UN MODELO DE EMPLAZAMIENTO EN RÉGIMEN COMPRESIVO PARA EL MACIZO GRANÍTICO DE TRIVES (OURENSE)

T. Román Berdiel[1], A. M. Casas Sainz[2], A. Aranguren[1] y J. Cuevas[1]

[1] *Departamento de Geodinámica, Facultad de Ciencias, Universidad del Pais Vasco, Apdo 644, 48080 Bilbao*
[2] *Departamento de Geología, Facultad de Ciencias, Universidad de Zaragoza, 50009 Zaragoza*

Resumen: El macizo granodiorítico de Trives intruye en materiales metamórficos pertenecientes al Dominio del Antiforme del Ollo de Sapo. Las estructuras presentes en el macizo son: 1) estructuras magmáticas, definidas por la orientación de los fenocristales de biotita y/o feldespato y 2) estructuras S-C, marcadas por la concentración de biotita sobre los planos C y una lineación muy marcada sobre estos planos. La cartografía de estas estructuras refleja un emplazamiento contemporáneo con un aplastamiento NE-SW. Los planos C se asocian en dos familias conjugadas con un ángulo medio de 90° cuya bisectriz coincide aproximadamente con la dirección de aplastamiento. En la zona suroriental del macizo, que constituye el sector marginal del macizo leucogranítico de Manzaneda, la foliación magmática es de dirección NW-SE con fuerte buzamiento al SW. En los sectores central y occidental del macizo de Trives, rodeados por el porfiroide Ollo de Sapo, la foliación magmática se distribuye de acuerdo con un patrón de pliegues de dirección NW-SE e inmersión hacia el NW. Las características estructurales del granitoide y del encajante indican que podría tratarse de una intrusión lacolítica sincinemática, emplazada durante la tercera fase de deformación regional (D_3) de las rocas encajantes.

Palabras clave: intrusión, granitoide, plegamiento, cadena hercínica, macizo de Trives.

Abstract: The Trives granodiorite (NW Spain) is located within the metasediments of the Ollo de Sapo Antiform (Central Iberian zone). The main deformational structures in this igneous body are: 1) magmatic structures, defined by feldspar phenocrysts and biotite crystals and 2) S-C structures, with biotite concentrated on C planes and a strong stretching lineation on them. Mapping of these structures indicates that the emplacement of the granodiorite was contemporary with NE-SW flattening. The orientation pattern of C planes shows two conjugate sets bisected by the flattening direction. In the southeasternmost part of the massif, which constitutes the marginal part of the Manzaneda leucogranite, the orientation of the magmatic foliation is NW-SE. In the central and western part of the Trives massif, surrounded by the Ollo de Sapo porphyroid, the orientation of magmatic foliation follows a NW-SE folded pattern (the poles of foliation planes are distributed along a great circle), plunging towards the NW. Structures within the granitoid body and the country rock allows to interpret this intrusion as a D_3 synkinematic laccolith.

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

Román Berdiel, T., Casas Sainz, A. M., Aranguren, A. y Cuevas, J. (1997): Un modelo de emplazamiento en régimen compresivo para el macizo granítico de Trives (Ourense). *Rev. Soc. Geol. España*, 10 (3-4): 237-247.

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; macizos de Monteneme y Laza asociados a las fallas de Monteneme y Verín respectivamente, Courrioux *et al.*, 1986), 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). El emplazamiento relacionado con zonas de cizalla de movimiento normal se combina a veces con los otros dos, dado que las principales estructuras extensionales, fallas de Vivero y Chandoiro, del arco hercínico de Galicia (Martínez Catalán, 1985) son contemporáneas con las estructuras compresivas (Aranguren y Tubía, 1992; Román-Berdiel *et al.*, 1995a). Aunque la geometría de los cuerpos intrusivos sincinemáticos no está todavía determinada en muchos casos, los trabajos de gravimetría recientes revelan la existencia de cuerpos de geometría lacolítica

(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 complejidad 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 objetivos del presente trabajo son la caracterización de la deformación en el macizo granodiorítico de Trives, la determinación de sus condiciones de emplazamiento y el establecimiento de la geometría del mismo a partir de los datos estructurales. La metodología utilizada ha sido el estudio detallado de la deformación de las rocas graníticas a partir de afloramiento, muestras de mano y observación de láminas delgadas y el análisis de la orientación de los distintos elementos estructurales. Asimismo, se ha prestado especial atención a las relaciones estructurales entre roca ígnea y rocas encajantes y a la disposición de las estructuras dentro de estas últimas.

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 Km^2 (Fig. 1). Su composición es básicamente granodiorita, 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 concentración de fenocristales, con fenocristales euhedrales de feldespato potásico de hasta 6 cm, en una matriz de grano medio-grueso. Presenta gran cantidad de xenolitos de los materiales del encajante cuyo 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 el margen NE del macizo leucogranítico de Manzaneda (Fig. 1). Las partes central y occidental del macizo se encuentran rodeadas por los gneises porfiroides en facies Ollo de Sapo de grano fino principalmente, el cual se interdigita también en algunos casos con los leucogranitos del macizo de Manzaneda. La zona suroriental del macizo de Trives constituye la facies granodiorítica marginal del macizo de Manzaneda. Este mismo tipo de facies se encuentra en el borde sur de este macizo, a lo largo de una banda de unos 30 km de longitud y 2 Km de anchura (Barrera Morate *et al.*, 1989) (Fig. 1).

Los materiales que rodean el macizo de Trives son:

1) Los gneises porfiroides del Ollo de Sapo, atribuidos tanto al Cámbrico inferior-Ordovícico (Martínez García, 1969, 1973) como al Proterozoico superior (Bard *et al.*, 1972; Ribeiro, 1974), que se presentan principalmente en facies de grano fino, con cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, biotita, clorita y sericita. Estos materiales se encuentran desde la zona metamórfica de la clorita hasta la de la sillimanita.

2) Metasedimentos, en facies de esquistos verdes, del Ordovícico-Silúrico, fundamentalmente pizarras (Capas de los Montes, Pizarras de Luarca y Capas de la Garganta) y cuarcitas (Cuarcita Armoricana), en una serie que alcanza más de 1000 m de potencia.

3) El macizo granítico de Manzaneda, constituido por granito de dos micas con facies porfídicas y microgranudas.

La estructura del sector norte del Macizo Hespérico es consecuencia de la superposición de tres fases sucesivas de deformación, comenzando por pliegues vergentes al E (D1) que culminan en cabalgamientos vergentes al E (D2) y que finalmente están replegados por pliegues rectos formados durante la fase D3 homoaxial de las anteriores (Parga Pondal, 1963; González Lodeiro e Iglesias, 1977; Martínez Catalán, 1985; Bastida *et al.*, 1986). Existen zonas de cizalla verticales conjugadas que son sincrónicas con la segunda fase de plegamiento. La estructura extensional de mayor envergadura conocida hasta ahora es la falla de Vivero, que acomoda una extesión E-W, con bloque hundido hacia el W, probablemente debida al colapso de la cadena después del engrosamiento cortical (Martínez Catalán, 1985; Aranguren y Tubía, 1992).

