

Estudio de la fábrica magnética (ASM) y modelo de emplazamiento del macizo granítico de Trives (Galicia)

Magnetic study and emplacement model of the granitic Trives Massif (NW Spain)

T. Román Berdiel, A. Aranguren y J. Cuevas

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

ABSTRACT

The Trives granodiorite (NW Spain) is located within the metasediments of the «Ollo de Sapo» antiform (northern part of the Iberian Variscan belt). The zonation of bulk low-field susceptibility indicates a more basic composition at the southern part of the central sector. Mapping of magnetic foliations and lineations of the Trives Massif indicate that the emplacement of the granodiorite was contemporary with NE-SW flattening. The orientation of foliation follows a NW-SE folded pattern (the poles of foliation planes are distributed along a great circle), plunging toward the NW. Magnetic fabric within the granitoid body and structures within the country rock allow to interpret this intrusion as a D_3 synkinematic laccolith.

Key words: intrusion, granitoid, laccolith, folding, Variscan belt, Trives.

Geogaceta, 22 (1997), 189-192
ISSN: 0213683X

Introducción

En el arco hercínico de Galicia aparecen cuerpos ígneos sincinemáticos cuyo emplazamiento está asociado a distintos tipos de estructuras: grandes fallas de desgarre (ej. macizos de Espenuca y de Guitiriz, Iglesias y Choukroune, 1980, Courrioux, 1983, Aranguren y Tubía, 1994), pliegues y cabalgamientos (macizo de Hombreiro en el manto de Mondoñedo, Aranguren y Tubía, 1992; macizo de Veiga en el anticlinorio del Ollo de Sapo, Román Berdiel *et al.*, 1995a), o estructuras extensionales (macizo de Veiga asociado a la falla de Chandoiro, Román Berdiel *et al.*, 1995a). Aunque la geometría de los cuerpos intrusivos sincinemáticos no está todavía determinada en muchos casos, se puede hablar de la existencia de cuerpos lacolíticos, que son relativamente frecuentes en las zonas del manto de Mondoñedo y del anticlinorio del Ollo de Sapo (Aranguren y Tubía, 1992, Aranguren, 1994, Aranguren *et al.*, 1996).

El macizo de Trives, constituido por facies granodioríticas y tonalíticas, se encuentra en el sector sur del arco hercínico gallego, formando parte del antiforme del Ollo de Sapo, al igual que otros cuerpos intrusivos granodioríticos de carácter sincinemático (Barrera Morate *et al.*, 1989, Román Berdiel *et al.*, 1995a, Aranguren *et al.*, 1996). En este sector dominan las estructuras de orientación NW-SE (Fig. 1). La expresión cartográfica del macizo de Trives refleja una cierta compleji-

dad en su estructura, con una situación mixta entre un cuerpo marginal asociado al macizo de Manzaneda y una intrusión independiente dentro del núcleo del antiforme del Ollo de Sapo (Fig. 1).

Los estudios de campo tanto del granito como de la roca de caja son necesarios para determinar el modo de emplazamiento. Román Berdiel *et al.* (en prensa) aportan un estudio detallado de la deformación que afecta al macizo de Trives y a su encajante más próximo. La anisotropía de la susceptibilidad magnética (ASM) permite detectar foliaciones y lineaciones invisibles para los métodos clásicos de análisis estructural en granitos (Heller, 1973; Hroudá, 1982; Guillet *et al.*, 1983; Bouillin *et al.*, 1993; Aranguren *et al.*, 1996). Este trabajo presenta los resultados de un análisis de ASM del macizo de Trives. Dicho análisis se utiliza para determinar las condiciones de emplazamiento del plutón de Trives.

Situación geológica

El macizo de Trives es un cuerpo intrusivo alargado, de dirección E-W en su mitad occidental y NW-SE en su mitad oriental. Tiene una superficie de 40 Km² (Fig. 1). Su composición es básicamente granodiorítica, con variaciones locales a tonalita. La parte oeste del macizo tiene una composición de granito de dos micas. La textura es porfídica con fuertes variaciones en la proporción de fenocristales, con fenocristales euhedrales de feldespato

potásico de hasta 6 cm. Presenta gran cantidad de xenolitos de los materiales del encajante, su tamaño varía de cm a Km. Estos xenolitos, de gneises glandulares, están dispuestos en afloramientos alargados siguiendo la esquistosidad principal, han sufrido un fuerte metamorfismo y algunos están parcialmente migmatizados.

