

# LA ANISOTROPIA DE LA SUSCEPTIBILIDAD MAGNETICA EN DIQUES DE COMPOSICION ACIDA E INTERMEDIA (COMPLEJO FILONIANO ASOCIADO AL BATOLITO DE LOS PEDROCHES)

A. Aranguren<sup>1</sup>, A. Alonso Olazabal<sup>2</sup>, M. Carracedo<sup>2</sup> y F.J. Larrea<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Dpto. de Geodinámica, Fac. de Ciencias, Universidad del País Vasco, Apdo. 644, 48080 Bilbao

<sup>2</sup> Dpto. de Mineralogía y Petrología, Fac. de Ciencias, Universidad del País Vasco, Apdo. 644, 48080 Bilbao

**Resumen:** El batolito de Los Pedroches está atravesado por un importante complejo filoniano integrado por diques subverticales de dirección N-S (traquiandesíticos y dacíticos) y N120-130E (riolíticos). El estudio de la estructura interna de los diques se ha abordado aplicando la anisotropía de la susceptibilidad magnética (ASM), analizando 254 muestras obtenidas a partir de 14 secciones transversales en 6 diques distintos. Estos diques tienen un comportamiento paramagnético con la susceptibilidad magnética (K) variando entre 1,8 y  $72,7 \times 10^{-5}$  SI. Los tres tipos composicionales se diferencian perfectamente mediante el valor de K y este valor permite incluso diferenciar subtipos dentro de un mismo litotipo. Los diques presentan anisotropías muy bajas (Ppara% varía entre 0,5-3,2 y para el 76% de los testigos Ppara% < 2). Las direcciones de ASM están bien agrupadas y todas las secciones se caracterizan por presentar una «fábrica magnética normal» ( $K_3$  perpendicular al plano del dique). En general domina el flujo lateral de magma, pero también se han localizado secciones con flujo vertical indicando la existencia a lo largo de un mismo dique de diferentes puntos de inyección de magma. La existencia de cambios bruscos en el buzamiento de la lineación magnética en una misma sección, refleja cambios en la dinámica del flujo de magma en un mismo conducto o fractura y sugiere que un mismo dique puede haber sido reutilizado como vía de ascenso de pulsos de magma distintos en el tiempo.

**Palabras clave:** fábrica magnética, diques, batolito de Los Pedroches, Hercínico.

**Abstract:** The Los Pedroches batholith shows an important subvertical dyke swarm, distributed in two main directions: N-S striking trachyandesitic and dacitic dykes and N120-130E rhyolitic dykes. The internal structure of the dykes are revealed by anisotropy of magnetic susceptibility measurements in 254 samples obtained from 14 transversal sections in 6 different dykes. The dykes are typically paramagnetic with magnetic susceptibility (K) magnitudes varying between 1.8-72.7 x 10<sup>-5</sup> SI. Three compositional types are clearly differentiated based on K value which allow even to distinguish subtypes within the same lithology. The dykes show low values of anisotropy degree (Ppara% between 0.5-3.2 and Ppara% < 2 for the 76% of the cores). ASM directions are well grouped and all sections are characterized by «normal magnetic fabric» ( $K_3$  perpendicular to the dike plane). In general the lateral magma flow domains, but it has also located vertical magma flow showing different points of magma injection throughout the same dyke. Magnetic lineation dip values change in the same section reflecting changes in the magma flow dynamics within the same conduit or fracture. This suggests that the same dyke might have been repeatedly used as an ascent way of different magma pulses through time.

**Key words:** magnetic fabric, dykes, Los Pedroches batholith, Hercynian.

Aranguren, A., Alonso Olazabal, A., Carracedo, M. y Larrea, F.J. (1998): La anisotropía de la susceptibilidad magnética en diques de composición ácida e intermedia (complejo filoniano asociado al batolito de Los Pedroches). *Rev. Soc. Geol. España*, 11 (3-4): 355-368.

Los diques son intrusiones ígneas de geometría planar que cortan con fuerte ángulo la estratificación o la foliación de la roca encajante. Durante los últimos años, su estudio ha cobrado especial protagonismo, al ser considerados por diversos autores como principales vías de transporte y ascenso de magmas a través de la corteza (Clemens y Mawer, 1992; Petford *et al.*, 1993, 1994; Petford, 1996), en detrimento de otros mecanismos «clásicos» (*p.e.* ascenso diapírico, *stoping*, etc). Trabajos como los citados sugieren que a partir de las zonas de generación y segregación magmática, los di-

ques son capaces de transportar grandes volúmenes de magma hasta su nivel final de emplazamiento y alimentar y construir cuerpos de dimensiones batolíticas en periodos extremadamente cortos de tiempo (unos pocos cientos de años). Del mismo modo, los diques alimentan extensas y potentes regiones volcánicas, como las de tipo *flood basalt* o los propios fondos oceánicos.

