

Paleoesfuerzos cenozoicos en el entorno de la falla de Ubierna (Burgos, Cordillera Cantábrica) y norte de la Cuenca del Duero

Cenozoic paleostresses in the surroundings of the Ubierna fault (Burgos, Cantabrian Range) and northern Duero Basin

José L. Simón¹, Pedro Pablo Hernaiz Huerta² y Guillermo Simón-Porcar³

¹ Dpto. Ciencias de la Tierra - IUCA, Universidad de Zaragoza. C/ Pedro Cerbuna, 12, 50009 Zaragoza. jsimon@unizar.es

² AIRTIFICIAL CIVIL WORKS (antes INYPSA). C/ General Díaz Porlier, 49, 28001 Madrid. pedropablo.hernaiz@airtificial.com

³ C/ Antares, 21, 50012 Zaragoza. g.simon_12@hotmail.com

ABSTRACT

The evolution of Cenozoic stress fields in the area surrounding the dextral strike-slip, NW-SE striking Ubierna fault is reconstructed from samples of faults, joints and stylolites collected in 23 data sites in Mesozoic and Miocene units. A compressional stress field with σ_1 oriented N to NNE is defined, which operated at least until early Miocene time. Extensional tensors (σ_1 vertical) with σ_3 oriented close to E-W represent episodes of permutation of the σ_1 and σ_2 axes within that stress field. During the late Miocene, the stress field changes towards an extensional one with σ_3 trajectories close to N-S.

Key-words: stress field, fault, stress inversion, Plataforma Burgalesa, Miocene.

Geogaceta, 66 (2019), 115-118
ISSN (versión impresa): 0213683X
ISSN (Internet): 2173-6545

Introducción

La falla de Ubierna, junto con la falla de Ventaniella, conforman un sistema de desgarre dextral de primer orden en la estructuración contractiva de la Cordillera Cantábrica (Fig. 1). La geometría y cinemática de la falla de Ubierna ha sido caracterizada por Hernaiz (1994), Espina *et al.* (1996) y Tavani *et al.* (2011), entre otros. Sin embargo, no se ha publicado hasta el momento un estudio detallado del campo de esfuerzos en su entorno. Este trabajo tiene como objetivo presentar un modelo regional de paleoesfuerzos en el dominio de la Banda Plegada y norte de la Cuenca del Duero, bajo el que la falla de Ubierna pudo activarse en el Cenozoico. Para ello se parte de datos mesoestructurales obtenidos por los dos primeros autores durante la ejecu-

ción del proyecto AFA de ENRESA (1992), hasta ahora inéditos y cuyo interés ha suscitado la presente publicación.

Marco geológico y macroestructura

El sector más meridional de la Cuenca Vasco-Cantábrica (Plataforma Burgalesa) se pone en contacto con la cuenca cenozoica del Duero a través de la denominada Banda Plegada (Barnolas y Pujalte, 2004). El sinclinal de Polientes, en el centro de la Plataforma Burgalesa, fue durante la extensión mesozoica un surco limitado por la falla NO-SE de Ubierna, que en esa época funcionó como falla normal y hoy constituye su límite con la Banda Plegada (Hernaiz, 1994) (ver mapa de la Fig. 2).

RESUMEN

Se reconstruye la evolución de los campos de esfuerzos durante el Cenozoico en el entorno de la falla de Ubierna, desgarre dextral de dirección NO-SE, a partir de 23 muestras de fallas, diaclasas y estilolitos tomadas en unidades del Mesozoico y Mioceno. Se define un campo de esfuerzos compresivo con σ_1 orientado N a NNE, activo hasta al menos el Mioceno inferior, en el que algunos tensores extensionales (σ_1 vertical) con σ_3 próximo a E-O representan episodios de intercambio de los ejes σ_1 y σ_2 . En el Mioceno superior el campo de esfuerzos cambia a una extensión con trayectorias de σ_3 próximas a N-S.

Palabras clave: campo de esfuerzos, falla, inversión de esfuerzos, Plataforma Burgalesa, Mioceno.

Recepción: 31 de enero de 2019
Revisión: 25 de abril de 2018
Aceptación: 24 de mayo de 2019

La serie mesozoica aflorante en el área comienza con la facies Keuper, que representa el nivel de despegue regional sobre el zócalo paleozoico y su tegumento de Buntsandstein y Muschelkalk inferior. Le sigue la serie car-



Fig. 1.- Situación geológica del área de estudio. Ver figura en color en la web.

Fig. 1.- Geological location of the study area. See color figure in the web.

