

Variaciones en los mecanismos de emplazamiento de los granitos del eje Sanabria-Viana do Bolo (Macizo Ibérico, España)

N. Vegas⁽¹⁾, A. Aranguren⁽²⁾, J. Cuevas⁽³⁾ y J. M. Tubía⁽⁴⁾

(1) Departamento de Geodinámica, Universidad del País Vasco, a. p. 644, 48080 Bilbao, España
E-mail: gobvetun@lg.ehu.es

(2) Departamento de Geodinámica, Universidad del País Vasco, a. p. 644, 48080 Bilbao, España
E-mail: goparira@lg.ehu.es

(3) Departamento de Geodinámica, Universidad del País Vasco, a. p. 644, 48080 Bilbao, España
E-mail: gppcuurj@lg.ehu.es

(4) Departamento de Geodinámica, Universidad del País Vasco, a. p. 644, 48080 Bilbao, España
E-mail: goptuxxj@lg.ehu.es

RESUMEN

Dentro del noroeste del Macizo Ibérico, los plutones graníticos de Veiga, Pradorramisquedo y Sanabria, situados entre las regiones de Viana do Bolo (Orense) y Sanabria (Zamora), forman una alineación paralela a las directrices estructurales, N130°E, del Dominio del Olló de Sapo, en el que intruyeron los tres plutones. Los granitos de Sanabria son concordantes con la esquistosidad de las rocas de caja y están deformados por desgarres dúctiles dextros de dirección N130°E, mientras que los otros dos plutones cortan a las estructuras de las rocas encajantes. Esto se presta a considerar que los granitos de Sanabria son sincinemáticos y los otros dos postcinemáticos; sin embargo, la estructura interna de los plutones revela que el emplazamiento de todos ellos se produjo durante el funcionamiento de un desgarre cortical de la tercera fase de deformación varisca, que tan sólo llega a aflorar en la región de Sanabria. Las diferencias estructurales que presentan los tres macizos graníticos pueden atribuirse a condiciones de deformación locales, que controlaron el ascenso y emplazamiento del magma. La alineación granítica coincide con una anomalía gravimétrica negativa (-60 mgal) del Mapa Gravimétrico de Anomalías de Bouguer para la Península Ibérica, lo que sugiere la existencia de más rocas graníticas en profundidad.

Palabras clave: emplazamiento de granitos, estructura, Macizo Ibérico, Sanabria-Viana do Bolo

Different emplacement mechanisms of the granitoids from the Sanabria-Viana do Bolo lineament (Iberian Massif, Spain)

ABSTRACT

Within the northwestern part of the Iberian Massif, the Viana do Bolo (Orense) and the Sanabria (Zamora) regions, the Veiga, Pradorramisquedo and Sanabria granites draw a lineament parallel to the structural grain of the Olló de Sapo Domain, where these plutons are located. The Sanabria granites are conformable with the schistosity of the country rocks, and are deformed by N130°E-trending dextral shear zones. In contrast, the Pradorramisquedo and the Veiga granites cut the structures of the metamorphic rocks. These observations suggest that the Sanabria granite is syn-kinematic and the remaining two post-kinematic. However, structural data show that the emplacement of all three plutons was related to a strike-slip shear zone developed during the phase 3 of the Variscan deformation, which only crops out at the Sanabria area. The structural differences shown by these granites are to be related to the control of local conditions on migration and emplacement of melts. The granite lineament is located on a negative gravity anomaly (-60 mgal), suggesting the existence of buried granites

Key words: granite emplacement, Iberian Massif, Sanabria-Viana do Bolo, structure

Introducción

La intrusión y el emplazamiento de los macizos graníticos son procesos que requieren unos pocos cien-

tos de miles de años para completarse (Clemens y Mawer, 1992; Paterson y Tobisch, 1992). Por lo tanto, se pueden considerar como procesos prácticamente instantáneos en comparación con la duración de los

ciclos orogénicos que inducen la formación de los granitos. Esa es precisamente la razón por la cual las edades del emplazamiento de los granitos se utiliza habitualmente para datar la evolución tectónica de los orógenos. Para tal fin es necesario establecer previamente el carácter pre-, sin- o postorogénico de los granitos, pues de ello depende poder interpretar correctamente el significado de las edades de los granitos (Pitcher, 1993) e incluso seleccionar muestras adecuadas para las dataciones.

La determinación de la naturaleza "pre, sin o post" del emplazamiento de un plutón requiere conocer la estructura de los materiales encajantes y también la de las rocas ígneas. Sin embargo, la última condición no se da en muchos plutones que han sido datados; esta práctica conduce a que, en bastantes ocasiones, las edades así obtenidas sean aparentemente contradictorias y de difícil encaje en la evolución geodinámica de los cinturones orogénicos en los que se integran los granitos.

En este trabajo analizamos la estructura de varios plutones graníticos, situados en el sector noroeste del Macizo Ibérico, dentro del Dominio de Olla de Sapo de la Zona Centro-Ibérica (fig. 1). Los macizos graníticos estudiados definen una alineación de dirección N120°E que se extiende unos 60 km de longitud entre las regiones de Sanabria (Zamora) y Viana do Bolo (Orense). Los dos plutones de Sanabria (Ribadelago y Sotillo) forman el extremo oriental de dicha alineación, el de Veiga aflora en su extremo occidental y el de Pradorramisquedo ocupa una posición intermedia (fig. 2). Los granitos estudiados proporcionan un ejemplo ilustrativo de los problemas citados previamente, puesto que atendiendo exclusivamente a los criterios cartográficos y estructurales convencionales para la clasificación tectónica de macizos graníticos (Clarke, 1992; Pitcher, 1993), el granito de Veiga sería tardío, los de Sanabria sintectónicos con respecto a la tercera fase de deformación hercínica y el de Pradorramisquedo posttectónico. De hecho, mientras que los dos granitos de Sanabria son concordantes con las rocas de caja y ambos tipos de rocas están deformados localmente por desgarres dúctiles dextros, de dirección N130°E, los otros dos plutones cortan a las estructuras de las rocas encajantes. Sin embargo, el estudio estructural de esos tres plutones revela que el emplazamiento de todos ellos es compatible con el funcionamiento de un desgarre cortical dextro que tan solo llega a aflorar en la región de Sanabria.