El macizo granodiorítico de Trives aflora en una zona próxima al núcleo del anticlinorio del Ollo de Sapo, y constituye parcialmente el margen NE del macizo leucogranítico de Manzaneda (Fig. 1). Las partes central y occidental del macizo se encuentran rodeadas por metasedimentos (gneises porfíroides en facies Ollo de Sapo, pizarras y cuarcitas) de edad Precámbrico - Ordovícico. La zona suroriental del macizo de Trives constituye la facies granodiorítica marginal del macizo de Manzaneda (Fig. 1). El contacto con el leucogranito de Manzaneda es de carácter gradual.

Las estructuras más importantes de la zona en la que aflora el macizo de Trives fueron formadas en la primera fase hercínica D1 (pliegues esquistosos vergentes al NE, Parga Ponal, 1963, González Lodeiro e Iglesias, 1977, Martínez Catalán, 1985, Bastida *et al.*, 1986) y retocadas durante la fase D3 (pliegues rectos o vergentes al NE, asociados a esquistosidad de crenulación). También se observan fallas normales de dirección NW-SE que retocan algunas estructuras compresivas (Fig. 1), con bloques hundidos hacia SW y

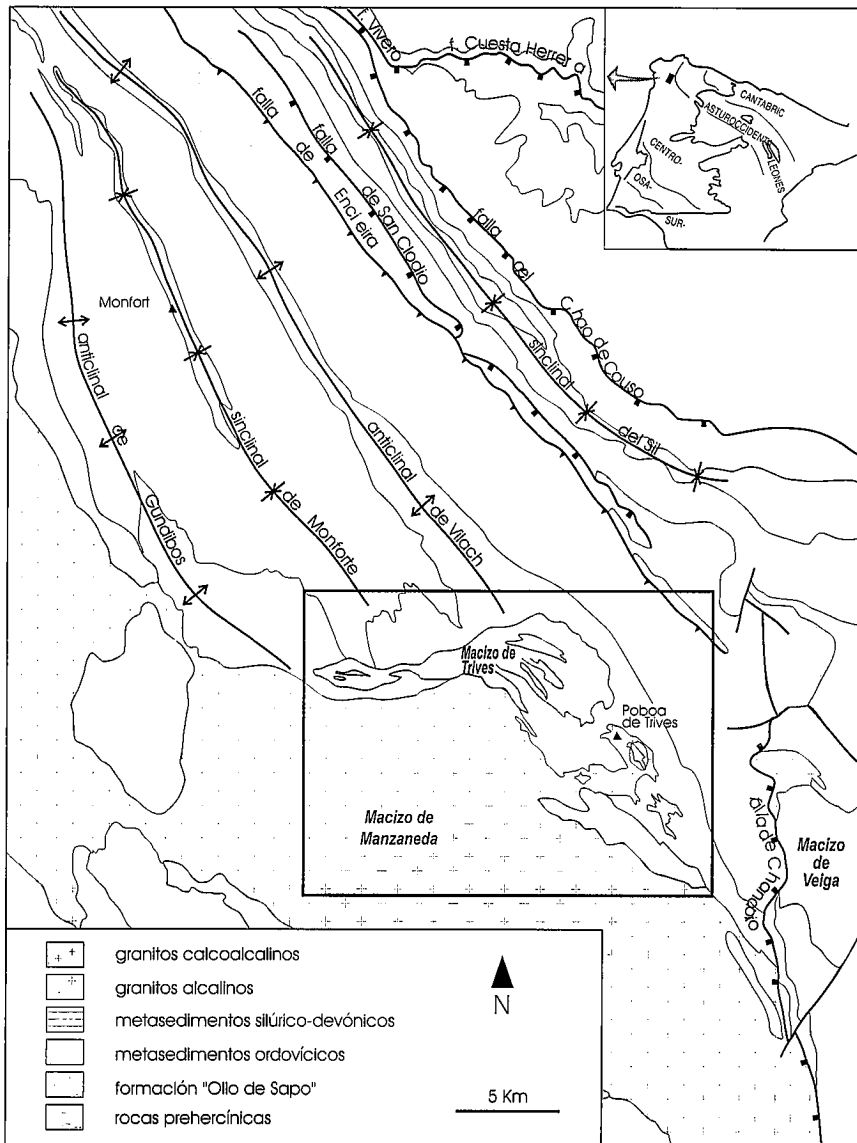


Fig. 1.- Mapa geológico simplificado (basado en Barrera Morate *et al.*, 1989) del área en torno al macizo de Trives, y su situación en el Macizo Hespérico.

Fig. 1.- Geological sketch map (modified after Barrera Morate *et al.*, 1989) of the area around the Trives Massif, and its location in the Hesperic Massif.

cuyo movimiento podría estar relacionado con el de la falla de Vivero, la estructura extensional de mayor envergadura conocida hasta ahora del arco hercínico de Galicia. Los pliegues más importantes presentan una orientación general NW-SE y vergencia NE, con inmersión de hasta 30° al NW. Los planos axiales son prácticamente verticales en la zona del núcleo del anticlinorio del Ollo de Sapo y pierden buzamiento progresivamente hacia el NE, hasta hacerse prácticamente horizontales en la zona del Caurel (Fig. 1).

En la zona central del antifórme del Ollo de Sapo existe un metamorfismo regional de grado medio, zonas de la estaurilita y sillimanita. El plutón corta las isogradas, que presentan orientación NW-SE, por lo que el

emplazamiento sería posterior al pico metamórfico regional. Los contactos intrusivos son netos, y el macizo desarrolla una aureola de metamorfismo de contacto en el encajante.

