compresivo y, por lo tanto, tienen un comportamiento extensional (Fig. 8).

Esta etapa está acompañada de procesos halocinéticos de los materiales triásicos en *facies Keuper* (Rodríguez Estrella, 1979; Rondeel y Van de

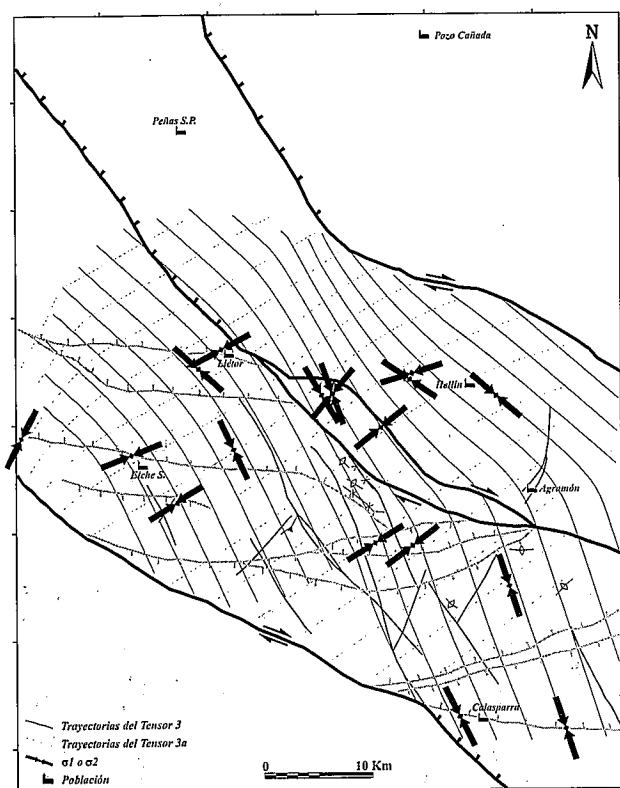


Figura 9.- Mapa de trayectorias de esfuerzo de los dos estados compresivos postorogénicos (Campo 3: Tensores 3 y 3a) deducidos mediante el método de interpolación de tensores ponderando la distancia (Lee y Angelier, 1994). Símbolos geológicos como en la figura 2.

Gaag, 1986; De Ruig, 1992), actividad magmática de carácter ultrapotásico (Fúster *et al.*, 1967; López Ruiz y Rodríguez Badiola, 1980) y eventos sísmicos deducidos a partir de estructuras de origen paleosísmico (Elizaga, 1994; Rodríguez Pascua, 1997; Rodríguez Pascua *et al.*, 1996). La génesis del magmatismo ultrapotásico, atípico a escala mundial, está relacionada con las grandes fracturas de desgarre que permiten la disminución de la presión mantélica y la fusión de materiales enriquecidos en elementos incompatibles (Fernández Soler, 1992). La potencia estimada para la corteza en este sector mediante métodos de modelización flexural es de 34 km (Van der Beek y Cloething, 1992). Por tanto, se podría confirmar el carácter profundo de la falla de Socovos-Calasparra (Jerez Mir, 1973; Rodríguez Estrella, 1979) y posiblemente de la falla de Liétor, que facilitarían la génesis del vulcanismo ultrapotásico.

Finalmente, los datos de paleoesfuerzos en la región de estudio para el Mioceno superior-Cuaternario indican una dirección  $\sigma_{HMAX}$  N149°E, similar a la del resto de las Béticas. Sin embargo, continúa la subsidencia asociada a las fallas normales ya que hay importantes rellenos cuaternarios en las cuencas lacustres miocenas y un desarrollo de facetas triangulares en los planos de fallas normales (Fig. 10b) (Rodríguez Pascua, 1997). De hecho, este campo compresivo postorogénico (Campo 3) debe tener un menor reflejo superficial que el extensional (Campo 2) puesto