Los complejos filonianos lineales mejor desarrollados y accesibles se encuentran en regiones volcánicas de actividad fisural, relacionadas con ambientes de intraplaca continental (*rift* intracontinental, *flood*

*basalts*), dorsales emergidas y ofiolitas (versión obducida de la corteza oceánica). La implicación de estos complejos en los procesos de generación, expansión y crecimiento de los fondos oceánicos y, en definitiva, su relación con la dinámica global de las placas litosféricas, ha atraído la atención de numerosos investigadores. Como consecuencia de ello, los estudios estructurales publicados hasta ahora se han realizado fundamentalmente sobre diques de composición básica (Parker *et al.*, 1990), olvidando casi por completo los de composición ácida e intermedia.

El análisis estructural de los diques, ya sea por métodos clásicos o mediante la anisotropía de la susceptibilidad magnética (ASM), tiene entre sus objetivos determinar la dirección y sentido de inyección del fundido y, si es posible, localizar el foco o zona de alimentación de magma. Hasta prácticamente los años 90, el análisis clásico se basaba en la observación de la geometría de los diques y de una serie de características morfológicas asociadas sobre todo a las paredes de los diques (Rickwood, 1990). Exceptuando los trabajos pioneros de Ellwood (1978) y de Knight y Walker (1988), los estudios estructurales mediante ASM se realizan fundamentalmente en la década de los 90, pero son relativamente escasos (Ernst, 1990; Rochette *et al.*, 1991; Cadman *et al.*, 1992; Ernst y Baragar, 1992; Puranen *et al.*, 1992; Staudigel *et al.*, 1992; Bates y Mushayandebvu, 1995; Raposo y Ernesto, 1995; Varga *et al.*, 1998; Yenes, 1998). En aquellos diques en los que se ha podido comparar la orientación de la lineación magnética con la dirección de flujo medida sobre afloramiento (alargamiento de vesículas, lineaciones en las superficies de contacto de diques, etc.) y, en general, la relación entre la fábrica magmática y magnética, se ha comprobado que ambas son paralelas (Ellwood, 1978; Knight y Walker, 1988; Staudigel *et al.*, 1992; Varga *et al.*, 1998). Otros trabajos estructurales basados en ASM estudian la fábrica magnética de diques deformados (Park *et al.*, 1988; Borradaile *et al.*, 1994), de redes con diques que presentan fábricas magmáticas y diques con fábricas de deformación (Puranen *et al.*, 1992) o son estudios paleomagnéticos con referencias menores a la fábrica (Mertanen y Pesonen, 1995).

Las erupciones fisurales y los complejos filonianos no están sin embargo confinados a ambientes de intraplaca. Las regiones magmáticas orogénicas, relacionadas con diferentes ambientes tectónicos (márgenes continentales activos, zonas colisionales, zonas postcolisionales), presentan con frecuencia complejos filonianos lineales formados mayoritariamente por rocas de composición intermedia a ácida, en los cuales las composiciones básicas no son raras (Pitcher, 1993; Huertas y Villaseca, 1994).

En este trabajo se pretende investigar las posibilidades que ofrece la técnica de ASM en el estudio estructural de diques ácidos e intermedios, con objeto de deducir fundamentalmente el modo de inyección de los fundidos y avanzar en el conocimiento de los meca-

nismos de transporte de magma a través de fracturas. La técnica elegida para abordar este estudio, la anisotropía de la susceptibilidad magnética, ofrece la ventaja de determinar de un modo rápido y sencillo la fábrica de las rocas ígneas caracterizadas en general por anisotropías débiles y escasa presencia de marcadores estructurales (Bouchez *et al.*, 1997), circunstancias ambas frecuentes en diques riolíticos y dacíticos. Para desarrollar la investigación se ha realizado un análisis direccional y cuantitativo de la ASM, tanto en sección transversal como longitudinal, de algunos diques que integran el complejo filoniano asociado al batolito de Los Pedroches, constituido sin duda por unos de los mayores enjambres filonianos lineales de la Cadena Hercínica Europea.

