

EL PLUTÓN DE PANTICOSA (PIRINEOS OCCIDENTALES, HUESCA): FÁBRICA MAGNÉTICA Y MODELO DE EMPLAZAMIENTO

V. J. Santana Torre

Departamento de Geodinámica. F. CC. Químicas – Campus de Guipúzcoa, Pº de Manuel Lardizábal 3, 20009 San Sebastián (gopsatov@sq.ehu.es).

Resumen: La estructura interna del plutón de Panticosa se ha obtenido aplicando técnicas clásicas de Geología Estructural y mediante la técnica de la Anisotropía de la Susceptibilidad Magnética (ASM). El carácter paramagnético de estas rocas permite correlacionar el tipo petrográfico y el valor de la susceptibilidad magnética, con lo que se ha conseguido detallar aún más la zonación petrográfica definida previamente a este trabajo. La fábrica magnética del plutón muestra una geometría sigmoide que corta a la zonación petrográfica y constituye una evidencia del carácter sincinemático de su emplazamiento. El estudio microestructural, complementario del de ASM, indica que esta estructura interna se ha adquirido mayoritariamente en estado magmático. Se observa un desarrollo gradual de las microestructuras, desde magmáticas hasta de deformación en estado sólido, que sugiere que la adquisición de la fábrica continúa durante los primeros estadios del enfriamiento "subsólido" del plutón. Teniendo en cuenta la estructura interna del plutón de Panticosa y su integración en la tectónica regional, se propone un modelo de emplazamiento sincinemático, en un contexto de desgarre transpresivo dextro, durante la orogenia hercínica interpretada como un proceso de deformación progresivo y continuo en el tiempo.

Palabras Clave: Análisis Estructural, fábrica magnética, emplazamiento plutónico, Pirineos.

Abstract: The internal structure of the Panticosa pluton has been obtained by using the classic Structural Geology techniques and the Anisotropy of Magnetic Susceptibility (ASM). The paramagnetic character of these rocks allows to correlate the petrographic type and the magnetic susceptibility value, so that, the petrographic zonation previously defined has been related in detail. The magnetic fabric of the pluton, shows a sigmoidal geometry which crosscuts the petrographic zonation and is an evidence of the syncinemetic emplacement of the pluton. The microstructural study shows that the internal structure has been developed mainly in the magmatic state. The Panticosa pluton shows two different types of microstructures: (1) magmatic and (2) high-temperature solid state. These different microstructures can be correlated with the P_{para} data, as the highest anisotropy values (P_{para} %) are found in the NW part, where the most important high-temperature microstructures were developed. The continuous development from magmatic to solid-state deformation microstructures suggests that the acquisition of the fabric continue during the first stages of its "subsólido" cooling. Locally, low-temperature deformation microstructures were also developed; specifically within the E-W shear bands observed at the north of the pluton. C-S structures developed within these shear bands shows N-S lineations and low-temperature deformation and they affect late-Variscan dykes. These features suggest an alpine origin for the shear bands. Finally, taking into account the internal structure of the pluton and its relation with the regional geology a syncinemetic emplacement in a dextral transpressional context during the Variscan orogeny is proposed for the Panticosa pluton.

Key words: Structural Analysis, magnetic fabric, pluton emplacement, Pyrenees.

Santana Torre, V. J. (2002): El plutón de Panticosa (Pirineos Occidentales, Huesca): Fábrica magnética y modelo de emplazamiento. *Rev. Soc. Geol. España*, 15 (3-4): 175-191.

La manifestación más evidente del magmatismo hercínico en la Zona Axial de los Pirineos la constituyen varios grandes macizos graníticos: Cauterets, Panticosa, Maladeta, Montlouis, Neouvielle, Bassies, etc., generalmente emplazados en niveles estructurales altos (Fig.1A).

Estos grandes plutones en general tienen una composición calcoalcalina (Debon y Enrique, 1996) y frecuentemente presentan zonación (Debon, 1996). Intruyen en metasedimentos, normalmente de grado bajo, sobre los que imprimen aureolas de metamorfismo de

contacto. Los datos geocronológicos existentes indican edades Rb/Sr Pérmicas para la mayor parte del plutonismo de la Zona Axial (Vitrac-Michard *et al.*, 1980; Ben Othman *et al.*, 1984; Alibert *et al.*, 1988; Debon y Zimmermann, 1988; Majoor, 1988); estos plutones han sido considerados clásicamente como post-tectónicos.

Sin embargo, los datos estructurales de los plutones hercínicos del Pirineo (Bouchez *et al.*, 1990; Gibert y Bouchez, 1991; Gleizes *et al.*, 1991; Gleizes *et al.*, 1993; Leblanc *et al.*, 1994; Bouchez y Gleizes 1995;

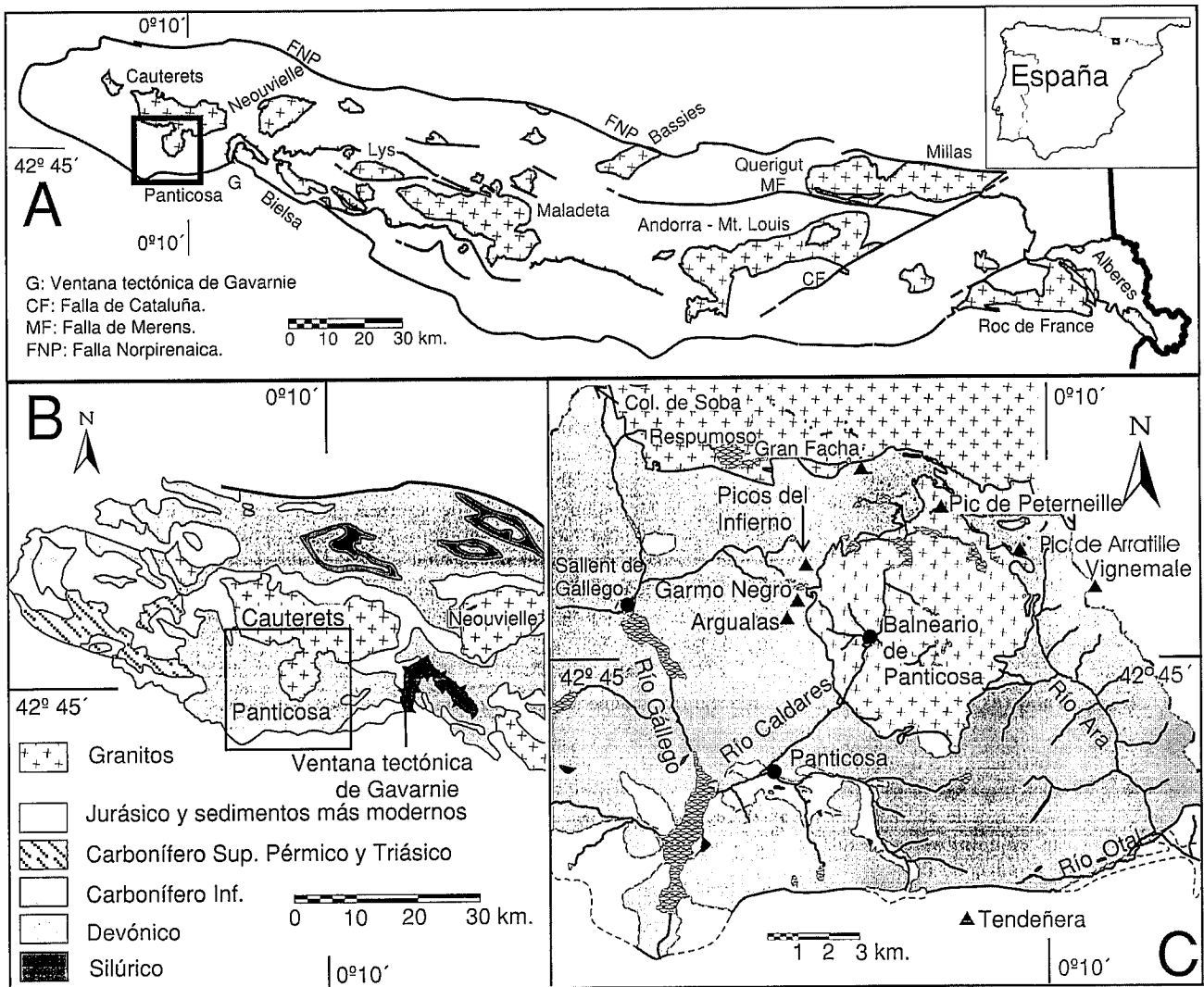


Figura 1.- (A) Esquema de la Zona Axial de Los Pirineos con la situación de los plutones graníticos. (B) Esquema de situación del macizo granítico de Panticosa en la terminación occidental de la Zona Axial. (C) Referencias geográficas para el área de Panticosa.

Gleizes *et al.*, 1998a; Olivier *et al.*, 1999) obtenidos en la última década aplicando la técnica de la Anisotropía de la Susceptibilidad Magnética (ASM), demuestran que estos plutones, marcadores de la dinámica cortical durante el proceso de emplazamiento, son sintectónicos. Estas investigaciones, complementadas con estudios estructurales sobre el encajante de algunos de ellos (Leblanc *et al.*, 1996; Evans *et al.*, 1997 y 1998) parecen poner de manifiesto que en los Pirineos la fase principal de la orogenia hercínica, estrechamente relacionada con el emplazamiento de los plutones, es una transpresión dextra (Gleizes *et al.*, 1997; Gleizes *et al.*, 1998b). Apoyando esta hipótesis, que cuestiona el carácter tardío del plutonismo hercínico del Pirineo, las últimas dataciones utilizando el método de U-Pb efectuadas en los macizos de Montlouis-Andorra (Romer y Soler, 1995) y de Bassies (Paquette *et al.*, 1997) han proporcionado fechas anteriores al Estefaniense que ponen en entredicho la validez y fiabilidad de las dataciones Rb/Sr en el Pirineo.

El plutón de Panticosa, sin tener en cuenta su estructura interna y ateniéndose exclusivamente a los es-

casos datos geocronológicos existentes en la región (una edad pérmica, 290 Ma por el método Rb/Sr; Debon, 1975), tendría que ser clasificado como post-tectónico, ya que la deformación hercínica de las rocas encajantes es pre-Estefaniense (Muller y Roger, 1977). No obstante, los criterios estructurales procedentes de las rocas encajantes (Mirouse, 1966; Valero, 1974 y Moreau, 1975) y los datos estructurales del plutón de Panticosa, presentados en el presente artículo, indican un emplazamiento sincinemático.

Para determinar la estructura interna del plutón de Panticosa se ha utilizado la técnica de ASM (Bouchez, 1997) combinada con un estudio estructural clásico de campo. La fábrica magnética se ha obtenido a partir de 108 estaciones de muestreo lo que hace del plutón de Panticosa uno de los más densamente muestreados del Pirineo.

