

Determinación de campos regionales de esfuerzo en el Prebético de Albacete

Determination of regional stress fields in the Prebetic (Albacete province)

S. Martín-Velázquez, G. de Vicente y M.A. Rodríguez-Pascua

Dpto. de Geodinámica. Fac. de Ciencias Geológicas, Universidad Complutense, 28040 Madrid.

ABSTRACT

A microstructural analysis has been carried out in the northernmost part of the External Zone in the Betic Cordilleras (Albacete province). Paleostress orientations have been calculated from 1.326 striated fault planes measured in sedimentary rocks from Mesozoic to Middle Miocene age. Four stress tensors have been determined from Fault Population Analysis: σ_{HMAX} 015°, σ_{HMIN} 119°, σ_{HMAX} 102° and σ_{HMIN} 031°.

Key words: Regional stress field, palaeostress trajectories, Prebetic Zone.

Geogaceta, 20 (4) (1996), 774-777
ISSN: 0213683X

Introducción

La Zona Prebética es la parte más septentrional de la Zona Externa de las Cordilleras Béticas (Fallot, 1948). Está constituida esencialmente por rocas sedimentarias de edad Mesozoico-Terciaria en facies marinas someras con episodios continentales. No aparece metamorfismo. De acuerdo con los criterios estratigráficos y tectónicos utilizados por Azéma *et al.* (1979) se distinguen, de Norte a Sur, el Prebético Externo y el Prebético Interno. Desde un punto de vista estructural representan el cinturón de pliegues y cabalgamientos más próximo al antepaís ibérico.

Se han recogido datos de microfallas en los materiales mesozoicos del Prebético Externo de Albacete (Fig. 1). En esta región las directrices béticas NE-SO experimentan un giro a NO-SE describiendo el extremo occidental del Arco de Alcaraz-Hellín-Yecla (Jérez Mir, 1973). El contacto entre el Prebético Externo e Interno se produce a lo largo de la falla Socovos-Calasparra de dirección ONO (Fig. 2a). Al Norte se distinguen otras dos fallas subparalelas, las fallas de Liétor y de Pozohondo (Rodríguez-Pascua, 1995). En conjunto, constituyen una zona de transferencia relacionada con el emplazamiento

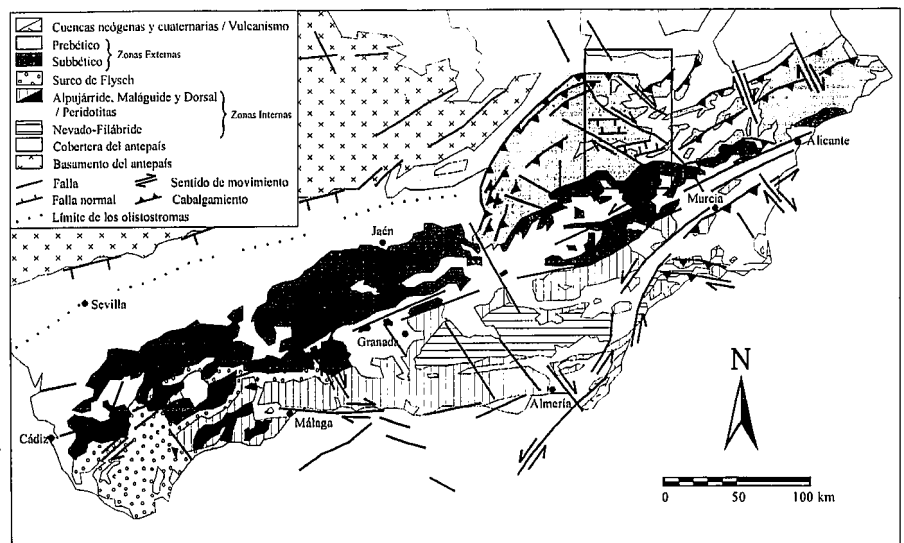


Fig. 1. Mapa geológico simplificado de las Cordilleras Béticas y encuadre de la zona de estudio. Modificado de Sanz de Galdeano (1983), Montenat *et al.* (1987) y Vegas (1992).