La estructura de la zona en la que aflora el macizo de Trives está determinada fundamentalmente por pliegues de la primera y tercera fases hercínicas (Barrera Morate *et al.*, 1989), aunque también se observan fallas normales de dirección NW-SE que retocan algunas estructuras compresivas (Fig. 1), con bloques hundidos hacia SW y cuyo movimiento podría estar relacionado con el de la falla de Vivero. 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. En las proximidades del macizo se encuentran tres pliegues, los tres asociados a esquistosidad de plano axial (Barrera Morate *et al.*, 1989):

1) El anticlinal de Gundibos, asignado a la fase D3 (Abril *et al.*, 1974), de plano axial subvertical, cuyo núcleo aparece ocupado prácticamente en su totalidad por el macizo granítico de Manzaneda (Fig. 1).

2) El sinclinal de Monforte (Fig. 1), asignado a la fase D3 (Riemer, 1966), de plano axial subvertical y

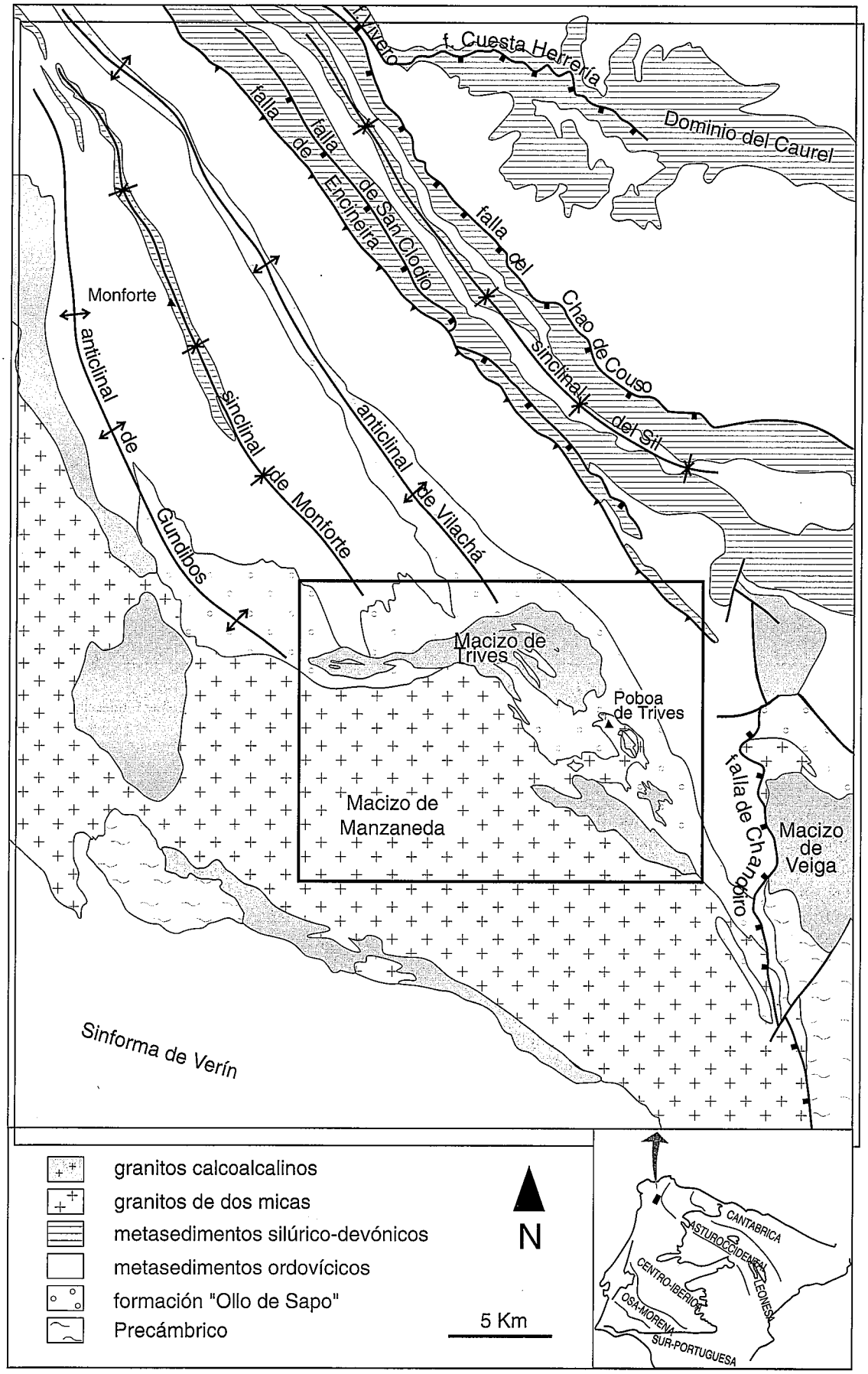

Figura 1.- Mapa geológico simplificado (basado en Barrera Morate *et al.*, 1989) del área en torno al macizo de Trives, y su situación en el Macizo Hespérico.

