

Estructuras extensionales tardías en la granodiorita de Veiga (Arco Hercínico de Galicia)

Late extensional structures in the Veiga granodiorite (Hercynian Arc, NW Spain)

T. Román Berdiel (*), A. M. Casas Sainz (**) y E. L. Pueyo Morer (**)

(*) Departamento de Geodinámica, Facultad de Ciencias, Universidad del País Vasco, 48080 Bilbao

(**) Departamento de Geología, Facultad de Ciencias, Universidad de Zaragoza, 50009 Zaragoza

ABSTRACT

At the western border of the Veiga granodiorite (Hercynian Arc of Galicia), C-S structures coexist with brittle mesostructures (faults and dykes corresponding to the late stages of emplacement). C and S structures indicate that the cooling of magma was coeval with the Chandoiro fault, a N-S striking normal fault with a N280E hanging wall displacement direction. Brittle structures were analysed by means of the Right Dihedra, Right Trihedra and Etchecopar's methods. They are consistent with a NW-SE extension direction and a vertical σ_1 axis. The coincidence between the two extension directions means that the stress regime under which the granitoid intruded maintained during the post-cooling stage.

Key words: granitoid, intrusion, C-S structures, fault analysis, Hercynian Massif.

Geogaceta, 22 (1997), 193-196

ISSN: 0213683X

Introducción

La fracturación de los cuerpos ígneos se produce cuando el magma está cristalizado en su mayor parte y a temperaturas relativamente bajas, aunque su comienzo tiene lugar posiblemente en etapas anteriores, como lo atestigua el relleno de fracturas por material fundido inyectado en ellas (Pitcher y Berger, 1972). El movimiento producido sobre estas fracturas y diques puede ser indicador del campo de esfuerzos a que han sido sometidos los cuerpos plutónicos en los estadios finales de su emplazamiento.

Existen diversos trabajos sobre la utilización de diques con orientaciones diversas y las direcciones de cizalla sobre ellos para determinar los esfuerzos que han afectado una zona (Watterson, 1968, Berger, 1971, Davidson y Park, 1978, Smith, 1979). Recientemente, Lisle (1989) utiliza este mismo tipo de datos de la misma forma que las estrías de falla, y muestra que la similitud dinámica de estos dos problemas valida la aplicación de métodos de análisis estadístico de estrías de falla (Arthaud, 1969, Carey y Brunier, 1974, Angelier y Mechler, 1977, Etchecopar *et al.*, 1981). Sin embargo, el análisis de mesoestructuras frágiles no ha sido todavía aplicado de forma sistemática al análisis de la evolución tardía del