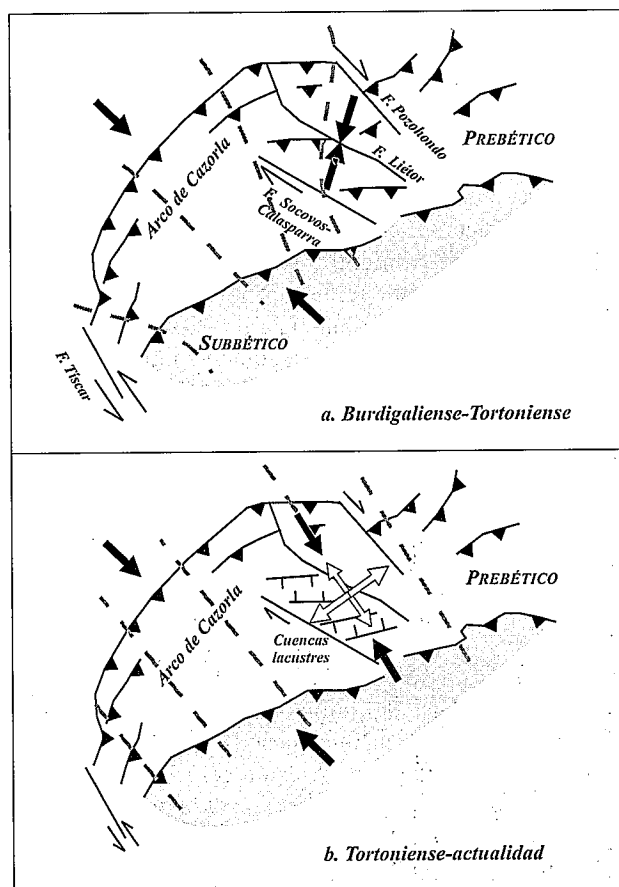


Figura 10.- Campos de esfuerzos en la zona de estudio y su relación con el arco de Cazorla. a) Burdigaliense-Tortonense y b) Tortonense-actualidad. Las líneas discontinuas reflejan la dirección de las trayectorias de esfuerzos. Símbolos geológicos como en la figura 2.

que está explicado por un menor número de fallas y su distribución está muy localizada. Esta interpretación, con una etapa compresiva continua desde el Mioceno superior hasta la actualidad y una situación extensional superpuesta también ha sido descrita en otros sectores del entorno bético (Estévez y Sanz de Galdeano, 1983; Ott d'Estevou y Montenat, 1985; García-Dueñas *et al.*, 1988, 1992; Galindo-Zaldívar *et al.*, 1989, 1993; Platt y Vissers, 1989; De Ruig, 1992). En esta etapa queda reflejado el cese de los cabalgamientos del arco de Cazorla y la homogeneización del campo de esfuerzos dentro del sistema de desgarres con relación al resto del edificio bético (Fig. 10b). Las deformaciones compresivas deducidas se localizan principalmente en zonas próximas a las grandes fallas de desgarre o normales, con la formación de pliegues forzados que controlan la sedimentación cuaternaria. Bajo este campo, los desgarres tienen un comportamiento similar al de la etapa compresiva previa (Fig. 9).

### Conclusiones

La macroestructura del Prebético externo de Albacete está caracterizada por el desarrollo de fallas de desgarre dextrosas de dirección NO-SE, pliegues y cabalgamientos orientados E-O y fallas normales de dirección E-O. El sistema de desgarres (fallas de

Socovos-Calasparra, Liétor y Pozohondo) constituye la zona de transferencia oriental asociada al arco de Cazorla durante la orogenia alpina (Burdigaliense-Langhiense hasta el Tortoniense). Las fallas de desgarre delimitan dos dominios, en los que se detectan variaciones en las directrices de plegamiento respecto a la directriz bética NE-SO. En el dominio meridional, los pliegues y cabalgamientos tienen direcciones ONO-ESE y el desarrollo de fallas normales es muy acusado, mientras que en el septentrional coexisten directrices NE-SO y ONO-ESE. La dirección de compresión horizontal registrada durante esta etapa es  $\sigma_{HMAX}$  N018°E (Campo 1). Esta orientación del eje de compresión representa la desviación de la dirección de compresión bética dentro de una zona de desgarre dextrorsa y condiciona la formación de pliegues y cabalgamientos según una dirección E-O en un régimen de desgarre transpresivo.