Contexto geológico

El plutón de Panticosa se sitúa en la parte occidental de la Zona Axial de los Pirineos, al norte de la provin-

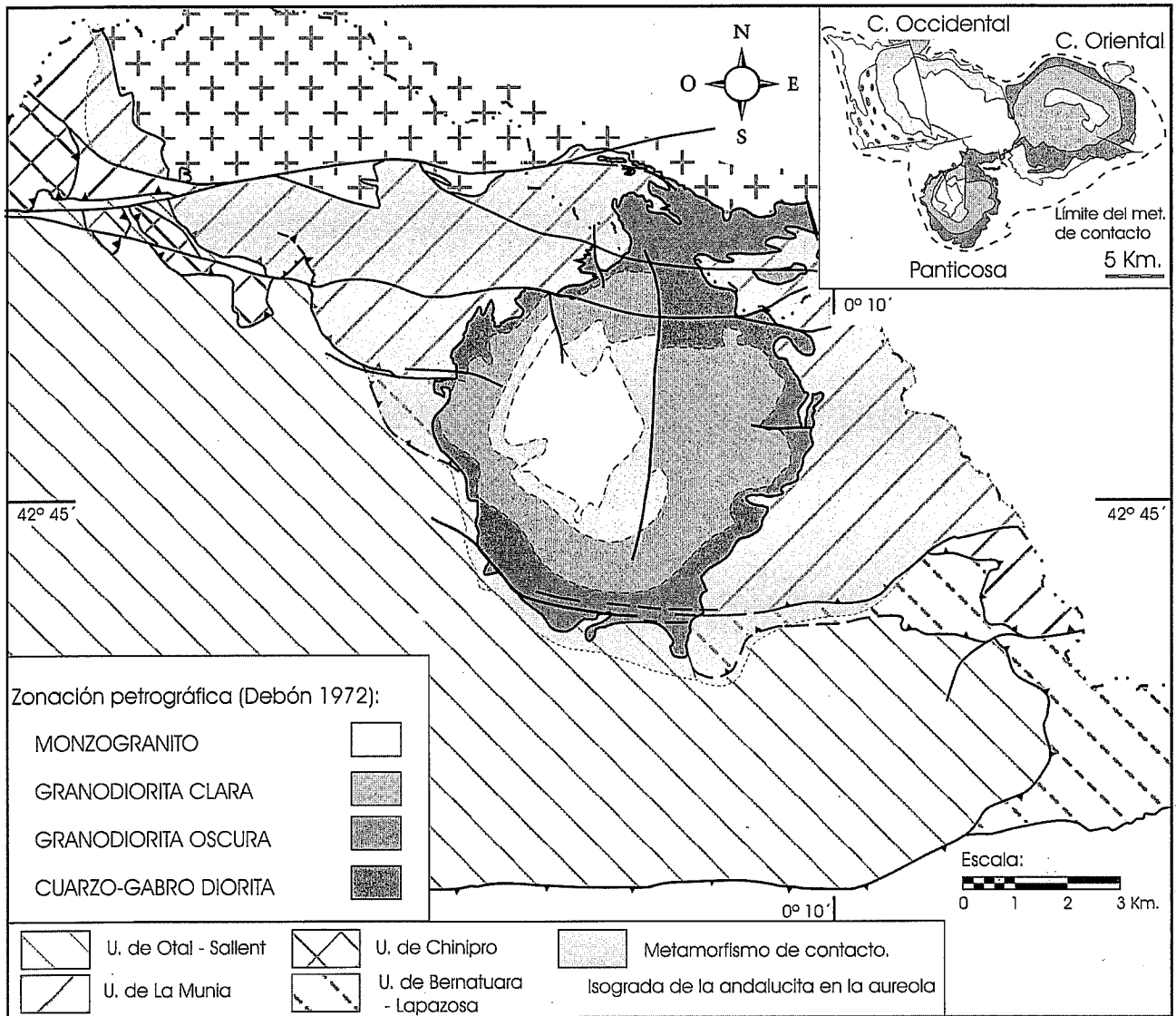


Figura 2.- Mapa de la zonación petrográfica del plutón de Panticosa (modificado de Debon, 1972). Se han representado las unidades estructurales definidas por Ríos *et al.* (1989 a y 1989 b). En el recuadro pequeño, el mapa del complejo magmático de Cauterets - Panticosa.

cia de Huesca, en la parte alta del Valle de Tena. Tiene una forma circular, ligeramente alargada en la dirección norte sur, y ocupa una extensión de unos 40 km² (Fig. 1).

Forma parte de un extenso complejo magmático (257 km²), formado por la yuxtaposición de tres plutones (Cauterets Occidental, Cauterets Oriental y Panticosa) y dos *stocks* (Grand Arroubert y Aynis). El plutón de Panticosa es el que presenta una mayor diversidad petrográfica (Fig. 2). Está constituido por cuatro tipos petrográficos, cuya disposición concéntrica define una zonación normal (Debon, 1972 y 1975), que del centro a la periferia del macizo, siguiendo la clasificación QAP (Streckeisen, 1976), son: Monzogranito, Granodiorita clara, Granodiorita oscura, Cuarzodioritas o cuarzogabros.

La variación de la zonación concéntrica es progresiva, siendo los límites entre las diferentes unidades graduales, en una distancia que puede variar entre unos pocos metros y la centena de metros.

Las cuatro facies que componen el plutón de Panticosa se caracterizan en su conjunto por ser rocas granudas holocristalinas, de grano fino a medio y textura equigranular.

Estructura del encajante

El encajante del plutón de Panticosa está constituido por sedimentos del Paleozoico superior, fundamentalmente devónicos, situados en el extremo suroeste del manto alpino de Gavarnie. En general, se trata de una compleja serie de pizarras, pizarras arenosas y calizas. Están afectados por un metamorfismo de contacto de extensión variable, superpuesto a un muy débil metamorfismo regional (Wensink, 1962; Valero, 1974; Ríos *et al.*, 1989 y 1989 b).

Las estructuras que presentan estos materiales (Fig. 3) son el resultado de la superposición de las orogénias hercínica y alpina.

El hecho de que las estructuras menores, pliegues y esquistosidad, de la cobertera mesozoica y de los mate-

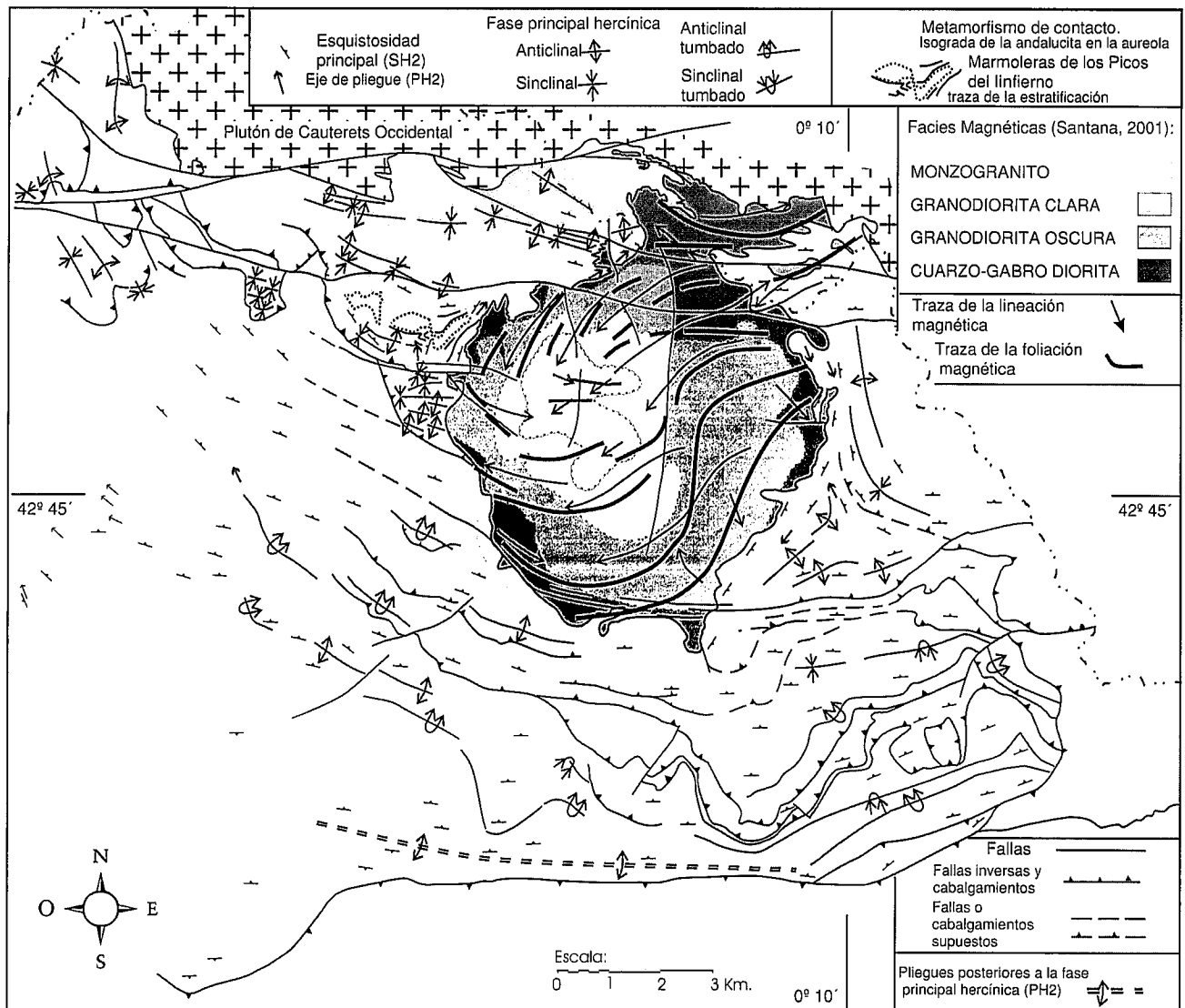


Figura 3.- Esquema estructural del plutón de Panticosa y de su encajante (Santana, 2001). En su confección se han usado datos de los mapas geológicos a escala 1:50.000 de Sallent (nº145) y Bujaruelo (nº146) (Instituto Tecnológico Geominero de España; Ríos *et al.*, 1989 a y b), del mapa geológico del Midi d'Ossau a escala 1:25.000. (Ins. Géod. Uni. Bourdeaux; Bixell *et al.*, 1985) y también de Wensink (1962), Bezançon (1964), Debon (1972), Valero (1974) y Moreau (1975).

riales paleozoicos compartan la misma orientación, este oeste, introduce cierta incertidumbre sobre el origen hercínico o alpino de las estructuras de la secuencia paleozoica. Esta situación se complica si se considera que en el cercano macizo de Anayet (25 km al oeste de Panticosa), hay rocas volcánicas y sedimentarias, de edad pérmica, deformadas por pliegues con desarrollo de esquistosidad de edad alpina (Mattauer, 1964; Seguret, 1972).

En el área de Panticosa, la edad hercínica de las estructuras se justifica porque los pliegues menores y las rocas que contienen la esquistosidad principal están cortados por diques tardihercínicos de naturaleza básica (Debon, 1972) generalmente no deformados. Localmente, estos mismos diques aparecen deformados por estructuras S-C, situación que atestigua que dentro de los materiales paleozoicos la tectónica alpina está representada; limitándose principalmente a zonas de cizalla que reactivan las discontinuidades previas como

superficies de cabalgamiento hacia el sur. En estas zonas de cizalla las estructuras alpinas se superponen a las hercínicas y tardihercínicas borrando cualquier signo de deformación anterior. Otro argumento que demuestra la relación de las estructuras penetrativas de la sucesión paleozoica con la Orogenia Hercínica, es que el metamorfismo de contacto del plutón de Panticosa afecta a rocas con esquistosidad previa.

Estructuras hercínicas. Durante la orogenia hercínica se produce una tectónica polifásica y tiene lugar la intrusión del plutón de Panticosa. En esta región, esta etapa deformativa, tiene lugar entre el Westfaliense medio, últimos materiales plegados, y el Estefaniense inferior a medio, primeras rocas discordantes (Muller y Roger, 1977).