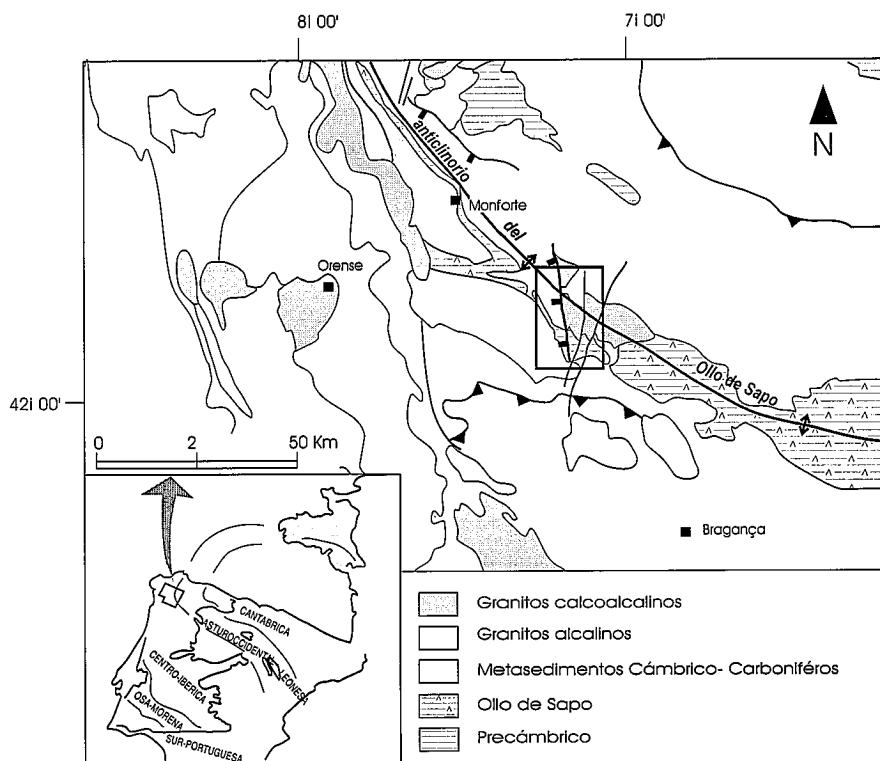


Fig. 1.- Mapa geológico simplificado del sector norte del Macizo Hespérico, con la localización del área estudiada.

Fig. 1.- Geological map of the northern part of the Iberian Hercynian Massif, with the location of the studied area.

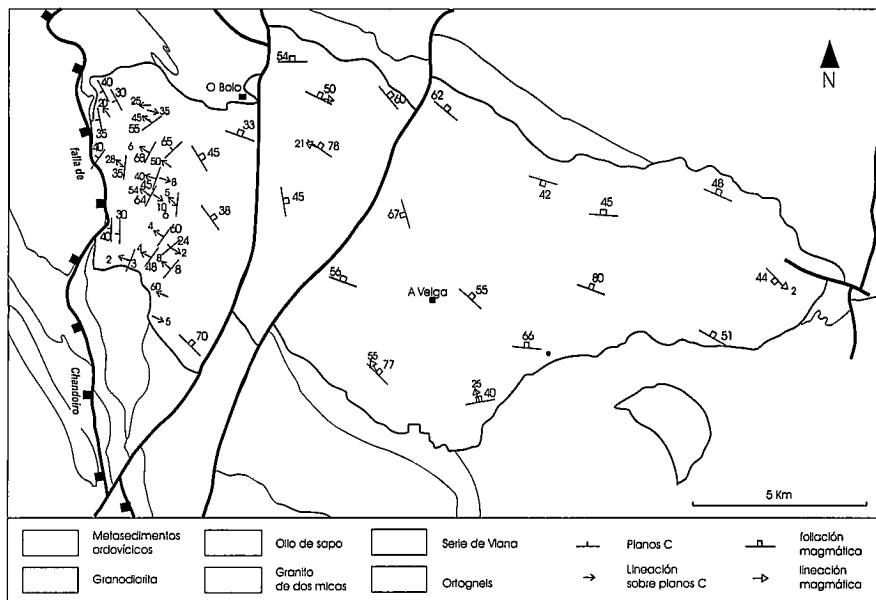


Fig. 2.- Mapa geológico simplificado del macizo de Veiga (simplificado a partir de Iglesias y Varea, 1982), con datos de la foliación magmática (simplificado a partir de Román Berdiel et al., 1995) y con los planos C y lineaciones de estiramiento medidas en el borde oeste del mismo.

Fig. 2.- Geological map of the Veiga Massif, simplified from Iglesias & Varea (1982), with magmatic foliation (simplified from Román Berdiel et al., 1995) and with the orientation of C planes and stretching lineation measured in the western part of the Massif.

emplazamiento de cuerpos intrusivos.

El principal objetivo de este trabajo es el análisis y comparación de las estructuras S-C y las mesoestructuras frágiles, mediante métodos estadísticos del análisis poblacional de fallas. Esto permite determinar y comparar los regímenes tectónicos existentes durante los últimos estadios de enfriamiento del cuerpo ígneo y con posterioridad a la consolidación total del mismo.

