

Estructura del granito de Beariz (Ourense, Galicia)

Structure of the Beariz granite (Ourense, Galicia)

P. González Cuadra ⁽¹⁾, F. Díaz García ⁽²⁾ y A. Cuesta Fernández ⁽³⁾

⁽¹⁾ Facultad de Biología. Universidad de León, Campus de Vegazana, 24007 León, España. dimpgc@unileon.es

⁽²⁾ Facultad de Geología. Universidad de Oviedo, Jesús Arias de Velasco, 33005 Oviedo, España. floro@geol.uniovi.es

⁽³⁾ Facultad de Geología. Universidad de Oviedo, Jesús Arias de Velasco, 33005 Oviedo, España. cuesta@geol.uniovi.es

ABSTRACT

The geological map, cross-sections and structural analysis of the Beariz granite are presented. The Geometric and structural characteristics of this intrusive body are in good agreement with a sinkynematic emplacement within a strike-slip shear zone.

Key words: *Beariz granite, structure, magmatic flow, deformation, emplacement model.*

*Geogaceta, 40 (2006), 151-154
ISSN: 0213683X*

Introducción

La zona de estudio se localiza en el noroeste de la provincia de Ourense, cerca del límite con la provincia de Pontevedra. En esta área afloran materiales pertenecientes a los dos dominios diferenciados en la zona de Galicia Trás-os-Montes, el dominio de los complejos alóctonos y el dominio esquistoso (Fariás *et al.*, 1987), el primero de los cuales se apoya sobre el segundo a través de un contacto mecánico denominado cabalgamiento de Lalín-Forcarei (Martínez Catalán *et al.*, 1996).

El granito de Beariz intruye en una zona próxima al cabalgamiento que emplaza la unidad de Lalín, incluida en el dominio de los complejos alóctonos, sobre el grupo de Paraño, perteneciente al dominio esquistoso (Fig. 1).

Ambos grupos litológicos exhiben una estructuración condicionada por la actividad del cabalgamiento. El propio cuerpo granítico muestra también una deformación heterogénea. Este hecho y su proximidad al cabalgamiento lo convierten en objeto de interés para el estudio de la edad de este accidente y de su cinemática.

Cartografía

La unidad de Lalín, en la parte occidental de la zona estudiada, está constituida en su mayor parte por esquistos con albita entre los cuales se intercalan anfibolitas, paragneises y cuarcitas en niveles métricos a decamétricos que mantienen un rumbo aproximado N-S.

El grupo de Paraño, que ocupa la parte oriental de la cartografía, consiste en una sucesión monótona de esquistos entre los cuales se han diferenciado varios niveles decamétricos de esquistos cuarcíticos y cuarcitas micáceas siguiendo una dirección N-S.

Bajo el nombre de granito de Beariz se incluyen: a) un cuerpo principal de dimensiones kilométricas alargado en dirección N-S que presenta un contorno sumamente irregular en el que se reconocen numerosas apófisis de potencia decamétrica y longitud hectométrica, y b) un cortejo de cuerpos satélite de escala métrica a decamétrica localizados por el este y el sur del cuerpo principal que no poseen conexión aparente con éste.

Prescindiendo de detalles petrológicos se han diferenciado tres facies de diferente textura que se distribuyen formando bandas alargadas de dirección N-S: a) una facies porfídica, b) una facies de grano medio, medio y c) una facies aplítica.

Estructura

La estructura general de la zona es relativamente sencilla. Las unidades geológicas descritas presentan una orientación aproximada N-S con buzamientos variables hacia el O (Fig. 2: 1 y 2). Los materiales del grupo de Paraño y la unidad de Lalín exhiben una foliación principal de carácter secundario, cuyo desarrollo, asociado a la actividad del cabalgamiento de Lalín-Forcarei, elimina casi por completo a una previa (Marquín, 1984; Díaz

García, 1993, Martínez Catalán *et al.*, 1996). Esta foliación principal está afectada por pliegues y crenulaciones que generan una esquistosidad espaciada de plano axial de rumbo N-S y disposición subvertical (Fig. 2: 3). Los enclaves de metasedimentos presentes en el cuerpo principal del granito también poseen una estructuración similar a la que se observa en el encajante.

Dentro del grupo de Paraño, hacia el contacto con la unidad de Lalín, aparecen estructuras del tipo clivaje de crenulación extensional (Platt y Viseers, 1984). Los planos de cizalla se inclinan hacia el S y SO, e intersectan a la foliación principal y a las crenulaciones posteriores, señalando un sentido de desplazamiento de techo hacia el S (Fig. 2: 4).