Fig. 1. Geological sketch map of the Betic Cordillera and location of the studied area. Modified from Sanz de Galdeano (1983), Montenat *et al.* (1987) y Vegas (1992).

del sistema de cabalgamientos imbricados en el Arco de Cazorla-Alcaraz-Hellín. En la banda comprendida entre las fallas de Socovos-Calasparra y Liétor hay un desarrollo importante de cuencas lacustres de edad Vallesiense-Turolense limitadas por fallas normales con direcciones en torno a E-O (Elízaga, 1990).

Aunque en esta zona son abundantes los estudios de índole regional (Jérez Mir, 1973; Calvo, 1978; Rodríguez-Estrella, 1979; Elízaga, 1990) los trabajos de reconstrucción de paleoesfuerzos se limitan a los materiales del Mioceno superior-Cuaternario (Rodríguez-Pascua, 1995). En el contexto ge-

neral del Prebético, estos trabajos se localizan en la región de pliegues de Alicante (De Ruig, 1992) y en el Arco de Cazorla (Guézou *et al.*, 1991). Guézou *et al.* (1991) proponen una única dirección de transporte tectónico ONO, e indican que la dirección de acortamiento N-S deducida más al SE (Ott d'Estevou y Montenat, 1985; Larouzière *et al.* 1988) no responde a un estado de esfuerzos regionales. De Ruig (1992) plantea una historia de deformación polifásica con sucesivos períodos de acortamiento y extensión: 1°. extensión NO-SE (Oligoceno superior-Aquitaniense), 2°. compresión NNO-SSE (Burdigaliense-Langhiense), 3°. transpresión ESE-ONO (Langhiense superior-Serravaliense) y 4°. extensión radial (NO-SE y NE-SO) y compresión NNO-SSE (Mioceno superior-Plioceno). El análisis de microfallas para el Mioceno superior-Cuaternario de la zona de estudio muestra dos campos con direcciones de compresión horizontal ortogonales, con sus direcciones de extensión asociadas: a) σ_{HMAX} 143° y σ_{HMIN} 060°, y b) σ_{HMAX} 059° y σ_{HMIN} 150° (Rodríguez-Pascua, 1995).

El propósito de este artículo es mostrar los estados de esfuerzo deducidos a partir del Análisis de Paleoesfuerzos en el Prebético Externo de la región de Albacete y establecer las posibles relaciones entre estos resultados y la evolución geológica de las Cordilleras Béticas.

Metodología

La orientación de los tres ejes principales y la forma del elipsoide de paleoesfuerzos se han determinado a partir de diversas técnicas de Análisis Poblacional de Fallas: Modelo de Deslizamiento (Reches, 1983; De Vicente, 1988), Método de los Diedros Rectos (Angelier y Mechler, 1977), Método de Inversión de Esfuerzos (Reches, 1987; Reches *et al.*, 1992) y el Método Tensor de Delvaux (Delvaux *et al.*, 1992; Stapel y Moeys, 1994). Para determinar la razón axial del tensor de paleoesfuerzos, los dos últimos métodos utilizan el parámetro $R = (\sigma_2 - \sigma_3) / (\sigma_1 - \sigma_3)$ (siendo $\sigma_1, \sigma_2, \sigma_3$, los ejes principales del tensor de esfuerzos). El Modelo de Deslizamiento proporciona además la forma del tensor de deformación mediante el parámetro $K = e_y / e_z$ (siendo e_y el eje de máximo acortamiento horizontal y e_z el eje de deformación vertical).