Metodología

A partir de la orientación de las fallas y diques con sus estrías (dirección y sentido de movimiento relativo entre los bloques) es posible obtener la orientación de los ejes principales del elipsoide de esfuerzos responsable de su formación, así como la relación de forma $R = (\sigma_2 - \sigma_3) / (\sigma_1 - \sigma_3)$ de dicho elipsoide. Los métodos que se han utilizado para deducir los tensores de esfuerzos a partir de la población de fallas son de dos tipos:

1) Métodos basados en criterios geométricos simples (método de los Diedros Rectos, Angelier y Mechler 1977, método de los Triedros Rectos, Lisle 1987, 1988), que dan como resultado los campos compatibles con la orientación de los ejes de compresión y extensión.

2) Métodos basados en la ecuación de Bott (1959), que dan como resultado la orientación de los ejes y el valor de R, y permiten la separación de fallas que corresponden a diferentes tensores de esfuerzos (Etchecopar et al. 1981). Se ha hecho una comparación entre los resultados obtenidos a partir de los dos tipos de métodos, lo que permite comprobar la validez de los resultados.

La aplicación de los métodos basados en la ecuación de Bott requiere cuatro condiciones fundamentales (Etchecopar et al., 1981): i) deben existir abundantes planos de fracturas susceptibles de reactivación con orientación aleatoria, ii) los movimientos de los planos de fallas han de ser independientes unos de otros, iii) la estría sobre cada plano de falla es paralela a la proyección de la componente de cizalla del tensor de esfuerzos sobre él, y iv) la deformación dúctil entre los planos de fracturas ha de ser mínima. Aunque en el caso de fracturación en granitoides es posible que algunas de estas condiciones no se cumplan estrictamente, conforme el magma se acerca a sus últimos estadios de consolidación su comportamiento reológico puede asimilarse al de un sólido frágil. Además, algunos trabajos recientes (Wojtal y Pershing 1991, Martínez Peña et al., 1995) prueban que incluso en áreas donde las condiciones de fractura-

ción impuestas por estos métodos no se cumplen totalmente la determinación de los tensores de esfuerzos es fiable.

Puesto que los métodos de Diedros Rectos y Triedros Rectos están basados en relaciones geométricas simples, pueden ser utilizados para la determinación de la orientación de los ejes del elipsoide de deformación infinitesimal a partir de planos C, y por tanto es posible comparar estos resultados con la deformación frágil tardía que afecta al granitoide.

Situación geológica

El macizo de Veiga es un cuerpo intrusivo alargado, de dirección E-W. Tiene una superficie de 160 Km² (Fig. 1). Su composición es básicamente granodiorita, con variaciones locales a sienogranito y monzogranito. La composición mineral de la granodiorita de Veiga es principalmente cuarzo, oligoclasa, feldespato potásico (ortoclasa perfitica y microclina) y biotita. El apatito, el circón, la moscovita, la turmalina y la epidota (allanita) aparecen como minerales accesorios. La textura es porfídica, con fenocristales euhédricos de feldespato potásico, cuyo tamaño varía entre 2 y 5 cm, en una matriz de grano medio-grueso.

El macizo granodiorítico de Veiga está rodeado por metasedimentos (gneisses, micaesquistos, cuarcitas, y porfiroides en facies Olla de Sapo) de edad Precámbrico - Ordovícico (Figs. 1 y 2). Forma parte del anticlinorio del Olla de Sapo, el cual define el límite entre la zona Centro-Ibérica y la Asturoccidental-Leonesa, en el Macizo Hespérico. Al suroeste del macizo de Veiga aparece el granito de dos micas de Manzaneda. El anticlinorio del Olla de Sapo es una estructura de 300 Km de longitud desarrollada durante la primera fase de deformación de la orogenia hercínica. Este anticlinorio fue fuertemente modificado por los subsiguientes episodios de deformación (Matte, 1968, Martínez Catalán et al., 1977, Bastida et al., 1993). Su dirección cambia de N030E a N110E, siguiendo la forma del arco Ibérico.

