

Rasgos estructurales de la formación granulítica de alta presión de la Bacariza (Cabo Ortegal, NO España)

Structural features of the Bacariza high-pressure granulite formation

P. Puelles (*), B. Ábalos (*) y J.I. Gil Iburguchi (**)

(*) Departamento de Geodinámica. Universidad del País Vasco. Apto. 644. 48080 Bilbao

(**) Departamento de Mineralogía-Petrología. Universidad del País Vasco. Apto. 644. 48080 Bilbao

ABSTRACT

Heterogeneous ductile deformation occurred in the Bacariza formation coeval with hercynian high-pressure granulite facies metamorphism. Eye and anvil fold structures in YZ structural sections have been identified in several outcrops as well as on the map scale. They are interpreted as lineation-perpendicular sections of sheath folds. The mapped foliation trajectory closures produce a variety of geometries defining dome, saddle, basin and inverted saddle configurations, likely related to culminations and depressions of secondary sheath folds within a major one. These sheath-like folded structures might be considered as natural examples of heterogeneous shear in deep subduction/collision channels.

Key words: *high-pressure metamorphism, deformation, sheath fold, subduction, Cabo Ortegal, Spain.*

Geogaceta, 30 (2001), 119-122

ISSN:0213683X

Introducción

El Complejo de Cabo Ortegal (Vogel, 1967) es uno de los "Complejos Alóctonos" del NO de la Península Ibérica, emplazados sobre el margen occidental de Gondwana durante la orogenia hercínica (Ries y Shackleton, 1971; Bard *et al.*, 1980; Bastida *et al.*, 1984, etc). Estos complejos se disponen estructuralmente sobre rocas metasedimentarias del Paleozoico Medio-Inferior de grado bajo, interpretadas como unidades del para-autóctono de la Zona Centro Ibérica (Dominio Esquistoso de Galicia-Trás-os-Montes) (Farias *et al.* 1987).

El Complejo de Cabo Ortegal está constituido por un apilamiento de mantos metamórficos que pertenecen fundamentalmente a los dos elementos estructurales superiores correlacionables a escala regional en que se subdividen los complejos: la Unidad Ofiolítica y el Alóctono Superior. Este último ocupa preferentemente la posición estructural más elevada y en él se registraron procesos de metamorfismo y de deformación en condiciones de alta presión (Gil Iburguchi *et al.*, 1990). Las principales unidades litoestratigráficas diferenciadas están separadas por contactos tectónicos e incluyen fundamentalmente eclogitas (banda eclogítica del Concepenido), granulitas (Formación Bacariza), anfíbolitas (Forma-

ciones de Purrido y Candelaria), formaciones gneísicas cuarzo-feldespáticas (gneises Banded, Chimparra y Cariño) y macizos ultramáficos (Herbeira, Limo y Uzal) (Fig.1).

La Formación Bacariza: litoestratigrafía

En lo que a su composición geoquímica y distribución de afloramientos se refiere, esta formación presenta una gran heterogeneidad, pudiéndose diferenciar los tipos granulíticos siguientes: (1) granulitas ultramáficas, (2) granulitas máficas alternantes con bandas de composición más intermedia, (3) granulitas máficas ricas en Mg, (4) granulitas intermedias y (5) granulitas ácidas (Fig. 2). El criterio de diferenciación establecido ha sido la proporción relativa de fases félsicas y máficas. Todas estas litologías muestran asociaciones minerales con granate (Grt), clinopiroxeno (Cpx) y plagioclasa (Pl) en equilibrio textural. Otro tipo de rocas, tales como eclogitas, rocas calcosilicatadas, gneises con Grt y Bt, peridotitas y gabros, pueden encontrarse ocasionalmente.