Encuadre regional

Los plutones considerados intruyen en terrenos

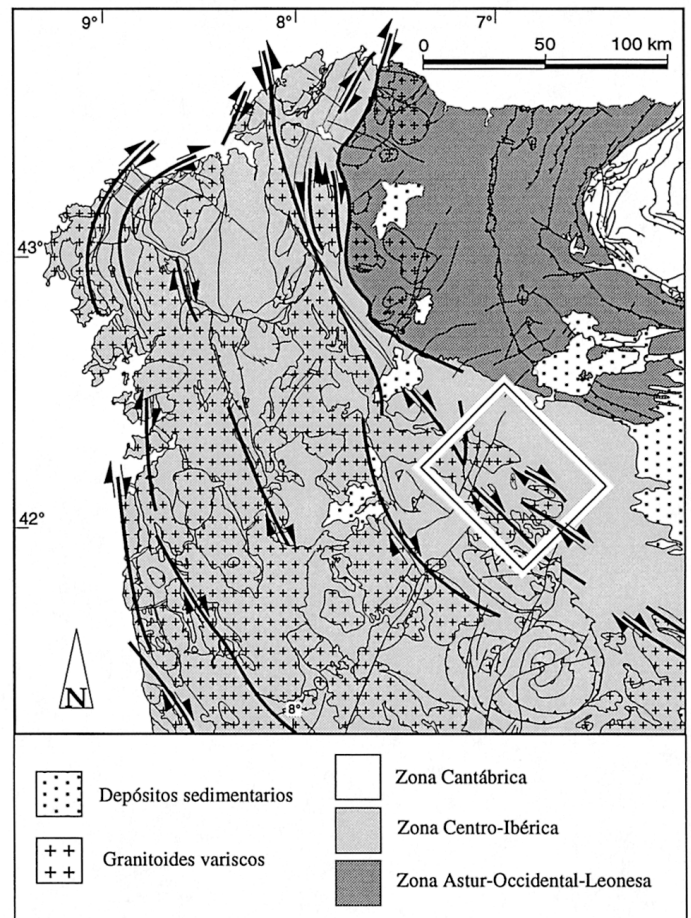


Fig. 1. Mapa geológico simplificado del noroeste del Macizo Ibérico, modificado a partir de Martínez Catalán *et al.* (1997). En el recuadro se indica el área estudiada

Fig. 1. Simplified geological map of the NW Iberian Massif, modified from Martínez Catalán *et al.* (1997). The insert shows the location of the study area

metamórficos cuyas edades y relaciones estratigráficas son fuente de discusión.

Los materiales encajantes mayoritarios corresponden a los gneises de la Formación Olla de Sapo (Fig. 2). Aunque esta formación se atribuyó inicialmente al Precámbrico (Parga Pondal *et al.*, 1964), autores posteriores se decantan por una edad cámbrica u ordovícica (Martínez-García 1973, Iglesias Ponce de León 1982). Esta última interpretación está refrendada por las edades radiométricas de 480 Ma (Gebauer *et al.*, 1993). En cuanto a su origen se admite generalmente su procedencia volcánica o subvolcánica y que la diferenciación de las dos facies citadas es primaria (Martínez-García, 1973). Ello no es obstáculo para que como se observa en la zona del Alto Tera, parte de las

rocas de grano fino sean en realidad milonitas procedentes de la deformación de las rocas de la facies de grano grueso. Para Martínez-García y Quiroga (1993) este origen milonítico podría hacerse extensivo a toda la facies de grano fino. En el entorno de los granitos de Ribadelago y Sotillo, los gneises de la formación Olo de Sapo alcanzaron condiciones de migmatización, mientras que en el resto de la zona estudiada su metamorfismo raramente alcanza el grado medio.

Continuando en la zona de Sanabria, al sur de la granodiorita de Sotillo afloran esquistos ordovícicos con andalucita y sillimanita, que fueron incluidos dentro de la Formación Puebla por Martínez-García (1981). Esta formación, redefinida posteriormente por Martínez-García y Quiroga (1993) como Unidad de

Peña Trevinca, está formada por una serie monótona de esquistos feldespáticos con algunas intercalaciones de pizarras. Estos materiales aparecen milonitizados en amplios sectores por la deformación debida a la zona de cizalla de Valdesirgas (fig. 2), lo que da lugar a milonitas S-C que obliteran a las esquistosidades previas.

En el sector de Viana do Bolo, hay una mayor variedad de materiales encajantes y junto con los anteriormente descritos aparecen los ortogneises de Viana del Bollo, materiales de la Serie de Viana (Ferragne 1968) y rocas ordovícicas de la Formación Puebla.

La Serie de Viana es un conjunto de materiales muy metamorfizado y migmatizado, que incluye litologías muy variadas como cuarcitas, esquistos, mig-