En el encajante del macizo de Veiga se distinguen cuatro eventos estructurales: i) el primer estadio tectónico (D1) produce pliegues esquistosos de dirección 110-150 e inmersión entre 20° NW y 25° SE, ii) la segunda fase de deformación (D2) produce cabalgamientos de vergencia NE con esquistosidad de crenulación asociada y micropliegues subhorizontales (Ribeiro, 1970, Marcos, 1971, Bastida et al., 1986, Farias, 1990),

iii) el tercer estadio tectónico (D3) dio lugar a pliegues de dirección NW y vergencia NE (Parga Pondal, 1963), iv) en la parte oeste del macizo de Veiga aparece la falla normal de Chandoiro, de dirección N-S y buzamiento 55-70° W (Fig. 2). Su longitud cartografiada es de 30 km. Se formó después de la segunda fase de deformación, y es posiblemente contemporánea con el estadio D3.

La estructura principal del antiforme del Olo de Sapo en la zona de estudio puede ser, por tanto, descrita como un anticlinorio de fase D1 replegado por los pliegues de la fase D3. El metamorfismo, de tipo barroviense, comienza durante el primer estadio y alcanza su máxima intensidad entre las fases D2 y D3. Su intensidad decrece hacia el SW. Las rocas cercanas a la falla normal de Chandoiro están afectadas por metamorfismo retrógrado, metamorfismo hidrotermal y cataclasis.

El macizo de Veiga desarrolla una aureola de metamorfismo de contacto en la roca de caja. Los contactos son subparalelos a las trayectorias de la esquistosidad regional en los bordes norte y sur del macizo, y lo cortan en los bordes oriental y occidental. Finalmente, el macizo de Veiga está afectado por dos fallas tardi-hercínicas que muestran un movimiento aparente senestro (Fig. 2).

El macizo de Veiga en su conjunto está afectado por una foliación magmática WNW-ESE (paralela a las estructuras regionales compresivas más importantes), y con buzamientos en torno a 75-85° N. En las proximidades de la falla de Chandoiro aparece una zona de cizalla normal, de unos 3 km de anchura, con movimiento del bloque superior hacia el Oeste (Aranguren *et al.*, 1996). Este evento se produce durante los estadios tardíos del emplazamiento de la granodiorita de Veiga (Román Berdiel *et al.*, 1995).

Resultados y Discusión

Se ha estudiado la deformación frágil en el borde oeste del macizo de Veiga, teniendo en cuenta la orientación de fallas y diques (reellenos de aplita, pegmatita y cuarzo) y la de las estrías sobre ellos. Algunas de las fracturas medidas no están relacionadas con mineralización o apenas presentan una fina lámina de clorita. El estado de esfuerzos obtenido a partir del análisis de estas fracturas puede relacionarse con la deformación del granito durante el último periodo de su emplazamiento. También hay fracturas que han podido formarse durante la fracturación