Los tensores de esfuerzo para un

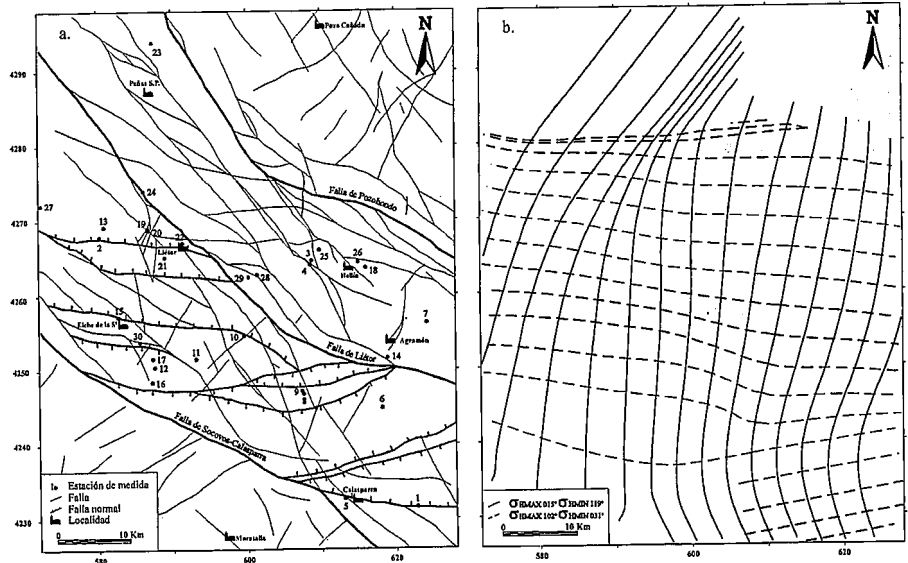


Fig. 2. a) Mapa de las lineaciones estructurales de la región de estudio, con la localización de las estaciones de medida. Modificado de Rodríguez-Pascua (1995). b) Mapa de trayectorias de esfuerzo de las dos modas mediante el Método de Interpolación de Lee y Angelier (1994).

Fig. 2. a) Structural lineation map of the studied area and location of the sites. Modified from Rodríguez-Pascua (1995). b) Palaeostress trajectory maps for the two modes using Lee and Angelier Interpolation Method (1994).

mismo evento tectónico permiten reconstruir el campo de esfuerzos regional mediante mapas de paleoesfuerzos puntuales. 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 para estimar el estado de esfuerzos regional. En este trabajo se ha utilizado el Método de Interpolación que Pondera la Distancia (programa "Lissage" de Lee y Angelier (1994)) para transformar los datos locales de campo en una distribución regional de trayectorias de paleoesfuerzo en dos dimensiones. Para determinar dichas trayectorias, este método usa una función inversamente proporcional a la distancia de cualquier punto dentro de un área.

Resultados

Se han calculado las orientaciones de los ejes principales de paleoesfuerzos en treinta estaciones, a partir de 1.326 medidas de estría en planos de falla en materiales con edades comprendidas entre el Mesozoico y el Mioceno medio, principalmente Jurásicas (tabla 1). Del análisis conjunto de todos los datos mediante el Método de Inversión de Esfuerzos (Reches *et al.*, 1992) se han obtenido cuatro estados de esfuerzo regionales, dos extensionales y dos

compresivos (Fig. 3a). Los extensionales están caracterizados por fallas normales con direcciones ortogonales de máxima extensión horizontal (σ_{HMIN} 119° y 031°, mientras que los compresivos tienen unas direcciones de máximo acortamiento horizontal (σ_{HMAX} 015° y 102°, también ortogonales, y están caracterizados por fallas inversas con algunos desgarres inversos. Las direcciones de compresión 015° y 102° son prácticamente perpendiculares a las de extensión, 119° y 031° respectivamente. Por ello, se han agrupado los tensores locales en dos campos -el orden no implica una sucesión temporal-: campo 1° (σ_{HMAX} 015°, σ_{HMIN} 119°) y campo 2° (σ_{HMAX} 102°, σ_{HMIN} 031°) (Fig. 3b). En el primer campo hay permutaciones entre σ_1 y σ_2 , desde posiciones subhorizontales orientadas N-S a verticales, y entre σ_2 y σ_3 , de subhorizontales E-W a verticales. En el segundo campo se repiten las permutaciones entre los ejes principales aunque varíen sus orientaciones.

El mapa de trayectorias de paleoesfuerzos compresivos de cada campo se ha determinado interpolando las orientaciones de σ_{HMAX} y σ_{HMIN} deducidas en cada estación de medida. En ambos campos se han utilizado valores de interpolación regionales obviando las posibles variaciones locales. La representación conjunta se muestra en la figura 2b.