Los autores que han trabajado en la región (Valero, 1974; Moreau, 1975; Muller y Roger, 1977; Ríos *et al.*, 1989 a y 1989 b) distinguen tres fases sucesivas de deformación hercínica. La segunda fase (H2) es la fase

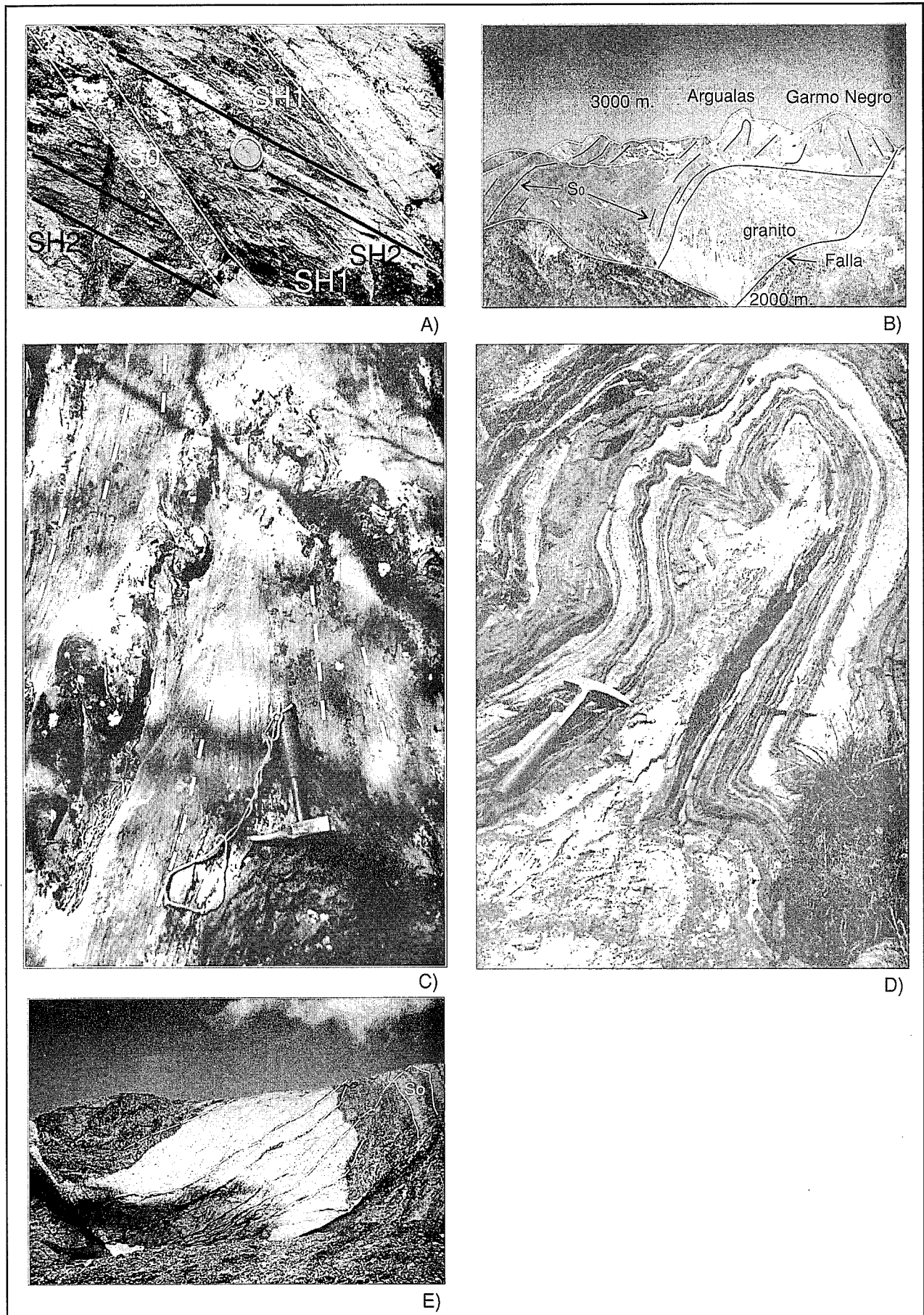


Figura 4.- (A) Esquistosidad (SH2) desarrollada en calizas y su relación con SH1 y So. (B) Panorámica del contacto plutón – encajante al oeste, debajo de los picos de Argualas y....Garmo Negro. (C) Foliación desarrollada en los mármoles. (D) Filón capa en el contacto granito encajante. Ver situación en 5C. (E) Marmoleras (en blanco) de los Picos del Infierno. Se señalan con trazos discontinuos diques básicos.

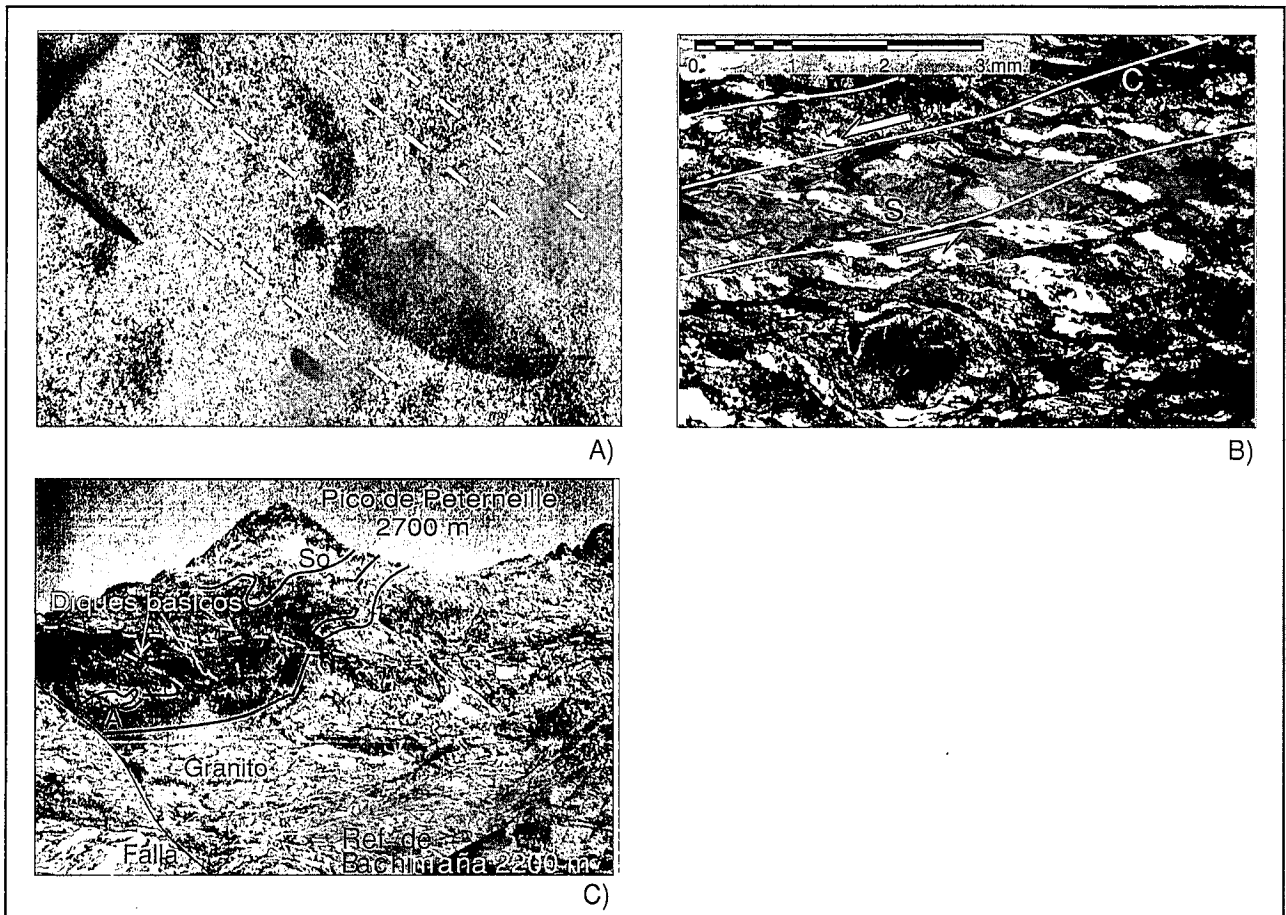


Figura 5.- (A) Traza de la foliación magmática sobre afloramiento en la granodiorita oscura puesta de manifiesto sobre el afloramiento por la disposición paralela de enclaves microgranudos. (B) Aspecto al microscopio óptico de las estructuras S-C desarrolladas en las bandas de cizalla E-O en el norte del plutón. (C) Contacto plutón - encajante al norte en el área de Marcadeau. Se observa como un dique atraviesa el contacto. En * situación de 4D.

principal (Valero, 1974). Se caracteriza por grandes pliegues a los cuales se asocia la esquistosidad de plano axial que está más desarrollada (SH2) (Fig. 4A).

Fuera de la aureola de metamorfismo de contacto, las pizarras presentan una esquistosidad de crenulación (SH2) sobre impuesta a la pizarrosidad *slate cleavage* originada durante la fase previa de deformación (H1). En las calizas y en el resto de materiales más competentes, la esquistosidad SH2 es menos penetrativa.

Los pliegues menores de la fase H2 tienen ejes subhorizontales de dirección media este oeste. A escala regional, la esquistosidad principal SH2 tiene una dirección N 90° E a N 110° E. En el sector septentrional del área estudiada, cerca de la frontera con Francia, predominan los buzamientos elevados, prácticamente subverticales. Hacia el sur el buzamiento de la esquistosidad va disminuyendo gradualmente, llegando a horizontalizarse e, incluso, a buzarse hacia el Sur junto al contacto con la cobertera mesozoica que forma las sierras de Telera y Tendeñera. Esta inflexión de la esquistosidad está producida durante la orogénesis Pirenaica puesto que también afecta a la cobertera mesozoica.

En los alrededores del Plutón de Panticosa, las trayectorias de la esquistosidad principal SH2 están distorsionadas, de tal forma que dibujan dos puntos

triples asimétricos, uno al sudeste del plutón y otro al noroeste en el área de los Picos del Infierno (Fig. 3).

Estructuras alpinas. Durante la orogenia alpina, que se manifiesta en la Zona Axial fundamentalmente por una tectónica de fractura (Zwart, 1986), se desarrollan zonas de cizalla que pueden reactivar las discontinuidades anteriores. Estas zonas de cizalla alpina se corresponden con fallas inversas y superficies de cabalgamiento hacia el sur; de los cuales, el manto alpino de Gavarnie (Bresson, 1903) es el más importante en la región.

En el Paleozoico alóctono del manto de Gavarnie, donde intruye el plutón de Panticosa, se han distinguido diversas subunidades tectónicas que presentan diferencias de orden estratigráfico (Moreau, 1975; Majesté – Menjoulàs, 1979 y 1982; Parish, 1984; Ríos *et al.*, 1989 a, y 1989 b). Están separadas por fallas inversas, biseladas por el cabalgamiento principal basal. La dirección de estas fallas inversas coincide con la dirección media de las estructuras principales hercénicas, de tal manera que podría tratarse de antiguas zonas de cizalla hercénicas reutilizadas en la orogenia alpina (Majesté – Menjoulàs, 1982).

Como indican Ríos *et al.* (1989 a y 1989 b) en la región de Panticosa el cabalgamiento de la unidad de

La Munia – Vignemale sobre Otal – Sallent parece estar cortado por el plutón de Panticosa (Fig. 2), lo que sugiere tanto un origen anterior a la intrusión, como una reactivación como falla inversa durante la orogenia alpina.

Contacto plutón – encajante: geometría y metamorfismo

El contacto plutón – encajante es neto. Tiene un trazado sinuoso y complejo, y en sus proximidades, son frecuentes los xenolitos del encajante incluidos en el plutón y las apófisis graníticas que afloran aisladas dentro de las rocas encajantes.

En el borde occidental del macizo de Panticosa, aproximadamente a 3.000 m de altitud aflora el techo de la intrusión. El contacto en esta área, debajo del encajante de las cumbres de Argualas y Garmo Negro, tiene un trazado horizontal (Fig. 1C y Fig. 4B). En el nordeste se puede hacer una observación parecida, puesto que el plutón se prolonga hacia el este debajo del pico Aratille y se continua después en los afloramientos que incluidos en el encajante afloran en la parte alta del valle del río Ara. La cota más baja del afloramiento, 1.400 m, se sitúa en el suroeste, en el barranco del río Caldaretes (Fig. 1C); en esta zona y a lo largo del borde sur el contacto es vertical o buza hacia el interior del macizo. A lo largo del borde este el contacto buza hacia el exterior del macizo.

Aunque en general, a escala cartográfica, existe paralelismo entre la estructura del encajante y el contacto del plutón (Fig. 4B), esta concordancia no es sistemática, puesto que el plutón corta en su lado occidental a varios pliegues y cabalgamientos.