La organización del macizo de Trives es el resultado de dos grupos principales de estructuras: las de origen magmático y las producidas por deformación en estado sólido de alta temperatura (Román Berdiel *et al.*, en prensa). En conjunto, la foliación magmática y en estado sólido de alta temperatura son subparalelas, orientadas NW-SE con fuerte buzamiento al SW, y continuas con la deformación del encajante por lo que estos autores han deducido que el emplazamiento del macizo es sintectónico.

Análisis de ASM

Para el estudio de la anisotropía de la susceptibilidad magnética dentro del macizo de Trives se han realizado 51 estaciones de muestreo regularmente repartidas en su superficie (Fig. 2). En cada estación se han obtenido una media de ocho testigos (un total de 400 muestras). Las medidas se han hecho con un susceptómetro Kappabridge KLY-2, que trabaja en campo magnético débil.

Susceptibilidad magnética

Los valores de la susceptibilidad magnética (K) varían entre 1.6×10^{-5} y 27.1×10^{-5} SI (Fig. 2). Estos valores son característicos de granitoides poco susceptibles ($K < 30 \times 10^{-5}$ SI), lo que sugiere que la susceptibilidad está originada por minerales paramagnéticos (Rochette, 1987). El estudio petrográfico de las muestras revela a la biotita como la contribución paramagnética más importante, por lo tanto el mapa que muestra la variación espacial de K (Fig. 2) refleja principalmente el contenido en biotita, y las medidas direccionales de ASM (fábrica magnética) reflejarán la orientación preferente de estos filosilicatos (Rochette, 1987; Jover *et al.*, 1989; Launeau, 1990). Existen dos estaciones que alcanzan valores anormalmente altos, (42.3×10^{-5} y 46.6×10^{-5} SI). El estudio petrográfico de estas muestras ha mostrado la presencia de piroxenos en una de ellas y una importante alteración tardía en la otra, ambas estaciones han sido eliminadas del mapa de zonación. La zonación de K (Fig. 2) muestra los máximos valores en la parte sur del sector central, y decrece gradualmente hacia el sector occidental. Esta distribución está de acuerdo con las observaciones hechas en lámina delgada, que muestran un incremento del contenido en biotita del oeste hacia el este, donde la facies tonalítica es más abundante. En el sector suroriental existe una zonación de su parte central (valores más elevados) hacia sus extremos noroeste y sureste (valores más bajos) (Fig. 2). Esta zonación también está de acuerdo con las observaciones petrográficas del contenido de biotita.