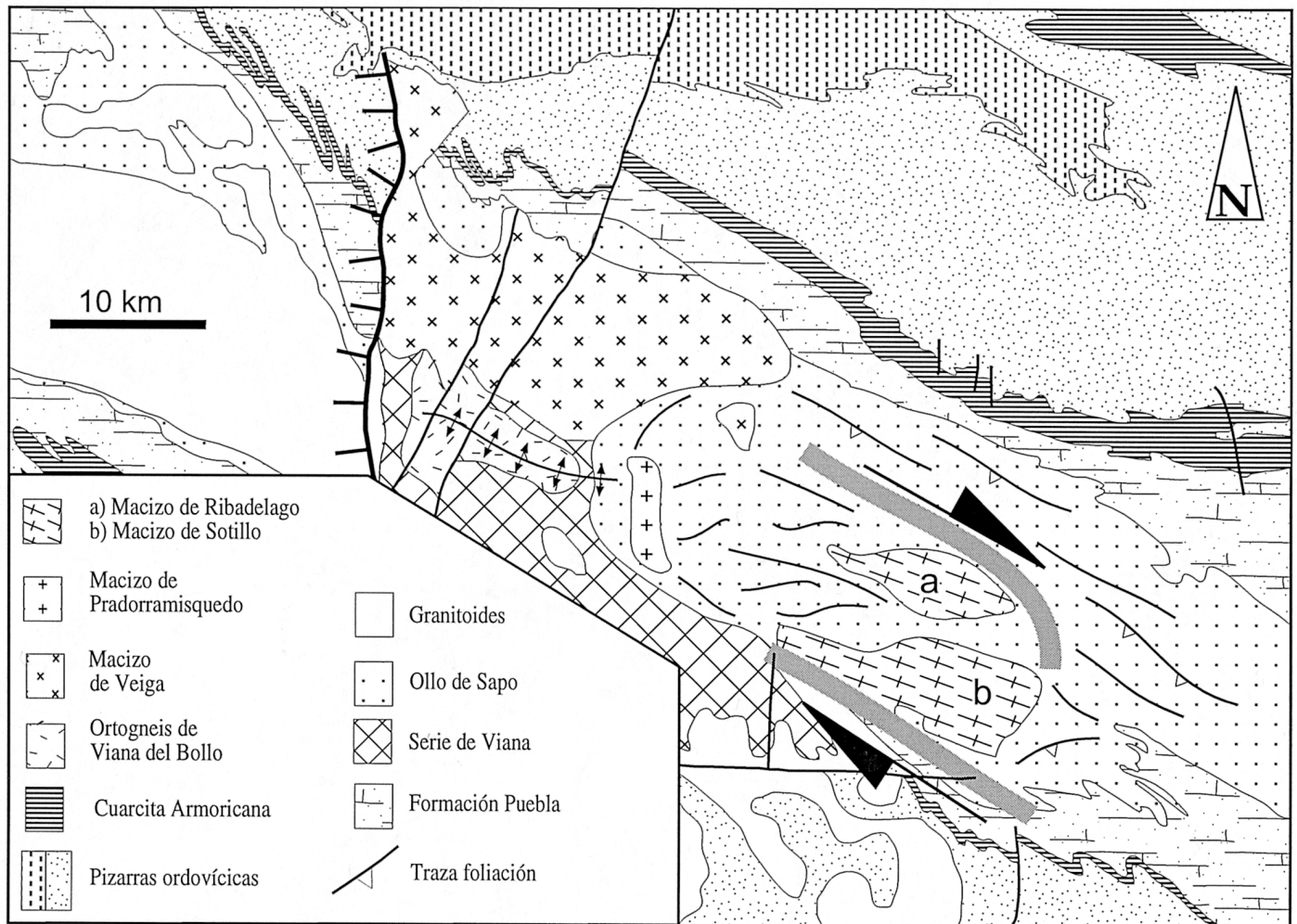


Fig. 2. Mapa de la alineación granítica de Sanabria-Viana do Bolo. En trazo gris se representan las zonas de cizalla dúctil que deforman a los dos plutones de Sanabria (a y b)

Fig. 2. Map showing the Sanabria-Viana do Bolo granitic lineament. The ductil shear zones imprinted in the Sanabria plutons (a and b) are represented by grey lines

matitas, gneises, mármoles y anfibolitas. A partir de estos materiales se desarrollan localmente bandas blastomiloníticas. La Serie de Viana aflora al sur de los plutones de Veiga y Pradorramisquedo.

Los ortogneises de Viana do Bolo han sido datados por el método del U-Pb en circones (Lancelot *et al.* 1985) resultando una edad de 465 Ma. Los granitos precursores de estos gneises intruyeron en la serie de Viana y forman el límite sur de la granodiorita de Veiga.

En el sector noreste de la zona estudiada la Formación Puebla comprende esquistos, cuarcitas y microconglomerados de edad cambro-ordovícica (Martínez-García, 1993). Estos materiales conservan restos de estructuras sedimentarias (Iglesias Ponce de León, 1982) y forman parte del límite norte de la granodiorita de Veiga. Para Arias *et al.* (2000), la zona de Viana proporciona criterios estratigráficos para establecer la correlación de los materiales allí aflorantes con los de la Zona Astur-Occidental Leonesa. De modo que asimilan las pizarras de la Serie de Viana y la unidad de Peña Trevinca a la Serie de Los Cabos, y correlacionan las rocas carbonatadas y las restantes litologías de la Serie de Viana con las calizas de Vegadeo y el grupo de Cándana, respectivamente. Según los autores citados la Formación Ollo de Sapo está intercalada en la Serie de Los Cabos, lo que implicaría una edad ordovícica para esa formación.

La estructura general de los materiales encajantes es un antiformal que resulta de la superposición de las dos etapas de plegamiento que se reconocen a lo largo de todo el dominio del Ollo de Sapo. La deformación más antigua (D1) está representada por pliegues recumbentes vergentes al noreste que evolucionaron a cabalgamientos hacia el noreste durante la segunda fase de deformación (D2). Según Martínez-García y Quiroga (1993), los contactos que separan las unidades descritas previamente son superficies de cabalgamiento relacionadas con esta fase. Finalmente, durante un tercer episodio de deformación (D3) se desarrollaron pliegues coaxiales con los de la primera fase. Los pliegues de fase 3 producen la esquistosidad de crenulación que es más penetrativa en la región estudiada. Su orientación dominante es ONO-ESE, con buzamientos mayoritariamente hacia el sur. Las trayectorias de la esquistosidad de crenulación son concordantes con los plutones de Sotillo y Ribadelago, mientras que los plutones de Veiga y Pradorramisquedo las cortan (fig. 2).