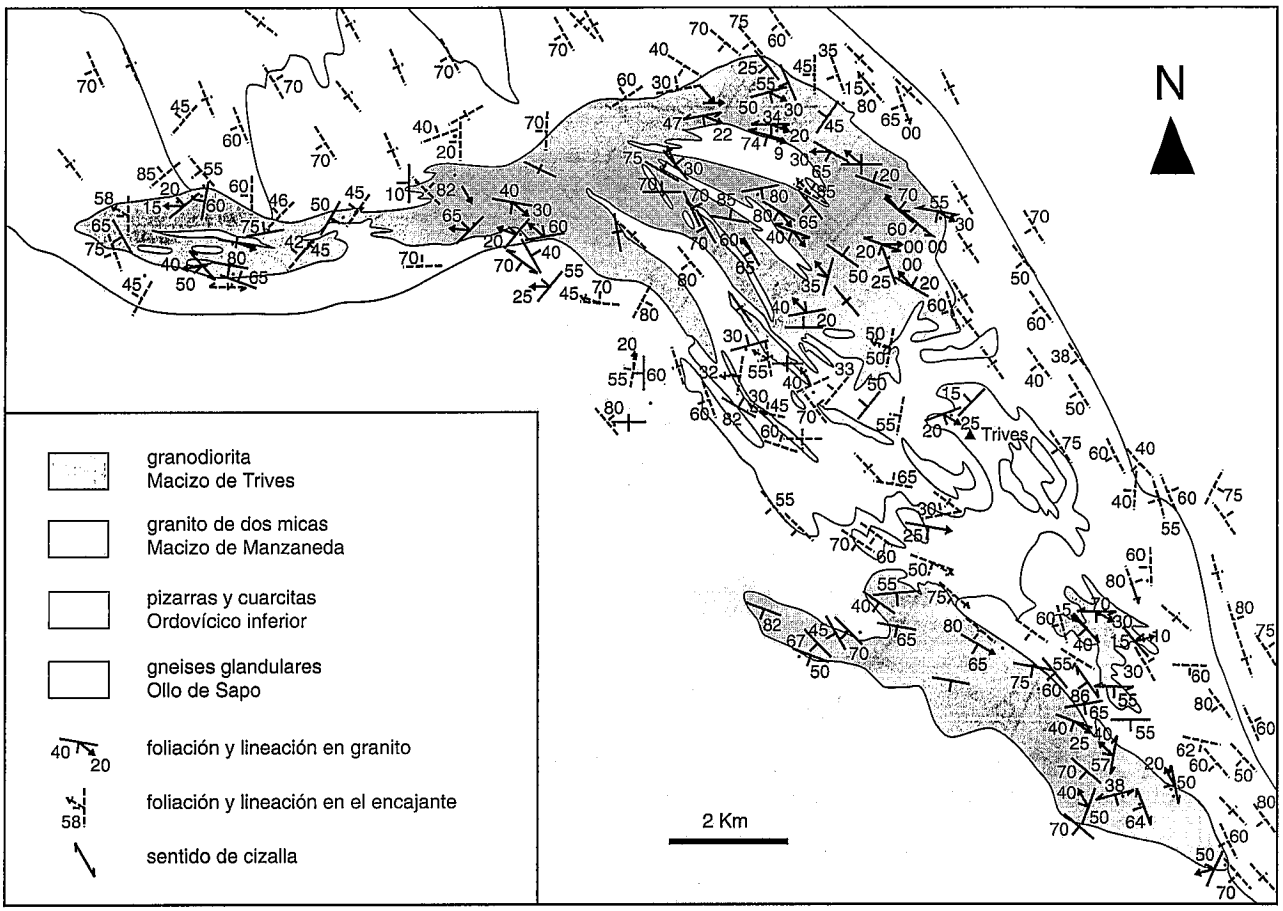

Figura 2.- Mapa geológico simplificado del macizo de Trives y su encajante, con indicación de las foliaciones y lineaciones medidas en el macizo de Trives, y esquistosidad medida en el encanjante.

con buzamientos en los flancos en torno a los 60-80°; en su núcleo aparecen preservados materiales del Silúrico.

3) El anticlinal de Vilachá (Fig. 1), asignado a la fase D1 (Riemer, 1966), en cuyo núcleo aflora el porfiroide Ollo de Sapo, y que presenta clara vergencia hacia el NE; su flanco SW buza en torno a los 70-80°, mientras que su flanco nororiental se presenta vertical o invertido.

En la zona central del Antiforme del Ollo de Sapo existe un metamorfismo regional de grado medio, zonas de la estaurolita y sillimanita (Arenas, 1991). El plutón corta las isogradas, que presentan orientación NW-SE, por lo que el emplazamiento sería posterior al metamorfismo regional. Los contactos intrusivos son netos, y el macizo desarrolla una aureola de metamorfismo de contacto en el encajante.

En el borde este del macizo de Trives, el contacto con el encajante es paralelo a las trayectorias de esquistosidad regional pero las corta en el borde norte. El contacto con el leucogranito de Manzaneda es de carácter gradual.

Estructura

Para el estudio sistemático de la deformación dentro del macizo de Trives y en la roca encajante próxima a él se ha llevado a cabo una toma de datos en 138 estaciones recogidas en su superficie (Figs. 2 y 3). En conjunto se realizaron 56 láminas delgadas para el estudio de la deformación y la determinación de la facies petrográfica. 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. A escala de muestra de mano y de lámina delgada se diferencian tres tipos fundamentales de estructuras, que se asocian a su vez con distintos grados de deformación y mecanismos de formación dentro del macizo:

1) Foliación magmática definida por los megacristales de feldespato con lineación preferente asociada a esta foliación (Fig. 4A). También se observa orientación preferente de los xenolitos de encajante. En lámina delgada los feldespatos presentan orientación preferente. El cuarzo, de forma equidimensional y casi sin subestructuras internas, presenta extinción ondulante (Fig. 4C). Las mirmequitas son relativamente frecuentes en los bordes de los fenocristales de feldespato.

2) Estructuras magmáticas definidas por los megacristales de feldespato y estructuras S-C con cizallas conjugadas, formando un ángulo de 45° o me-

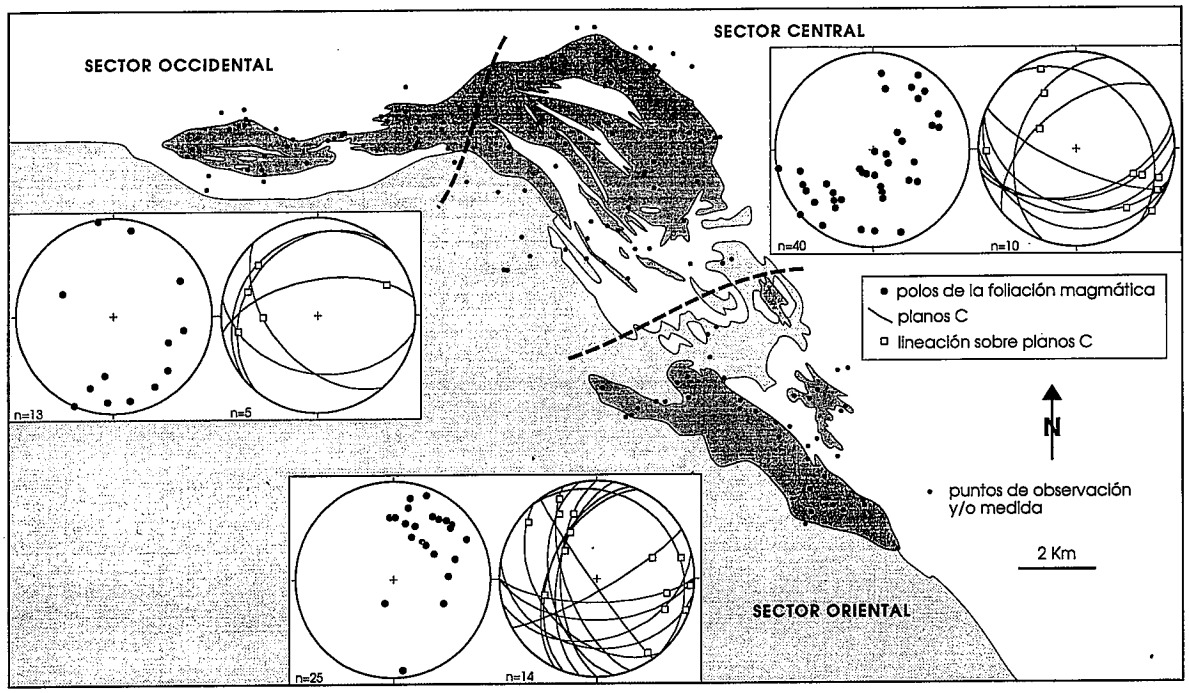

Figura 3.- Estereogramas de la foliación magmática, de los planos C y las lineaciones medidas sobre los planos C en las tres zonas distinguidas en el macizo de Trives (proyección de Schmidt, hemisferio inferior).