Coincidiendo con las últimas fases compresivas alpinas (Tortoniense inferior-medio) se inicia una importante etapa extensiva que es responsable de la formación de *grabens* delimitados por fallas normales de dirección E-O y de una intensa actividad halocinética y magmática. Estas fallas no están relacionadas con la zona de desgarre sino con el colapso de un conjunto de materiales que progresivamente ha ido alcanzando mayores cotas topográficas durante la tectónica compresiva alpina. Este evento está definido por un campo extensional radial (Campo 2) que se extiende en el tiempo hasta la actualidad.

Desde el Tortoniense superior hasta la actualidad se produce una variación en la dirección de las trayectorias de esfuerzos dentro del sistema de desgarres. El campo de esfuerzos compresivo deducido para esta época tiene una orientación de  $\sigma_{HMAX}$  N149°E (Campo 3) e indica la drástica disminución del movimiento de las fallas de desgarre debido a la paralización del emplazamiento de sistemas de cabalgamiento del arco de Cazorla. Este hecho implica la recuperación de las trayectorias de esfuerzos béticos dentro del sistema de desgarres del Prebético externo de Albacete.

Agradecemos las indicaciones y sugerencias aportadas por C. Sanz de Galdeano y otros dos revisores anónimos en la mejora del manuscrito. Este trabajo ha sido financiado con el Proyecto de Investigación CICYT AMB94-0994: *Controles sobre la formación de depósitos diatomíticos en cuencas neógenas del área Prebética: implicaciones en la prospección de diatomitas de alta calidad*. También ha sido subvencionado por una beca concedida por el CSN a uno de los autores (M. A. R. P.).

## Bibliografía

Álvaro, M., García Argüeso, J. M. y Elízaga, E. (1975): La estructura del borde Prebético en la zona de Alcaraz (provincia de Albacete, España). *Bol. Geol. Min.*, 86: 467-477.  
Anderson, E. M. (1951): *The dynamics of faulting and dyke formation with application to Britain*. Olivier & Boyd, Edimburgh: 133 p.