El estudio es pionero en la aplicación de las técnicas de ASM a diques de composición ácida e intermedia y emplazados, en el ejemplo concreto, en un régimen de desgarre. Estos aspectos no han sido tratados en los estudios publicados hasta ahora, que están dedicados casi exclusivamente a diques máficos emplazados mayoritariamente en condiciones extensionales. Los resultados obtenidos auguran buenas perspectivas para esta metodología.

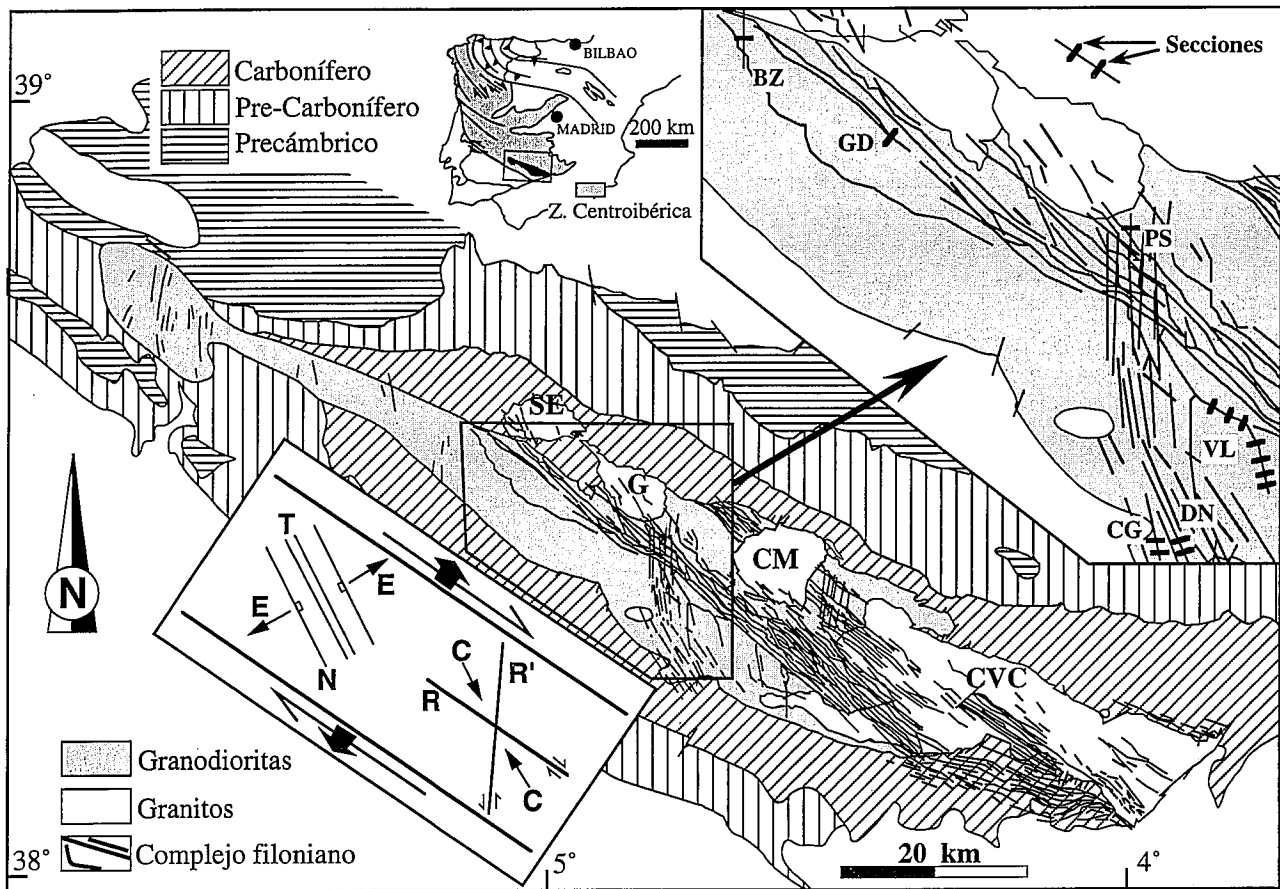
## El complejo filoniano asociado al batolito de Los Pedroches

### Marco geológico

El batolito de Los Pedroches es una alineación magmática tardihercínica (c.a. 300 Ma; Cueto *et al.*, 1991; Fernández Ruiz *et al.*, 1990), constituida por un lacolito múltiple granodiorítico y varios macizos graníticos (Carracedo, 1991; Aranguren *et al.*, 1997; Larrea, 1998), situada en el sector meridional de la Zona Centro-Ibérica (Macizo Ibérico, España). Se extiende en dirección WNW-ESE a lo largo de más de 200 km y tiene una anchura variable entre 8 y 30 km, ocupando una superficie aproximada de 3500 km<sup>2</sup> (Fig. 1).