Una buena parte del cuerpo principal del granito y la práctica totalidad de los cuerpos satélite presentan una superficie de contacto con el encajante que tiende al paralelismo con la foliación regional. Los cuerpos satélite poseen una morfología tabular concordante con la estructura de los materiales de su entorno. El cuerpo principal es un cuerpo aplanado, inclinado hacia el O, que varía de potencia escalonadamente, alternando en su perímetro tramos cortos en los que el contacto intrusivo corta netamente a la foliación regional, con tramos largos donde es prácticamente paralelo a la estructuración del entorno, constituyendo las apófisis los ejemplos más claros de esta concordancia (Fig. 1).

En el granito de Beariz se reconocen a escala de afloramiento estructuras de

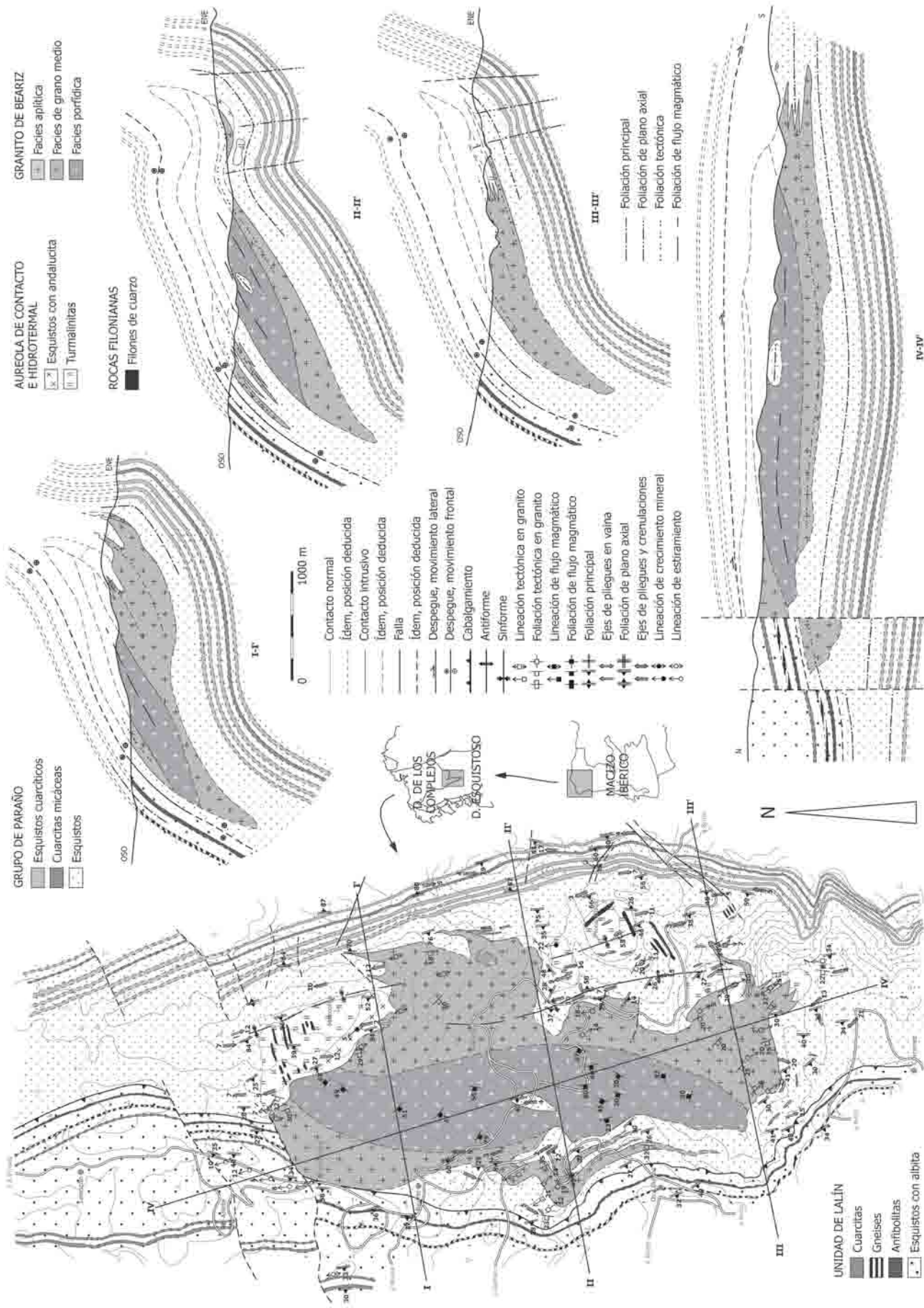


Fig. 1.- Mapa y cortes geológicos del área de estudio.