Estructura

Las granulitas de la Formación Bacariza muestran una fábrica tectónica pla-

nolínear paralela al bandeado composicional observado. La foliación y la lineación están definidas por la orientación preferente de las fases minerales constituyentes de la asociación mineral granulítica estable. En las granulitas ultramáficas el clinopiroxeno, rutilo y a veces el granate son las fases cuya orientación preferente define una foliación continua penetrativa, mientras que en las granulitas máficas e intermedias, además, cuando la zoisita y la distena forman parte de la asociación mineral, también definen esta orientación. Esta disposición preferente define la foliación granulítica y la lineación mineral y de estiramiento observadas a escala de afloramiento y de microscopio. La lineación es subhorizontal (N10-30E) y presenta una suave inmersión hacia el NNE. El sentido de cizalla, deducido de la geometría escalonada de sistemas porfirroclásticos y de otros criterios cinemáticos, indica un desplazamiento del bloque de techo hacia el NNE. Los estudios de geotermobarometría realizados indican valores de presión de unos 15 kbar y temperaturas de hasta 810 °C. Dado que la orientación preferente está definida por las fases minerales constituyentes de la asociación mineral granulítica de alta presión estable, se concluye que estos valores de presión y temperatura fueron las condiciones de la deformación.

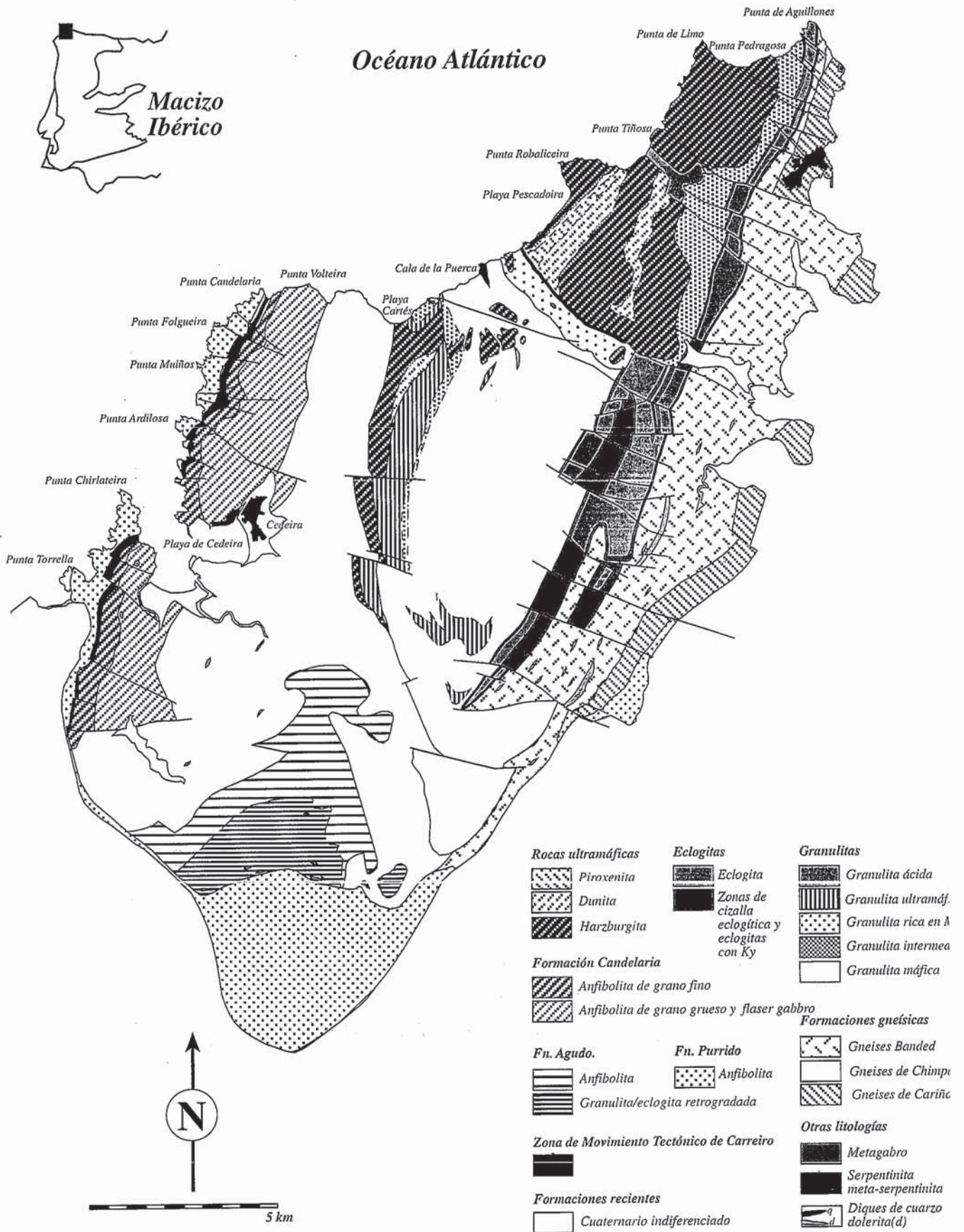


Fig.1.- Complejo de Cabo Ortegal.

Fig.1.- The Cabo Ortegal Complex

En las granulitas intermedias las bandas ricas en plagioclasa alternan con bandas ricas en granate-clinopiroxeno y en granate. Estas últimas exhiben un marcado contraste de competencia con el bandeo félsico, son estiradas y forman boudines imbricados, indicando estiramiento no coaxial en el plano de la foliación y paralelo a la lineación. Por otro lado, la existencia de pliegues permite inferir componentes de acortamiento durante el flujo dúctil heterogéneo. En secciones estructurales paralelas a la lineación