Nº	EDAD	ESTRUCTURA	TENSOR DE ESFUERZOS			N	n	α (°)	CRONO RESPECTO PLIEGES
			σ_1	σ_3	R				
1	RAM-ORL	F	019, 15	284, 16	0,28	19	8	4,7	
2	CS	F(+E)	034, 39	289, 18	0,08	16	10	8,6	PRE
3	CS	F	352, 39	094, 14	0,14	12	11	4,2	PRE
		E	013, 40			9	9		PRE
4	CS	F	014, 17	105, 02	0,66	25	18	4,6	POST
5	CS	F	011, 17	170, 71	0,12	19	13	9,3	POST
6	JS	F	347, 57	087, 06	0,57	30	13	6,5	PRE
		F	177, 46	069, 07	0,67	30	11	7,0	PRE
		E	324, 32			25	23		PRE
7	OLI-ORL	F(+E)	243, 11	339, 27	0,50	8	7	4,7	
8	OLI-ORL	F(+E)	214, 01	124, 03	0,27	15	12	8,2	
9	ORL-AST	D	≈ VERT.	015, 00	→ 0	29	24		POST
0	CS	F	019, 04	184, 86	0,63	18	9	9,5	
11	RAM-ORL	F	352, 58	091, 05	0,62	13	7	5,1	PRE-SIN
		E	015, 18			18	18		POST
12	OLI-ORL	F	184, 10	094, 01	0,50	26	16	6,7	
		F	176, 01	356, 89	0,35	26	9	7,5	
13	OLI-ORL	F	004, 22	273, 02	0,35	26	14	8,5	
		F	014, 04	174, 85	0,28	26	6	2,7	
14	ORL-AST	F(+E)	209, 04	307, 62	0,12	20	11	7,8	
15	AST	D	≈ VERT.	005, 00		16	10		POST
16	ORL-AST	D	≈ VERT.	175, 00	→ 0	45	25		POST
17	ORL-AST	F	029, 12	121, 11	0,24	18	16	7,1	POST
18	CS	F	011, 31	102, 00	0,34	38	12	7,7	PRE
		F	323, 11	085, 69	0,14	38	12	11,3	POST
19	ORL	D	≈ VERT.	160, 00	→ 0	38	38		POST
20	ORL	D	≈ VERT.	175, 00	→ 0	36	22		POST
21	AST-VALL	F	296, 68	028, 01		8	6		POST
22	AST-VALL	D	≈ VERT.	005, 00	→ 0	36	23		POST
23	ORL-AST	F	173, 76	267, 01	0,11	21	18	9,3	

Tabla I.- Resultados de paleoesfuerzos en las estaciones analizadas. Edad de los materiales: JS: Jurásico Sup.; CS: Cretácico Sup.; OLI: Oligoceno; RAM: Ramblense; ORL: Orleanense; AST: Astaraciense; VALL: Vallesiense. F: fallas; E: picos estilolíticos; D: diaclasas. N: n° datos totales; n: n° datos compatibles con la solución. α : ángulo medio de desviación de estrías.

Table I.- Paleostress results in the analysed data sites. Age of materials: JS: Upper Jurassic; CS: Upper Cretaceous; OLI: Oligocene; RAM: Ramblian; ORL: Orleanian; AST: Astaracian; VALL: Vallesian. F: faults; E: stylolitic peaks; D: joints. N: total data; n: n° data compatible with the stress solution. α : average misfit angle of estriae

bonatada marina del Jurásico Inferior-Medio y cuatro megasecuencias, esencialmente detríticas, relacionadas con las etapas de *rifting* del Jurásico Superior-Cretácico Inferior: Grupo Campoo y Grupo Cabuérniga (facies Purbeck, Titónico-Berriasiense), Grupo Pas (facies Weald, Valanginiense-Barremiense), y Complejo Aptiense-Albiense. La Fm. Arenas de Utrillas fosiliza la geometría extensional que estructura estas unidades y da paso a una potente serie (>1200 m) de Cretácico Superior carbonatado relacionado con la etapa *post-rift*.

La Banda Plegada es la parte frontal, más deformada, de la Cuenca Vasco-Cantábrica. Consiste en un conjunto de pliegues orientados ONO-ESE (Fig. 2), muchos de ellos con geometría en caja y vergencia sur. Esta estructura contractiva se superpone a las estructuras extensionales mesozoicas de la Cuenca Vasco-Cantábrica (*semigrabens* controlados por fallas que buzcan al norte), con una notable participación asimismo de la tectónica salina del Keuper (Serrano *et al.* 1994; Hernaiz

et al., 1994). La compresión cenozoica produjo la inversión parcial o total de esas fallas extensionales, su rotación en los altos salinos y el desarrollo de retrocabalgamientos sobre los *semigrabens*.