nor con la foliación magmática, que deforman esta foliación, y que suponen deformación plástica en estado sólido. Los planos C están definidos por concentraciones de biotita y presentan normalmente lineación. En lámina delgada se observa orientación preferente de los feldespatos y de las micas. En las microclinas y plagioclasas aparecen mirmequitas asociadas a los bordes paralelos a la foliación (perpendiculares a la dirección de máximo acortamiento), siendo casi inexistentes en los bordes cortos, lo que pone en evidencia un origen ligado a la deformación de los fenómenos de difusión implicados. Los cristales de plagioclasa presentan en algunos casos maclas de deformación que terminan en punta afilada en el interior del cristal. En los granos de cuarzo, de formas irregulares, se reconocen microestructuras tales como límites de subgranos y disminución del tamaño de grano en zonas, los contactos son suturados. Se observan criterios de cizalla, principalmente por la forma sigmoidal que toman algunas micas y agregados de cuarzo.

3) Bandas de cizalla discretas, observables a escala de afloramiento, y con espesores de varios centímetros (Fig. 4B). En este caso, la foliación y los planos C presentan disposición paralela. Suponen un grado de cizalla más elevado que las estructuras anteriores. En lámina delgada los granos de cuarzo tienen formas aplastadas, subparalelas a la fábrica planar y presentan importantes procesos de recristalización y deformación plástica, la disminución del tamaño de grano de los granos de cuarzo es generalizada, afectando a casi toda la roca (Fig. 4D). Las micas están orientadas y dispuestas en bandas.

A grandes rasgos, en el conjunto del macizo, se observa un aumento de la deformación de oeste a este, con el paso progresivo de unos tipos de estructuras a otros.

En cuanto a la orientación y distribución espacial de las estructuras, aparecen dentro del macizo de Trives tres sectores claramente diferenciados (Fig. 3): el sector oriental, que se presenta sin solución de continuidad con el macizo de Manzaneda, el sector central, el más complejo y amplio, y finalmente el sector occidental.

Sector oriental

La granodiorita de Trives pasa de forma gradual a los leucogranitos del macizo de Manzaneda, aunque también aparecen algunos afloramientos en facies tonalítica. Es el sector donde mejor aparece reflejado el campo de deformación regional, representado por una orientación relativamente constante de la foliación magmática, con dirección NW-SE y buzamiento entre 50 y 80°S (Figs. 2 y 3). Los planos C se presentan en dos familias conjugadas de direcciones N-S y E-W, con lineaciones de dirección NW-SE y en torno a la horizontal. Todas estas estructuras son compatibles con un aplastamiento perpendicular a la foliación y un eje X en dirección NW-SE.

El grado de deformación aumenta desde el NW hacia el SE, apareciendo progresivamente todos los tipos

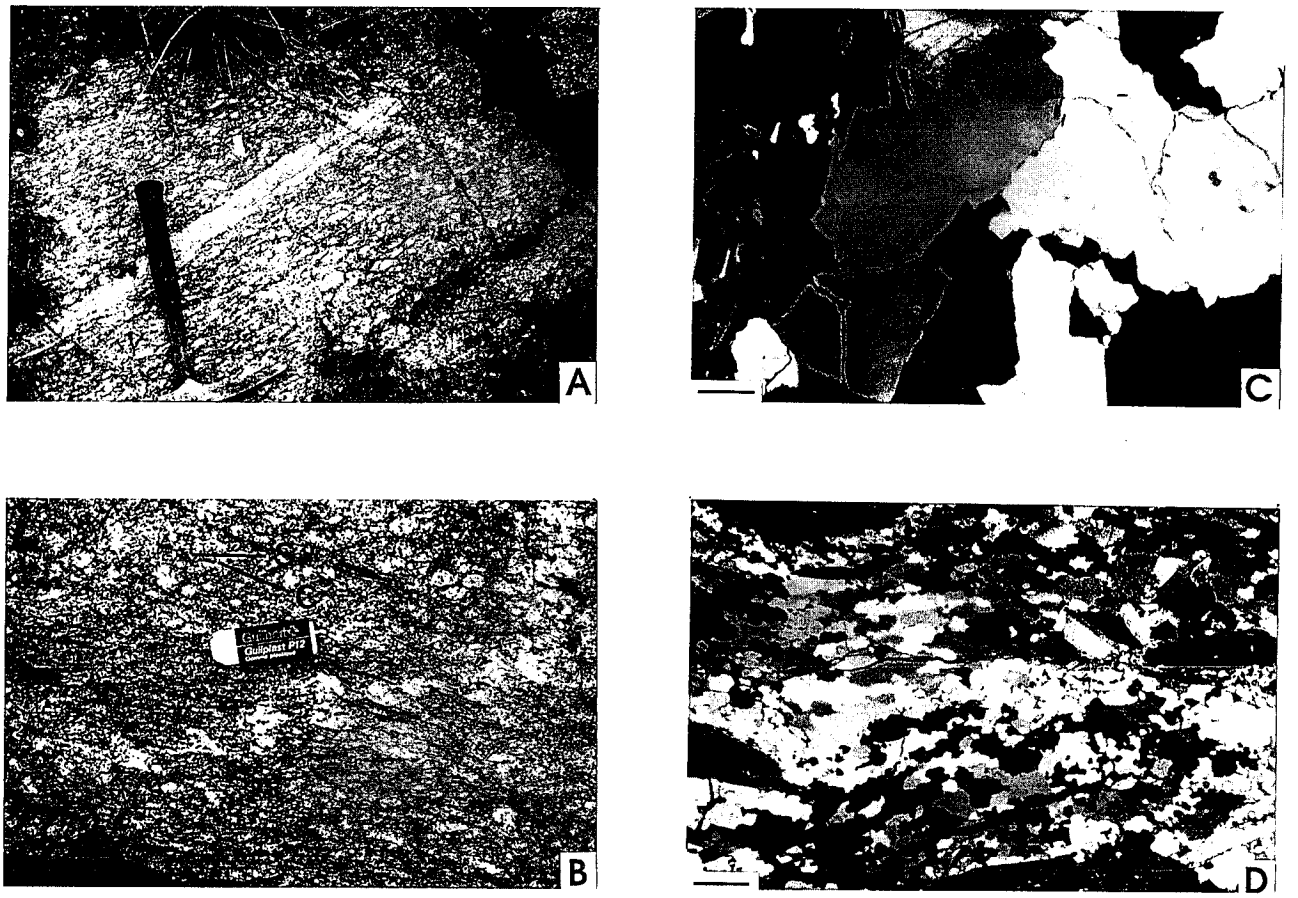

Figura 4.- **A**- Aspecto de campo de la orientación preferente de los fenocristales de feldespato. El martillo mide 33 cm. **B**- Aspecto de campo de planos C discretos. La goma mide 7 cm. La flecha indica el sentido de cizalla. **C**- Aspecto en lámina delgada de granos de cuarzo equigranulares afectados por extinción ondulante. **D**- Aspecto en lámina delgada de agregados de cuarzo mostrando recristalización y deformación plástica. En **C** y **D** la escala corresponde a 1mm, ambas microfotografías con nícoles cruzados.

de estructuras descritos anteriormente.