y perpendiculares a la foliación (XZ), los pliegues muestran geometrías de tipo isoclinal con charnelas engrosadas y flancos adelgazados en diferente proporción. Se trata de pliegues con ejes paralelos a la lineación regional NNE y, en algunos casos, se observa el desarrollo de una foliación de plano axial definida por la asociación mineral granulítica de alta presión. Los ejes de los pliegues pueden formar ángulos elevados con respecto a la lineación dentro de los planos de la foliación. Ambas estructuras, esto es, boudines imbricados indicadores de un proceso de estiramiento en el plano de la foliación y pliegues desenraizados con planos axiales paralelos a la foliación, indicadores de acortamiento y transposición de la foliación, se consideran aquí contemporáneas y enmarcadas en una sola fase de deformación progresiva.

Estas características concuerdan con aquéllas descritas en regiones de intenso cizallamiento dúctil, en las cuales la rotación de las charnelas de los pliegues hacia la dirección de transporte X es un fenómeno bien establecido (Sanderson, 1973; Escher y Watterson, 1974, Rhodes y Gayer, 1977; Bell, 1978). La rotación de los ejes de los pliegues que se originaron en una dirección ortogonal, oblicua o incluso longitudinal al cizallamiento pueden resultar en la generación de pliegues con charnelas de geometría extremadamente curvilínea, denominados "pliegues en vaina" (Carreras *et al.*, 1977; Quinquis *et al.*, 1978; Berthe y Brun, 1980; Cobbold y Quinquis, 1980; Skjerna, 1989).

En la Formación Bacariza se ha constatado la presencia de pliegues en vaina, tanto a escala de afloramiento como a escala cartográfica. Así, en la proyección geométrica oblicua presentada en la Fig. 3 (proyección "down-plunge" sobre el plano perpendicular a la lineación de los límites con las formaciones adyacentes y de las trayectorias de la foliación) y en algunos afloramientos dispuestos en secciones perpendiculares a la foliación y a la lineación, se han identificado ejemplos claros de morfologías concéntricas (sec-