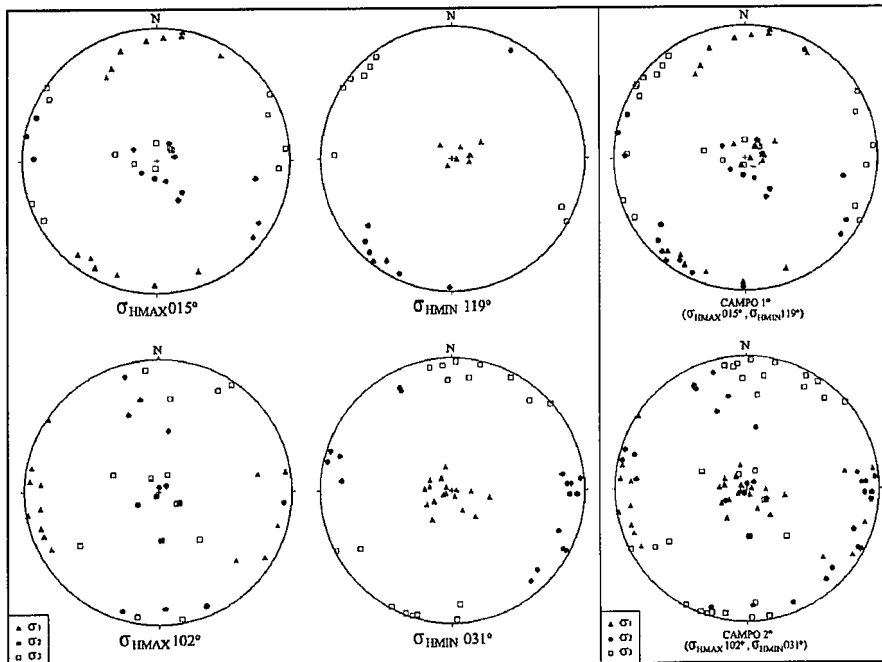


Fig. 3. a) Proyección estereográfica de los tensores deducidos en cada estación a partir del Método de Inversión de Esfuerzos de Reches *et al.* (1992), en función de los cuatro estados obtenidos para la población total de fallas. Proyección Wulff, hemisferio inferior. b) Proyección estereográfica de los tensores que se ajustan al campo 1° ($\sigma_{HMAX} 015^\circ$, $\sigma_{HMIN} 119^\circ$) y al campo 2° ($\sigma_{HMAX} 102^\circ$, $\sigma_{HMIN} 031^\circ$). Proyección de Wulff, hemisferio inferior.

Fig. 3. a) Stereographic projection of calculated tensors in every site using the Stress Inversion Method of Reches *et al.* (1992), according to four stress tensors for the whole fault population. Wulff projection, lower hemisphere. b) Stereographic projection of the tensors adjusting to 1st field ($\sigma_{HMAX} 015^\circ$, $\sigma_{HMIN} 119^\circ$) and 2nd field ($\sigma_{HMAX} 102^\circ$, $\sigma_{HMIN} 031^\circ$). Wulff projection, lower hemisphere.

Discusión

En el Prebético Externo de la región de Albacete, la diferenciación de fases tectónicas a partir de las direcciones de σ_{HMAX} y σ_{HMIN} resulta problemática. Sin embargo podemos considerar las siguientes situaciones:

1. Los cuatro estados de esfuerzo deducidos a partir del análisis global de todos los datos, pueden correlacionarse con los cuatro eventos tectónicos propuestos por De Ruig (1992) al Este de la región estudiada: $\sigma_{HMIN} 119^\circ$ con las fases 1ª ó 4ª, $\sigma_{HMAX} 015^\circ$ con las fases 2ª ó 4ª, $\sigma_{HMAX} 102^\circ$ con la fase 3ª y $\sigma_{HMIN} 031^\circ$ con la fase 4ª.

2. Los tensores extensionales podrían estar asociados a los compresivos mediante dos fases de acortamiento con sus respectivas direcciones de extensión perpendiculares. La orientación de los ejes horizontales σ_1 y σ_3 de los tensores locales que se ajustan al estado de esfuerzo con $\sigma_{HMAX} 015^\circ$ coinciden con la de los ejes σ_2 y σ_3 con $\sigma_{HMIN} 119^\circ$. Entre $\sigma_{HMAX} 102^\circ$ y $\sigma_{HMIN} 031^\circ$, también se observan permutaciones de σ_1 y σ_2 . En ambos casos, aunque varía la orientación de σ_1 y σ_2 , la dirección de

σ_{HMAX} permanece constante. Por tanto, los dos tensores de esfuerzo extensional no constituyen dos fases independientes, sino que están asociados a los dos campos de esfuerzo compresivo: campo 1° ($\sigma_{HMAX} 015^\circ$, $\sigma_{HMIN} 119^\circ$) y campo 2° ($\sigma_{HMAX} 102^\circ$, $\sigma_{HMIN} 031^\circ$).