A lo largo de todo el contacto el encajante del plutón de Panticosa está afectado por un metamorfismo regional de grado muy bajo. Además, en las áreas cercanas al contacto con el plutón se desarrolla una aureola de metamorfismo de contacto de anchura variable. Aunque cada uno de los plutones (Cauterets Occidental, Cauterets Oriental y Panticosa) tiene una estructura independiente, la aureola de metamorfismo de contacto es única para los tres (Fig. 2). Su anchura varía desde una centena de metros a varios kilómetros. Debon (1975) estima las condiciones de P – T, en 3 kbar y 650° C.

El metamorfismo de contacto causa modificaciones importantes en la estructura del encajante. Las rocas pelíticas se transforman en corneanas borrando la esquistosidad, mientras que las rocas carbonatadas se comportan como materiales plásticos, que fluyen dando lugar a una marcada foliación (Fig. 4C). Los procesos de flujo en los mármoles originan pliegues disarmonicos de geometría isoclinal; en ocasiones, el núcleo de estos pliegues de flujo está ocupado por leucogranitos (Fig. 4D). A mayor escala las “Marmoleras de los Picos del Infierno” son otro ejemplo de la capacidad de flujo de los mármoles originados a partir de las calizas devónicas ya que llegan a intruir en los materiales metapelíticos (Fig. 4E).

El plutón de Panticosa: rasgos estructurales

Estructuras magmáticas

Sobre el afloramiento y dependiendo de la mineralogía de la facies petrográfica, las estructuras magmáticas del plutón de Panticosa están definidas, por la orientación preferente de forma de biotitas, anfíboles, y localmente por el microporfidismo que desarrollan los feldespatos. Los enclaves básicos microgranudos se disponen a menudo paralelamente a esta fábrica mineral, facilitando su medida (Fig. 5A). En las facies más básicas, es donde mejor se observa la foliación magmática. En la facies central, y en general, en las facies más leucocráticas, la medida de estas estructuras es imprecisa, y en general en todo el plutón, es particularmente difícil la medida de la lineación.

Zonas de cizalla dúctil

Al norte del plutón de Panticosa se encuentran bandas de cizalla dúctil de dirección este oeste y buzamientos de unos 60° al norte. Aparecen agrupadas, con un espesor decimétrico a métrico y delimitan volúmenes de roca sin deformación aparente de similar anchura. En estas bandas de cizalla dúctil se desarrollan milonitas S-C (Fig. 5B) que muestran lineaciones norte – sur. Están acompañadas de una importante alteración hidrotermal (clorita, sericita) y reflejan una deformación de baja temperatura. En sección XZ, se observan criterios cinemáticos que indican un sentido de movimiento del bloque superior hacia el sur.

Estas zonas de cizalla se prolongan al este y al oeste, fuera del macizo granítico en una franja de anchura kilométrica en la cual el encajante está intensamente deformado, con bandas miloníticas y fallas paralelas a las estructuras hercínicas, que recorre a lo largo el borde sur del plutón de Cauterets Occidental, y atraviesa de oeste a este el norte del plutón de Panticosa. Se sitúan en la prolongación oriental del “accidente de Coste Brosset” (Bezançon, 1964; Mirouse, 1966).

Estas milonitas deforman a diques “básicos” de edad post-Estefaniense superior (Debon, 1972). Muestran una deformación de baja temperatura y son posteriores al emplazamiento del plutón. Puesto que las lineaciones norte sur que presentan son coherentes con la dirección de compresión alpina, probablemente sean de edad alpina.

Diques

El plutón de Panticosa aparece atravesado por rocas filonianas de naturaleza diversa que esquemáticamente incluyen un grupo “ácido” y otro “básico” (Debon, 1975). Los diques “ácidos” son relativamente raros, dispersos, y en general tienen menor potencia que los diques “básicos”. Los diques “básicos” presentan texturas vítreas en el contacto, de “borde frío”, y cortan las estructuras magmáticas. Se encuentran regularmente repartidos por toda el área granítica y son particular-

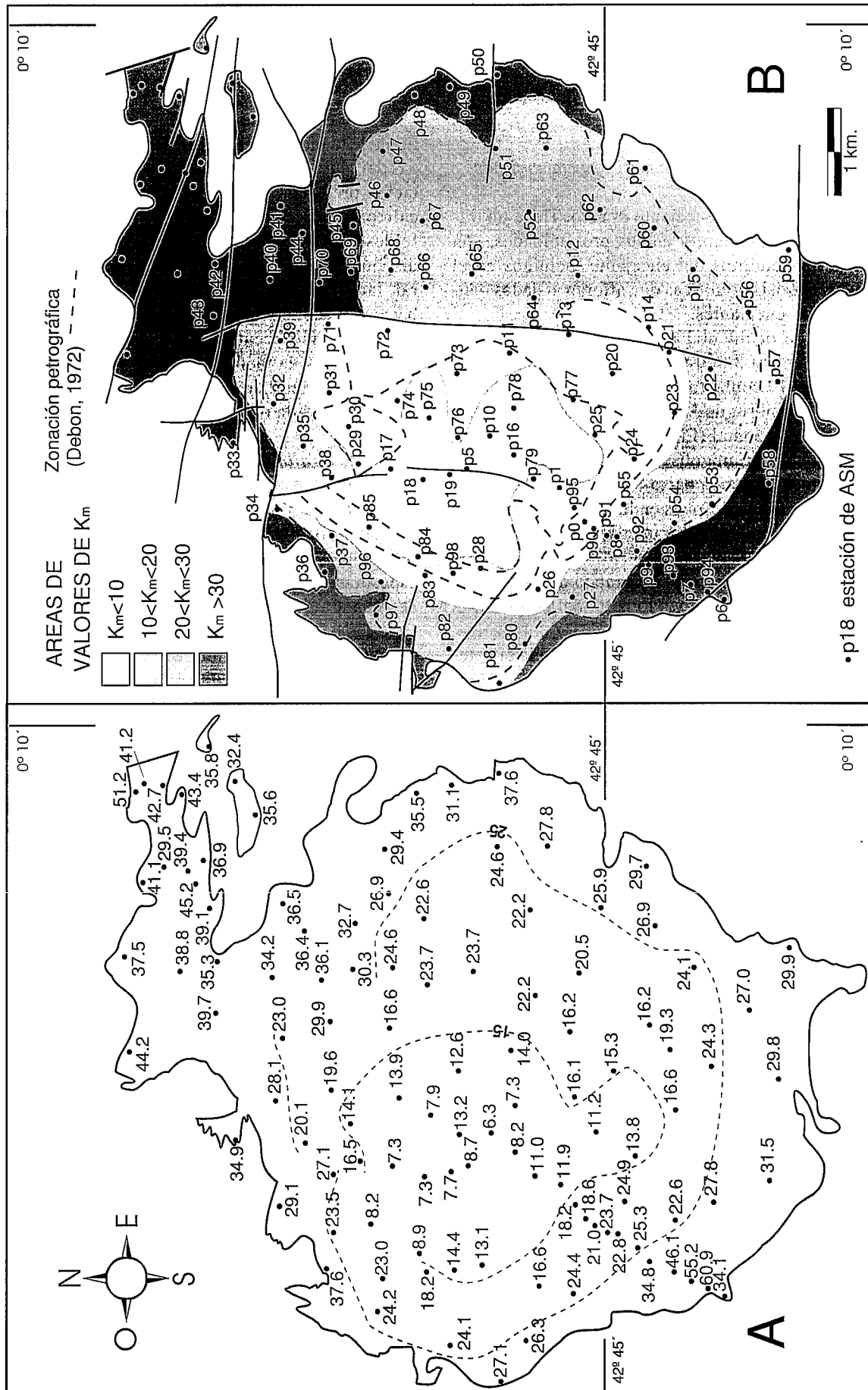


Figura 6.- (A) Mapa de la distribución espacial de los valores de K. En trazo discontinuo las líneas de isosusceptibilidad de 15 y 25 x 10⁻⁵ SI. (B) Mapa de zonación de la susceptibilidad magnética (K). En líneas discontinuas la zonación petrográfica de Debon (1972).

mente evidentes en las facies centrales. Su longitud, puede sobrepasar el kilómetro, y su potencia, decimétrica a métrica, puede ser muy variable. La mayoría de estos diques presenta direcciones entre N 80° E y N 140° E, y sus buzamientos son generalmente verticales o dirigidos hacia el norte (Debon, 1972).

Estos diques continúan fuera de los límites del plutón y cortan las estructuras hercínicas en los materiales encajantes (Figs. 4E y 5C). Su edad, según Debon (1972) es post-estefaniense superior, puesto que diques doleríticos similares a los de Panticosa (en las proximidades del collado de la Soba) cortan a diques de microdioritas cuarcíferas genéticamente relacionados con las manifestaciones efusivas del pico Midi d'Ossau. A partir de dataciones K-Ar, efectuadas sobre fenocristales de kaersutita de cuatro de estos diques, se ha obtenido una edad que oscila entre 271±9 Ma y 266±10 Ma (Debon y Zimmermann, 1993).

ASM en el plutón de Panticosa

Las cuatro facies que componen el plutón de Panticosa se caracterizan en su conjunto por ser rocas granudas holocristalinas, de grano fino a medio y textura equigranular, en las cuales es difícil determinar la fábrica magmática sobre el afloramiento, especialmente la lineación (Santana, 2001). Con el fin de estudiar la estructura interna del plutón, se ha utilizado la técnica de la Anisotropía de la Susceptibilidad Magnética (ASM).

La Susceptibilidad Magnética K es un coeficiente de proporcionalidad que relaciona la imantación inducida en un cuerpo y el campo magnético inductor que la origina. En un cuerpo anisótropo se expresa mediante un tensor simétrico de segundo orden, y se representa mediante un elipsoide de tres ejes, K_1 , K_2 , K_3 . K_1 , el eje mayor del elipsoide, define la lineación magnética, y la foliación magnética, es perpendicular a K_3 , el eje menor. El valor de K ($(K_1 + K_2 + K_3)/3$), es igual a la suma de las contribuciones de las fracciones diamagnética, paramagnética, ferromagnética y antiferromagnética; predominando una fracción u otra, en función de la mineralogía magnética de la roca (Rochette, 1987; Jover *et al.*, 1989; Bouchez, 1997).

En las rocas donde el paramagnetismo es la fracción dominante, tal es el caso del plutón de Panticosa (Santana, 2001), el uso de la técnica de ASM en estudios estructurales está justificado puesto que existe paralelismo entre la fábrica magnética, representada mediante el elipsoide de ASM, y la fábrica magmática definida por la orientación preferente de forma de la biotita y el anfíbol (Bouchez *et al.*, 1990; Launeau y Bouchez, 1992; Bouchez, 1997). Además, el valor de K_m se puede correlacionar directamente con el %Fe de la roca (Rochette, 1987; Rochette *et al.*, 1992), de tal manera que es posible establecer una correspondencia entre el valor de K_m y el tipo petrográfico (Gleizes *et al.* 1993).

El estudio de la fábrica magnética del plutón de Panticosa se ha realizado a partir de las muestras obtenidas de

108 estaciones de sondeo (Santana, 2001) (Fig. 6). El resultado de las medidas direccionales y parámetros escalares obtenidos en cada estación corresponden a la media de cuatro muestras (dos testigos orientados por estación y dos muestras por testigo). Las medidas de ASM han sido efectuadas con un magnetómetro *Kappabridge KLY-2* (*Geofyzika Brno, Rep. Checa*) que trabaja en campo débil alternativo de intensidad 4×10^{-4} T y frecuencia de 920 hz y tiene una sensibilidad de 5×10^{-8} SI.

Susceptibilidad magnética media K_m y distribución de facies

Los valores de K_m para el 97% de las estaciones varía entre 7×10^{-5} SI y 40×10^{-5} SI. El valor medio para el plutón es de 23×10^{-5} SI siendo 6,9 y $60,9 \times 10^{-5}$ SI sus valores extremos (Tabla I). Estos bajos valores de K_m indican el carácter paramagnético dominante del plutón de Panticosa (Bouchez, 1997) y manifiestan la baja contribución de minerales opacos de comportamiento ferromagnético.