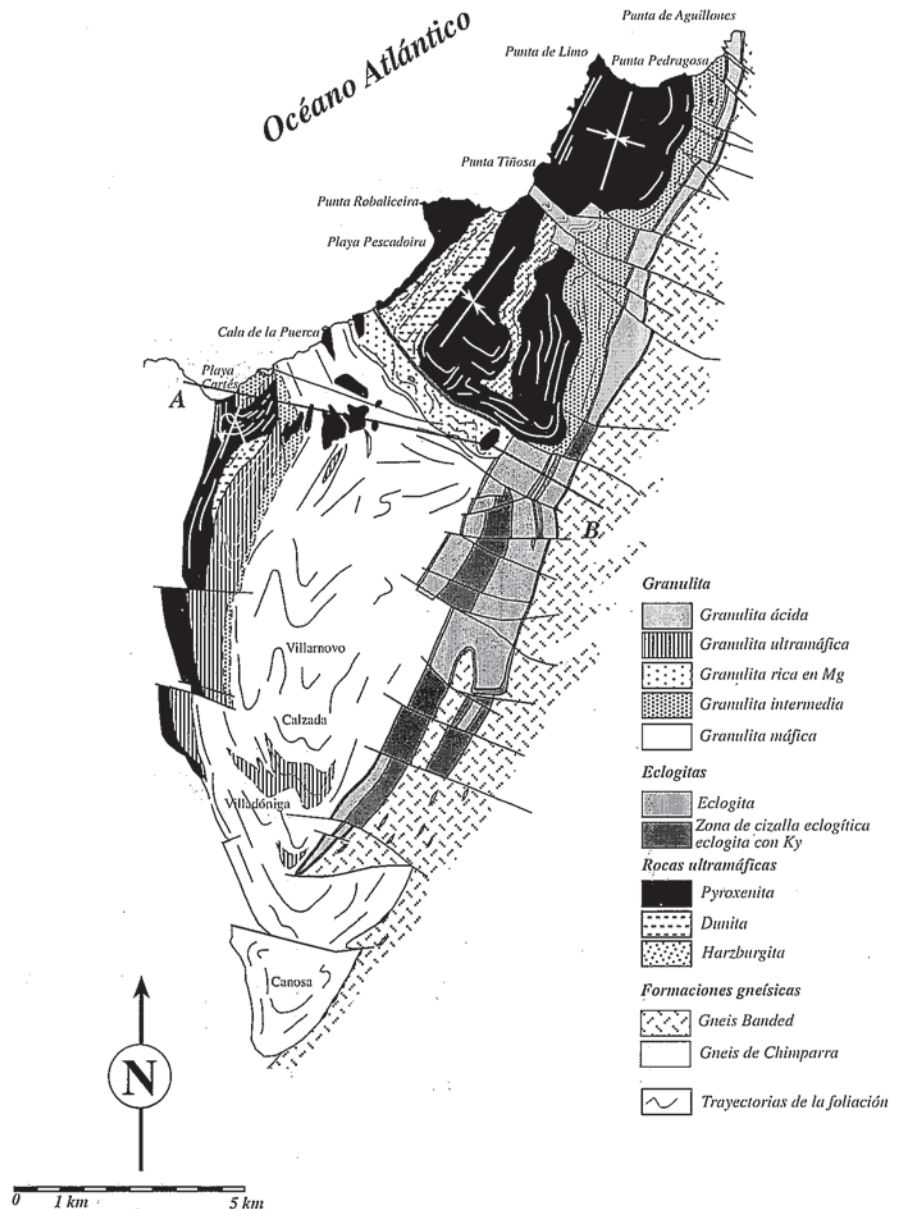


Fig.2.- Formación Bacariza. Localización de las zonas en las que se observan cierres en la traza de la foliación. Estos "nudos" se relacionan aquí con zonas apicales de pliegues en vaina de menor orden.

Fig.2.- The Bacariza Formation. Areas where the mapped foliation trajectory closures can be observed. These are considered to be related to culminations and depressions of secondary sheath folds within a major one.

ciones en ojo) características de las secciones estructurales YZ de los pliegues en vaina (Fig.4). Tales morfologías consisten en geometrías elípticas (p. ej.: Cobbold y Quinquis, 1980; Skjerna, 1989) o de tipo yunque («anvil»; p. ej.: Henderson, 1981; Mies, 1993).