Las trayectorias de σ_{HMAX} desde el Mioceno hasta el Cuaternario, deducidas por Galindo *et al.* (1993) en los materiales del Paleozoico al Neógeno de las Cordilleras Béticas, tienen una orientación que oscila entre N-S y NNO-SSE. Esta dirección de acortamiento representa la dirección de convergencia de las placas africana y europea. Aunque dicho acercamiento parece continuo desde los últimos 70 m.a. (Rebai *et al.*, 1992), desde el Burdigaliense hasta el inicio del Tortoniense, un fragmento del Dominio Sudsardo se desplazó hacia el Oeste (Sanz de Galdeano, 1990). Esta traslación produjo una desorganización en el margen sudibérico. Según esto, el campo NNE-SSO obtenido en los materiales del Mesozoico al Terciario medio del Prebético Externo será el reflejo de la aproximación N-S de las placas europea y africana, mientras que el campo

ESE-ONO sería el resultado de la evolución geológica de las Cordilleras Béticas durante el Mioceno inferior-medio.

3. Finalmente, debido a que las dos direcciones σ_{HMAX} son prácticamente ortogonales y hay permutaciones de los ejes σ_1 - σ_2 y σ_3 del primer campo con los ejes σ_3 y σ_1 - σ_2 del segundo campo, cabría plantearse si los dos estados propuestos estuvieron originados por un mismo proceso geodinámico (Rebai *et al.*, 1992; Medina, 1995). Otro dato que apoyaría esta hipótesis es la posible incompatibilidad entre los dos campos deducidos anteriormente y la dinámica de los principales desgarres de la zona. Si tenemos en cuenta la dirección de emplazamiento de los sistemas de cabalgamiento del Arco de Cazorla-Alcaraz, estos desgarres tienen un movimiento dextroso. Sin embargo, durante la estructuración del mismo -Serravaliense (Coppier *et al.*, 1989), la dirección de máxima compresión horizontal es E-O (Sanz de Galdeano, 1990) y los desgarres tendrían un desplazamiento sinestroso. Por tanto, se podría proponer una sola "fase tectónica" con un campo regional, orientado N-S y relacionado con el acercamiento entre las placas europea y africana, y otro local, de dirección E-W. Aunque no se ha determinado la actuación simultánea de ambos campos, es necesario destacar que en los materiales del Mioceno superior y Cuaternario se han deducido también dos direcciones perpendiculares de σ_{HMAX} (Rodríguez-Pascua, 1995).

Conclusiones

A partir del análisis de paleoesfuerzos en el Prebético de Albacete se han obtenido cuatro estados de esfuerzos: (σ_{HMIN}) 119° y 031° , (σ_{HMAX}) 015° y 102° . Estos tensores pueden representar:

1. cuatro eventos tectónicos (extensión Oligoceno superior-Aquitaniense, compresión Burdigaliense-Langhiense, transpresión Langhiense superior-Serravaliense y extensión radial y compresión Mioceno superior-Plioceno),

2. dos fases de acortamiento con sus respectivas extensiones perpendiculares (campo 1° ($\sigma_{HMAX} 015^\circ$, $\sigma_{HMIN} 119^\circ$) y campo 2° ($\sigma_{HMAX} 102^\circ$, $\sigma_{HMIN} 031^\circ$)).

3. una fase tectónica (campo regional NNE-SSO y campo local ONO-ESE).

No parece que la historia de deformación sea el resultado de cuatro fases

distintas a lo largo del tiempo. Los criterios que tenemos hasta ahora señalan la tercera opción como la más probable. No obstante, este estudio representa una aproximación preliminar, y pone de manifiesto la necesidad de recopilar datos microestructurales en zonas próximas.