El valor de K_m muestra un aumento progresivo del centro a la periferia del plutón reflejando la zonación petrográfica, correspondiendo los valores más altos a la facies más básica de borde y los más bajos al monzogranito central. Sobre esta distribución espacial de K_m es posible trazar las líneas de isosusceptibilidad para los valores de K de 15 y 25×10^{-5} SI (Fig. 6A).

En el plutón de Panticosa es posible establecer la siguiente relación entre las facies petrográficas del macizo con determinados rangos de valor de K_m (Fig. 6B):

- $K_m < 10$ ($\times 10^{-5}$ SI) monzogranito con biotita
- $10 < K_m < 20$ granodioritas claras con biotita \pm anfíbol
- $20 < K_m < 30$ granodioritas oscuras con biotita y anfíbol
- $K_m > 30$ cuarzodioritas y cuarzogabros con biotita y anfíbol (\pm piroxeno)

Existe una casi perfecta coincidencia entre las facies magnéticas obtenidas por medio de ASM y la cartografía de Debon (1972 y 1975). Las principales diferencias se deben a la ausencia en el borde sudeste de la facies magnética de mayor susceptibilidad ($K_m > 30$), que se correlaciona con la facies petrográfica más básica (cuarzodioritas y cuarzogabros) y la menor extensión del área ocupada por la facies magnética central ($K_m < 10$) que se corresponde con el monzogranito central (Fig. 6B).

Fábrica magnética: datos direccionales

A partir de los datos direccionales de la fábrica magnética de cada una de las estaciones de muestreo (Santana, 2001) se han obtenido los mapas de foliaciones magnéticas y de lineaciones magnéticas (Fig. 7).

Foliaciones magnéticas. La foliación magnética presenta una dirección dominante NE – SO y buzamientos intermedios tanto al SE como al NO (Diagrama Fig. 7A). Los polos de la foliación magnética se distribuyen en una guirnalda de dirección NO - SE. Presenta dos máximos, 42/323 y a 45/160, que fundamentalmente se

Estación	K	Datos direccionales				Ppara%	Estación	K	Datos direccionales				Ppara%
		k.max.		k.min.					k.max.		k.min.		
		direcc.	buz.	direcc.	buz.				direcc.	buz.	direcc.	buz.	
P. 0	18,58	279	15	175	40	2,13	P. 49	30,18	129	46	319	43	8,28
P. 1	11,83	294	34	140	50	4,62	P. 50	37,56	203	52	87	19	4,47
P. 5	8,72	246	71	158	0	1,96	P. 51	24,60	132	50	283	36	4,41
P. 6	34,08	33	65	225	23	1,73	P. 52	22,23	65	14	322	47	1,87
P. 7	55,19	122	4	218	28	9,03	P. 53	27,85	26	71	179	17	3,44
P. 8	22,82	280	6	182	61	3,30	P. 54	22,63	57	59	172	16	2,66
P. 9	34,68	34	11	146	69	3,18	P. 55	24,92	292	15	179	64	3,40
P. 10	6,29	205	32	98	24	5,05	P. 56	26,98	354	68	111	12	2,20
P. 11	13,96	225	38	349	34	2,11	P. 57	29,85	277	24	154	51	3,34
P. 12	20,53	200	53	89	17	1,98	P. 58	31,51	283	39	168	28	2,64
P. 13	16,19	85	20	316	60	2,42	P. 59	29,92	313	72	144	18	2,38
P. 14	16,18	234	51	325	37	1,44	P. 60	26,90	151	53	300	30	2,04
P. 15	24,12	350	83	125	3	1,93	P. 61	29,73	137	60	305	30	3,01
P. 16	8,23	258	6	354	51	4,53	P. 62	25,91	158	48	327	41	4,81
P. 17	7,27	224	36	4	53	2,98	P. 63	27,84	128	49	306	41	3,30
P. 18	7,55	113	26	344	28	4,56	P. 64	22,23	90	67	274	23	2,94
P. 19	7,71	236	13	359	69	5,34	P. 65	23,72	147	55	319	38	1,93
P. 20	15,31	60	16	154	45	2,95	P. 66	23,70	229	19	96	63	3,98
P. 21	19,33	237	32	124	31	2,95	P. 67	22,63	242	30	339	15	3,47
P. 22	24,39	257	3	170	38	4,38	P. 68	24,62	236	28	335	16	4,60
P. 23	16,57	12	23	199	76	3,42	P. 69	30,35	245	49	359	19	4,75
P. 24	13,77	262	19	157	39	2,76	P. 70	36,10	282	14	194	10	1,68
P. 25	11,22	239	24	148	13	2,97	P. 71	29,88	204	68	345	18	3,63
P. 26	16,59	32	36	164	43	5,79	P. 72	16,63	126	5	233	80	3,46
P. 27	24,40	286	1	315	87	2,68	P. 73	12,55	116	34	335	58	2,57
P. 28	13,10	94	3	360	21	4,18	P. 74	13,86	248	23	135	42	2,74
P. 29	16,60	236	9	330	28	3,23	P. 75	7,88	203	4	357	86	2,87
P. 30	14,06	223	15	126	24	3,09	P. 76	13,24	136	60	310	31	1,93
P. 31	19,64	225	28	329	28	5,19	P. 77	16,06	237	21	327	13	1,84
P. 32	28,08	209	22	330	51	4,72	P. 78	7,28	233	21	340	37	2,60
P. 33	34,88	204	30	305	19	3,65	P. 79	10,95	245	16	139	41	3,32
P. 34	29,05	217	12	313	23	2,54	P. 80	26,34	65	77	247	12	1,64
P. 35	20,11	225	9	320	37	3,87	P. 81	27,09	311	1	42	44	2,71
P. 36	37,59	67	24	169	32	2,04	P. 82	24,15	138	22	230	4	1,26
P. 37	23,46	217	10	307	4	3,31	P. 83	18,19	88	28	326	39	2,44
P. 38	27,11	207	13	299	16	3,55	P. 84	8,89	296	17	30	25	1,37
P. 39	23,02	236	16	342	49	3,01	P. 85	8,18	217	21	331	45	2,19
P. 40	34,25	243	13	338	21	6,74	P. 90	21,00	272	30	155	39	3,17
P. 41	36,37	218	53	121	19	2,53	P. 91	23,70	266	14	156	50	3,46
P. 42	35,32	110	54	2	15	3,70	P. 92	25,26	309	22	183	51	2,63
P. 43	39,78	341	86	186	4	7,09	P. 93	46,06	344	32	113	47	7,60
P. 44	36,51	252	41	360	16	6,59	P. 94	60,91	132	4	250	76	7,16
P. 45	32,67	249	43	2	23	4,71	P. 95	18,21	276	22	177	22	3,11
P. 46	26,88	252	53	1	13	6,13	P. 96	22,96	201	14	106	2	1,95
P. 47	29,44	131	43	345	42	2,02	P. 97	24,21	195	63	301	9	2,21
P. 48	35,47	142	49	337	39	3,82	P. 98	14,43	5	3	101	22	0,78

Tabla I.- Tabla de valores de ASM del plutón de Panticosa. La situación de las estaciones en la Figura 6.

corresponden, respectivamente con las mitades NO y SE del plutón, lo que indica que en la mitad NO la foliación buza hacia el SE y en la mitad SE hacia el NO.

Las trayectorias de las foliaciones magnéticas dibujan a grandes rasgos, una sigmoide secante a la zonación y al contacto con el encajante en los bordes suroeste y noreste del plutón (Fig. 7A).

En el borde oeste aflora el techo de la intrusión que continua hacia el oeste debajo del encajante de las cumbres del Argualas y Garmo Negro. En el borde noreste, bajo el pico Aratille, la intrusión se continúa

hacia el este debajo del encajante, y la traza de la foliación se sigue en los afloramientos graníticos puntuales incluidos en el encajante que afloran en la parte alta del valle del Ara. En el norte, las trayectorias de la foliación tienen, predominantemente, una dirección este-oeste, paralela al contacto con Cauterets Occidental. En el sur y sudeste del macizo granítico existe paralelismo entre las trayectorias de la foliación y el contacto con el encajante. Las foliaciones del granito de la facies central tienen, en su mayoría, una traza este-oeste.

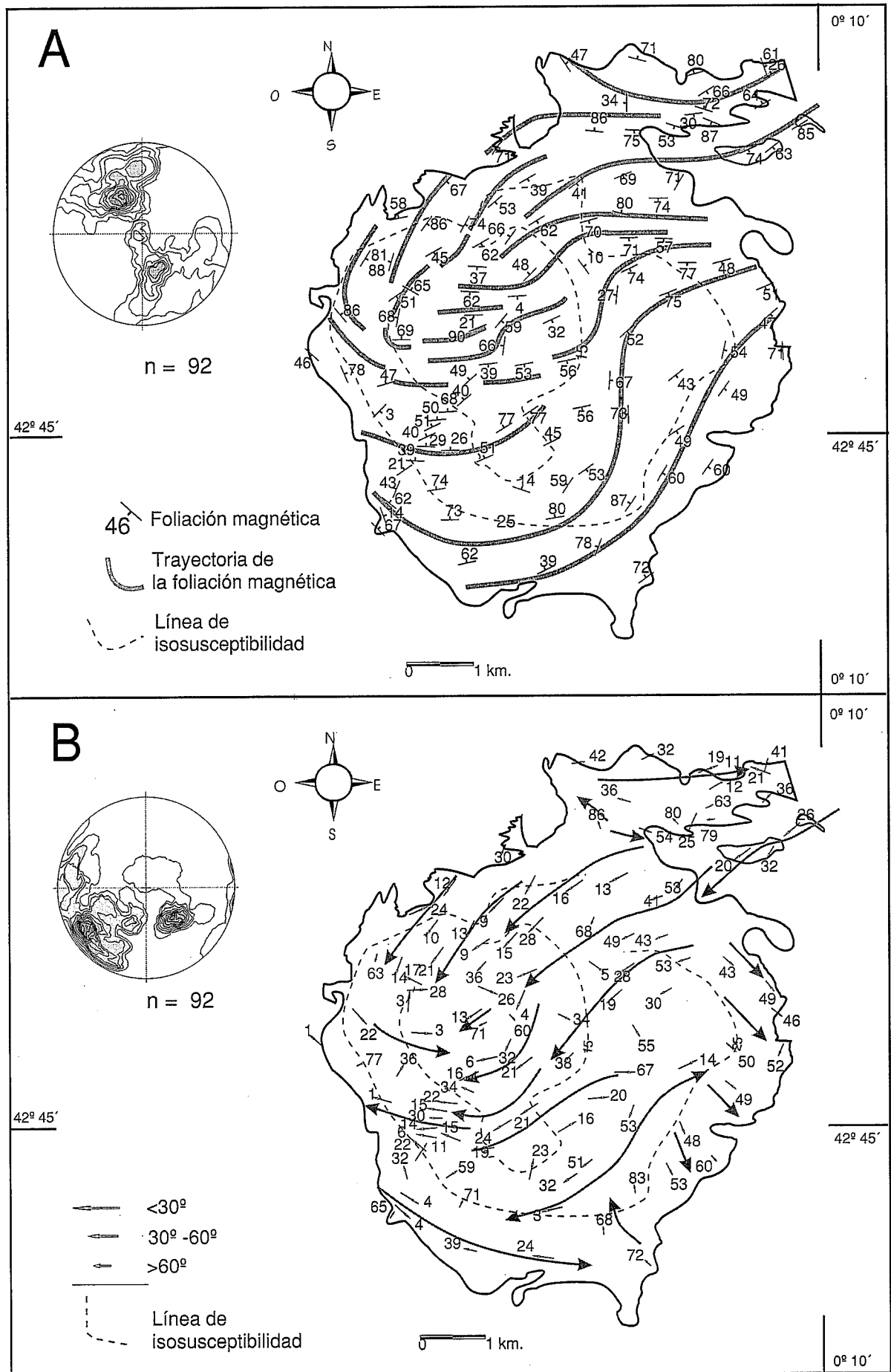


Figura 7.- (A) Mapa de foliaciones magnéticas. (B) Mapa de lineaciones magnéticas. Se dibujan aproximadamente las trayectorias de la lineación. Al lado de ambos mapas, diagramas de Schmidt (hemisferio inferior).