Sector central

Es el sector más extenso y que presenta una mayor complejidad desde el punto de vista de la orientación de las estructuras. La foliación magmática presenta buzamientos variables desde la horizontal hasta prácticamente vertical, con un máximo relativo de planos orientados en dirección NW-SE (Figs. 2 y 3). En proyección estereográfica los polos de la foliación se distribuyen según un círculo mayor (puede que en detalle con un cono) cuyo polo presenta orientación 311, 17 (Fig. 3). El patrón de orientación de los planos C es mucho menos sistemático que en el sector suroriental; se reconoce de forma clara la familia de dirección E-W, con sentido de movimiento sinestroso. La lineación sobre estos planos C presenta dirección media WNW-ESE, con ligera inmersión al ESE.

En lámina delgada se observan abundantes procesos de recuperación (recovery) y recristalización (agregados de grano pequeño) en el cuarzo. Los fenocristales de feldespato muestran formación de mirmequitas.

Sector occidental

En este sector existe un menor número de datos y el patrón de orientaciones de los distintos elementos no es tan claro. Los planos de foliación magmática presentan orientaciones desde E-W hasta N-S, con fuerte buzamiento hacia el NW (Figs. 2 y 3). Sus polos se distribuyen en un círculo mayor cuyo polo presenta orientación 296, 61 (Fig. 3). Los planos C, de geometría ondulada, presentan buzamientos bajos y direcciones variables, aunque la lineación sobre los mismos presenta también una dirección relativamente homogénea en torno a WNW-ESE.

En lámina delgada se observa extinción ondulante en los granos de cuarzo, los procesos de recuperación son escasos. Los cristales de microclina son abundantes y dominan sobre los de ortosa.

En las rocas metamórficas del encajante se han distinguido dos estadios de plegamiento regional. La deformación más temprana está representada por una esquistosidad que queda preservada en las zonas de charnela de los pliegues menores de fase D3 o como una esquistosidad de crenulación en lámina delgada. El

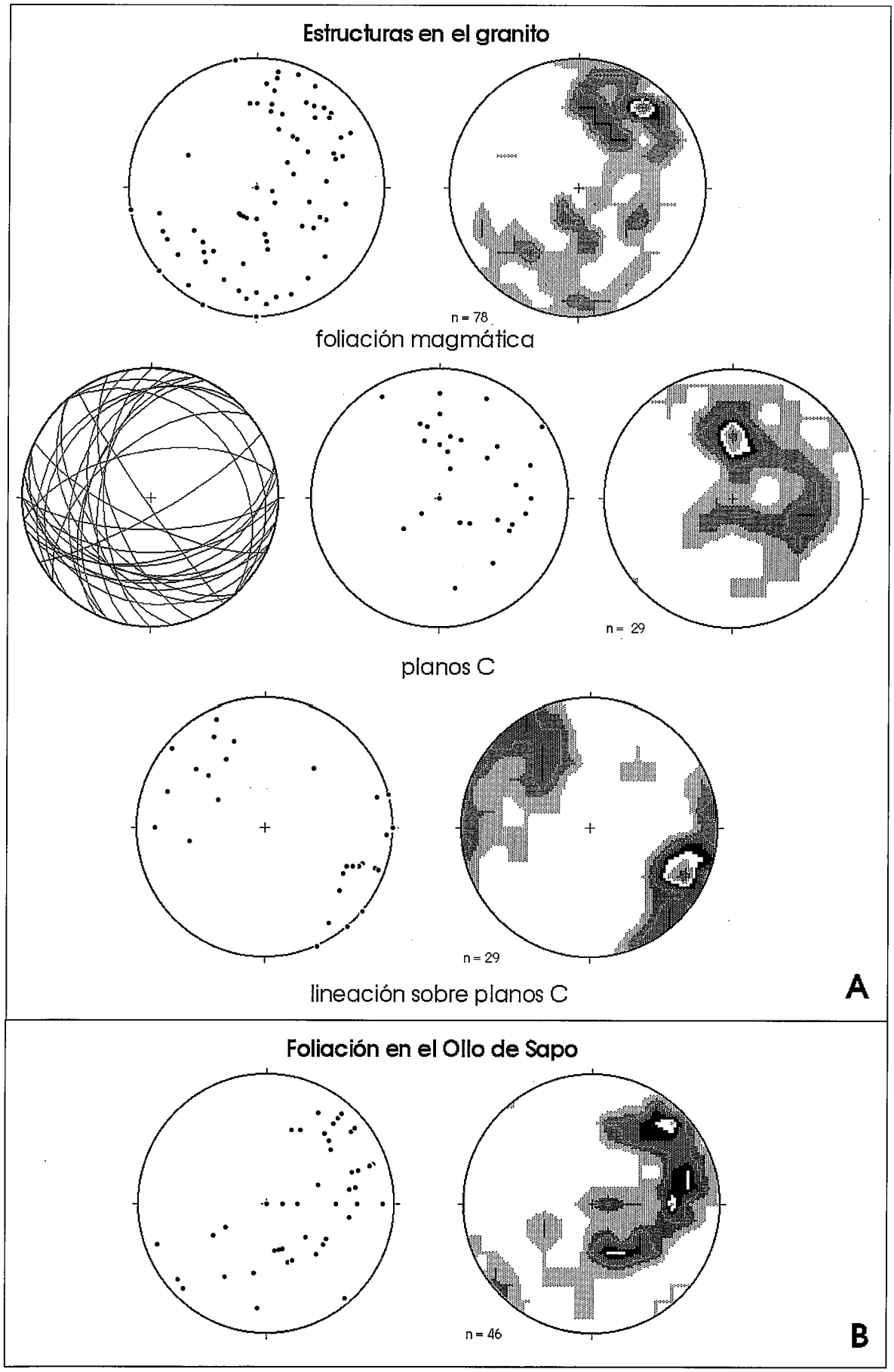

Figura 5.- Diagramas de orientación y de densidad de las diferentes estructuras (foliación magmática, planos C, lineación de estiramiento) medidas en la superficie total del granito **(A)**, y de la foliación en el encajante **(B)**. Proyección de Schmidt, hemisferio inferior. Intervalos de contorno: 1%.