Angelier, J. (1994): Fault Slip Analysis and Palaeostress reconstruction. En: *Continental deformation* (Paul L. Hancock, Ed.), Pergamon Press, Oxford: 53-100.  
Angelier, J. y Mechler, P. (1977): Sur un méthode graphique de recherche des contraintes principales également utilisable en tectonique et en séismologie: la méthode des dièdres droits. *Bull. Soc. Geól. France*, 7: 1309-1318.  
Azéma, J., Bourrouilh, R., Champetier, Y., Fourcade, E. y Rangheard, Y. (1974): Rapports stratigraphiques, paléogéographiques et structuraux entre la Chaîne ibérique, les Cordillères bétiques et les Baléares. *Bull. Soc. Geól. France*, XVI(2): 140-160.  
Azéma, J., Foucault, A., Fourcade, E., García Hernández, M., González Donoso, J. M., Linares, A., López Garrido, A. C., Rivas, P. y Vera, J. A. (1979): *Las Microfacies del Jurásico y Cretácico de las Zonas Externas de las Cordilleras Béticas*. Sec. Pub. Univ. Granada: 83 p.  
Baena Pérez, J. y Jerez Mir, L. (1982): *Síntesis para un ensayo paleogeográfico entre la Meseta y la Zona Bética (s. str.)*. IGME, Madrid: 256 p.  
Bellon, H., Bizon, G., Calvo, J. P., Elízaga, E., Gaudant, J. y López-Martínez, N. (1981): Le volcan du Cerro del Monagrillo (Province de Murcia): âge radiométrique et corrélations avec les sédiments néogènes du bassin de Hellín (Espagne). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 292, II: 1035-1038.  
Bott, M. H. P. (1959): The mechanics of oblique slip faulting. *Geol. Mag.*, 96, 2: 109-117.  
Bousquet, J. C., Montenat, C. y Philip, H. (1976): La evolución tectónica reciente en las Cordilleras Béticas Orientales. En: *Reunión sobre la geodinámica de la Cordillera Bética y Mar de Alborán*, Universidad de Granada: 59-78.  
Calvo, J. P. (1978): Estudios petrológico y sedimentológico del Terciario marino del sector central de la provincia de Albacete. *Estudios Geol.*, 34: 407-429.  
Casas, A. M. (1992): El frente Norte de las Sierras de Cameros: estructuras cabalgantes y campo de esfuerzos. *Instituto de Estudios Riojanos*, Logroño, 4: 220 p.  
Dabrio, C. J. (1973): *Geología del sector del Alto Segura (Zona Prebética)*. Tesis Doctorales Universidad de Granada, 28. 2 vol.: 388 p.  
Dabrio, C. J. y López Garrido, A. C. (1970): Estructura en escamas del sector Noroccidental de la Sierra de Cazorla (Zona Prebética) y del borde de la depresión del Guadalquivir (Prov. de Jaén). *Cuad. Geol. Univ. Granada*, 1, 3: 149-157.  
Delvaux, D., Levi, K., Kajara, R. y Sarota, J. (1992): Cenozoic paleostress and kinematic evolution of the Rukwa-North Malawi rift valley (East African Rift System). *Bull. Cent. Rech. Explor. Prod. Elf-Aquit.*, 16, 2: 383-406.  
De Ruig, M. J. (1990): Fold trends and stress deviation in the Alicante fold belt, southeastern Spain. *Tectonophysics*, 184: 393-403.  
De Ruig, M. J. (1992): *Tectono-sedimentary evolution of the Prebetic fold belt of Alicante (SE Spain). A study of stress fluctuations and foreland basin deformation*. Tesis Doctoral. Vrije Universiteit te Amsterdam: 207 p.  
De Vicente, G. (1988): Análisis poblacional de fallas. El sector de enlace Sistema Central-Cordillera Ibérica. *Ed. Complutense*, Madrid: 331 p.  
Dewey, J. F., Helman, M. L., Turco, E., Hutton, D. H. W. y Knott, S. D. (1989): Kinematics of western Mediterranean. En: *Alpine Tectonics* (M. P. Coward, D. Dietrich y R. G. Park, Eds.), *Spec. Publ. Geol. Soc. London*, 45: 265-283.  
Elízaga, E. (1994): Análisis de facies sedimentarias y