Al sur de la alineación granítica las estructuras de las rocas encajantes reflejan una partición de la deformación durante D3, que se expresa por la alternancia de zonas amplias con foliaciones compuestas (en el

sentido de Tobisch y Paterson, 1988) y zonas de cizalla. Estas zonas de cizalla son especialmente abundantes a lo largo del contacto septentrional del plutón de Ribadelago (zona de cizalla del Alto Tera) y del contacto meridional del plutón de Sotillo (zona de cizalla de Valdesirgas) y afectan por igual a los gneises del Ollo de Sapo y a los granitos. Su dirección es N120°E y su buzamiento varía entre 50° y 70° hacia el suroeste (fig. 2). En estas zonas de cizalla se desarrollan milonitas S-C con lineaciones que se hundan suavemente hacia el ESE. Los criterios cinemáticos proporcionan sentidos de movimiento dextrorsos. Los plutones de Ribadelago y Sotillo se han emplazado en el puente extensional delimitado por las zonas de cizalla mencionadas (figs. 2 y 5).

Tipología de los granitos

Aunque todos los macizos graníticos estudiados pertenecen al grupo de granitos con ilmenita de Ishihara (1977), sus características petrográficas difieren notablemente.

El macizo de Veiga es un cuerpo ígneo elongado en dirección E-O, con unas dimensiones de 20 km de largo por 8 km de ancho. Litológicamente es muy homogéneo, y su composición media corresponde a la de un monzogranito de dos micas. Presenta una facies común de grano medio-grueso y textura porfídica, cuya composición mineralógica es: cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico, con tamaños de dos a seis centímetros, biotita y moscovita. Contando con apatito, circón, allanita e ilmenita como accesorios. Los enclaves microgranudos de naturaleza básica aparecen repartidos por todo el macizo. La mitad oriental del macizo se caracteriza por la presencia ocasional de cordierita, mientras que en el sector central hay facies aplíticas con granate.

Este granitoide presenta bordes netos con el encajante y es discordante con respecto a las directrices estructurales regionales. Su límite occidental lo forma la falla de Chandoiro, una zona de cizalla dúctil de dirección N-S y con unos 50° de buzamiento hacia el oeste. Esta falla hunde el bloque de techo hacia el oeste, de forma comparable a la falla de Vivero. Este accidente produjo deformación dúctil en una banda de más de un kilómetro de espesor dentro de la granodiorita. La deformación de los granitos en este sector comenzó a alta temperatura, en estado subsólido, tal y como evidencian los cuarzos con textura en damero y las plagioclasas fracturadas con rellenos de cuarzo de las zonas más alejadas del contacto (Aranguren *et al.*, 1996). La intensidad de la deformación finita aumenta al aproximarse al contacto, donde

se encuentran milonitas y ultramilonitas con estructuras S-C y C'. El aumento de la deformación va unido a una intensa retrogradación de los granitos y a la formación de cataclasitas localmente, lo que indica que la deformación prosiguió en condiciones de baja temperatura cerca del contacto con las rocas metamórficas. La zonación de la deformación también demuestra que el emplazamiento del granito de Veiga y el funcionamiento de la falla de Chandoiro son procesos coetáneos.

El plutón de Pradorramisquedo es un cuerpo de pequeñas dimensiones, unos 11 km², elongado en dirección N-S, que corta claramente a las estructuras de las rocas encajantes. Intruye en la serie de Viana y en los gneises de la formación Ollo de Sapo, con los que presenta contactos muy netos. Se trata de un granito de dos micas muy homogéneo, con un tamaño de grano medio y una mineralogía compuesta de cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, moscovita y biotita. Está cortado por numerosos diques aplíticos, algunos de los cuales contienen granate.

Los plutones de Sotillo y Ribadelago se caracterizan por su diversidad litológica, que varía desde granodioritas hasta gabros, predominando las cuarzo-dioritas. Esta circunstancia hace que sean muy heterogéneos texturalmente y que su composición mineral sea también muy variable. Como características distintivas con respecto a los otros dos macizos cabe destacar la presencia de hornblenda e incluso piroxenos en las facies más básicas y por su interés petrogenético destaca la existencia de vaugneritas y de epidota magmática (Vegas *et al.*, 1999). Ambos plutones se caracterizan por presentar gran cantidad de enclaves de las rocas encajantes. El tamaño de los enclaves varía de centimétrico a kilométrico, siendo siempre concordantes con las directrices generales del encajante y los contactos de los granitos.

Características estructurales de los granitos

La determinación de las estructuras de los granitos se ha efectuado en el campo siempre que ha sido posible y posteriormente en el laboratorio, mediante la medida de la anisotropía de la susceptibilidad magnética (ASM). Esta última técnica es particularmente útil en las facies de grano fino o débilmente foliadas, donde la identificación de la foliación a simple vista es más complicada. Las medidas de ASM proporcionan foliaciones y lineaciones magnéticas que en la mayoría de los casos tienen la misma orientación que las estructuras planares y lineares observadas en el campo (Tarling y Hroudá, 1993).

En el macizo de Veiga la abundancia de texturas

porfídicas da lugar a divergencias entre las medidas de campo y de laboratorio. Este hecho es habitual en granitos porfídicos (Aranguren *et al.*, 1996), y se debe a que la foliación de campo refleja la orientación de los fenocristales de feldespato potásico mientras que la ASM reproduce la orientación de cristales de biotita que se amoldan a las formas tabulares de los fenocristales. La extracción de dos o más testigos de sondeos, a partir de los cuales se obtienen un mínimo de cuatro muestras por estación permite atenuar este problema de las facies porfídicas.

La foliación de campo observable en el macizo de Veiga presenta direcciones OSO-ENE con buzamientos hacia el norte (Román Berdiel *et al.*, 1995). En sección XZ, paralelas a la lineación y perpendiculares a la foliación, se aprecia que el cuarzo se concentra en agregados de formas subcirculares con textura en damero y que los cristales de biotita exhiben extinción ondulante. Estas observaciones microestructurales sugieren que la foliación procede de una fábrica magmática ligeramente distorsionada por una deformación en estado sólido desarrollada en condiciones de alta temperatura.