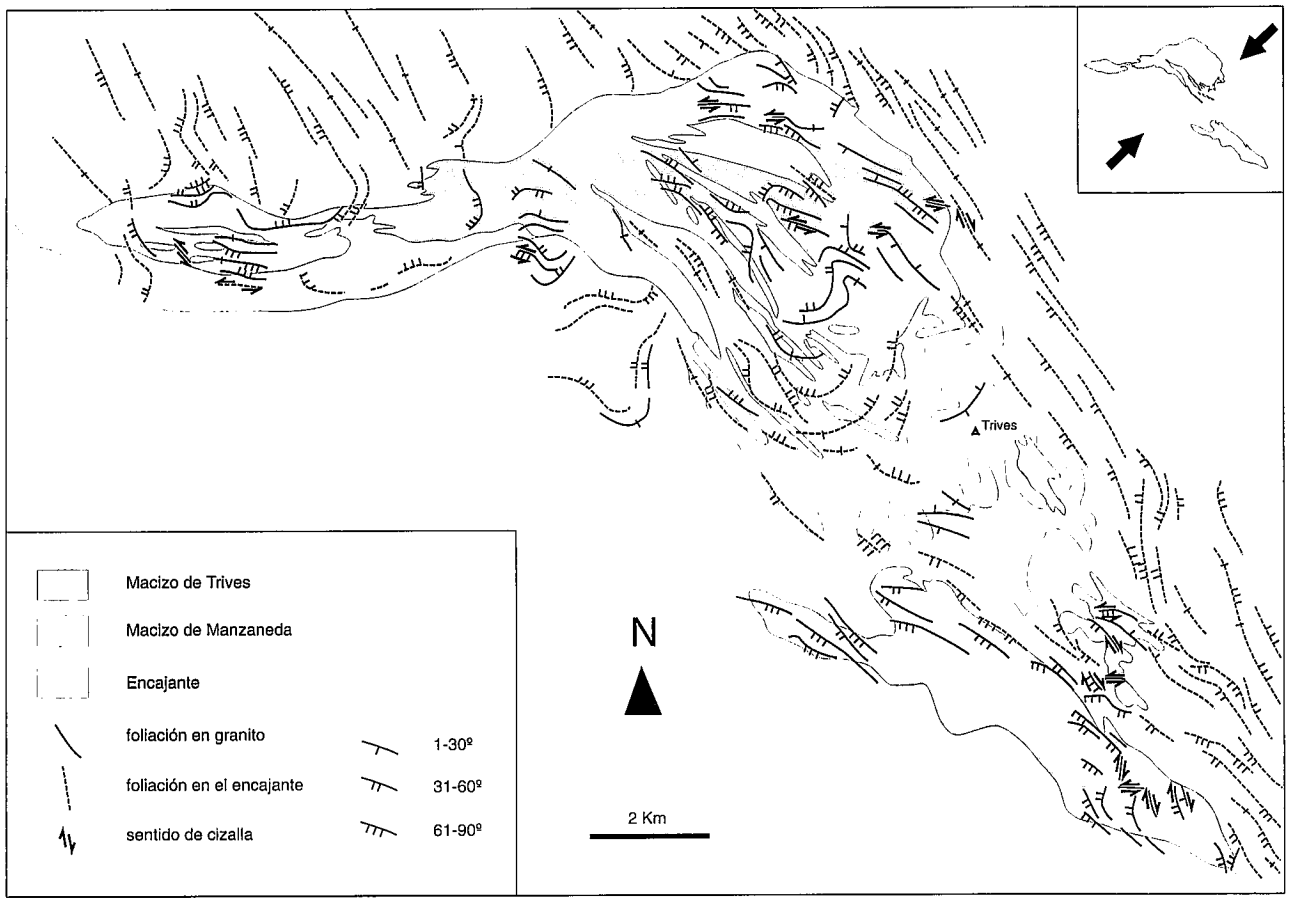

Figura 6.- Mapa interpretativo de las trayectorias de la foliación en el granitoide y encajante más próximo.

plegamiento más reciente queda representado por los pliegues más prominentes y por una esquistosidad de plano axial bien desarrollada (S3) de dirección NW y fuerte buzamiento hacia el SW. La lineación de estiramiento, definida por la alineación de fenocristales de feldespato sobre el plano de foliación, tiene ligera inmersión hacia el NW. También se han encontrado estructuras S-C en los materiales del Ollo de Sapo, siendo más abundantes en los situados en el borde oriental del macizo, y mostrando un movimiento dextroso.

Modelo de emplazamiento del macizo de Trives

La interpretación de las estructuras observadas y la propuesta de un modelo de emplazamiento para el macizo de Trives requiere un análisis conjunto de las estructuras observadas en el mismo junto con las de la roca encajante y las que aparecen en el marco regional del sur del arco hercínico gallego (Fig. 1). En conjunto, la foliación magmática y en estado sólido de alta temperatura son subparalelas y continuas con la deformación del encajante (Fig. 5), por lo que se deduce que el emplazamiento del macizo es sintectónico. El patrón de orientaciones de la foliación magmática en el macizo de Trives y la foliación de la roca encajante es similar, con una distribución heterogénea dentro de un círculo mayor cuyo polo presenta dirección NW-SE e inmersión hacia el NW (296, 21 en el granito y 313, 30 en el Ollo de Sapo, Fig. 5). 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). La distribución de la foliación en el granitoide y el encajante también se ajusta a un cono de eje inclinado 315, 30, con semiángulo apical de 75°, con un grado de dispersión similar que en el caso de pliegue cilíndrico.

Por otro lado, hay que considerar la existencia de un máximo en la orientación de la foliación en dirección NW-SE y fuerte buzamiento hacia el S (polo del máximo de la foliación 024, 33, Fig. 5A), debido a una orientación más constante de las estructuras en el sector suroriental del granitoide. En este caso, la dirección de aplastamiento, compatible con los sentidos de movimiento de las dos familias de planos C (Fig. 3), es perpendicular al plano axial de los pliegues del encajante, lo que también corrobora que el emplazamiento del macizo de Trives es contemporáneo con la última estructuración del anticlinorio del Ollo de sapo en este sector.