- petrología de los depósitos lacustres de edad Neógeno superior de la zona Prebética, Albacete, España. *Instituto de Estudios Albacetenses*, Albacete, I, 74: 216 p.
- Elízaga, E. y Calvo, J. P. (1988): Evolución sedimentaria de las cuencas lacustres neógenas de la Zona Prebética (Albacete, España). Relación, posición y efectos del vulcanismo durante la evolución. *Bol. Geol. Min.*, 99: 837-846.
- Estévez, A. y Sanz de Galdeano, C. (1983): Néotectonique du secteur central des Chaînes Bétiques (Bassins du Guadix-Baza et de Grenade). *Rev. Géol. Dyn. Géogr. Phys.*, 24: 23-24.
- Etchecopar, A., Vasseur, G. y Daigneres, M. (1981): An inverse problem in microtectonic for the determination of stress tensors from faults striation analysis. *Jour. Struct. Geol.*, 3: 51-65.
- Falot, P. (1948): Les Cordilleres Bétiques. *Estudios Geol.*, 8: 83-172.
- Fernández Soler, J. M. (1992): *El volcanismo calco-alcalino de Cabo de Gata (Almería). Estudio volcanológico y petrológico*. Tesis Doctoral, Universidad de Granada: 243 p. (inédita).
- Frizon de Lamotte, D., Andrieux, J. y Guézou, J. C. (1991): Cinématique des chevauchements néogènes dans l'Arc bético-rifain: discussion sur les modèles géodynamiques. *Bull. Soc. Géol. France*, 162 (4): 611-626.
- Fúster, J. M., Gastesi, T., Sagredo, J. y Feroso, M. L. (1967): Las rocas lamprofíticas del SE de España. *Estudios Geol.*, 23: 35-69.
- Galindo-Zaldívar, J., González-Lodeiro, F. y Jabaloy, A. (1989): Progressive extensional shear structures in a detachment contact in the Western Sierra Nevada (Betic Cordilleras, Spain). *Geodinámica Acta*, 3: 73-85.
- Galindo-Zaldívar, J., González-Lodeiro, F. y Jabaloy, A. (1993): Stress and palaeostress in the Betic-Rif cordilleras (Miocene to the present). *Tectonophysics*, 227: 105-126.
- García-Dueñas, V., Martínez, J. M., Orozco, M. y Soto, J. I. (1988): Plis-nappes, cisaillements syn-à post-métamorphiques et cisaillements ductiles-fragiles en distension dans les Nevado-Filabrides (Cordillères bétiques, Espagne). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 307: 1389-1395.
- García-Dueñas, V., Balanyá, J. C. y Martínez-Martínez, J. M. (1992): Miocene extensional detachments in the outcropping basement of the Northern Alboran Basin (Betics) and their tectonic implications. *Geo-Mar. Lett.*, 12: 88-95.
- García-Hernández, M., López-Garrido, A. C., Rivas, P., Sanz de Galdeano, C. y Vera, J. A. (1980): Mesozoic palaeogeographic evolution of the External Zones of the Betic Cordillera. *Geol. Mijnb.*, 59: 155-168.
- Giménez, R., Martín-Chivelet, J. y Vilas, L. (1993): Late Albian-Middle Cenomanian carbonate platforms of Betic and Iberian Basins, Spain. En: *Cretaceous carbonate platforms* (A. Simo, R. W. Scott y J.-P. Masse, Eds.), Amer. Assoc. Petrol. Geol., Mem. 56: 271-281.
- Giner, J. L. (1996): *Análisis neotectónico y sismotectónico en el sector centro-oriental de la Cuenca del Tajo*. Tesis Doctoral, Universidad Complutense de Madrid: 268 p. y 5 anexos. (inédita).
- Gómez, J. J. y Goy, A. (1979): Las unidades litoestratigráficas del Jurásico medio y superior en facies carbonatadas del Sector Levantino de la Cordillera Ibérica. *Estudios Geol.*, 35: 569-598.
- González Donoso, J. M. y López Garrido A. C. (1970): Afloramientos miocenos en la Hoja de Orcera (Zona Prebética, Prov. de Jaén). *Cuad. Geol. Univ. Granada*, 1, 3: 183-191.