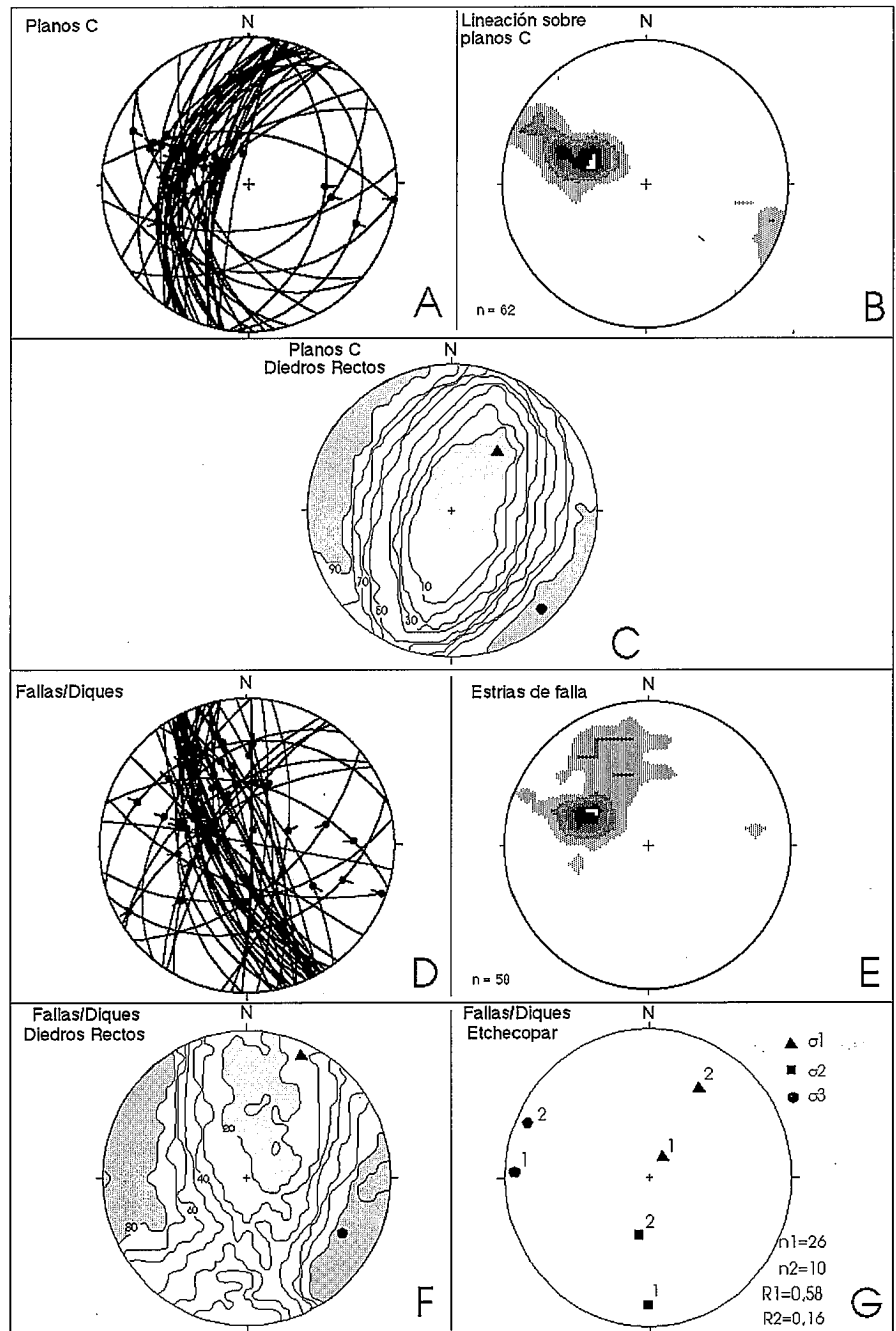


Fig. 3.- Deformación plástica y frágil en el borde oeste del macizo de Veiga. A Proyección estereográfica de los planos C y de la lineación medida sobre ellos. B Diagrama de densidad de la lineación de estiramiento sobre los planos C. C Ejes de deformación obtenidos a partir del análisis de los planos C y su lineación (consideradas como estrías de falla normal) por los métodos de Diedros y Triedros Rectos. D Proyección estereográfica de las fallas y sus estrías. E Diagrama de densidad de las estrías. F Ejes de esfuerzo obtenidos a partir del análisis de las fallas y sus estrías por los métodos de Diedros y Triedros Rectos. G Resultados de la aplicación del método de Etchecopar a la población de fallas. Los diagramas son equiareales, hemisferio inferior, excepto la proyección estereográfica de los planos C y de las fallas, equiangulares, hemisferio inferior. Los diagramas de densidad están hechos con intervalos del 3%.