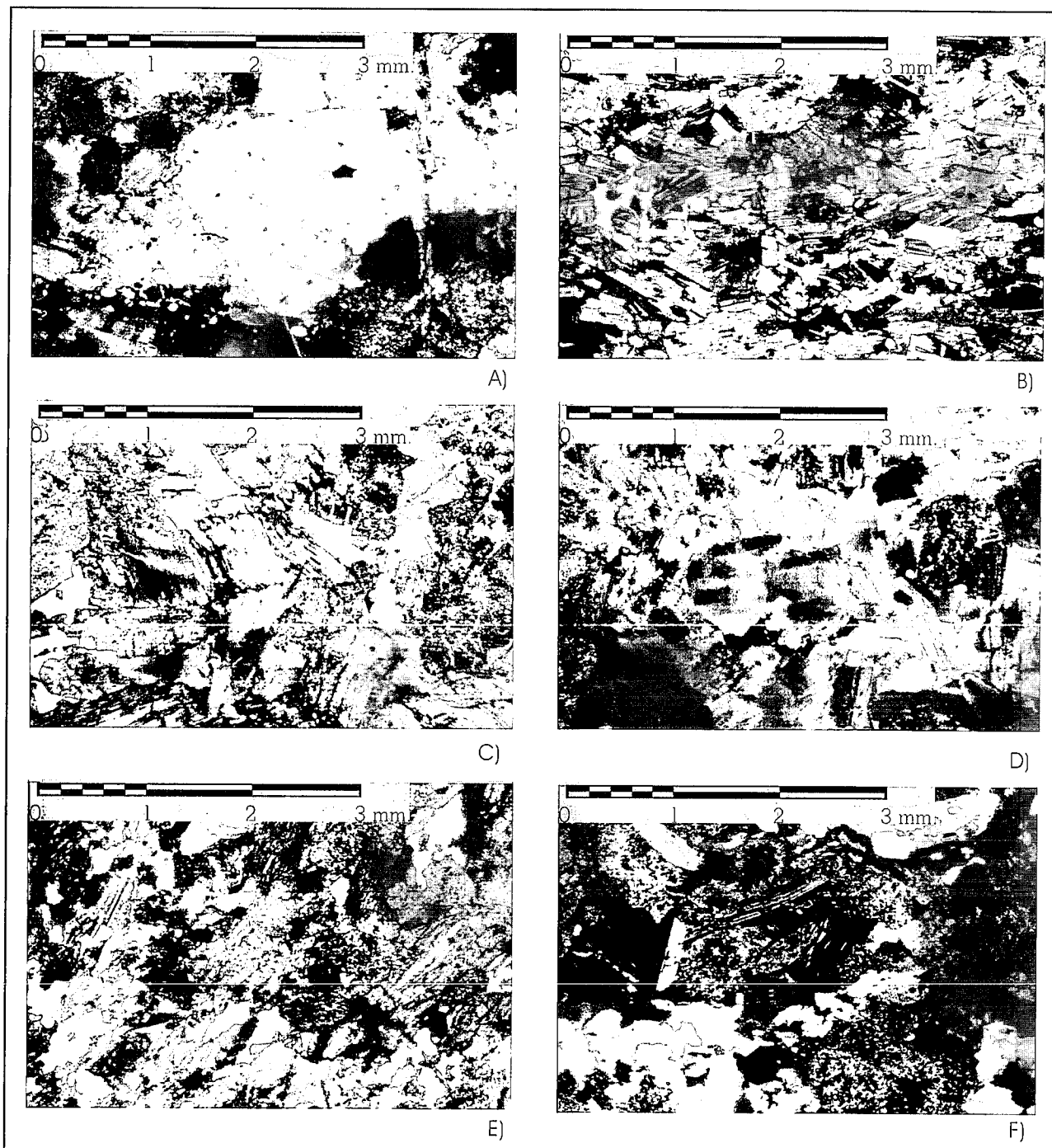


Figura 8.- (A) Microestructura magmática. Cuarzo globular sin microestructuras internas importantes. No se observan signos de deformación plástica en otros minerales. (B) Microestructura magmática. Alto grado de orientación de las plagioclasas. (C) Microestructura magmática. No obstante, el cuarzo presenta extinción ondulante y algunos minerales presentan una ligera deformación. Biotita ligeramente microplegada. (D) Cuarzo que muestra un desarrollo inicial de subgranos. (E, F) Subgranos en el cuarzo con límites irregulares. En la Fig. E se puede reconocer la orientación de la textura a escala de la lámina delgada.

Lineaciones magnéticas. Las lineaciones magnéticas presentan una dirección dominante con un máximo 18/238 e inmersión dominante al SO. Se observa también un máximo secundario de dirección 54/138 (diagrama Fig. 7B).

Las trayectorias de la lineación dibujan en el mapa una geometría sigmoide subparalela a las trayectorias de la foliación, mostrando una dirección dominante NE-SO (Fig. 7B). En contraste con esta tendencia, a lo largo del borde oriental del plutón las lineaciones magnéticas son perpendiculares a la foliación, tienen una

dirección NO-SE con buzamientos más elevados y constituyen el máximo secundario del diagrama de la figura 7B.

Análisis microestructural.

Se han realizado láminas delgadas sobre los testigos de las estaciones de ASM y el estudio de las microestructuras ha permitido distinguir dos tipos microestructurales principales (Paterson *et al.*, 1989; Bouchez *et al.*, 1990): microestructuras magmáticas, y microestructu-

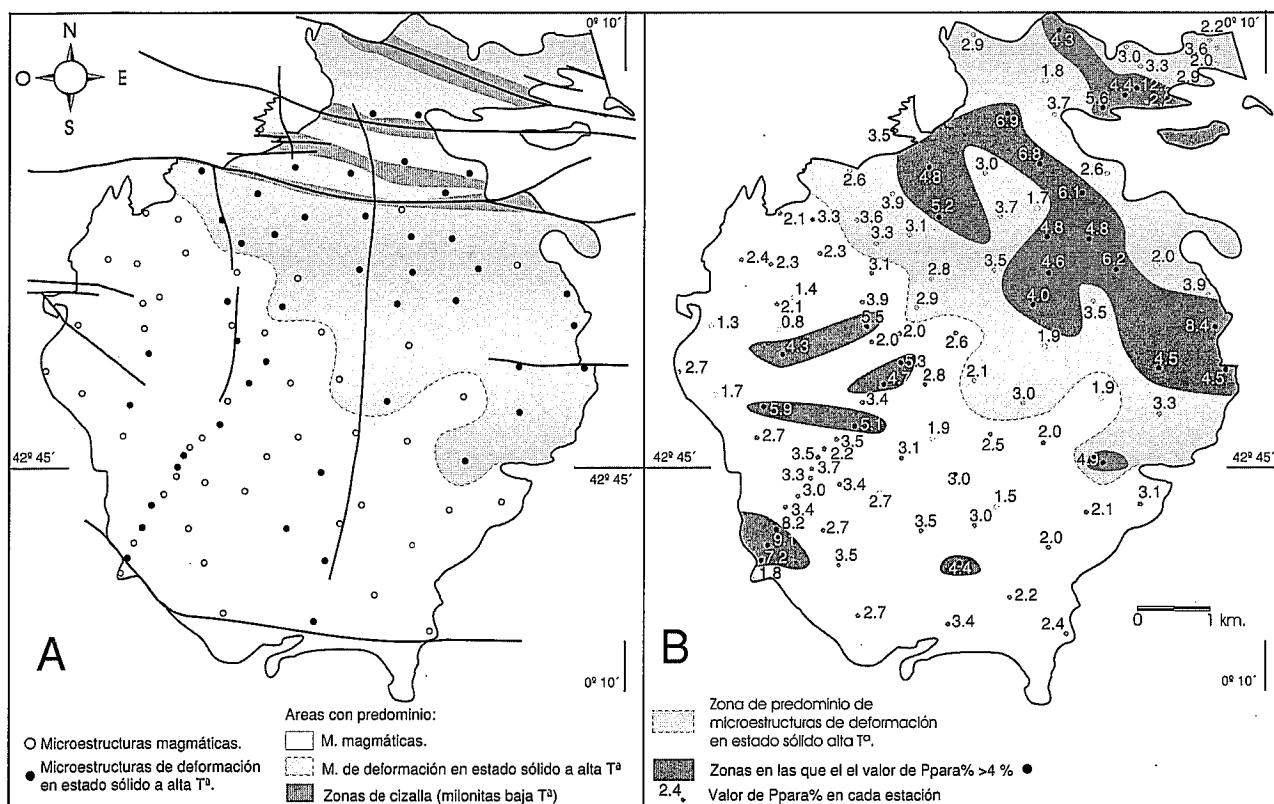


Figura 9.- (A) Mapa de zonación del tipo de microestructuras. (B) Mapa de valores de $P_{para}\%$ del plutón de Panticoosa. Se marca el límite Sur del área con predominio de estructuras de deformación en estado sólido alta temperatura.

ras de deformación en estado sólido de alta a moderada temperatura.

El tránsito entre estos dos tipos microestructurales es gradual y se pueden reconocer estados de deformación intermedia.

En las *microestructuras magmáticas* el cuarzo no muestra más que una ligera extinción ondulante, son equidimensionales o globulares sin microestructuras internas importantes. No se observan signos de deformación plástica en otros minerales (Fig. 8).

No obstante, se han considerado incluidas dentro de este tipo microestructural una serie de muestras en las que observamos una débil deformación en estado sólido sobreimpuesta, señalada por la extinción ondulante del cuarzo, que puede evolucionar hasta manifestarse un desarrollo incipiente de subgranos (Fig. 8D), y en las que las biotitas pueden aparecer localmente ligeramente microplegadas (Fig. 8C).

Las *microestructuras de deformación en estado sólido de alta a moderada temperatura* se desarrollan al final y/o poco después de la completa cristalización del magma. En general, los cristales muestran evidentes signos de deformación interna y en algunos casos se puede reconocer la orientación de la textura a escala de la lámina delgada. Los granos de cuarzo muestran características típicas de deformación plástica a alta temperatura, exhibiendo texturas en mosaico y texturas en damero (Lister y Dornsiepen, 1982; Gapais y Barbarin, 1986) que evolucionan a la formación de subgranos con límites irregulares (Figs. 8E y F). Esta deformación también se refleja en las biotitas que son estables y

muestran *microkinks*. Los feldespatos presentan extinción ondulante.

El desarrollo gradual que se observa, desde microestructuras magmáticas hasta microestructuras de deformación en estado sólido a alta temperatura, sugiere que la adquisición de la fábrica magmática comienza durante la cristalización del magma y continúa durante los primeros estadios del enfriamiento subsolidus del plutón.

Posteriormente al emplazamiento del plutón, en las bandas de cizalla de dirección este oeste, situadas en el norte del macizo, se desarrollan *microestructuras de deformación en estado sólido de baja temperatura*. Están acompañadas de una importante alteración hidrotermal (clorita, sericita) y reflejan una deformación de baja temperatura (Fig. 5B).

En la Fig. 9A se representa la distribución espacial de los tipos microestructurales descritos. Se diferencian dos áreas: la mitad norte con predominio de las microestructuras de deformación en estado sólido de alta temperatura y la mitad sur con predominio de microestructuras magmáticas. Como muestra la figura las zonas más deformadas no están relacionadas con el contacto plutón – encajante, si no que se observa un predominio de las estaciones con microestructuras de deformación en estado sólido en la mitad norte del macizo.