- Guézou, J. C., Frizon de Lamotte, D., Coulon, M. y Morel, J. L. (1991): Structure and kinematics of the Prebetic nappe complex (Southern Spain): definition of a "Betic Floor Thrust" and implications in the Betic-Rif orocline. *Ann. Tectonicae*, V, 1: 32-48.
- Hansen, K. y Mount, V. S. (1990): Smoothing and extrapolation of crustal stress orientation measurements. *Jour. Geophys. Res.*, 95 (B2): 1155-1165.
- Hatzor, Y. y Reches, Z. (1990): Structure and paleostresses in the Gilboa' region, western margins of the central Dead Sea rift. *Tectonophysics*, 180: 87-100.
- Hermes, J. J. (1985): Algunos aspectos de la estructura de la Zona Subbética (Cordilleras Béticas, España meridional). *Estudios Geol.*, 41: 157-176.
- Herráiz, M., De Vicente, G., Lindo, R., Giner, J. L., Simón, J. L., González-Casado, J. M.; Vadillo, O., Rodríguez-Pascua, M. A., Cincuéndez, J. I., Casas, A., Cabañas, L., Rincón, P., Cortés, A., Ramírez, M., y Lucini, M. (1997): Esfuerzos tectónicos actuales y recientes (Mioceno superior-Cuaternario) en España peninsular; proyecto SIGMA. *Resúmenes de las presentaciones de la I Asamblea Hispano-Portuguesa de Geodesia y Geofísica*: 142.
- Herráiz, M., De Vicente, G., Lindo, R., Giner, J. L., Rodríguez-Pascua, M. A., Rincón, P., Vadillo, O., y Cincuéndez, J. I. (1998): Caracterización del estado de esfuerzos actual y reciente en la Península Ibérica mediante el análisis conjunto de datos geológicos y sísmicos. *Consejo de Seguridad Nuclear*. 150 p. (en prensa).
- Jaeger, J. C. y Cook, N. G. W. (1979): *Fundamentals of rock mechanics*. Chapman & Hall, London: 593 p.
- Jerez Mir, L. (1973): *Geología de la zona Prebética en la transversal de Elche de la Sierra y sectores adyacentes (provs. de Albacete y Murcia)*. Tesis Doctoral, Universidad de Granada: 750 p. (inédita).
- Jiménez Sánchez, S. (1997): Formación de depósitos diatomíticos en cuencas neógenas del sureste de la provincia de Albacete. *Instituto de Estudios Albacetenses*, Albacete, I, 101: 154 p.
- Laubscher, H. P. (1972): Some overall aspects of Jura dynamics. *Amer. Jour. Sci.*, 272: 293-304.
- Lee, J. C. y Angelier, J. (1994): Paleostress trajectory maps based on the results of local determinations: the "Lissage" program. *Computer Geosci.*, 20, 2: 161-191.
- López Garrido, A. C. (1971): *Geología de la Zona Prebética al NE de la provincia de Jaén*. Tesis Doctoral, Universidad de Granada: 317 p. (inédita).
- López Ruiz, J. y Rodríguez Badiola, E. (1980): La región volcánica neógena del Sureste de España. *Estudios Geol.*, 36: 5-63.
- López Torralba, F. J., De Vicente, G. y Muñoz Martín, A. (1997): Programa Cratos de análisis de datos estructurales en Visual Basic (registro en trámite).
- Marshak, S., Wilkerson, M. S. y Hsui, A. T. (1992): Generation of curved fold-thrust belts: Insight from simple physical and analytical models. En: *Thrust tectonic* (McClay, K. R., Ed.), Chapman & Hall, London: 83-92.
- Martín Velázquez, S. (1996): *Análisis dinámico del sistema de desgarres del Prebético de Albacete*. Tesis de Licenciatura, Universidad Complutense de Madrid: 149 p. y 2 anexos (inédita).
- Medina, F. (1995): Present-day state of stress in northern Morocco from focal mechanism analysis. *Jour. Struct. Geol.*, 17, 7: 1035-1046.
- Montenat, C., Ott d'Estevou, P. y Masse P. (1987): Tectonic-