Fábrica magnética

Si bien existe una importante variabilidad en la orientación de la foliación magnética, se observa una dominancia de la dirección NW-SE y de los buzamientos hacia el SW (Fig. 3). En proyección estereográfica los polos de la foliación magnética se distribuye en una ciclográfica cuyo polo es 306, 16, que presenta un máximo relativo de los planos orientados en dirección NW-SE (Fig. 3). La lineación magnética, muy constante, está en torno a la horizontal con dirección NW-SE (Fig. 3). Estos resultados están en concordancia con los obtenidos a partir del análisis clásico de la deformación que afecta al macizo (Román Berdiel *et al.*, en prensa).

A partir de los datos de la fábrica magnética se han realizado los mapas de las trayectorias de la foliación y lineación (Fig. 4). Las trayectorias dominantes de la foliación tienen una orientación NW-SE, pero cambian a N-S en el sector central y a E-W en el sector oeste. Los buzamientos varían mucho, desde subhorizontales a subverticales (Fig. 4A). Las trayectorias de la lineación magnética son más constantes, subhorizontales y con dirección NW-SE (Fig. 4B).

Modelo de emplazamiento del macizo de Trives

La propuesta de un modelo de emplazamiento para el macizo de Trives requiere un análisis conjunto de los datos de la fábrica magnética, de las estructuras observadas en el macizo y en la roca encajante y de las estructuras que aparecen en el marco regional del sur del arco hercínico gallego (ver Fig. 1). En conjunto, las foliaciones magnéticas y las observadas en el campo (Román Berdiel *et al.*, en prensa) son concordantes y continuas con la deformación del encajante. Esta orientación coincide con la de los ejes de los pliegues en los materiales del encajante, donde la lineación de intersección aparece también en dirección NW-SE e inmersión de 30° al NW (Barrera Morate *et al.*, 1989).

Las foliaciones se distribuyen según un patrón de plegamiento de eje NW-SE e inmersión hacia el NW coherente con el aplastamiento regional. Esta distribución de la foliación es fácil de interpretar si consideramos que el macizo de Trives constituye un cuerpo ígneo subhorizontal de geometría lacolítica (dimensión horizontal significativamente mayor que la vertical) que se emplaza contemporáneo a la fase D3 hercínica, que da lugar al replegamiento de la cobertera. La formación de un cuerpo lacolítico subhorizontal podría estar favorecida por un nivel de despegue potencial o nivel litológico de menor resistencia que sus supra e infrayacentes (Román Berdiel *et al.* 1995b). Los materiales de la facies Olo de Sapo, que constituyen predominantemente el encajante, podrían representar esta litología favorable, situada debajo de una potente cobertera sedimentaria de pizarras y cuarcitas.

El macizo granodiorítico de Trives se encuentra al sur del arco hercínico de Galicia, y la fábrica magnética registrada en el mismo muestra un acortamiento en dirección NE-SW, perpendicular a las principales estructuras compresivas. Esta dirección de acortamiento sufre una variación paulatina desde prácticamente E-W en la zona norte del arco (Aranguren y Tubía, 1992, 1994) hasta NE-SW en la zona del macizo de Trives. Más al SE la dirección de acortamiento se presenta algo más nortada (Román Berdiel *et al.*, 1995a).