Relación entre las microestructuras y el grado de anisotropía magnética $P_{para}\%$

Además del valor de K_m , y de los datos direccionales de la fábrica magnética, la técnica de ASM propor-

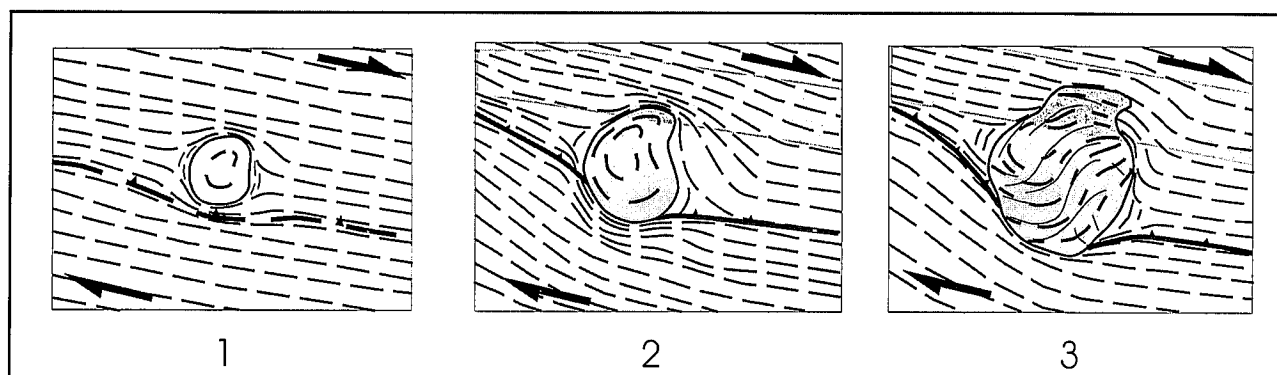


Figura 10.- Modelo de emplazamiento del plutón de Panticosa. Etapas del emplazamiento del plutón.

ción, a partir del valor de las intensidades de los ejes K_1 , K_2 y K_3 , una serie de parámetros que informan sobre la geometría del elipsoide de ASM (Jelinek, 1981; Bouchez, 1997). En granitoides paramagnéticos, de baja susceptibilidad, en los que la fábrica magnética está determinada principalmente por la proporción, distribución y grado de alineamiento de la biotita y del anfíbol, el parámetro que caracteriza el grado de anisotropía magnética ($P = K_1/K_3$) se utiliza corrigiendo el efecto de la contribución diamagnética del feldespato y del cuarzo considerada isótropa y de valor negativo ($K_{dia} = -1,4 \times 10^{-5}$ SI; Hrouda, 1986; Rochette, 1987; Bouchez, 1997). La anisotropía paramagnética P_{para} habitualmente se expresa en porcentaje $P_{para}\% = 100 \times [(K_1 + 1,4 / K_3 + 1,4) - 1]$. Los valores de la anisotropía magnética indican variaciones en la intensidad de la deformación de tal manera que su valor se puede relacionar con el tipo microestructural de la roca (Bouchez *et al.*, 1990; Leblanc *et al.*, 1994; Bouchez y Gleizes, 1995; Saint Blanquat y Tikoff, 1997).

Los valores de $P_{para}\%$ del conjunto de las estaciones del plutón de Panticosa varían entre 0,8% y 9%. El valor medio es 3,4%. El 64% de los valores de $P_{para}\%$ se sitúan entre 2% y 4%. El 75 % de los valores está por debajo de 4%. En el plutón de Panticosa encontramos la siguiente correspondencia entre el valor de $P_{para}\%$ y el tipo de deformación: Los valores de $P_{para}\% < 2\%$ se corresponden, con estaciones con microestructuras de tipo magmático. Las microestructuras de las estaciones con valores de $P_{para}\%$ entre 2% y 4% pueden ser de tipo magmático o de deformación en estado sólido a alta temperatura. Para este rango de valor de $P_{para}\%$ se produce un solapamiento entre ambos tipos microestructurales. Los valores de $P_{para}\% > 4\%$ se corresponden con rocas que presentan signos de deformación en estado sólido.

Como muestra la Fig. 9 la distribución de los valores de anisotropía es similar a la que presentan los distintos tipos de microestructuras. En el norte del plutón, coincidiendo con la zona de predominio de microestructuras de deformación en estado sólido de alta temperatura dominan las estaciones con valores de $P_{para}\% > 4\%$. En la mitad sur, dominan las estaciones con valores de anisotropía total intermedios ($P_{para}\%$ entre 2 y 4%). Este amplio grupo de estaciones, se corresponde tanto con microestructuras magmáticas como de defor-

mación en estado sólido a alta temperatura. A pesar de esta distribución, en detalle los valores de $P_{para}\%$ están distribuidos irregularmente. Así, exceptuando en el norte, donde se presentan en una banda caracterizada por tener un grado de anisotropía relativamente alto, los valores de $P_{para}\% > 4\%$ se hallan diseminados irregularmente por el interior del plutón. Su ubicación no se asocia aparentemente a zonas concretas, como podrían ser las zonas próximas a los contactos entre las diferentes facies graníticas, o al encajante. De manera parecida, los valores de $P_{para}\% < 2\%$, son relativamente escasos y están irregularmente distribuidos. Incluso se pueden dar estaciones con valores anormalmente bajos en la banda definida por el predominio de valores altos de $P_{para}\%$. Las estaciones con valores de $P_{para}\%$ entre 2 y 4%, también sin orden aparente, se reparten por todo el plutón. Constituyen el 57% del total y predominan fuera de la banda de anisotropía relativamente elevada del norte del plutón.

Interpretación y modo de emplazamiento.

Interpretación de la estructura interna del plutón

A partir del estudio magneto - estructural del plutón de Panticosa, se obtienen varias evidencias que son compatibles con que su emplazamiento sea sincinemático:

(1) La evidencia más clara es la que proporcionan los mapas de trayectorias de la foliación y de la lineación magnética (Fig. 7). Estos dos mapas muestran trayectorias con trazados sigmoides que se interpretan como efecto de la tectónica regional y apuntan a la actuación de desgarres dextrorsos durante el emplazamiento del plutón de Panticosa. El hecho de que las lineaciones magnéticas se dispongan generalmente paralelas a las foliaciones indica la importancia de la componente de cizalla dextrorsa.

La excepción al modelo sigmoide general se localiza a lo largo del borde oriental, en este sector la lineación magnética es perpendicular a la foliación lo que podría indicar el predominio del campo de esfuerzos ligado a la expansión del magma, sobre el campo de esfuerzos regional.

(2) Las trayectorias de la foliación magnética cortan a la zonación petrográfica. Esta característica no solo indica que el flujo del magma se mantuvo tras la dife-

renciación magmática del plutón, sino también que dicho flujo refleja básicamente la intervención del campo de esfuerzos regional, en vez del campo de esfuerzos interno que, con frecuencia, se genera durante la expansión del magma en la propia cámara magmática.

(3) El estudio microestructural revela que las estructuras internas del plutón de Panticosa se han adquirido mayoritariamente en estado magmático. El desarrollo gradual de las microestructuras, desde magmáticas hasta de deformación en estado sólido, y la continuidad de las fábricas asociadas a estas, sugieren que la adquisición de esta fábrica comienza durante la cristalización del magma y continúa durante los primeros estadios del enfriamiento "subsólido" del plutón, señalando obviamente la persistencia de los esfuerzos que causan esta deformación, durante y justo después de la cristalización completa del magma.

(4) El mapa de valores de la anisotropía de la susceptibilidad magnética muestra un aumento de P_{para} hacia el borde noroeste del plutón, que se superpone al dominio donde se concentran las microestructuras de deformación en estado sólido de alta temperatura. Esto apunta a que ese es el sector donde mayores han debido de ser los efectos de la cizalla dextra. Además, en esta zona se encuentran agrupadas las zonas de cizalla que se han identificado de edad alpina y que podrían ser antiguos accidentes de edad hercínica reutilizados.

(5) En el encajante metasedimentario, según nos aproximamos al plutón de Panticosa, las estructuras de la fase hercínica principal se reorientan, de tal manera que, las trayectorias de la esquistosidad principal dibujan puntos triples disimétricos, al oeste y al este del plutón. Esta disposición sugiere que la estructura interna del plutón y la deformación principal del encajante se originan en el mismo proceso tectónico.

Modelo de emplazamiento

A falta de datos cronológicos fiables del plutón de Panticosa, se propone como hipótesis, que el emplazamiento del plutón de Panticosa tuvo lugar durante la deformación principal hercínica. Consistió en un proceso continuo de expansión de la cámara magmática, en el que participan conjuntamente, por una parte los esfuerzos ligados al magmatismo, y por otra los esfuerzos asociados a la tectónica regional. El emplazamiento definitivo del plutón de Panticosa tendría lugar en los últimos estadios de la deformación principal hercínica, como indica el hecho de que el plutón es localmente discordante con aquellas estructuras del encajante, que habrían sido adquiridas en etapas precoces, previas al emplazamiento definitivo del magma.

En un estado inicial, y sugerido por la forma subcircular de las facies más internas del plutón, se forma un pequeño cuerpo magmático (Fig. 10-1), alimentado por un magma cuya composición química sería, según Debon (1975), la correspondiente a la media ponderada del conjunto de las cuatro unidades que componen el plutón; y sería a su vez el resultado de la hibridación de dos mag-

mas, uno ácido de origen crustal, de composición similar a la del monzogranito central del plutón occidental de Caunterets, y otro básico de origen mantélico. Su ascenso en la corteza superior frágil probablemente tuvo lugar a través de fracturas (Clemens y Mawer, 1992; Petford *et al.*, 1993). La expansión en la cámara magmática fue principalmente un proceso continuo, cómo refrenda el progresivo cambio composicional de las rocas ígneas, definido por la zonación concéntrica normal del plutón.

Tras la diferenciación química del plutón, al norte entre Caunterets y Panticosa, se desarrolla gradualmente una banda de cizalla dextra (Fig. 10-2), estrechamente relacionada con el emplazamiento de Caunterets Occidental (Gleizes *et al.*, 1998 a). Esta banda de cizalla, es la principal responsable del aumento de la tasa de deformación manifestado por la distribución de los valores de anisotropía y de las microestructuras de deformación en estado sólido en la mitad norte del plutón.

La estructura interna del plutón, en un principio concéntrica y subcircular, es modificada paulatinamente por el componente dextro de la deformación (Fig. 10-3), que al final del proceso, será responsable de la estructura sigmoide del plutón.

En este modelo, la deformación principal hercínica se interpreta como un proceso de deformación progresivo y continuo en el tiempo en un contexto transpresivo dextrorso, durante el cual tiene lugar el emplazamiento del plutón de Panticosa.

Conclusiones

El estudio estructural del plutón de Panticosa pone de manifiesto el carácter sincinemático del plutón: su estructura interna es la consecuencia sincrónica, de la intrusión y deformación del magma, en un contexto transpresivo dextrorso.

Los rasgos estructurales del plutón de Panticosa sugieren que es sincinemático con respecto a la fase principal hercínica. Esta hipótesis, ya planteada en otros plutones del Pirineo, contradice la edad geocronológica que no indicaría entonces la edad del emplazamiento sino la edad de reequilibrios isotópicos posteriores.

Agradecimientos

Este trabajo ha sido financiado por los proyectos BTE 2001-0634 del MCT y UPV 001.310-G18/99. El autor agradece a Julia Cuevas, Txema Tubía y Aitor Aranguren, sus comentarios, sugerencias y ayuda durante la realización de este estudio.