Fig. 1.- Geological map and cross-sections of the study area.

flujo magmático y otras originadas por deformación en estado sólido (Fig. 2).

La estructuración magmática se reconoce en la facies porfídica, donde los fenocristales de feldespato poseen una notoria orientación preferente. La medición sistemática de las caras mayores de los fenocristales muestra un ordenamiento generalizado de éstos alrededor de un eje de zona con rumbo aproximado N-S, así como la presencia de máximos que definen una foliación oscilante que tiende a inclinarse hacia el O (Fig. 2: 5 y 6). La deformación intracrystalina apenas afecta a la facies porfídica, lo cual permite confirmar que la orientación de los fenocristales se produce por flujo magmático (Paterson *et al.*, 1989).

Las estructuras producidas por deformación en estado sólido se distribuyen formando bandas de orientación N-S, que incluyen tanto al cuerpo principal como a los cuerpos satélite, observándose un incremento de la intensidad de la

deformación desde la parte central del granito hacia sus bordes oriental y occidental. A escala de afloramiento pueden reconocerse procesos de boudinage que afectan a los cuerpos satélite, el desarrollo de una foliación continua marcada por alargamiento de los minerales y fábricas compuestas de tipo S-C. A escala microscópica se observan signos de deformación intracrystalina y recristalización de los minerales, con alargamiento de los agregados resultantes para formar fábricas de forma y fábricas cristalográficas orientadas.

A partir de la distribución de estas estructuras, el grado de desarrollo que presentan y su cinemática se deduce que la estructuración general del granito de Beariz está producida por una zona de cizalla cuyos efectos aumentan de intensidad hacia la parte occidental de la zona estudiada.

Los boudines de los cuerpos satélite desarrollan forma sigmoidal o forman pe-

queños trenes que cortan a la foliación con bajo ángulo. La asimetría que presentan respecto a la foliación que los rodea indica un sentido de movimiento de techo hacia el S, es decir, un movimiento oblicuo senestro.

En el cuerpo principal y en mayor medida en las apófisis y en los cuerpos satélite se observa una foliación definida por la orientación preferente del cuarzo y las micas. Esta foliación presenta buzamientos moderados hacia el O-OSO en el cuerpo principal (Fig. 2: 7 a 10). Los agregados de cuarzo y micas definen, así mismo, una lineación de estiramiento subhorizontal de dirección entre N-S y NNO-SSE. El desarrollo de la foliación y la lineación sigue un patrón según el cual aumenta desde el interior del granito, donde no existe deformación apreciable, hacia la periferia, al tiempo que el grado de evolución alcanzado es mayor en la parte occidental que en la oriental.