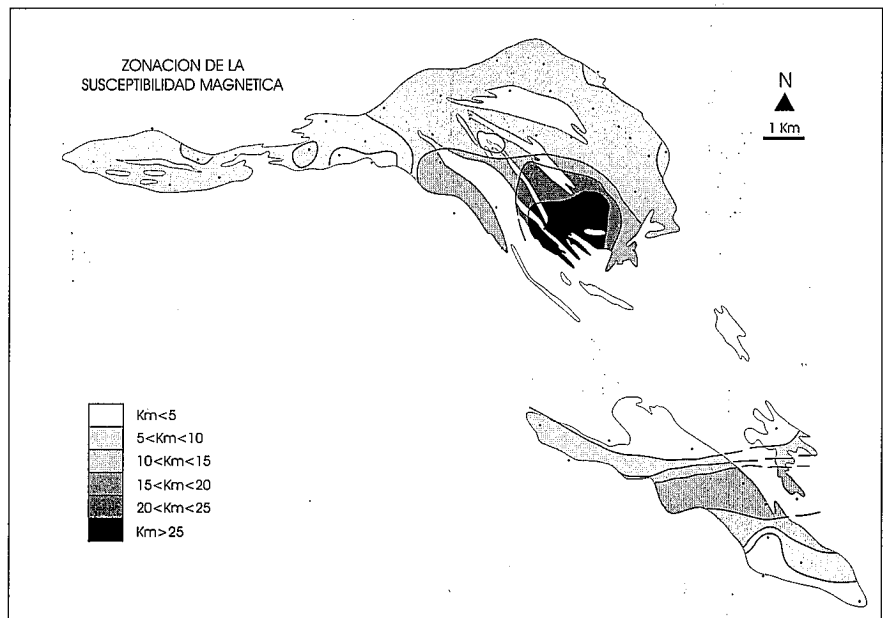


Fig. 2.- Situación de las estaciones de recogida de muestras y mapa de zonación de la susceptibilidad magnética (K , 10^{-5} SI) del Macizo de Trives.

Fig. 2.- Location of measurement sites in the Trives Massif, and bulk susceptibility (K) map (10^{-5} SI) of the Trives Massif.

Modelos de emplazamiento diversos que se apoyan en mayor o menor grado en contextos locales de tectónica extensional han sido propuestos para otras granodioritas aflorantes a lo largo del anticlinorio del Olo de Sapo (macizo de Guitiriz, Aranguren *et al.* 1996, macizo de Veiga, Román Berdiel *et al.*, 1995a). Sin embargo, estos modelos coinciden todos en proponer un carácter sintectónico de los macizos respecto de la tercera fase de deformación regional y, por tanto, proponen modelos de emplazamiento asociados a un campo de esfuerzos compresivos regional.

El emplazamiento del macizo de Trives, al contrario de lo que sucede con el macizo de Veiga, no parece asociado a tectónica extensional. A pesar de su proximidad a accidentes extensionales cuyo movimiento normal ha sido interpretado contemporáneo a la fase D3 de replegamiento regional (Román Berdiel *et al.* 1995a), no está relacionado con el movimiento normal de la falla de Chandoiro ni con las prolongaciones hacia el sur de la falla de Vivero (Barrera Morate *et al.* 1989, ver Fig. 1). El emplazamiento de estos cuerpos plutónicos (macizos de Veiga, Guitiriz y Trives) sí parece condicionado, en cambio, por la existencia de un nivel de despegue como es la facies Olo de Sapo, al que se le superpone una importante cobertera sedimentaria (cuarcitas y pizarras). Este nivel de despegue permitiría la expansión lateral del magma y la generación de cuerpos graníticos planares contemporáneos con la deformación y plegamiento del arco hercínico.

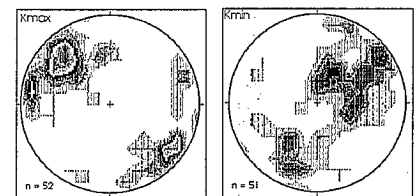


Fig. 3.- Diagramas de densidad de K_{\min} y K_{\max} para el conjunto del macizo. Proyección de Schmidt, hemisferio inferior. Intervalos de contorno: 1%.

Fig. 3.- Density diagrams of K_{\min} and K_{\max} for the whole Massif. Schmidt net, lower hemisphere. Contour intervals: 1%.

Conclusiones

Los datos de la fábrica magnética del macizo granodiorítico de Trives muestran una orientación dominante de la foliación NW-SE con buzamiento variable, y una lineación muy constante subhorizontal. Esta orientación es concordante con la observada por Román Berdiel *et al.* (en prensa) a partir del análisis clásico de los datos de la deformación que afecta al macizo, y paralela al plegamiento tardío regional.