El granito de Pradorramisquedo se caracteriza por la abundancia de foliaciones subverticales de dirección N-S, paralelas al alargamiento del plutón. En este caso la foliación es de origen magmático, de acuerdo con la ausencia de deformación intracristalina en los cristales de cuarzo. Las escasas lineaciones detectables en el campo son subhorizontales y de dirección N-S. Perpendicularmente a la lineación se observan diques aplíticos.

Los plutones de Sanabria están caracterizados por una notable complejidad estructural, debido a que sus diferentes litologías intruyen como diques, de espesores centimétricos a decamétricos, paralelos a los contactos con las rocas encajantes. La dirección de estos cuerpos laminares es N130°E con buzamientos elevados hacia el SE. Estos diques evolucionan a sills en las zonas de cúpula de los plutones. La deformación producida por las zonas de cizalla del Alto Tera y Valdesirgas introduce complicaciones adicionales, ya que en amplios sectores se desarrollan estructuras S-C y las láminas de rocas ígneas aparecen incluso plegadas.

El estudio de la fábrica magnética sólo se ha efectuado en el macizo de Veiga (63 estaciones de medida), en el de Ribadelago (74) y en el de Sotillo (53). Como se ha indicado previamente, los granitos estudiados pertenecen al grupo de los granitos con ilmenita. Esto explica que todos ellos proporcionen valores bajos de la susceptibilidad magnética: inferior a 10x10⁻⁵ SI en Veiga, de 13x10⁻⁵ SI en Sotillo y 24x10⁻⁵ SI en Ribadelago. Estos valores están por debajo

del límite, 50×10^{-5} SI, a partir del cual se considera que la contribución de los minerales ferromagnéticos a la fábrica magnética comienza a ser significativa (Bouchez, 1997). Lo anterior implica que la fábrica magnética de los granitos estudiados es esencialmente paramagnética, es decir, que está producida por biotita en Veiga y por biotita + hornblenda en Ribadelago y Sotillo. El origen paramagnético de la fábrica está confirmado por los análisis de la variación de la susceptibilidad magnética en función de la temperatura (Vegas *et al.*, en prensa).

La figura 3 muestra las foliaciones y lineaciones magnéticas en el macizo de Veiga. El diagrama de polos de la foliación (fig. 3A) pone de manifiesto el predominio de las que tienen direcciones ONO-ESE con buzamientos al norte y el diagrama de la lineación (fig. 3B) muestra un máximo de dirección N120°E. La comparación de los dos mapas permite comprobar la existencia de dos sectores alargados en dirección N-S caracterizados por la existencia de foliaciones y lineaciones aproximadamente N-S. El sector oriental coincide con los afloramientos que contienen cordierita y el sector oriental se superpone a la zona donde están concentradas las aplitas con granate. Estos hechos sugieren la existencia en profundidad de dos zonas de raíz.

En los macizos de Ribadelago y Sotillo las foliaciones magnéticas son de dirección ONO-ESE con predominio de las que buzaban hacia el suroeste (fig. 4A). Esta orientación es paralela al bandeo composicional de los granitos, a los contactos con los gneises de Olló de Sapo y a las zonas de cizalla del Alto Tera y

Valdesirgas. En Ribadelago existen además foliaciones y lineaciones de dirección N-S; las muestras que presentan estas orientaciones anómalas están concentradas en una banda estrecha con alargamiento N-S, que puede ser interpretada como una fractura de tensión relacionada con el funcionamiento de las zonas de cizalla. Como en el caso del macizo de Veiga las lineaciones son subhorizontales y de dirección ONO-ESE, coincidentes con la orientación que la lineación de estiramiento de las zonas miloníticas.

Modelo de integración regional

La zona de Sanabria es clave para la interpretación conjunta del emplazamiento de los plutones estudiados. Las figuras 2 y 5.1 muestran que los granitoides de Ribadelago y Sotillo se han emplazado en el puente extensional formado por la zona de relevo de las zonas de cizalla del Alto Tera y Valdesirgas. Estas zonas de cizalla dan lugar al desarrollo de milonitas S-C subverticales en las rocas encajantes (Fig. 5.2) que han favorecido el ascenso rápido de magma en forma de diques (fig. 5.3). Este mecanismo de emplazamiento está de acuerdo con la presencia de epidota magmática en estos dos macizos, puesto que su preservación requiere elevadas velocidades de migración del magma (Brandon *et al.*, 1996). Dentro de este contexto, las zonas del macizo de Ribadelago con foliaciones y lineaciones N-S (figs. 4A y 4B) corresponden a fracturas de tensión relacionadas con las zonas de cizalla.

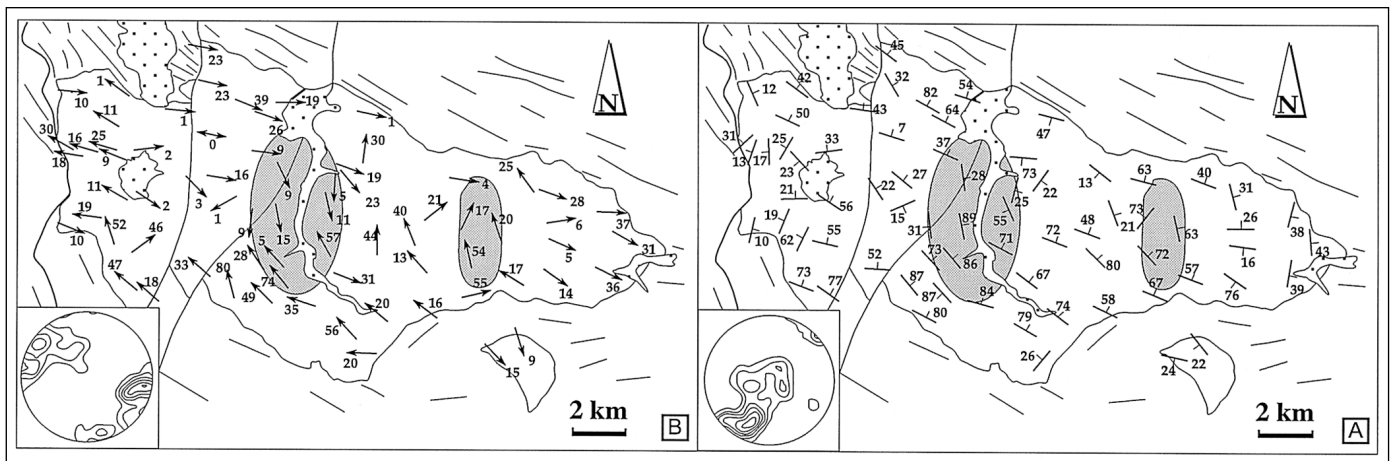


Fig. 3. Mapas de foliaciones (A) y lineaciones (B) magnéticas del macizo de Veiga. En gris se representan las dos zonas con orientaciones N-S de las foliaciones y lineaciones, asociadas con posibles zonas de raíz