El complejo ígneo está emplazado en un dominio anqui-epizonal formado esencialmente por metasedimentos terrígenos, de edad Proterozoico terminal a Carbonífero superior, deformados y metamorfizados durante la Orogenia Hercínica. La intrusión de los distintos plutones que integran el batolito se produce con posterioridad a la primera y principal fase de deformación hercínica, de edad Namuriense (Quesada *et al.*, 1987). La unidad granítica es ligeramente posterior a la granodiorítica, aunque en algunos sectores las relaciones de campo entre ambas son transicionales.

El batolito de Los Pedroches, y en menor medida su encajante, están atravesados por un espectacular complejo filoniano integrado fundamentalmente por diques subverticales de dirección N-S, esencialmente traquiandesíticos y dacíticos, y diques de dirección N120-130E, esencialmente riolíticos (Carracedo *et al.*, 1994, 1996; Larrea *et al.*, 1996) (Fig. 1).



**Figura 1.-** Situación general y esquema cartográfico del complejo filoniano asociado al batolito de Los Pedroches (CVC, CM, G y SE son los plutones graníticos de Cardeña-Virgen de la Cabeza, Cerro Mogábar, El Guijo y Santa Eufemia respectivamente). En él se distinguen los diques N-S, esencialmente traquiandesíticos y dacíticos, y los diques N120-130E, que son esencialmente riolíticos y mucho más abundantes. Se muestra asimismo un esquema del régimen transensivo dextro activo durante el emplazamiento de estos diques (Sanderson y Marchini, 1984) (T; fracturas de tensión, N; fallas normales, E; extensión, C; compresión, R y R'; fracturas Riedel sintéticas y antitéticas). En el esquema superior derecho se señala la situación aproximada de las catorce secciones realizadas en los seis diques estudiados (BZ; Belalcázar, GD; Guadarramilla, PS; Piedras Santas, VL; Virgen de Luna, DN; Dique Negro, CG; Cerro Gordo).

Los datos petrográficos, mineralógicos y geoquímicos y las relaciones de campo sugieren que los diques dacíticos y la granodiorita de Los Pedroches son cogenéticos y probablemente comagmáticos. Similares conclusiones se pueden deducir para los diques riolíticos y los plutones graníticos del batolito. Los diques traquiandesíticos no tienen equivalente plutónico; sin embargo, algunos enclaves máficos microgranulares presentes con frecuencia en las facies granodioríticas son semejantes a estos diques y posiblemente cogenéticos con ellos (Carracedo *et al.*, 1996).

#### *Características generales de los diques*

**Diques traquiandesíticos:** Intruyen tanto al plutón granodiorítico como al encajante próximo y están cortados por los diques dacíticos y riolíticos. No afloran en relación con los plutones graníticos. Son localmente sin-plutónicos con el magma granodiorítico. Adoptan direcciones tendentes a N-S (N30W a N15E) y buzamientos subverticales. Cuando intruyen en los metasedimentos carboníferos se disponen según direcciones N130-140E, subparalelas a las directrices es-

tructurales hercínicas. Sus potencias y longitudes oscilan entre 0,5-15 m y 0,4-8 km, respectivamente. En ocasiones desarrollan bordes de enfriamiento rápido. Normalmente, los diques traquiandesíticos están acompañados por otros dacíticos, más tardíos, formando haces lineales (de 5-60 diques) que ocupan áreas de hasta 10x5 km. En algunos casos, ambos tipos forman diques compuestos. Diferentes estructuras y texturas reflejan procesos de hibridación entre ambos fundidos y ponen de manifiesto su emplazamiento prácticamente simultáneo, aunque ligeramente posterior de los diques más ácidos.