Las trayectorias de la foliación magmática muestran un patrón complicado en cartografía (Fig. 6), sobre todo en los sectores central y occidental, con frecuentes cambios de buzamiento y zonas donde se presenta

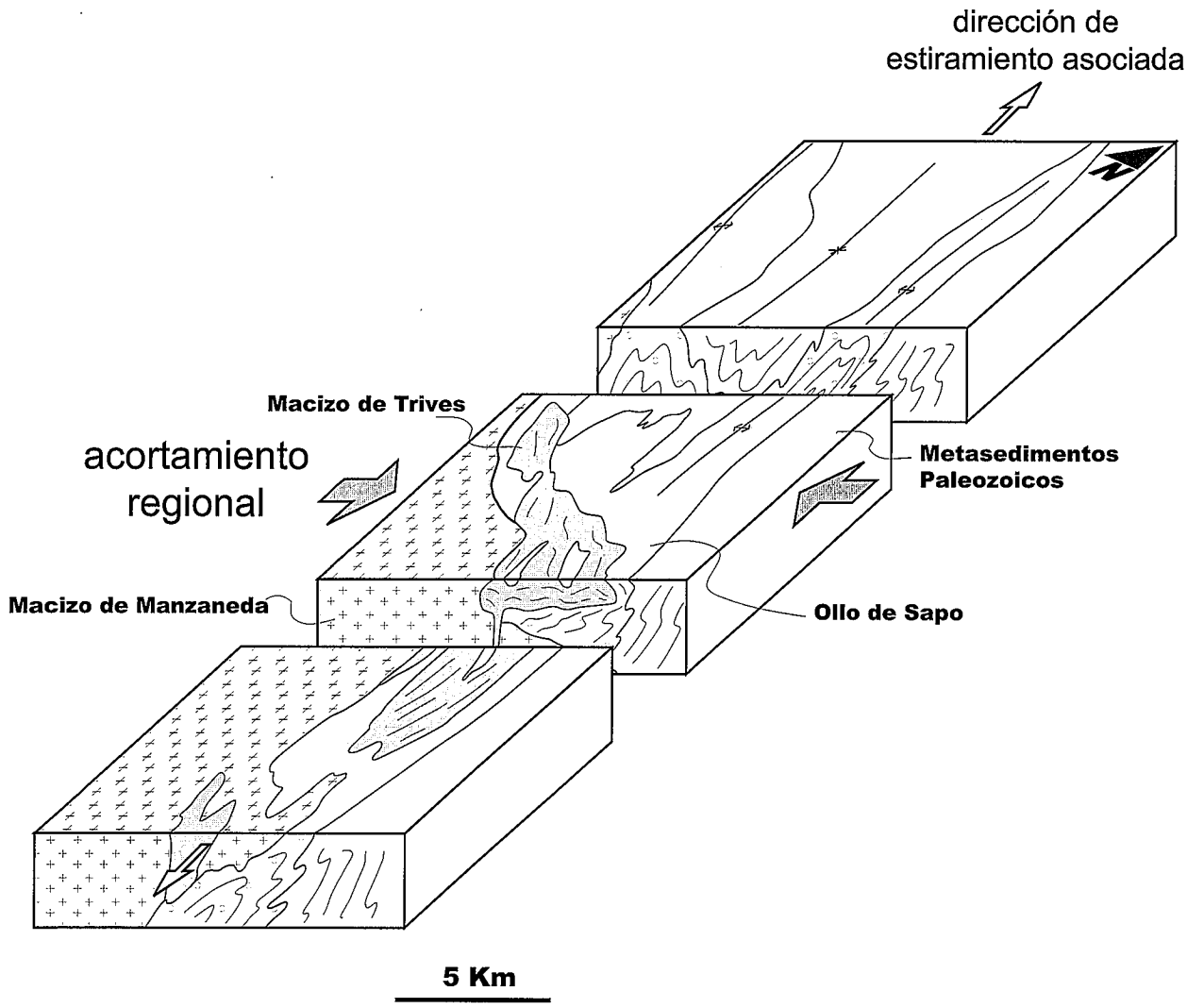

Figura 7.- Bloque diagrama mostrando el modelo de emplazamiento propuesto para el macizo de Trives y sus relaciones con la estructuración del encajante.

totalmente horizontal. Esta disposición puede interpretarse como consecuencia de un proceso simultáneo de intrusión, formación de la foliación magmática y adaptación de la misma al plegamiento del encajante.

Recapitulando, podemos decir que la foliación magmática que se observa en el macizo de Trives se distribuye 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 significantemente mayor que la vertical) que se emplaza contemporáneo a la fase D3 hercínica, que da lugar al replegamiento de la cobertera (Fig. 7). Si bien no se dispone de datos gravimétricos que corroboren esta hipótesis, la consideramos plausible vista la distribución de la foliación, y teniendo en cuenta que la geometría lacolítica está siendo corroborada en diversos macizos graníticos del Arco Hercínico Gallego (Aranguren y Tubía, 1992; Aranguren, 1994; Aranguren *et al.*, 1996). 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 Ollo de Sapo, que constituyen predominantemente el encajante, podrían constituir esta litología favorable, situada debajo de una potente cobertera sedimentaria de pizarras y cuarcitas. Los fenocristales de feldespato irían adaptándose progresivamente a los pliegues del encajante (Figs. 6 y 7), dentro de los porfiroides del Ollo de Sapo. En el caso del sector suroriental del macizo de Trives, el cuerpo granodiorítico, solidario con el macizo de Manzaneda, refleja de forma mucho más exacta el campo de deformación regional. Las diferencias en cuanto a estructuras existentes en los tres sectores serían, de acuerdo con este modelo, debidas a la diferente posición espacial del cuerpo ígneo en relación al leucogranito de Manzaneda.

Discusión

Aunque los modelos analógicos existentes del emplazamiento de lacolitos se restringen a regímenes extensionales y de desgarre (Román-Berdiel, 1995; Román-Berdiel *et al.*, 1995b, 1997), el conjunto de datos existente es compatible con el modelo presentado. Las relaciones con la roca encajante y el leucogranito de Manzaneda, así como la distribución de las trayectorias de la foliación, apoyan el modelo presentado. También existen modelos sobre la orientación preferente de minerales dentro de flujos magmáticos sin régimen tectónico activo (Nickel *et al.*, 1967). En estos modelos se observa turbulencia en el flujo, originada por la expansión del fluido a partir de la zona de inyección, y la distribución de las partículas representativas de los minerales se asemeja bastante a una «foliación plegada». En el caso que nos ocupa la distribución en zona de la foliación podría ser interpretada de la misma forma; sin embargo, la coincidencia de dicha distribución con la de la esquistosidad del encajante, claramente plegada con la misma orientación, corrobora nuevamente nuestra hipótesis.

El macizo granodiorítico de Trives se encuentra al sur del arco hercínico de Galicia, y la deformación 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 norteada (Román-Berdiel *et al.*, 1995a).