Fig. 3. Maps showing the magnetic foliations (A) and lineations (B) in the Veiga massif. The shaded areas encompass N-S trending foliations and lineations, interpreted as feeding channels

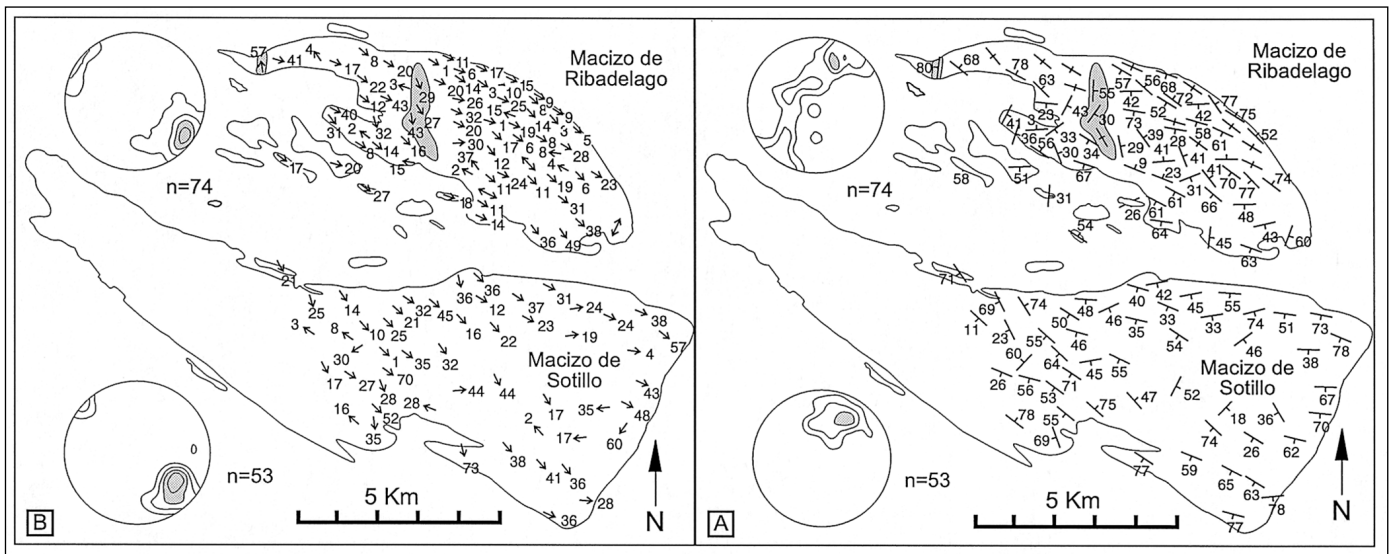


Fig. 4. Mapas de foliaciones (A) y lineaciones (B) magnéticas en los macizos de Sanabria. En el macizo de Ribadelago se representan en gris dos zonas con orientaciones N-S de las foliaciones y lineaciones, asociadas con posibles fracturas de tensión. El área occidental del macizo de Sotillo tiene estructuras S-C paralelas al contacto sureste del plutón, por lo que no han sido muestreadas para el estudio de ASM

Fig. 4. Maps showing the magnetic foliations (A) and lineations (B) in the Sanabria massifs. Within the Ribadelago massif, the shaded areas encompass N-S trending foliations and lineations, interpreted as tension fractures. The western part of the Sotillo massif is deformed by S-C structures parallel to the SW contact

La geometría sigmoide con alargamiento N-S del plutón de Pradorramisquedo, así como la presencia de lineaciones y foliaciones magmáticas de dirección N-S sugiere que su emplazamiento también se produjo a favor de una fractura de tensión relacionada con un desgarre cortical ciego de carácter dextrorso. Este control estructural de su emplazamiento explica la marcada oblicuidad del plutón de Pradorramisquedo con respecto a las estructuras de las rocas encajantes (fig. 2). En el macizo de Veiga, atendiendo también a la disposición de las lineaciones y foliaciones magnéticas (fig. 3), se reconocen dos sectores que pueden interpretarse como vías de ascenso del magma a través de fracturas de tensión (fig. 6). Estas dos posibles zonas de raíz coinciden con los afloramientos de las facies con cordierita y las facies aplíticas con granate. Los magmas que ascendieron a través de ellas coalescerían en niveles estructurales superiores, coincidentes con el núcleo de un antiforame de la fase 3, como han propuesto Román Berdiel *et al.* (1995).

Dado que la orientación de las posibles zonas de raíz es idéntica en todos los macizos analizados, es lógico concluir que todas ellas son estructuras menores de un desgarre cortical de dirección N120°E y carácter dextrorso (fig. 6), que sólo aflora en el área

de Sanabria, donde esta representado por las zonas de cizalla del Alto Tera y de Valdesirgas. Las diferencias estructurales, morfológicas y de orientación que muestran los plutones estudiados no son obstáculo para la interpretación anterior. Hutton (1988) y Hutton y Reavy (1992) han demostrado que la mayoría de los plutones asociados a desgarres corticales se caracterizan por presentar formas cartográficas alargadas, con orientaciones variables en función de que su emplazamiento haya estado controlado por el desgarre mayor o por alguna de sus estructuras menores. Por otra parte, los plutones relacionados con desgarres pueden estar deformados por zonas de cizalla (Tommasi *et al.*, 1994) o carecer de deformación en estado sólido (Aranguren *et al.*, 1997), dependiendo de su nivel de emplazamiento.