Durante el Cenozoico la falla de Ubierna funcionó esencialmente como desgarre dextral, especialmente en los estadios compresivos tardíos (Hernaiz, 1994), trasponiendo los pliegues ONO-ESE previos y produciendo pinzamientos de materiales terciarios a lo largo de su traza (Hernaiz, 1994). Tavani *et al.* (2011) explican el conjunto de la estructura en un contexto transpresivo. La falla de Ubierna muestra un sistema de fracturación asociado formado por fallas de Riedel, bloques rotados y bandas de deformación con fábricas S-C (Hernaiz, 1994), así como estructuras en flor y en cola de caballo (principalmente contractivas) y dúplex de desgarre (Tavani *et al.*, 2011).

El contacto con la Cuenca del Duero, aunque generalmente fosilizado por los depósitos

más recientes, se muestra en las líneas sísmicas como un cabalgamiento (cabalgamiento frontal de la Banda Plegada). Algunos autores atribuyen a este un importante desplazamiento horizontal (10-15 km; Hernaiz *et al.*, 1994), que otros, por el contrario, minimizan (Tavani *et al.*, 2018).

El relleno sintectónico de la Cuenca del Duero corresponde esencialmente al Ciclo Olmos, de edad Eoceno-Mioceno basal, y quizá también a la parte baja del Ciclo Dueñas (Ramblense-Orleanense). El relleno posttectónico incluye la parte media-alta del Ciclo Dueñas y los ciclos de Tierra de Campos (Orleanense-Astaraciense), Cuestas (Astaraciense-Vallesiense) y Páramo II (Vallesiense-Turrolense; Hernaiz y Solé, 2000).

Metodología

Los estados de esfuerzos locales se han obtenido del análisis de mesoestructuras discontinuas (fallas con estrías, diaclasas tensionales y picos estilolíticos) en un total de 23 estaciones. De ellas, 7 se sitúan en materiales del Mesozoico y 16 en conglomerados y calizas del Mioceno.

Para el análisis de fallas se han aplicado los métodos de *Diedros Rectos* (Angelier y Mechler, 1977), *diagrama y-R* (Simón, 1986) y Etchecopar *et al.* (1981). Su uso combinado (Casas *et al.*, 1990) se completa con el test de significancia propuesto por Orife y Lisle (2006) que valora la fiabilidad de cada solución. En la estación 21 se ha aplicado el modelo de Anderson (1951) de fallas conjugadas. Para el análisis de los picos estilolíticos se asume que su orientación media es paralela al eje de esfuerzo máximo σ_1 (Arthaud y Mattauer, 1969). En el caso de las diaclasas, los rasgos geométricos y la ausencia de signos de cizalla permiten interpretarlas como fracturas tensionales puras e inferir un eje mínimo σ_3 ortogonal a su plano medio.

Resultados e interpretación

Los datos y los resultados del análisis de paleoesfuerzos aparecen compendiados en la tabla I y las figuras 2 y 3. En las estaciones donde coexisten fallas y estilolitos se ha adoptado una solución única para todos ellos en caso de que los respectivos ejes σ_1 tengan orientaciones similares, y dos soluciones distintas en caso contrario. Algunos paleoesfuerzos compresivos quedaron registrados en estructuras previas al plegamiento local; las direcciones originales de σ_1 (representadas