- sedimentary characters of the Betic Neogene basins evolving in a crustal transcurrent shear zone (SE Spain). *Bull. Cent. Rech. Explor. Prod. Elf-Aquit.*, 11, 1: 1-22.
- Nobel, F. A., Andriessen, P. A. M., Hebeda, E. H., Priem, H. N. A. y Rondeel, H. E. (1981): Isotopic dating of the post-alpine Neogene volcanism in the Betic Cordilleras, Southern Spain. *Geol. Mijnb.*, 60: 205-214.
- Olivet, J. L., Bonnin, J., Beuzart, P. y Auzende, J. M. (1982): Cinématique des plaques et paléogéographie: une revue. *Bull. Soc. Géol. France*, (7), 24: 875-892.
- Ott d'Estevou, P. y Montenat, C. (1985): Evolution structurale de la zone bétique orientale (Espagne) du Tortonien à l'Holocène. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 300: 363-368.
- Platt, J. P. y Vissers, R. L. M. (1989): Extensional collapse of thickened continental lithosphere: A working hypothesis for the Alboran Sea and Gibraltar Arc.
- Rebañ, S., Philip, H. y Taboada, A. (1992): Modern tectonic stress field in the Mediterranean region: evidence for variations in stress directions at different scales. *Geophys. Jour. Int.*, 110: 106-140.
- Reches, Z. (1983): Faulting of rocks in three-dimensional strain fields II. Theoretical analysis. *Tectonophysics*, 95: 133-156.
- Reches, Z. (1987): Determination of the tectonic stress tensor from slip along faults that obey the Coulomb yield condition. *Tectonics*, 6, 6: 849-861.
- Reches, Z., Baer, G. y Hatzor, Y. (1992): Constraints on the strength of the Upper Crust from Stress Inversion of fault slip data. *Jour. Geophys. Res.*, 97, B9: 12.481-12.493.
- Rodríguez Estrella, T. (1979): Geología e Hidrogeología del sector de Alcaraz-Liétor-Yeste (provincia de Albacete). Síntesis geológica de la zona Prebética. *Col. Mem. del IGME*, 97: 290 p.
- Rodríguez Pascua, M. A. (1997): Paleosismicidad en emplazamientos nucleares. Estudio en relación con el cálculo de la peligrosidad sísmica. *Consejo de Seguridad Nuclear*: 286 p.
- Rodríguez Pascua, M. A., De Vicente, G., Ramírez Rayo, M. S., Martín Velázquez, S. y Calvo, J. P. (1996): Periodos de recurrencia de paleoterremotos en sedimentos varvados lacustres del Mioceno superior. Cuenca de Híjar. *Albacete. Geogaceta*, 20 (4): 1004-1007.
- Rondeel, H. E. y Van de Gaag, P.v.d. (1986): A two stage diapiric event in the Eastern Prebetic. *Estudios Geol.*, 42: 117-125.
- Sanz de Galdeano, C. (1983): Los accidentes y fracturas principales de las Cordilleras Béticas. *Estudios Geol.*, 39: 157-165.
- Sanz de Galdeano, C. (1992): Algunos problemas geológicos de la Cordillera Bética y del Rif (y discusión de varios modelos geotectónicos propuestos). En: *Física de la Tierra*, Ed. Complutense, Madrid, 4: 11-40.
- Sanz de Galdeano, C. y Vera, J. A. (1991): Una propuesta de clasificación de las cuencas neógenas béticas. *Acta Geol. Hisp.*, 26: 205-227.
- Sassi, W. y Faure, J. L. (1996): Role of faults and layer interfaces on the spatial variation of stress regimes in basins: inferences from numerical modelling. *Tectonophysics*, 266: 101-119.
- Savostin, L. A., Sibuet, J. C., Zonenshain, L. P., Le Pichon, X. y Roulet, M. L. (1986): Kinematic evolution of the Tethys belt from the Atlantic Ocean to the Pamirs since the Triassic. *Tectonophysics*, 123: 1-35.
- Van der Beek, P. A. y Cloethingh, G. (1992): Lithospheric flexure and the tectonic evolution of the Betic Cordilleras (SE Spain). *Tectonophysics*, 203: 325-344.
- Vegas, R. (1992): Sobre el tipo de deformación distribuida en el contacto entre Africa y la Península Ibérica. En: *Física de la Tierra*, Ed. Complutense, Madrid, 4: 41-56.
- Vilas, L., Masse, J.-P. y Arias, C. (1993): Aptian mixed terrigenous and carbonate platforms from Iberic and Prebetic regions, Spain. En: *Cretaceous carbonate platforms* (A. Simo, R. W. Scott y J.-P. Masse, Eds.), Amer. Assoc. Petrol. Geol., Mem. 56: 243-251.
- Wallace, R. E. (1951): Geometry of shearing stress and relation to faulting. *Jour. Struct. Geol.*, 59: 118-130.
- Zoback, M. D., Zoback, M. L., Mount, V. S., Suppe, J., Eaton, J. P., Healy, J. H., Oppenheimer, D., Reasenber, P., Jones, L., Raleigh, C. B., Wong, I. G., Scotti, O. y Wentworth, C. (1987): New evidence on the state of stress of the San Andreas Fault System. *Science*, 238: 1105-1111.

*Manuscrito recibido el 30 de Octubre de 1997*  
*Aceptado el manuscrito revisado el 31 de Octubre de 1998*