Agradecimientos

Este trabajo ha sido financiado con el proyecto de investigación CIGYT AMB 94-0994. Agradecer a Z. Reches, J. C. Lee y J. Angelier por facilitarnos los programas informáticos utilizados.

Referencias

Angelier, J. y Mechler, P. (1977). *Bull. Soc. Geol. France* (7), 19: 1309-1318.

Azéma, J.; Foucalt, 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. Univ. Granada. 83 págs.

Calvo, J. P. (1978). *Est. Geol.*, 34: 407-429.

Coppier, G.; Griveaud, P.; Larouzière, F. D.; Montenat, C. y Ott d'estevoud, P. (1989). *Geodinamica Acta*, 3, 1: 37-51.

De Ruig, M. J. (1992). Tesis doctoral, Vrije Universiteit te Amsterdam, 207 págs.

De Vicente (1988). *Tesis doctoral*, Univ. Compl. de Madrid, 300 págs.

Delvaux, D.; Levi, K.; Kajara, R. y Sarota, J. (1992). *Bull. Cent. Rech. Explor. Prod. Elf-Aquit.*, 16, 2: 383-406.

Elizaga, E. (1993). *Tesis doctoral*. Universidad Complutense de Madrid. 216 págs.

Fallot, P. (1948). *Est. Geol.*, 8: 83-172. Madrid.

Galindo-Zaldívar, J.; González-Lodeiro, F. y Jabaloy, A. (1993). *Tectonophysics*, 227: 105-126.

Guézou, J. C.; Frizon de Lamotte, D.; Coulon, M. y Morel, J. L. (1991). *Ann. Tectonicae*, vol. V, nº 1, pp.: 32-48.

Hansen, M. y Mount, V. S. (1990). *Jour. Geophys. Res.*, 95 (B2): 1155-1165.

Jérez Mir, L. (1973). *Tesis doctoral*, Fac. de Ciencias, Univ. de Granada, 2 tomos, 750 págs..

Larouzière F.D.; Bolze, J.; Bordet, P.; Hernandez, J.; Montenat, P. y Ott D'estevou, P. (1988). *Tectonophysics*, 152: 41-52.

Lee, J. C. y Angelier, J. (1994). *Computer Geosci.*, 20, 2, pp.: 161-191.

Medina, F. (1995). *Jour. Struct. Geol.*, 17, 7: 1035-1046.

Montenat, C. Ott D'estevoud, P. y Masse, P. (1987). *Bull. Cent. Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquit.*, 11, 1: 1-22.

Ott D'estevou, P. y Montenat, C. (1985). *C.R. Acad. Sci. Paris*, 300, sér. II, 300, pp.: 363-368.

Rebai, S.; Philip, H. y Taboada, A. (1992). *Geophys. S. Int.*, 110: 106-140.

Reches, Z. (1983). *Tectonophysics*, 95: 133-156.

Reches, Z. (1987). *Tectonics*, 6, 6: 849-861.

Reches, Z.; Baer, G. y Hatzor, Y. (1992). *Jour. Geophys. Res.*, 97 (B9): 12481-12493.

Rodríguez-Estrella, T. (1979). *Col Mem. del IGME*, t. 97, 290 págs.

Rodríguez-Pascua, M. (1995). Informe Interno. Consejo de Seguridad Nuclear, 253 págs.

Sanz de Galdeano (1983). *Estudios Geol.*, 39: 157-165.

Sanz de Galdeano (1990). *Tectonophysics*, 172: 107-119.

Stapel, G. y Moëys, R. (1994). En: Palaeostress evolution in the Altai & Baikal regions, South Siberia. Internal report Free University, Amsterdam, 105 págs.

Vegas, R. (1992). En: Paleomagnetismo y tectónica en las Cordilleras Béticas (edits. Osete, M. L. y Calvo, M.). Publ. de la Univ. Complutense de Madrid, pp.: 41-53.