El análisis estructural de la trayectoria de las foliaciones ha permitido delimitar zonas en las que se observan diversos tipos geométricos de cierres. Siguiendo la nomenclatura propuesta por Alsop y

Holdsworth (1999) estas áreas se interpretan aquí como "nudos" relacionados con las zonas apicales de pliegues en vaina secundarios asociados al desarrollo de un pliegue en vaina de orden mayor. Teniendo en cuenta el sentido de cierre de estos pliegues en vaina se puede hablar de culminaciones estructurales (en el caso de que se cierren en el mismo sentido que el del transporte tectónico) y de cubetas estructurales (si se cierran en sentido contrario). Así, a lo largo del sinclinal que

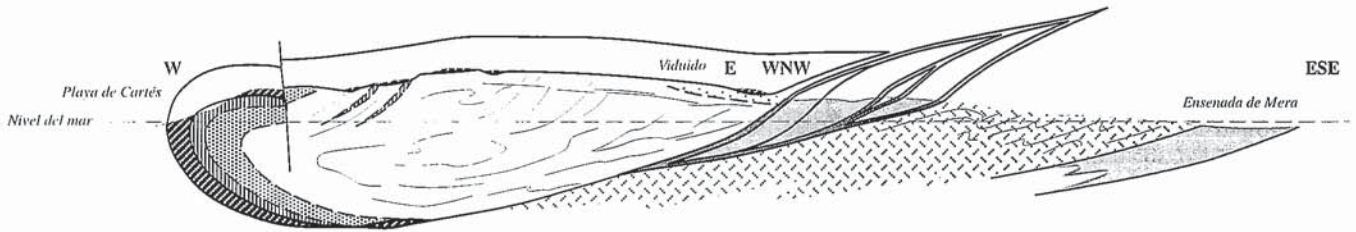


Fig.3.- Proyección geométrica oblicua (proyección "down-plunge" sobre el plano perpendicular a la lineación) de los límites con las formaciones adyacentes y de las trayectorias de la foliación.

Fig.3.- Limits between the neighbouring units and foliation trajectories viewed down the mineral lineation towards the NNE ("down-plunge" projection).

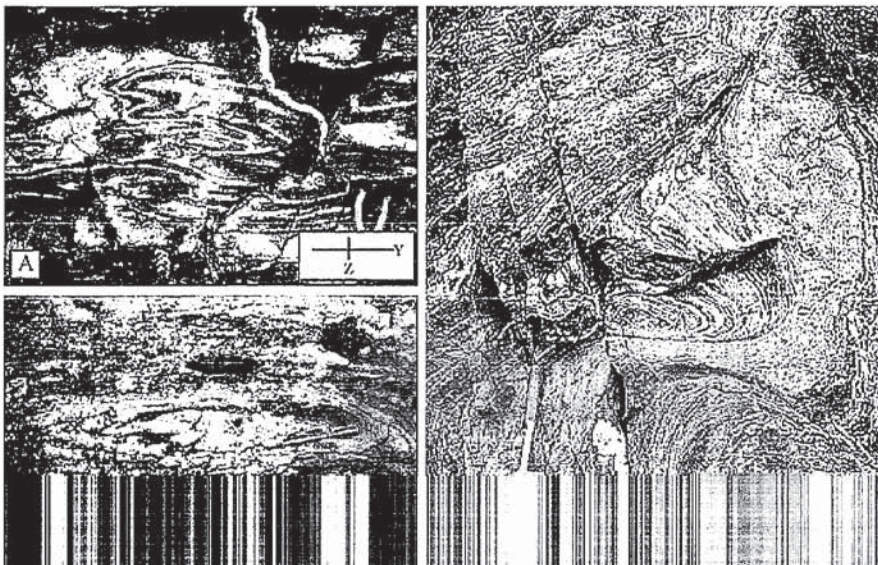


Fig.4.A, 4.B y 4.C.- Geometrías en ojo y en yunque en secciones estructurales YZ, típicas de pliegues en vaina en secciones perpendiculares a la lineación.