Fig. 3.- Plastic and brittle deformation in the western part of the Veiga Massif. A Stereoplot of C planes and the stretching lineation on them. B Density diagram of stretching lineations. C Strain axes obtained by the Right Dihedra and Right Trihedra methods from the analysis of C planes and stretching lineations (considered as striations on normal faults). D Stereoplot of faults and slickenside striations. E Density diagram of striations on fault planes. F Stress axes obtained by the Right Dihedra and Right Trihedra methods from faults and slickensides. G Results of Etchecopar's method applied to faults. Diagrams are equal-area, lower-hemisphere except stereoplots of C planes and faults, equal-angle, lower-hemisphere. Density diagrams are made with a 3.0% contour interval.

tardi-hercínica del macizo, y por tanto pueden relacionarse con las dos grandes fallas de dirección NNW-SSE que cortan el plutón.

En la parte oeste del macizo de Veiga, los máximos de la dirección de las fracturas son NNW-SSE y N-S (Fig. 3D). Atendiendo a la orientación de las fallas y sus estrías, la mayoría de las fracturas son sintéticas con la falla normal de Chandoiro y parecen estar asociadas al movimiento de la misma.

La aplicación del método de Etchecopar (Etchecopar *et al.*, 1981) a los datos de fallas ha permitido distinguir dos poblaciones de fallas: todas las fracturas con relleno mineral y los diques (pegmatita, aplita, y cuarzo, 52% de la población completa de fallas) pueden explicarse con un tensor de esfuerzos que indica un régimen de esfuerzos normal, con eje σ_3 272, 06 y σ_1 025, 75 (Fig. 3G). Algunas de las fallas restantes (20% de la población completa) se explican mediante un tensor de esfuerzos con σ_1 030, 31 y σ_3 294, 10 (Fig. 3G). El primer tensor de esfuerzos es compatible con el desplazamiento normal de la falla de Chandoiro y con las estructuras S-C, puesto que el máximo de densidad de la orientación de las lineaciones de estiramiento sobre los planos C (292, 57, ver Fig. 3B) presenta una dirección similar a la de σ_3 . A partir del método de los Triedros Rectos se obtiene un eje de compresión 025, 08, y un eje de extensión 120, 25, los cuales están comprendidos dentro de los campos definidos por el método de los Triedros Rectos (Fig. 3F). Esta solución es compatible con el 51% de los datos.

Los métodos de los Triedros Rectos y de los Triedros Rectos también han sido aplicados a la determinación de los ejes de deformación infinitesimal definidos por los planos C correspondientes a cizalla normal (Fig. 3A). Muestran una compatibilidad del 84% de los datos con un eje de extensión 138, 10 y un eje de acortamiento 036, 47 (Fig. 3C). El máximo de la dirección de extensión coincide con el eje σ_3 obtenido a partir del análisis de las fallas y diques (Fig. 3F). Estos resultados sugieren que la cinemática de las estructuras S-C que afectan el borde oeste del macizo es coincidente con el campo de esfuerzos que se obtiene a partir de los diques que se forman en los últimos estadios del emplazamiento del macizo de Veiga (un régimen normal con un eje σ_3 en dirección 120 y subhorizontal).

Las fallas de desgarre sin relleno mineralizado son compatibles con un régimen de desgarre (σ_2 vertical) y un eje de máxima compresión horizontal en dirección 030 (Fig. 3G, tensor 2). Este estado de esfuerzos, más tardío en relación al emplazamiento del cuerpo ígneo, podría ser el responsable de la formación de las dos fallas cartografiadas que afectan al cuerpo intrusivo (Fig. 2). Su origen está probablemente relacionado con el episodio de fracturación tardihercínica (Pérmico) de todo el macizo. Este episodio de fracturación podría haber reactivado algunas de las fallas normales creadas durante el estadio extensional, lo cual explica la solución dada por el método de los Triedros Rectos como una combinación de los dos tensores de esfuerzos (Fig. 3F).

Conclusiones

El enfriamiento de la granodiorita de Veiga se produce dentro de un régimen distensivo que ha quedado registrado en su borde oeste por el desarrollo de estructuras S-C asociadas al movimiento normal de la falla de Chandoiro. La dirección de extensión obtenida a partir del análisis de los planos C y sus lineaciones de estiramiento es WNW-ESE.