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 Ollo 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 los macizos de Guitiriz y Veiga, no parece asociado a tectónicas extensionales. 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 (fallas de San Clodio, del Chao de Couso y de la Cuesta de la Herrería, 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 una litología común en la que arman. Esta litología que permite su emplazamiento es la facies Ollo de Sapo, a la que se superpone una importante cobertera sedimentaria (cuarcitas y pizarras). Los modelos analógicos del emplazamiento de lacolitos (Román-Berdiel *et al.*, 1995b, 1977) muestran como condición indispensable para su formación la existencia de una litología de debil resistencia entre dos unidades más resistentes. Los materiales del Ollo de Sapo, habiendo sufrido la deformación asociada a las fases D1 y D2, así como el metamorfismo regional hercínico cuyo paroxismo se situa anterior a la fase D3, podrían constituir esta litología favorable que permitiría la expansión lateral del magma y la generación de cuerpos graníticos planares contemporáneos con la deformación y plegamiento del arco hercínico. Los materiales inmediatamente situados sobre el Ollo de Sapo (formación Capas de los Montes) se inician con un nivel de cuarcitas que ejercería efecto de barrera (litología más resistente) e impediría que el magma siguiera ascendiendo.

Conclusiones

A partir del estudio estructural, 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.

Las observaciones estructurales muestran una orientación dominante de la foliación NW-SE con fuerte buzamiento al S, y una lineación subhorizontal, que representa la dirección del flujo durante el emplazamiento del magma.

La deformación en estado sólido está marcada por planos C que se agrupan en dos familias conjugadas cuya bisectriz presenta una orientación NE-SW. La lineación de estiramiento sobre los planos C presenta una dirección NW-SE, subhorizontal.

Las estructuras y la cinemática del encajante son compatibles con un campo regional en compresión de dirección NE-SW, coincidente con el deducido a partir del estudio de las estructuras del macizo de Trives.

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 y adaptándose al replegamiento del encajante.

Agradecemos a los Drs. Ricardo Arenas, José P. Calvo Sorando y un revisor anónimo por la revisión crítica del trabajo y sus sugerencias. Este trabajo ha sido financiado por el proyecto PB93-1149-CO3 de la DGICYT.

Bibliografía

Abril Barea, J., González Lodeiro, F., Iglesias, M. y Martínez Catalán, J.R. (1974): Memoria y Hoja nº 188 (Nogueira de Ramuin). *Mapa Geológico de España E. 1:50000. IGME.*

Aranguren, A. (1994): *Estructura y cinemática del emplaza-*

miento de los granitoides del Domo de Lugo y del antiforme del Ollo de Sapo. Lab. Geol. Laxe, Nova Terra, 10: 236 p.

Aranguren, A. y Tubía, J. M. (1992): Structural evidence for the relationship between thrusts, extensional faults and granite intrusions in the Variscan belt of Galicia (Spain). *J. Struct. Geol.*, 14: 1229-1237.

Aranguren, A. y Tubía, J. M. (1994): Características estructurales y modelo de emplazamiento del plutón de Guitiriz (Galicia). *Rev. Soc. Geol. de España,* 7: 63-73.

Aranguren, A., Tubía, J. M., Bouchez, J. L. y Vigneresse, J. L. (1996): The Guitiriz granite, Variscan belt of northern Spain: extension-controlled emplacement of magma during tectonic escape. *Earth Planet. Sci. Letters,* 139: 165-176.

Arenas, R. (1991): Opposite P, T, t paths of Hercynian metamorphism between the upper units of the Cabo Ortegal Complex and their substratum (northwest of the Iberian Massif). *Tectonophysics*, 191: 247-364.

Bard, J. P., Capdevila, R., Matte, P. y Ribeiro, A. (1972): Le Precambrien de la Meseta Ibérique. *Notas Servicio Geológico de Marruecos,* 236: 315-335.

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 (Ourense/Verín). Mapa geológico de España, E. 1:200.000,* ITGE, Madrid.

Bastida, F., Martínez Catalán, J. R. y Pulgar, J. A. (1986): Structural, metamorphic and magmatic history of the Mondoñedo Nappe (Hercynian belt, NW Spain). *J. Struct. Geol.,* 8: 415-430.

Courrioux, G. (1983): Exemple de mise en place d'un leucogranite pendant le fonctionnement d'une zone de cisaillement: le granite hercynien de Puentedeume (Galice, Espagne). *Bull. Soc. géol. France,* (7), 25: 301-307.

Courrioux, G., Gagny, C. y Gouanvic, Y. (1986): Analyse de structures cisaillantes dans des granites syntectoniques de Galice (NW Espagne). *Bol. Geol. Minero,* 97: 737-756.

González Lodeiro, F. y Iglesias, M. (1977): Memoria y Hoja Nº 156 (Monforte de Lemos). *Mapa Geológico de España E. 1:50000. IGME.*

Iglesias, M. y Chouckroune, P. (1980): Shear zones in the Iberian Arc. *J. Struct. Geol.,* 2: 63-68.

Martínez Catalán, J. R. (1985): *Estratigrafía y Estructura del Domo de Lugo (Sector Oeste de la zona Asturoccidental-leonesa).* Lab. Geol. Laxe, Corpus Geologicum Gallaeciae: 291 p.

Martínez García, E. (1969): Nota sobre la posición del Ollo de Sapo en las provincias de Zamora y Orense. *Com. Serv. Geol. Port.,* 53: 37-42.

Martínez García, E. (1973): Deformación y metamorfismo en la zona de Sanabría (Prov. de Zamora, León y Orense, Noroeste de España). *Studia Geológica,* 5: 7-106.

Nickel, V. E., Kock, H. y Nungässer, W. (1967): Modellversuche zur fliessregelung in Graniten (Beiträge zur Tektonik von Fliessgefügen III). *Sonderdruck aus Schweiz. Mineralogische u. Petrographische Mitteilungen,* 47, 2: 400-497.

Parga Pondal, I. (1963): Rocas y minerales de interés económico del macizo galaico. *Trabajos del Laboratorio geológico de Lage (La Coruña),* 14: 99-104.

Ribeiro, A. (1974): Contribution à l'étude tectonique de Trás-os-Montes oriental. *Servicios geológicos de Portugal,* 24.

Riemer, W. (1966). Datos para el conocimiento de la estratigrafía de Galicia. *Not. y Com. I.G.M.E.*, 81: 7-20.

Román-Berdiel, T. (1995): *Mécanismes d'intrusion des granites supracrustaux: modèles analogiques et exemples naturels.* Mem. Géosciences Rennes, 62: 258 p.

Román-Berdiel, T., Pueyo-Morer, E. L. y Casas-Sainz, A. M. (1995a): Granite emplacement during contemporary shortening and normal faulting: structural and magnetic study of the Veiga Massif (NW Spain). *J. Struct. Geol.,* 17: 1689-1706.

Román-Berdiel, T., Gapais, D. y Brun, J. P. (1995b): Analogue models of laccolith formation. J. Struct. Geol., 17: 1337-1346.

Román-Berdiel, T., Gapais, D. y Brun, J. P. (1997): Granite intrusion along strike-slip zones in experiment and nature. *Am. J. Sci.,* 297: 651-678.

Manuscrito recibido el 15 de Marzo de 1997
Aceptado el manuscrito revisado el 12 de Octubre de 1997