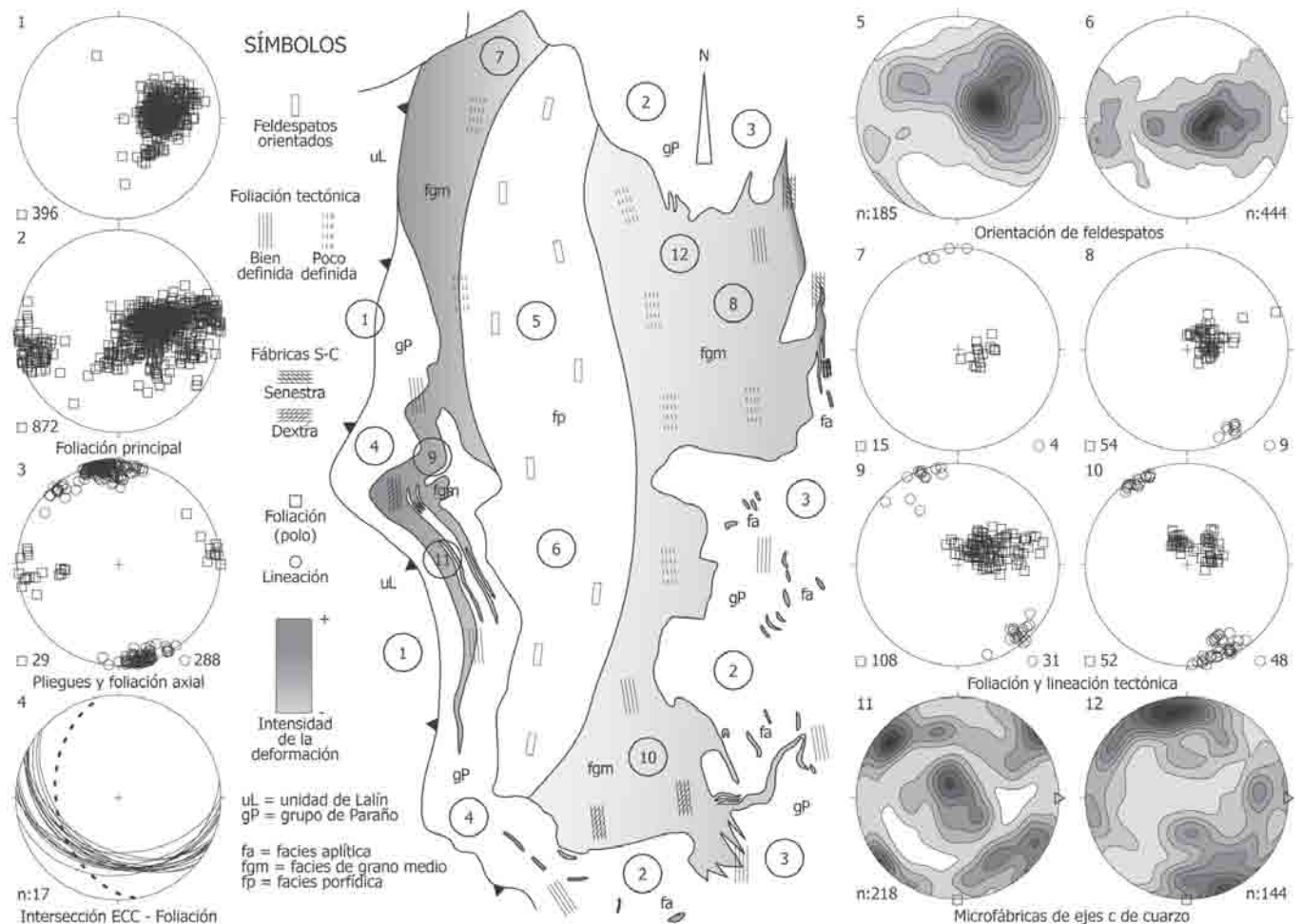


Fig. 2.- Distribución y orientación de las fábricas desarrolladas en el granito y su encajante. La localización de las proyecciones se indica mediante sus números correspondientes sobre el mapa.

Fig. 2.- Distribution and attitude of the fabrics developed in the granite and its host rocks. Stereograms location is indicated by their corresponding numbers on the map.

Las estructuras compuestas de tipo S-C se desarrollan solamente en las partes externas del granito, encontrándose buenos ejemplos en la apófisis del borde occidental, en la parte meridional del cuerpo principal, así como en algunos cuerpos satélite. El aspecto de este tipo de fábricas es característico, con superficies de cizalla espaciadas que intersectan a una foliación que adquiere una geometría sigmoidal u oblicua entre planos contiguos del tipo anterior (Berthé *et al.*, 1979). También se reconoce una estriación de crestas y surcos sobre las superficies de cizalla que corresponden a una lineación de estiramiento (Lin y Williams, 1992), cuya continuidad se ve interrumpida por pequeños escalones congruentes perpendiculares u oblicuos a las estrías. Los planos de cizalla presentan buzamientos moderados hacia el O y el OSO en la apófisis del borde occidental y hacia el SSE en la parte meridional del granito. La lineación marcada por las estrías se inclina suavemente hacia el S y el SSE. A partir de la orientación de la lineación, la oblicuidad entre las superficies de cizalla y la foliación, así como de los saltos los escalones congruentes se deduce un sentido de movimiento de techo hacia el S.

Los diagramas de densidad de ejes c del cuarzo muestran guirnalda de tipos I y II irregularmente definidas. Los máximos presentan una notable dispersión que puede deberse al carácter polimineral de la roca y/o a los procesos de cataclasis que la afectan. A pesar de ello las guirnalda poseen una asimetría que es compatible con la cinemática que se deduce a escala de afloramiento (Fig. 2: 9 y 10).