Los granitoides del eje Sanabria-Viana do Bolo se superponen a una anomalía gravimétrica negativa (60 mgal) del Mapa Gravimétrico de Anomalías de Bouguer para la Península Ibérica (fig. 6). La anomalía gravimétrica presenta la misma orientación que la alineación granítica y que las zonas de cizalla del Alto Tera y de Valdesirgas, lo que apoya nuestra interpretación e induce a pensar que en profundidad debe de existir una masa de rocas ígneas de mayores dimensiones.

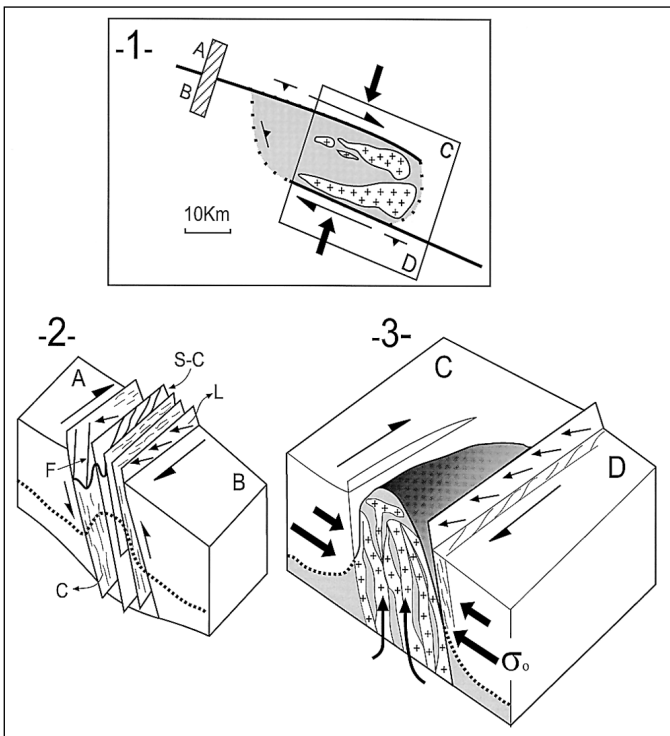


Fig. 5. Modelo de emplazamiento propuesto para los plutones de Sanabria. 1: Mapa esquemático para indicar su localización dentro del puente extensional formado por una zona de cizalla dextrorsa. 2: Bloque diagrama que sintetiza las estructuras desarrolladas en las rocas encajantes por la acción de la zona de cizalla (C: foliaciones compuestas; F: pliegues oblicuos a la lineación de estiramiento, L). 3: Bloque diagrama indicando la utilización de las superficies de anisotropía como canales de ascenso de magma, para dar lugar a la formación de diques graníticos intercalados con láminas de migmatitas (en gris)

Fig. 5. Schematic model for the syntectonic emplacement of the Ribadelago and Sotillo massifs. 1: Map view of the plutons showing their location at the releasing bridge of a dextral shear zone. 2: Block diagram summarising the structural observations (AB section) along the shear zone. C: composite foliations; F: folds with steeply-plunging axes oblique to the stretching lineation (L). 3: The anisotropy surfaces developed in the shear zone are exploited as magma channels, leading to steeply-dipping sheets of granite intermingled with migmatites (grey)

Conclusiones

El estudio estructural de los plutones de Veiga, Pradorramisquedo y Sanabria pone de manifiesto que todos ellos son sincinemáticos. Su emplazamiento se produjo durante el funcionamiento de un desgarre cortical dextrorso relacionado con la tercera fase de deformación regional del Dominio de Olló de Sapo.

Sólo los plutones de Sanabria están deformados dúctilmente por las zonas de cizalla. Ambos macizos

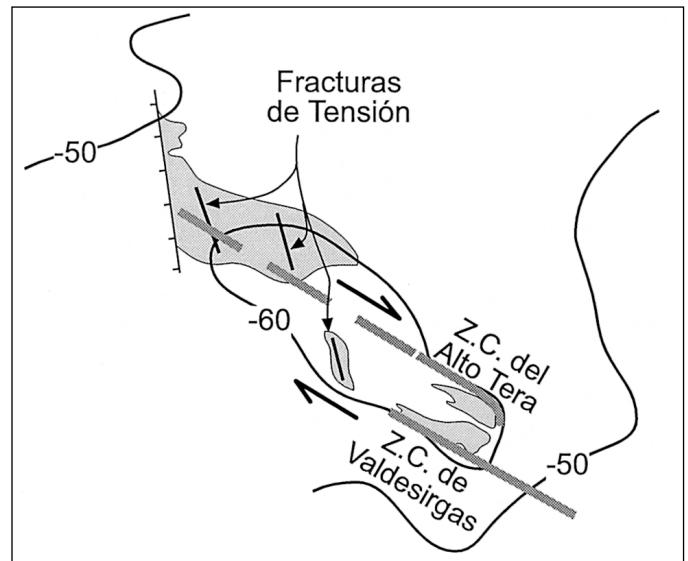


Fig. 6. Modelo de emplazamiento sintectónico para los plutones de la alineación granítica de Sanabria-Viana do Bolo, en relación con un desgarre cortical dextrorso. Las líneas negras indican las anomalías de Bouguer en la región estudiada (ZC: zona de cizalla)

Fig. 6. Syntectonic emplacement for the granitic lineament of Sanabria-Viana do Bolo. The black lines show the Bouguer anomalies in the study area (ZC: cizalle zone)

forman complejos de diques emplazados en el puente extensional del desgarre. Hacia el noroeste el desgarre es ciego, deduciéndose su existencia a partir de las fracturas de tensión que habrían servido como canales de alimentación para las intrusiones de los plutones de Veiga y Pradorramisquedo.

La existencia de una anomalía gravimétrica negativa concordante con el trazado de la alineación granítica Sanabria-Viana do Bolo sugiere la existencia de un volumen mayor de rocas ígneas en profundidad.