Su emplazamiento está favorecido por la existencia de una litología favorable (formación Olo de Sapo) que permite su expansión en la horizontal dando lugar a un cuerpo lacolítico.

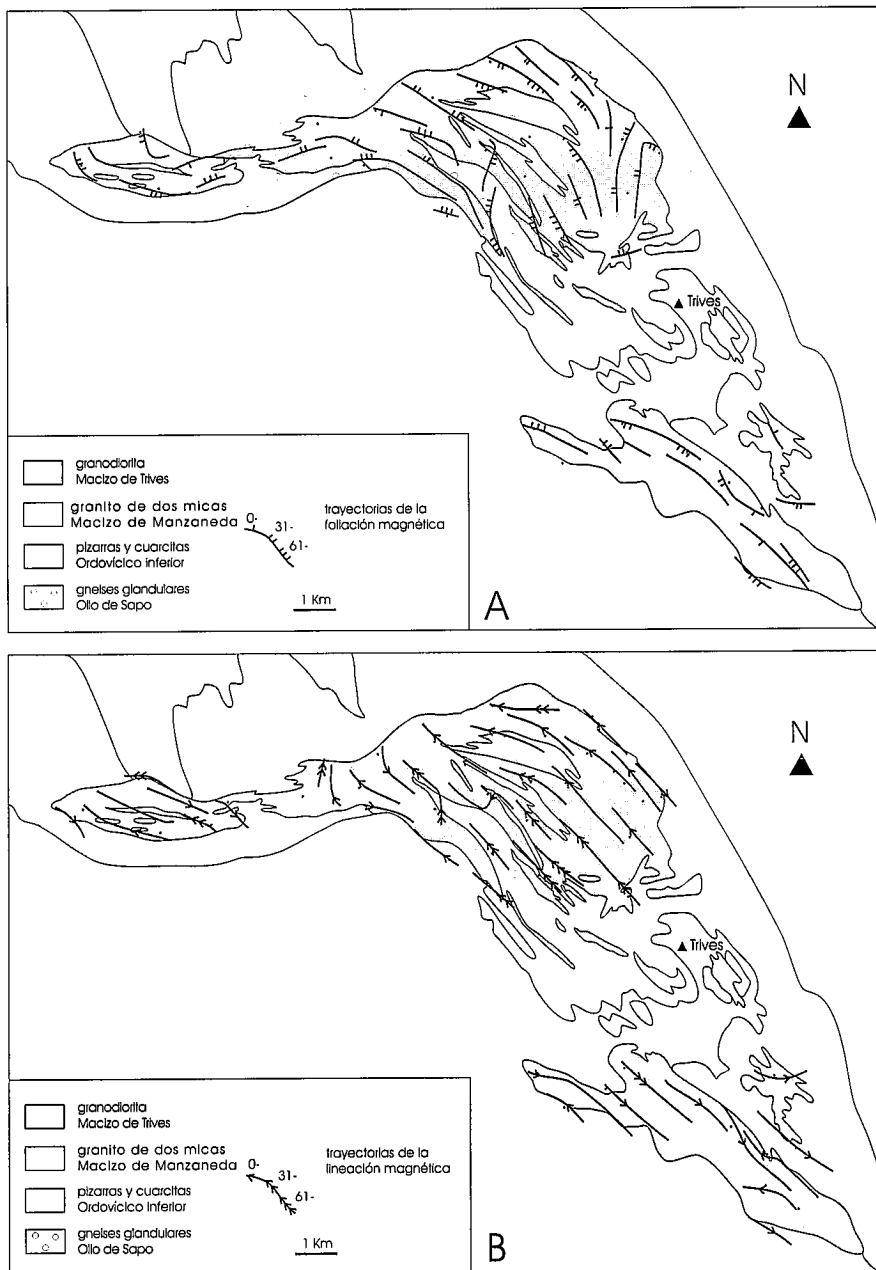


Fig. 4.- Mapa interpretativo de las trayectorias de la foliación (A) y lineación (B) magnéticas en el macizo de Trives.