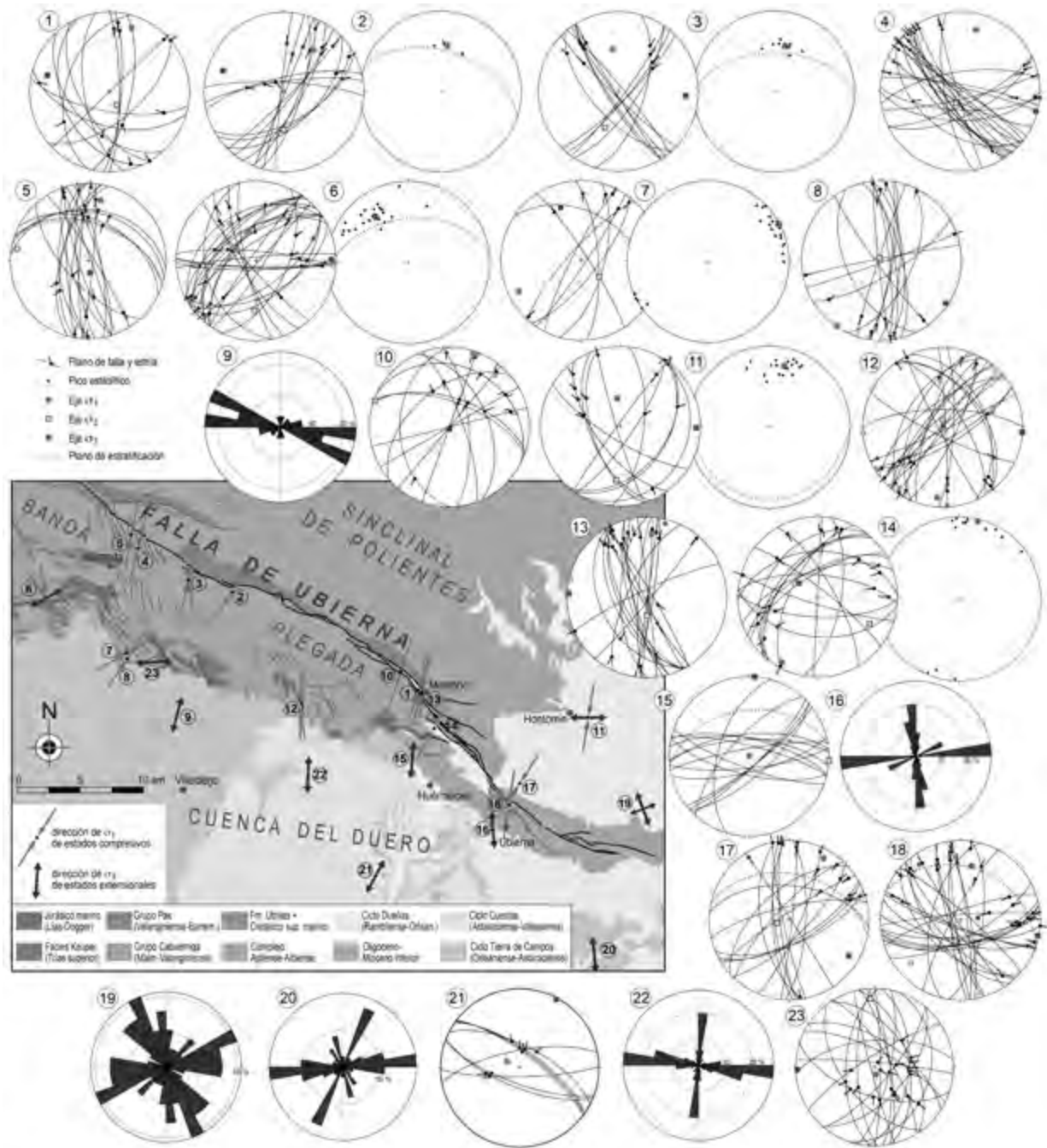


Fig. 2.- Resultados de paleoesfuerzos: estereogramas con la orientación de fallas, estilolitos y ejes de esfuerzos; diagramas en rosa con las direcciones de diaclasas; mapa geológico con las direcciones de esfuerzos inferidas en cada una de las estaciones. Ver figura en color en la web.

Fig. 2.- Paleostress results: stereoplots showing orientations of faults, stylolites and stress axes; rose diagrams showing directions of joints; geologic map with stress directions inferred at each data site. See color figure in the web.

mediante flechas en el mapa de la Fig. 2) han sido entonces reconstruidas tras restituir los datos abatiendo la estratificación a la horizontal. Todos los tensores recogidos en la tabla I han superado el test de significancia de Orife y Lisle (2006).

La mayoría de estados locales de esfuerzos corresponden a una compresión subhorizontal orientada entre 170 y 035, generalmente en régimen de desgarre (σ_2 vertical), pero también ocasionalmente con σ_3 vertical. En cada

una de las estaciones 12 y 13 se registran dos de estos tensores compresivos con ejes σ_1 similares entre sí y ejes σ_2 y σ_3 intercambiados. Se caracteriza así un campo compresivo dominante de dirección N a NNE, compatible con las principales macroestructuras compresivas (pliegues ONO-ESE, falla de Ubierna y cabalgamiento frontal de la Banda Plegada).