Fig.4.A, 4.B y 4.C. Eye- and anvil-fold structures in YZ structural sections. They are interpreted as lineation-perpendicular sections of sheath folds.

atraviesa la Formación Bacariza se observan de N a S cierres en la traza de la foliación con morfología en ojo asociados a una depresión sinformal en el área de Canosa y Calzada (cubeta) y cierres de la traza de la foliación en silla de montar invertida (esto es, una culminación sinformal) en el área de Villadóniga (Figura 2).

Las dimensiones de la estructura de primer orden en las granulitas son 5-6 km en la horizontal y 1.5 km en la vertical y podrían ser suficientes para provocar variaciones en las presiones y temperaturas de equilibrio en diferentes lugares.

Conclusiones

La orientación preferente de las fases minerales que constituyen los diversos tipos litológicos de la Formación Bacariza indican la actuación de procesos deformacionales no coaxiales en condiciones

de presión y temperatura propias de la facies de las granulitas de alta presión.

Las estructuras penetrativas definidas de este modo (foliación y lineación) permiten establecer la existencia de pliegues en vaina, tanto a escala cartográfica como a escala de afloramiento. El análisis estructural de los mismos permite reconocer la existencia de un pliegue en vaina mayor con plegamientos de orden menor asociados.

El plegamiento descrito es el resultado de heterogeneidades mecánicas en la Formación Bacariza (bandeado composicional) originadas durante las fases metamórficas de alta presión y de un flujo dúctil no coaxial simultáneo. Metamorfismo y deformación tuvieron lugar bajo condiciones de presión y temperatura características de dominios litosféricos profundos (50-60 km) relacionados con procesos de convergencia litosférica,

probablemente en las partes profundas de un canal de subducción/colisión.

Referencias

Alsop y Holdsworth (1999): *J. Struct. Geol.*, 21: 1335-1349.
 Bard J.P., Burg, J.P., Matte, P., y Ribeiro, A. (1980): *Mém. B.R.G.M.*, 108: 233-246.
 Bastida, F., Marcos, A., Marquínez, J., Martínez Catalán, J.R., Pérez- Estaún, A. y Pulgar, J.A. (1984). Mapa y memoria explicativa de la Hoja N° 1 (La Coruña) del Mapa Geológico Nacional a escala 1:200.000, IGME.
 Bell, T.H. (1978): *Tectonophysics*, 44: 285-320.
 Berthe, D. y Brun, J.P. (1980): *J. Struct. Geol.*, 2: 127-133.
 Carreras, J., Estrada, A. y White, S. (1977): *Tectonophysics*, 39: 3-24.
 Cobbold, P.R. y Quinquis, H. (1980): *J. Struct. Geol.*, 2: 119-126.
 Escher, A. y Watterson, J. (1974): *Tectonophysics*, 22: 223-231.
 Farias, P., Gallastegui, G., González-Lo-deiro, F., Marquínez, J., Martín Parra, L.M., Martínez Catalán, J.R., de Pablo Maciá, J.G. y Rodríguez-Fernández, L.R. (1987): *Mem. Fac. Cienc. Univ. Porto*, 1: 411-431.
 Gil Ibarguchi, J.I., Mendía, M., Girardeau, J. y Peucat, J.J. (1990): *Lithos*, 25: 133-162.
 Mies, J.W. (1993): *J. Struct. Geol.*, 15: 983-993.
 Quinquis, H., Audren, C.L., Brun, J.P. y Cobbold, P.R. (1978): *Nature*, 273: 43-45.
 Rhodes, S. y Gayer, R.A. (1977): *Geol. Mag.*, 114: 329-341.
 Ries, A. y Shackleton, R.M. (1971): *Natur. Phys. Sci.*, 234: 65-69.
 Sanderson, D.J. (1973): *Tectonophysics*, 16: 55-70.
 Skjerna, L. (1989): *J. Struct. Geol.*, 11: 689-703.
 Vogel, D.E. (1967): *Leidse Geol. Meded.*, 40: 121-213.