Referencias

- Alibert, C., Debon, F. y Ternet, Y. (1988): Le pluton à structure concentrique du Neouvielle (Hautes Pyrénées): typologie chimique, âge et genèse. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, 306: 49-54.
- Ben Othman, D., Fourcade, S. y Allégre, C. J. (1984): Recycling processes in granite - granodiorite complex genesis: The Querigut case studied by Nd-Sr isotope

- systematics. *Earth and Planetary Science Letters*, 69: 290-300.
- Bezançon, J. P. (1964): *Contribution à l'étude géologique de la bordure méridionale des massifs granitiques de Cauterets et des Eaux-Chaudes. Pyrénées Centrales*. Thèse 3ème cycle, Univ. Bordeaux. 76p.
- Bixel, F., Muller, P. y Roger, P. (1985): *Carte géologique. Pic du Midi d'Ossau et haut bassin du Rio Gállego*. 1:25.000. Ins. Géod. Uni. Bourdeaux, 54p.
- Bouchez, J.L., Gleizes, G., Djouadi, T. y Rochette, P. (1990): Microstructure and magnetic susceptibility applied to emplacement kinematics of granites: the example of the Foix pluton (French Pyrenees): *Tectonophysics*, 184: 157-171.
- Bouchez, J.L. y Gleizes, G. (1995): Two-stage deformation of the Mont Louis – Andorra granite pluton (Variscan Pyrenees) inferred from Magnetic Susceptibility anisotropy. *Journal of Geological Society, London*, 152: 669-679.
- Bouchez, J. L. (1997) Granite is never isotropic: An introduction to ASM studies of granitic rocks. (J. L. Bouchez et al., Eds.) En: *Granite: From Segregation of Melt to Emplacement Fabrics*. Kluwer Academic Publishers Netherlands: 95-112.
- Bresson, A. (1903): Etudes sur les formations anciennes des Hautes et des Basses Pyrénées (Haute Chaîne). *Bulletin de la Carte Géologique de France*, 93: 45-322.
- Clemens, J. D. y Mawer, C. K. (1992): Granitic magma transport by fracture propagation. *Tectonophysics*, 204: 339 – 360.
- Debon, F. (1972): Massifs granitiques de Cauterets et Panticosa (Pyrénées occidentales). Notice explicative pour la carte géologique au 1:50.000 BRGM-SGN, 37 p.
- Debon, F. (1975): *Les massifs granitoïdes à structure concentrique de Cauterets-Panticosa (Pyrénées occidentales) et leurs enclaves: une étude pétrographique et géochimique*. Thèse Sciences, Nancy. Sciences de la Terre n° 33. 420 p.
- Debon, F. (1996): Clasificación des corps plutoniques. *Synthèse géologique et géophysique des Pyrénées*. Edition BRGM - ITGE - V 1, c 9: 466 -467.
- Debon, F. y Enrique, P. (1996): Typologie chimico -minéralogique. *Synthèse géologique et géophysique des Pyrénées*. Edition BRGM - ITGE - V 1, c 9: 469 -472.
- Debon, F. y Zimmermann, J. L. (1988): Le pluton de Bassiès (Pyrénées, Zone Axiale) typologie chimique, âge et remaniements isotopiques. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, 324: 897-902.
- Debon, F. y Zimmermann, J. L. (1993): Mafic dykes from some plutons of the Western Pyrenean Axial Zone (France, Spain): markers of the transition from Late-Hercynian to early Alpine events. *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen*, 73: 421-433.
- Evans, N. G., Gleizes, G., Leblanc, D. y Bouchez, J. L. (1997): A new interpretation of the Hercynian tectonics in the Pyrenees based on the detailed examination of structures around the Bassiès granite. *Journal of Structural Geology*, 19: 195 – 208.
- Evans, N. G., Gleizes, G., Leblanc, D. y Bouchez, J. L. (1998): Syntectonic emplacement of the Maladeta granite (Pyrenees) deduced from relationships between Hercynian deformation and contact metamorphism. *Journal of the Geological Society, London*, 155: 209 –216.
- Gapais, D. y Barbarin, B. (1986): Quartz fabric transition in a cooling syntectonic granite (Hermitage massif, France). *Tectonophysics*, 125: 357-370.
- Gibert, P. y Bouchez, J. L. (1991): Le granite sintectonique de Lisse-Droite (Luchonnais) Nouveau Jalon d'une phase cisailante tangentielle precoce dans les pyrenées hercyniennes. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, 312: 407-411.
- Gleizes, G., Leblanc, D. y Bouchez, J. L. (1991): Le pluton granitique de Bassiès (Pyrénées Ariégeoises): Zonation, structure et mise en place. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, 312: 755-762.
- Gleizes, G., Nedelec, A., Bouchez, J.L., Autran, A. y Rochette, P. (1993): Magnetic susceptibility of the Mont-Luis Andorra ilmenite-type granite (Pyrenees) a new tool for the petrographic characterization and regional mapping of zoned granite plutons. *Journal of Geophysical Research*, 98: 4317-4331.
- Gleizes, G., Leblanc, D. y Bouchez, J.L. (1997). Variscan granites of the Pyrenees revisited: their role as syntectonic markers of the orogen. *Terra Nova*, 9: 38-41.
- Gleizes, G., Leblanc, D., Santana, V., Olivier, Ph. y Bouchez, J. C. (1998a): Sigmoidal structures featuring dextral shear during emplacement of the Hercynian granite complex of Cauterets – Panticosa (Pyrenees): *Journal of Structural Geology*, 20: 1229 – 1245.
- Gleizes, G., Leblanc, D., y Bouchez, J. C. (1998 b). The main phase of the Hercynian orogeny in the Pyrenees is a dextral transpression. En: *Continental Transpresional and Transtensional Tectonics* (R. E. Holdsworth, R. A. Strachan y J. F. Dewey, Eds.) Geological Society, London, Special Publications, 135: 267 –273.
- Hrouda, F. (1986). The effect of quartz on the magnetic anisotropy of quartzite. *Studia geophysica et geodaetica*, 30: 39 – 45.
- Jelinek, V. (1981). Characterization of the magnetic fabric of rocks. *Tectonophysics*, 79: 563 - 567
- Jover, O., Rochette, P., Lorand, J.P., Maeder, M. y Bouchez, J.L. (1989): Magnetic mineralogy of some granites from the French Massif Central: origin of their low-field susceptibility. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 55: 79-92.
- Launeau, P. y Bouchez, J. L. (1992): Mode et orientation préférentielle de forme des granites par analyse d'images numériques. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 163: 721-732.
- Leblanc, D., Gleizes, G., Lespinasse, P., Olivier, P. y Bouchez, J. L. (1994): The Maladeta granite polydiapir, Spanish Pyrenees: a detailed magneto-structural study. *Journal of Structural Geology*, 16: 223-235.
- Leblanc, D., Gleizes, G., Roux, L. y Bouchez, J. L. (1996): Variscan dextral transpression in French Pyrenees: new data from the Pic des Trois – Seigneurs and its country rocks. *Tectonophysics*, 261: 331-345.
- Lister, G. S. y Dornsiepen, U.F. (1982): Fabric transitions in the Saxony granulite terrain. *Journal of Structural Geology*, 4: 81-92.
- Majesté-Menjoulàs, C. (1979): *Evolution alpine d'un segment de chaîne varisque: Nappe de Gavarnie, chevauchement cinq-monts-gentiane (Pyrénées Centrales et occidentales)*. *These d'Etat Sci. Nat. Toulouse*, 343 p.
- Majesté-Menjoulàs, C. (1982): L'unité paléozoïque de Bachebirou - Chinipro, témoin d'une tectonique tangentielle varisque dans les Pyrénées centrales. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, 294: 145-150.
- Majoer, F. J. M. (1988): *A geochronological study of the Axial zone of the central Pyrenees, with emphasis on Variscan*

- events and alpine resetting*. *Labaratorium Voor Isotopen-Geologie*, Amsterdam, Verhand. 6, 117 p.
- Mattauer, M. (1964): Sur les schistosités d'âge tertiaire de la Zone Axiale hercynienne des Pyrénées. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, 259: 2891-2894.
- Mirouse R. (1966): *Recherches géologiques dans la partie occidentale de la zone primaire axiale des Pyrénées*. Mém. Carte Geol. France, Paris, 451 p.
- Moreau H. (1975): *Essai de géologie structurale dans le Vignemale et les hautes vallées du rio Ara et du gave d'Ossoue*. Thèse, Univ. Bordeaux, 85 p.
- Muller, J y Roger, P. (1977): L' evolution structural des Pyrénées (domaine central et occidental): Le segment hercynien, la chaîne de fond alpine. *Géologie Alpine*, 53: 149-191.
- Olivier, Ph., Améglio, L., Richen, H. y Vadeboin, F. (1999): Emplacement of the Aya Variscan granitic pluton (Basque Pyrenees) in a dextral transcurrent regime inferred from combined magneto-estructural and gravimetric study. *Journal of the Geological Society, London*, 156: 991-1002.
- Paquette, J. L., Gleizes, G., Leblanc, D. y Bouchez, J. L. (1997): Le granite de Bassiès (Pyrénées): un pluton syntectonique d'âge Wespalien. Géocronologie U-Pb sur circon. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, 324: 387-392.
- Parish, M. (1984): A structural interpretation of a section of the Gavarnie nappe and its implications for Pyrenean geology. *Journal of Structural Geology*, 6: 247-255.
- Paterson, S.R., Vernon, R.H. y Tobisch, O.T. (1989): A review of criteria for the identification of magmatic and tectonic foliations in granitoids. *Journal of Structural Geology*, 11: 349-363.
- Petford, N., Kerr, R. C. y Lister, J. R. (1993): Dike transport of granitoid magmas. *Geology*, 21: 845 - 848.
- Rios, L. M., Galera, J. M. y Baretino, D.(1989 a): *Mapa Geológico de España 1:50.000, hoja n° 145 (Sallent)*. I. T.G.E., Madrid.
- Rios, L. M., Galera, J. M. y Baretino, D.(1989 b): *Mapa geológico de España . 1:50.000, hoja n° 146 (Bujaruelo)*. I. T.G.E., Madrid.
- Rochette, P. (1987): Magnetic susceptibility of the rock matrix related to magnetic fabric studies. *Journal of Structural Geology*, 9: 1015-1020.
- Rochette, P., Jackson, M. y Aubourg, C. (1992): Rock magnetism and the interpretation of anisotropy of magnetic susceptibility. *Rewies of Geophysics*, 30: 209-226.
- Romer, R. L. y Soler, A. (1995): U-Pb age and lead isotopic characterization of Au-bearing skarn related of the Andorra granite (Pyrenees - Spain): *Mineral Deposita*, 30: 374-383.
- Saint Blanquat, M. y Tikoff, B. (1997): Development of magmatic to solid-state fabrics during syntectonic emplacement of the Mono Creek granite, Sierra Nevada batholith. En: *Granite: From Segregation of Melt to Emplacement Fabrics*, (J. L. Bouchez et al., Eds.), Kluwer Academic Publishers Netherlands, 231-252.
- Santana, V. J. (2001): *El plutón de Panticosa (Huesca, Pirineos): Estructura y modelo de emplazamiento a partir del Análisis de la Susceptibilidad Magnética*. Tesis doctoral. Univ. del País Vasco, 146 p.
- Séguret, M. (1972): *Etude Tectonique des nappes et series décollées de la partie centrale du versant sud des Pyrénées*. Tesis Doctoral. U.S.T.E.L.A., 213 p.
- Streckeisen, A. L. (1976): To each plutonic rocks its proper name. *Earth-Science Reviews*, 12: 1-33.
- Valéro J. (1974): *Géologie structurale du Paléozoïque de la région de Panticosa, Province de Huesca (Espagne)*: Thèse, Univ. Bordeaux, 78 p.
- Vitrac-Michard, A., Albarede, F., Dupuis C. y Taylor H. P. (1980): The genesis of Variscan (Hercynian) plutonic rocks: Inferences from Sr, Pb y O studies on the Maladeta igneous complex, Central Pyrenees, Spain. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 72: 52-72.
- Wensink H. (1962): Paleozoic of the upper Gallego and Ara Valleys, Huesca Province, Spanish Pyrenees. *Estudios Geológicos*, 18: 1-74 p.
- Zwart, H. J. (1986): The Variscan geology of the Pyrenees. *Tectonophysics*, 129: 9-27.

Manuscrito recibido el 6 de junio de 2002

Aceptado el manuscrito revisado el 23 de setiembre de 2002