Agradecimientos

Este trabajo ha sido financiado con los proyectos (Pb 96-1452-Co3-03) del MEC y (UPV 001-310-G18/99) de la UPV/EHU. Se agradece a La Junta de Castilla y León la autorización para trabajar en el Parque Natural del Lago de Sanabria.

Referencias

Aranguren, A., Larrea, F. J., Carracedo, M., Cuevas, J. y Tubía, J.M. 1997. The Los Pedroches batholith (southern Spain): polyphase interplay between shear zones in transtension and setting of granites. En: Bouchez, J.L.,

- Hutton, D.H.W., Stephens, W.E., (eds.), *Granite: from segregation of melt to emplacement fabrics*. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, 215-229.
- Aranguren, A., Tubía, J.M., Bouchez, J.L., Vignerese, J.L., 1996. The Guitiriz granite, Variscan belt of northern Spain: extension-controlled emplacement of magma during tectonic escape. *Earth and Planetary Science Letters*, 139, 165-176.
- Arias, D., Farias, P. y Marcos, A. 2000. Structure and stratigraphic sequence of the Viana do Bolo-A Gudiña area: implications on the stratigraphic position of the Ollo de Sapo Formation (Ollo de Sapo Antiform, NW Spain). *Basement Tectonics 15th Galicia 2000*, A Coruña, 199-201.
- Brandon, A.D., Creaser R.A. y Chacko T. 1996. Constrains on rates of granitic magma transport from epidote dissolution kinetics. *Science*, 271, 1845-1847.
- Bouchez, J.L., 1997. Granite is never isotropic: an introduction to ASM studies of granitic rocks. En: Bouchez, J.L., Hutton, D.H.W., Stephens, W.E., (eds.), *Granite: from segregation of melt to emplacement fabrics*. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, 95-112.
- Clemens, J.D. y Mawer, C.K. 1992. Granitic magma transport by fracture propagation. *Tectonophysics*, 204, 339-360.
- Clarke, D.B. 1992. *Granitoid Rocks*. Chapman & Hall, Londres, 283 pp.
- Ferragne, A. 1968. Sur l'existence d'un socle précambrien dans la région de Viana del Bollo (Galice méridionale, Nord-Ouest de l'Espagne). *Comptes Rendues de l'Academie des Sciences de Paris*. 266, 2376-2379.
- Gebauer, D., Martínez-García, E. y Hepburn, J.C. 1993. Geodynamic significance, age and origin of the Ollo de Sapo augengneiss (NW Iberian Massif, Spain). *Annual meeting Geological Society of America*, Boston, 342.
- Hutton, D.H.W. 1988. Granite emplacement mechanisms and tectonic controls: inferences from deformation studies. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences*. 79, 245-255.
- Hutton, D. H. W. y Reavy R.J. 1992. Strike-slip tectonics and granite petrogenesis. *Tectonics*. 11, 960-967.
- Ishihara, S. 1977. The magnetite-series and ilmenite-series granitic rocks, *Mining Geology*, 27, 293-305.
- Lancelot, J.R., Allegret, A. e Iglesias Ponce de León, M. 1985. Outline of Upper Precambrian and Lower Paleozoic evolution of the Iberian Peninsula according to U-Pb dating of zircons. *Earth and Planetary Science Letters*, 74, 325-337.
- Martínez-García, E. 1973. Deformación y metamorfismo en la zona de Sanabria. *Studia Geológica V*, 7-106.
- Martínez-García, E. 1981. *Memoria de la hoja de Puebla de Sanabria, Mapa Geológico de España*. Servicio de publicaciones del Ministerio de Industria y Energía. Madrid, 26 p.
- Martínez-García, E. y Quiroga, J.L. 1993. Estructura de la antiforma del Ollo de Sapo en el sector de Sanabria-Alcañices (Zamora, Orense, NW de España). *Cuadernos del Laboratorio Xeológico de Laxe*, Vol.18, 27-35.
- Parga Pondal, I. Matte, Ph. y Capdevila, R. 1964. Introduction a la geologie de "Ollo de Sapo", formation porphyroide antesilurienne du Nord-Ouest de l'Espagne. *Notas y comunicaciones del Instituto Geológico y Minero de España*, 76, 119-153.
- Paterson, S.R. y Tobisch, O. 1992. Rates of processes in magmatic arcs: implications for the timing and nature of pluton emplacement and wall rock deformation. *Journal of Structural Geology*, 14, 291-300.
- Pitcher, W.S. 1993. *The Nature and Origin of Granite*, Blackie Academic & Professional, Glasgow, 321 pp.
- Román-Berdiel, T., Pueyo-Morer, E.L. y Casas-Sainz, A.M. 1995. Granite emplacement during contemporary shortening and normal faulting: structural and magnetic study of the Veiga Massif (NW Spain). *Journal of Structural Geology*, 17, 1689-1706.
- Tarling, D.H. y Hrouda, F., 1993. *The Magnetic Anisotropy of Rocks*. Chapman & Hall, London, 1st ed., 217 pp.
- Tobisch, O.T. y Paterson S.R., 1988. Analysis and interpretation of composite foliations in areas of progressive deformation. *Journal of Structural Geology*, 7, 745-754.
- Tommasi, A., Vauchez, A., Fernandes, L.A.D. y Porcher, C.C. 1994. Magma-assisted strain localization in an orogen-parallel transcurrent shear zone of southern Brazil. *Tectonics*, 2, 421-437.
- Vegas, N., Aranguren, A. y Tubía, J.M. 1999. Ascent by dyking in a composite syntectonic pluton: the Ribadelago massif, iberian arc, Spain. *IVth Hutton Symposium*, Clermont-Ferrand, 64.
- Vegas, N., Aranguren, A. y Tubía, J.M. 2001. Building a granite plutón by sheeting in a fault steepover (The Sanabria Massifs, variscan orogen, NW Spain). *Terra Nova*, en prensa.

Recibido: Junio 2001
Aceptado: Agosto 2001