Las direcciones anómalas registradas en las estaciones 6 y 18 (compresión NO-SE) y 7 (compresión ENE-OSO) pueden interpretarse

como producto de desviaciones locales de ese campo. Las tres estaciones se sitúan junto a macroestructuras compresivas (ver mapa en Fig. 2), lo que permite atribuir dichas perturbaciones a la actividad de las mismas. No debería excluirse, en principio, la posibilidad de que alguno de esos tensores anómalos pudiera representar otro campo de esfuerzos diacrónico. De hecho, en las estaciones 6 y 18 no sólo se registra la compresión "anómala" NO-SE, sino también la N-S. Sin embargo, entre ambas

compresiones hay relaciones cronológicas contradictorias: la NO-SE es posterior a la N-S y al plegamiento local en la estación 18, mientras que es anterior en la estación 6.

Las estaciones 6, 11 y 23 registran estados extensionales (σ_1 vertical) con σ_3 orientados E-O a ENE-OSO, subortogonales por tanto a la compresión dominante. Dicha coaxialidad, junto con el hecho de que el tensor extensional en las estaciones 6 y 11 es anterior al plegamiento local, sugiere que hay una cierta relación genética entre estos tensores extensionales y el campo compresivo dominante, dentro del cual los estados extensionales representarían episodios puntuales de intercambio de los ejes σ_1 y σ_2 .

Este campo compresivo está registrado en materiales de la Banda Plegada de edades comprendidas entre el Mesozoico y el Mioceno inferior (Orleaniense), mientras que su impronta desaparece a partir del Astaraciense (Fig. 3). Ello sugiere que su edad quedaría acotada en el Mioceno inferior.

Las estaciones situadas en el Mioceno superior (21, 22) y Mioceno inferior-medio (9, 15, 16, 19, 20) de la Cuenca del Duero registran estados de extensión con un eje σ_3 próximo a N-S. Sólo una de ellas (estación 21) contiene planos estriados. El resto son muestras de diaclasas subverticales (o fracturas inclinadas pero sin indicios de movimiento: estación 15). En algunas de ellas (16, 19, 22), la asociación de dos familias mutuamente ortogonales sugiere un cierto carácter de extensión "radial" o "multidireccional" ($\sigma_2 \approx \sigma_3$), régimen en el que el intercambio de los ejes σ_2 y σ_3 es un fenómeno común (Simón *et al.*, 1988; Caputo, 1995). La edad de este nuevo campo de esfuerzos se situaría en o posterior al Mioceno superior.

Discusión y conclusiones

La evolución de paleoesfuerzos en el área de estudio es coherente con la cinemática de las macroestructuras, y paralela a la evolución registrada al sur de todo el orógeno pirenaico-cantábrico.

El movimiento de la falla de Ubierna, dextral o dextral-inverso, debió de producirse bajo el campo compresivo N-S a NNE-SSO, que persiste al menos hasta mediados del Mioceno. Ese mismo campo es el que controla la fracturación dominante en el centro y oeste de la Cuenca del Ebro (Simón *et al.*, 1999; Arlegui y Simón, 2001) y en amplias zonas de la Cordillera Ibérica (*e.g.*, Ezquerro y Simón, 2017). Puede identificarse con el que Liesa y Simón (2009) denominan *campo Tardi-Pirenaico*, resultado de una combinación

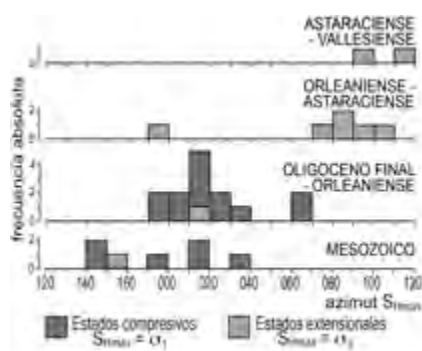


Fig. 3.- Distribuciones de azimuts de ejes SHmáx (esfuerzo máximo horizontal) según la edad de los materiales en que se registran. Ver figura en color en la web.

Fig. 3.- Azimuth distributions of SHmax axes (maximum horizontal stress) according to the age of the materials where they are recorded. See color figure in the web.

de empujes transmitidos desde los márgenes norte y sur de Iberia, con una contribución menor de la dorsal Atlántica. En las Bardenas Reales y en las cuencas neógenas de la cordillera Ibérica se registra el tránsito de este campo a la extensión neógena mediante el intercambio de los ejes σ_1 y σ_2 (Gracia y Simón, 1986; Simón, 1986; Simón *et al.*, 1999; Ezquerro y Simón, 2017).