Discusión

El granito de Beariz posee una geometría aproximadamente tabular, concordante en gran medida con la estructura regional. Las facies presentan una distribución longitudinal o ligeramente sigmoidal según la dirección de alargamiento del granito. Las estructuras originadas por flujo magmático y las producidas por deformación en estado sólido muestran una orientación similar, existiendo, además, una buena correlación entre la distribución de los tipos de estructuras y de facies. La orientación y ci-

nemática de las estructuras generadas por deformación en estado sólido manifiestan un alto grado de coincidencia con las presentes en el encajante, de modo que puede pensarse en un origen común para el conjunto local de estructuras.

La concordancia geométrica de los cuerpos intrusivos con la estructura regional, las relaciones de paralelismo entre estructuras magmáticas y tectónicas y la independencia de éstas con los bordes del plutón son características que se consideran propias de los granitos sincinemáticos (Paterson *et al.*, 1989), es decir cuerpos que intruyen mientras el encajante se está deformando. En el ámbito del Macizo Ibérico se describen los granitoides sincinemáticos como intrusiones concordantes con la estructura regional, con zonación longitudinal de facies y estructura atribuida en su mayoría a cizallamientos de tercera fase (López Plaza y Martínez Catalán, 1987).

Los datos expuestos permiten considerar al granito de Beariz como una intrusión sincinemática. La mayor parte de las estructuras observadas indican que el emplazamiento se produce bajo la influencia de una zona de cizalla con un plano de flujo inclinado hacia el O y movimiento senestro o de techo hacia el S. El gradiente de deformación que se observa en el granito también se percibe en el encajante, donde aumenta de intensidad hacia el cabalgamiento de Lalín-Forcarei, el cual emplaza la unidad de Lalín sobre el grupo de Paraño y se encuentra a poca distancia del granito de Beariz. Este accidente, al que se le atribuye una cinemática de traslación hacia el E (Martínez Catalán *et al.*, 1996), tras quedar confinado en un sinforme, parece reactivarse con un movimiento del bloque de techo hacia el S, creando un espacio distensivo a favor del cual intruye el granito. La acción continuada de la zona de cizalla favorece la expansión de la intrusión hacia el S, como parece indicar la propia geometría tabular del cuerpo principal y el desarrollo de apófisis que apuntan en esa dirección. En estas condiciones parte del material intruido puede estirarse hasta quedar desconectado del cuerpo principal, generando los cuerpos satélite. La consolidación por enfriamiento del magma es más rápida en los bordes, donde se concentran las estructuras de deformación en estado sólido,

en clara asociación con las facies de grano medio y aplítica, mientras que la parte central puede permanecer fundida, desarrollando estructuras de flujo magmático. La facies porfídica puede emplazarse en un segundo pulso magmático, lo que explicaría la distribución sigmoidal que presenta, que es concordante con la cinemática propuesta, su mayor tamaño de grano y la ausencia de deformación apreciable.

Respecto a la relación del emplazamiento con las fases de deformación del emplazamiento con las fases de deformación, la mayor parte de las estructuras indica que la intrusión es posterior al plegamiento visible a escala regional. Sin embargo, a partir de la morfología ligeramente curvado del cuerpo principal y el plegamiento dévil que muestra la foliación tectónica en algunos de los cuerpos satélite se deduce una superposición parcial entre la actividad de la zona de cizalla y el desarrollo de los pliegues.

Referencias

- Berthé, D., Choukroune, P. y Jegouzo, P. (1979). *Journal of Structural Geology*, 1, 31-42.
- Díaz García, F. (1993). *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 6, 105-114.
- Lin, S. y Williams, P. F. (1992). *Journal of Structural Geology*, 14, 315-321.
- López Plaza, M. y Martínez Catalán, J. R. (1987). En: *Geología de los granitoides y rocas asociadas del Macizo Hespérico. Libro homenaje a L. C. García de Figuerola* (F. Bea, A. Carnicero, J. C. Gonzalo, M. López Plaza y M. D. Rodríguez Alonso, Eds.). Ed. Rueda, 195-210.
- Marquínez, J. L. (1984). *La geología del área esquistosa de Galicia central (Cordillera Herciniana, NW de España)*. Colección Memorias, 100, IGME.
- Martínez Catalán, J. R., Arenas, R., Díaz García, F., Rubio Pascual, F. J., Abati, J. y Marquínez, J. (1996). *Tectonics*, 15, 106-121.
- Paterson, S. R., Vernon, R. H. y Tobisch O. T. (1989). *Journal of Structural Geology*, 11, 349-363.
- Platt, J. P. y Vissers, R. L. M. (1984). *Journal of Structural Geology*, 2, 397-410.