Los diques traquiandesíticos son porfídicos y están formados por fenocristales de plagioclasa (An<sub>40-32</sub>, 1-30 mm), biotita euhedral (1-3 mm), anfíbol (hornblenda actinolítica y actinolita-tremolita; 1-2 mm) y cuarzo (1-10 mm), inmersos en una matriz afanítica de color negro, de textura variable entre criptocrystalina, hipidiomórfica equigranular, micropoiquilítica y fluidal, compuesta por los mismos minerales que aparecen como fenocristales ± feldespato potásico. Circón, apatito, opacos (ilmenita, magnetita y hematites), esfena y esporádica allanita son accesorios. Las rocas de este grupo son, en función de su composi-

ción química, traquiandesitas potásicas o latitas (clasificación TAS; Le Maitre, 1989). Son rocas metaaluminosas ( $\bar{X} A/CNK=0,82$ ) con contenidos intermedios en sílice ( $\bar{X} SiO_2=57,9\%$ ) y contenidos elevados en ferromagnesianos ( $\bar{X} B_{(Fe+Mg+Ti)}=226$ ) y potasio ( $\bar{X} K_2O=3,9\%$ ). Definen una asociación cafémica sub-alcalina o monzonítica que tiene, sobre todo en sus términos más básicos, una afinidad shoshonítica (Carracedo *et al.*, 1996).

**Diques dacíticos:** Son intrusivos tanto en el plutón granodiorítico como en el encajante, están a su vez cortados por los diques riolíticos y, al igual que los anteriores, no muestran relación con los macizos graníticos. Forman haces lineales y ocasionalmente diques compuestos con los de tipo traquiandesítico. Adoptan direcciones tendentes a N-S (N30W a N15E) y buzamientos subverticales. Su potencia oscila entre 2 y 25 m y su longitud entre 0,4-10 km.

Se pueden considerar dos subtipos de diques dacíticos: (i) porfídicos, con matriz afanítica microcristalina de color negro a gris oscuro con anfíbol ocasional y (ii) porfídicos, con matriz de color gris microcristalina a microgranular o granofídica, sin anfíbol. Los fenocristales son, en ambos tipos de diques, de plagioclasa (1-40 mm;  $An_{45-23}$ ), cuarzo bipiramidado (1-4 mm) y biotita (1-3 mm); además, en los del primer tipo aparece esporádicamente anfíbol (1-2 mm, hornblenda actinolítica y tremolita-actinolita) y en los del segundo, especialmente en los granofídicos y también de forma ocasional, feldespato potásico (1-20 mm). La matriz está compuesta por los mismos minerales que aparecen en fenocristales y feldespato potásico, con apatito, circón, ilmenita,  $\pm$  esfena,  $\pm$  anfíbol como accesorios. Localmente desarrollan bordes afaníticos de enfriamiento rápido. Los dos tipos de diques tienen una composición química muy similar aunque los oscuros son en general algo más básicos. Se corresponden a dacitas en la clasificación TAS (Le Maitre, 1989) mientras que se expanden por los campos de las granodioritas y de las adamellitas en el diagrama P-Q de Debon y Le Fort (1983). Son rocas ácidas ( $\bar{X} SiO_2 > 66\%$ ), ligeramente metaaluminosas a peraluminosas ( $\bar{X} A/CNK \sim 1$ ), con contenidos medios en ferromagnesianos ( $\bar{X} B_{(Fe+Mg+Ti)}=93$  para los claros; más altos, próxima a 100, en los oscuros) y elevados en potasio ( $\bar{X} K_2O=3,9\%$ ). Estas rocas definen una asociación aluminocafémica de carácter calco-alcalino alta en  $K_2O$  (Carracedo *et al.*, 1996).

**Diques riolíticos:** La mayor parte presentan direcciones N120E-130E y tendencia subvertical, aunque excepcionalmente adoptan direcciones tendentes a N-S, variables entre N150E y N170E. Son tanto de tipo simple como múltiple y muy rara vez forman diques compuestos con magmas de afinidad dacítica. Su potencia varía entre 0,5 y 150 m y algunos diques simples, perfectamente individualizados, tienen entre 10-25 km

de corrida. El haz lineal principal, compuesto por alrededor de 100 diques, se extiende a lo largo de 130 km y tiene una anchura variable entre 2 y 12 km. Los diques riolíticos cortan a los plutones graníticos aunque en algunos casos intruyen sólo en las zonas de borde (*p.e.* Cerro Mogábar, Fig.1). Como se había señalado anteriormente, estos diques cortan tanto a los traquiandesíticos como a los dacíticos.