Fig. 4.- Interpreted trajectories of magnetic foliation planes (A) and of magnetic lineation (B) in the Trives Massif.

Del análisis de los valores de la susceptibilidad magnética se ha deducido una zonación del cuerpo ígneo de la parte sur del sector central (más básica) hacia los sectores oeste y este (más ácidos).

A partir del estudio de la fábrica magnética, se propone que el macizo granodiorítico de Trives (Cadena Hercínica) es un cuerpo sincinemático con la fase D3 de deformación

regional, caracterizada por un acortamiento NE-SW en este área. El modelo de emplazamiento propuesto sugiere que, durante el replegamiento de la cobertera, el magma se emplazaría a modo de lacolito favorecido por una litología de menor resistencia o nivel de despegue expandiéndose en la dirección de estiramiento definida por el campo de deformación regional.

Agradecimientos

Este trabajo ha sido financiado por el proyecto PB93-1149-CO3 de la DGICYT. Agradecemos a E. Pueyo y G. Valenzuela por su ayuda en la recogida de las muestras.

Referencias

Aranguren, A. y Tubía, J. M. 1992. *J. Struct. Geol.* 14, 1229-1237.
 Aranguren, A. 1994. *Lab. Geol. Laxe, Nova Terra* 10, 236 p.
 Aranguren, A. y Tubía, J. M. 1994. *Rev. Soc. Esp. de Geol.* 7, 63-73.
 Aranguren, A., Tubía, J. M., Bouchez, J. L. y Vigneresse, J. L. 1996. *Earth Planet. Sci. Lett.* 139, 165-176.
 Barrera Morate, J. L., Farias Arquer, P., González Lodeiro, F., Martínez García, J., Martín Parra, L. M., Martínez Catalán, J. R., Del Olmo Sanz, A. y Pablo Maciá, J. G. 1989. *Memoria y Hoja nº 17/27 (Owense/Verín). Mapa geológico de España, E. 1:200.000. ITGE.*
 Bastida, F., Martínez Catalán, J. R. y Pulgar, J. A. 1986. *J. Struct. Geol.* 8, 415-430.
 Bouillin, J. P., Bouchez, J. L., Lespasse, P. y Pécher, A. 1993. *Earth Planet. Sci. Lett.* 118, 263-279.
 Courrioux, G. 1983. *Bull. Soc. géol. France (7) XXV*, 301-307.
 González Lodeiro, F. e Iglesias, M. 1977. *Memoria y Hoja Nº 156 (Monforte de Lemos). Mapa Geológico de España, E. 1:50.000. IGME.*
 Guillet, P., Bouchez, J. L. y Wagner, J. J. 1983. *Tectonics* 2, 419-429.
 Heller, F. 1973. *Earth Planet. Sci. Lett.* 20, 180-188.
 Hrouda, F. 1982. *Geophys. Surveys* 5, 37-82.
 Iglesias, M. y Chouckroune, P. 1980. *J. Struct. Geol.* 2, 63-68.
 Jover, O., Rochette, P., Lorand, J. P., Maeder, M. y Bouchez, J. L. 1989. *Phys. Earth Plant. Interiors* 55, 79-92.
 Launeau, P. 1990. *Tesis, Universidad Paul Sabatier de Toulouse*, 180 p.
 Martínez Catalán, J. R. 1985. *Lab. Geol. Laxe, Corpus Geologicum Gallaeciae*, 291 p.
 Parga Pondal, I. 1963. *Trabajos Lab. Geol. Lage (La Coruña)* 14, 99-104.
 Rochette, P. 1987. *J. Struct. Geol.* 9, 1015-1020.
 Román Berdiel, T., Pueyo Morer, E. L. y Casas Sainz, A. M. 1995a. *J. Struct. Geol.* 17, 1689-1706.
 Román Berdiel, T., Gapais, D. y Brun, J. P. 1995b. *J. Struct. Geol.* 17, 1337-1346.
 Román Berdiel, T., Casas Sainz, A. M., Aranguren, A. y Cuevas, J. 1997. *Rev. Soc. Geol. España*. en prensa.