El análisis estadístico de la población de meso-estructuras frágiles mediante el método de Etchecopar ha permitido realizar la separación de fallas que corresponden a dos tensores de esfuerzos diferentes. Un primer tensor de esfuerzos indica un régimen de esfuerzos normal, con eje σ_3 272, 06 y σ_1 025, 75. Esta dirección de extensión coincide con la obtenida a partir del análisis de las estructuras S-C que afectan a la granodiorita en este mismo sector, lo que indica que el movimiento normal de la falla continúa después de la consolidación del cuerpo intrusivo.

El segundo tensor de esfuerzos, con σ_1 030, 31 y σ_3 294, 10, corresponde a un régimen de compresión NNE. Este tensor actuaría con posterioridad al estadio extensional y sería probablemente contemporáneo con la fracturación tardihercínica del macizo.

Agradecimientos

Este trabajo ha sido financiado por el Ministerio de Educación y Ciencia (beca FPI de T.R.B.) y por el proyecto PB93-1149-CO3 de la DGICYT.

Referencias

- Angelier, J. y Mechler, P. (1977): *Bull. Soc. géol. France*, 7: 1309-1318.
- Aranguren, A., Cuevas, J. y Tubía, J.M. (1996): *J. Struct. Geol.*, 18: 863-869.
- Arthaud, F. (1969): *Bull. Soc. géol. France*, 7: 729-737.
- Bastida, F., Martínez Catalán, J. R. y Pulgar, J. A. (1986): *J. Struct. Geol.*, 8: 415-430.
- Bastida, F., Aller, J. y Fernández Viejo, G. (1993): *Rev. Soc. Geol. España*, 6: 93-103.
- Berger, A. R. (1971): *Geol. Soc. Am. Bull.*, 82: 781-786.
- Bott, M. H. P. (1959): *Geol. Mag.*, 96: 109-117.
- Carey, E. y Brunier, B. (1974): *C. R. Acad. Sc. Paris*, 279: 891-894.
- Davidson, L. M. y Park, R. G. (1978): *J. Geol. Soc. London*, 135: 283-289.
- Etchecopar, A. Vasseur, G. y Daignieres, M. (1981): *J. Struct. Geol.*, 3: 51-65.
- Farias, P. (1990): *Laboratorio Xeológico de Laxe, Nova Terra* 2, 201 p.
- Iglesias, M. y Varea, R. (1982): *Mapa Geológico de España E. 1:50000*. IGME.
- Lisle, R. J. (1987): *Annales Tectonicae*, I: 155-158.
- Lisle, R. J. (1988): *Computers and Geosciences*, 14: 255-259.
- Lisle, R. J. (1989): *Geol. Soc. Am. Bull.*, 101: 968-972.
- Marcos, A. (1971): *Brev. Geol. Astúrica*, XV: 59-64.
- Martínez Catalán, J. R., Gonzalez Lodeiro, F., Iglesias, M. y Diez Balda, M. A. (1977): *Studia Geol.*, 12: 109-122.
- Martínez Peña, B., Casas Sainz, A. M. y Millan Garrido, H. (1995): *J. Geol. Soc. London*, 152: 353-364.
- Matte, P. (1968): *Geol. Alpine*, 44: 155-280.
- Parga Pondal, I. (1963). *Trabajos del Laboratorio geológico de Lage*, 14: 99-104.
- Pitcher, W.S. y Berger, A. R. (1972): *Wiley-Interscience*, Londres, 451 p.
- Ribeiro, A. (1970): *Com. Serv. Geol. Portugal*, 104: 115-130.
- Román Berdiel, T., Pueyo Morer, E. L. y Casas Sainz, A. M. (1995): *J. Struct. Geol.*, 17: 1689-1706.
- Smith, D. I. (1979): *Geol. Soc. London Special Publication*, 8: 683-698.
- Watterson, J. (1968): *Meddeleser om Gronland*, 185: 1-104.
- Wojtal, S. y Pershing, J. (1991): *J. Struct. Geol.*, 13: 49-62.