Están en general formados por rocas de textura porfídica, rara vez aféricas, con fenocristales de cuarzo (1-5 mm), feldespato potásico (1-10 mm), plagioclasa (1-9 mm; albita) y biotita (0,3-4 mm) incluidos en una matriz afanítica a fanerítica de composición granítica con moscovita secundaria. Megacristales de feldespato potásico (1-9 cm) y de cuarzo (0,5-1,5 cm) son frecuentes en muchos diques. Circón, apatito y opacos (ilmenita) son los accesorios habituales. Presentan en ocasiones bordes de enfriamiento rápido. Se pueden diferenciar varios tipos: i) porfidos graníticos, con matriz fanerítica de grano fino, ii) porfidos riolíticos, con matriz afanítica microcristalina, iii) felsitas afaníticas aféricas y iv) porfidos granofídicos o granofidos, con matriz granofídica afanítica a fanerítica. Las diferencias texturales contrastan con su homogeneidad química. Todos ellos pueden clasificarse como riolitas en el diagrama TAS (Le Maitre, 1989) o granitos y adamellitas en el diagrama P-Q de Debon y Le Fort (1983). Son rocas ácidas ( $\bar{X} SiO_2=72\%$ ) peraluminosas ( $\bar{X} A/CNK > 1$ ), pobres en ferromagnesianos ( $\bar{X} B_{(Fe+Mg+Ti)} ca. 50$ ) y ricas en potasio ( $\bar{X} K_2O=5\%$ ). Los diques riolíticos son los términos más aluminosos de una asociación aluminocafémica de carácter calco-alcalino alta en  $K_2O$  (Carracedo *et al.*, 1996).

### Modelo de emplazamiento de los diques

Los diques se emplazan en un régimen tectónico transtensivo de carácter dextro, activo durante el emplazamiento de todo el batolito de los Pedroches (Aranguren *et al.*, 1997). Las fracturas de tipo Riedel desarrolladas en este régimen transtensivo son las que potencialmente permitirían el ascenso de estos magmas. Los magmas traquiandesíticos y dacíticos se emplazarían a favor de fracturas antitéticas R' mientras que los riolíticos utilizarían fracturas sintéticas R (Fig. 1).

La intrusión del complejo filoniano se desarrolla de forma progresiva, a medida que avanza el enfriamiento y solidificación de los magmas granodioríticos y graníticos y se forman las fracturas R' y R. Los diques traquiandesíticos y dacíticos intruyen durante el enfriamiento de los magmas y después de la solidificación de las rocas granodioríticas en el actual nivel de exposición, pero antes del emplazamiento de los plutones graníticos. Los diques riolíticos se emplazan con posterioridad a la solidificación del plutón granítico principal (plutón de Cardeña-Virgen de la Cabeza; Larrea, 1998; Fig.1) pero de forma casi sincrónica, aunque ligeramente posterior, a la intrusión de algunos de los plutones graníticos menores (*p.e.* Cerro Mogábar;