Nº	σ_1	σ_2	σ_3	R	n (N)	E
1	72/241	16/082	05/350	0.47	12 (17)	C
	13/342	76/156	01/251	0.60	17 (24)	
2	87/087	02/288	00/198	0.08	46 (54)	J
	00/011	25/101	64/279	0.20	13 (20)	
3	08/253	09/344	77/123	0.57	8 (9)	J
4	07/210	79/078	07/300	0.43	17 (23)	J
	00/304	87/210	02/034	0.23	11 (11)	
5	23/334	65/142	04/242	0.69	30 (34)	J
	69/061	19/232	03/323	0.14	18 (19)	C
6	12/214	77/035	00/304	0.77	23 (34)	J
	78/092	11/287	02/196	0.25	50 (50)	J
7	03/275	60/178	29/007	0.39	9 (13)	
	79/319	04/205	09/114	0.10	11 (11)	J
8	06/181	08/271	79/053	0.17	4 (7)	M
9	80/319	09/139	00/049	0.11	13 (20)	J
	08/031	10/122	76/263	0.15	8 (9)	
10	76/280	13/087	02/178	0.14	13 (20)	J
	09/355	79/187	02/085	0.13	9 (9)	
11	03/081	29/349	60/177	0.14	5 (7)	
	79/080	02/181	10/272	0.04	25 (31)	M
12	00/260	87/005	02/170	0.15	9 (13)	J
13	00/260	87/005	02/170	0.15	9 (13)	J
	75/345	02/085	14/176	0.06	14 (19)	J
14	04/011	00/281	85/189	0.68	11 (27)	
	86/247	02/118	03/028	0.13	18 (19)	M
15	08/249	07/158	78/026	0.58	16 (27)	
	85/211	07/029	00/119	0.56	23 (29)	C
16	75/295	14/111	00/201	0.53	13 (20)	
	86/152	02/283	02/013	0.06	18 (27)	C
17	73/273	12/133	10/041	0.06	16 (16)	J
	03/281	84/049	04/190	0.39	9 (13)	
18	86/302	03/118	00/208	0.31	6 (9)	T
	78/082	09/227	06/318	0.07	7 (9)	M
19	86/214	11/092	17/358	0.25	20 (25)	J
	12/274	05/095	76/119	0.30	23 (38)	
20	23/132	51/009	29/236	0.60	6 (15)	
	66/100	14/333	18/238	0.12	21 (36)	J
21	09/242	37/339	51/140	0.20	12 (19)	
	87/093	01/218	01/308	0.24	20 (26)	J
22	76/151	13/333	00/243	0.50	10 (13)	
	79/100	05/222	08/313	0.25	14 (23)	C
23	25/080	12/177	60/291	0.38	14 (16)	
	77/238	10/087	05/356	0.11	7 (8)	M
24	09/199	04/290	79/046	0.66	5 (7)	
	07/003	78/231	08/094	0.08	25 (25)	J
25	68/138	16/275	14/009	0.60	6 (10)	
	84/243	05/092	02/002	0.08	14 (14)	J
26	06/122	75/240	12/030	0.17	9 (14)	
	08/220	07/129	79/358	0.70	17 (19)	J
27	11/160	74/296	10/068	0.42	20 (33)	
	11/262	76/117	07/354	0.83	16 (23)	J
28	27/329	62/152	01/060	0.83	35 (61)	
	81/037	08/213	00/303	0.01	37 (46)	C
29	07/106	06/197	80/331	0.01	18 (26)	

Tabla 1. Ejes principales de esfuerzos deducidos en cada estación de medida a partir del Método de Inversión de Esfuerzos de Reches et al. (1992). Nº: número de la estación de medida (localización en la figura 2a). σ_1 , σ_2 y σ_3 : ejes de esfuerzo máximo, mínimo e intermedio (inmersión / dirección de inmersión). R: razón del elipsoide de esfuerzo ($\sigma_2 - \sigma_3$)/($\sigma_1 - \sigma_3$). n (N): número de fallas explicadas (Número de fallas medidas). E: edad de los materiales (J, Jurásico; C, Cretácico; M, Mioceno medio).

Table 1. Paleostress principal axes determined using Reches's et al. (1992) Stress Inversion Method at every site. Nº: number of the site (location in figure 2a). σ_1 , σ_2 y σ_3 : maximum, intermediate and minimum stress axes (plunge / azimuth). R: axial ratio of the stress ellipsoid ($\sigma_2 - \sigma_3$)/($\sigma_1 - \sigma_3$). n (N): number of explained fault data (Number of fault data). E: age of materials (J, Jurassic; C, Cretaceous; M, Middle Miocene).