El campo extensional sin- o post-Mioceno superior N-S registrado en el borde norte de la cuenca del Duero aparece asimismo en el centro de la Cuenca del Ebro. En esta región sería el responsable de la fracturación E-O a ESE-OSO que domina en los Monegros y que se expresa en otras áreas como *cross-joints* ortogonales y tardías respecto a las fracturas N-S dominantes (Simón *et al.*, 1999; Arlegui y Simón, 2001). Su origen se atribuye a un proceso de *bending* (movimiento vertical diferencial) en la articulación Pirineo-Cuenca del Ebro, resultante del rebote isostático postorogénico (Arlegui y Simón, 2001). Ese mismo mecanismo podría aducirse también en el caso del margen sur-cantábrico. Este campo extensional no parece tener continuidad en el campo de esfuerzos actual, ya que existen en la región cantábrica evidencias de movimientos inversos en fallas cuaternarias visibles (Fernández *et al.*, 2018) y en mecanismos focales (López Fernández *et al.*, 2018) que sugieren un régimen de compresión moderada en dirección próxima a N-S.

Agradecimientos

Agradecemos a ENRESA su autorización para el uso de datos del proyecto AFA, y a los dos revisores anónimos sus útiles sugerencias. Trabajo financiado por el Gobierno de Aragón - FEDER (grupo de investigación Geotransfer).

Referencias

- Anderson, J.P. (1951). *The dynamics of faulting and dyke formation with application to Britain*. Oliver & Boyd, Edinburgh, 206 p.
- Angelier, J. y Mechler, P. (1977). *Bulletin Société Géologique de France* 19, 1309-1318.
- Arlegui, L.E. y Simón, J.L. (2001). *Journal of Structural Geology* 23, 297-313.
- Arthaud, F. y Mattauer, M. (1969). *Bulletin Société Géologique de France* 11, 738-744.
- Barnolas, A. y Pujalte, V. (2004). En: *Geología de España*. (J.A. Vera, Ed.), SGE-IGME, Madrid. 231-338.
- Caputo, R. (1995). *Terra Nova* 7, 479-490.
- Casas, A.M., Gil, I. y Simón, J.L. (1990). *Estudios Geológicos* 46, 385-398.
- ENRESA (1992). *Proyecto AFA. Estudios temáticos. Áreas sedimentarias. Agrupación de Áreas N°2. Banda Plegada*. Inédito.
- Espina, R.G., Alonso, J.L. y Pulgar, J.A. (1996). *Journal of Structural Geology* 18, 431-441.
- Etchecopar, A., Vasseur, G. y Daignières, M. (1981). *Journal of Structural Geology* 3, 51-65.
- Ezquerro, L. y Simón, J.L. (2017). *Revista de la Sociedad Geológica de España* 30, 9-26.
- Fernández, F.J., Alonso, J.L. y Pando, L. (2018). *Geogaceta* 64, 3-6.
- Gracia, F.J. y Simón, J.L. (1986). *Boletín Geológico y Minero* 97, 693-703.
- Hernaiz, P.P. (1994). *Geogaceta* 16, 39-42.
- Hernaiz, P.P. y Solé, J. (2000). *Revista de la Sociedad Geológica de España* 13, 471-486.
- Hernaiz, P.P., Serrano, A., Malagón, J. y Rodríguez Cañas, C. (1994). *Geogaceta* 15, 143-146.
- Liesa, C.L. y Simón, J.L. (2009). *Tectonophysics* 474, 144-159.
- López-Fernández, C., Fernández-Viejo, G., Olona, J. y Llana-Fúnez, S. (2018). *Bulletin of the Seismological Society of America* 108, 604-618.
- Orife, T. y Lisle, R.J. (2006). *Journal of Structural Geology* 28, 952-956.
- Serrano, A., Hernaiz, P.P., Malagón, J. y Rodríguez Cañas, C. (1994). *Geogaceta* 15, 131-134.
- Simón, J.L. (1986). *Tectonophysics* 124, 37-53.
- Simón, J.L., Serón y F.J. y Casas, A.M. (1988). *Anales Tectonicae* 2, 21-32.
- Simón, J.L., Arlegui, L.E., Liesa, C.L. y Maestro, A. (1999). *Journal of Geophysical Research* 104(B7), 15141-15153.
- Tavani, S.A., Quintà, A. y Granado, P. (2011). *Tectonophysics* 509, 238-253.
- Tavani, S., Balsamo, F. y Granado, P. (2018). *Marine and Petroleum Geology* 96, 315-330.