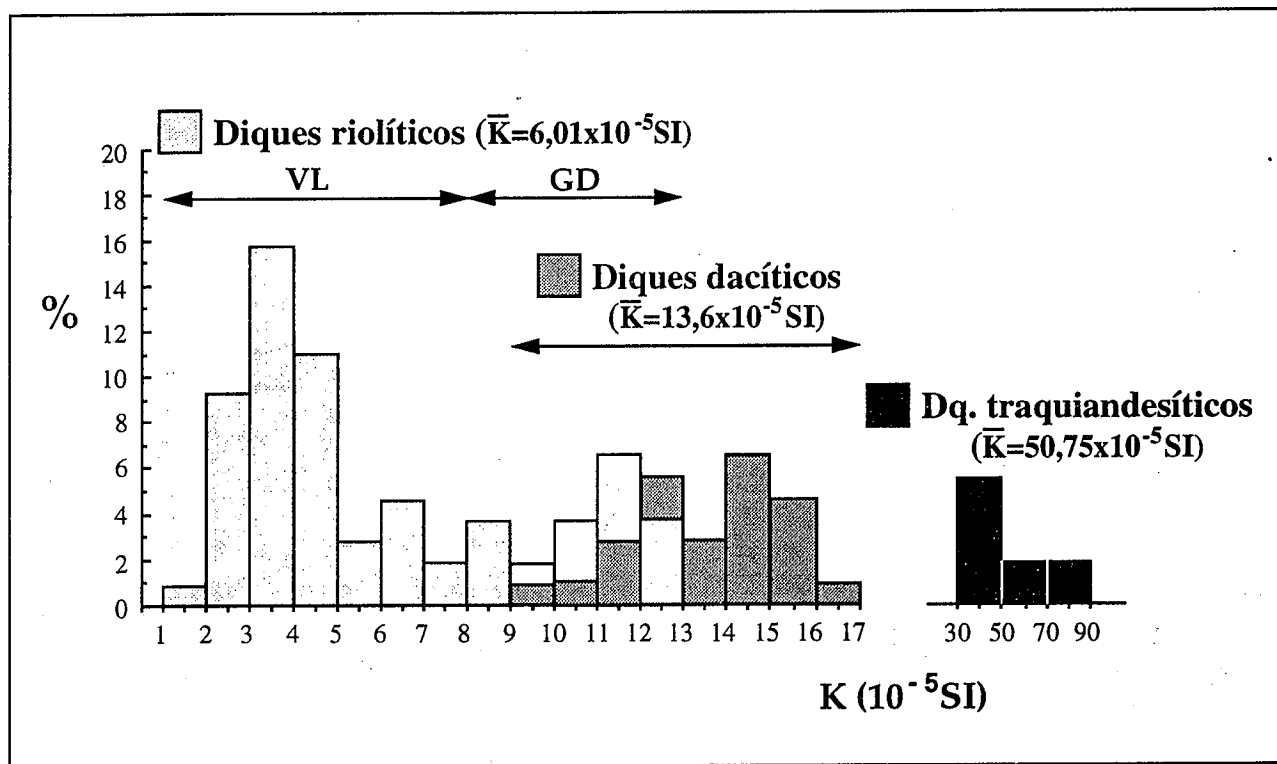


Figura 2.- Histograma de frecuencias de la susceptibilidad magnética (K) de los diques riolíticos, dacíticos y traquiandesíticos, señalando el valor medio de K para cada litotipo (ver texto para comentarios). VL= dique Virgen de Luna, GD = dique Guadarramilla.

Carracedo, 1991; Fig.1).

Aunque *a priori* rocas fuertemente anisótropas como las del encajante debieran favorecer la propagación de los diques, el gran desarrollo lateral del complejo filoniano de Los Pedroches es frenado por el límite batolito-encajante, excepto en el borde SE, donde los diques evolucionan a *sills* cuando intruyen en el encajante a favor de la anisotropía principal (Fig. 1). El batolito de Los Pedroches ejerce por tanto un fuerte control reológico y estructural en la construcción del complejo filoniano. Durante el régimen transtensivo, probablemente el carácter masivo y poco anisótropo del batolito favorece la generación de fracturas Riedel y emplazamiento de diques frente al carácter fuertemente anisótropo del encajante, cuya anisotropía principal, la foliación, condiciona el emplazamiento de los diques.

Existe una relación clara entre las dimensiones (potencia y longitud) y la composición de los tres tipos de diques; los diques menos potentes son los traquiandesíticos, seguidos de los dacíticos y los diques más potentes y con mayor desarrollo lateral son los riolíticos, éstos, a su vez, los más abundantes. Según Wada (1994), el parámetro que controla la potencia de los diques, y por tanto su desarrollo lateral, es la viscosidad del magma; los magmas máficos, poco viscosos, desarrollan diques menos potentes que los magmas félsicos, muy viscosos. Por otro lado, según Gudmundsson (1990), la potencia de los diques decrece con la profundidad mientras que su longitud y número aumentan. Para Jolly y Sanderson (1995), la potencia y el espaciado de los diques aumenta con la distancia a

la zona de generación de magma.

### Fábrica magnética

Un cuerpo isótropo que es sometido a la acción de un campo magnético inductor H, presenta una imantación inducida de intensidad constante M, tal que:  $M=[K] \times H$ , siendo K un escalar conocido como la susceptibilidad magnética. En campo magnético bajo y para un cuerpo anisótropo, K es un tensor de 2º orden representado geoméricamente por un elipsoide triaxial de ejes  $K_1 \geq K_2 \geq K_3$ : el eje largo del elipsoide magnético,  $K_1$ , es la lineación magnética y  $K_3$ , el eje corto del elipsoide, es el polo de la foliación magnética. Graham (1954) predijo el potencial de la Anisotropía de la Susceptibilidad Magnética (ASM) en el estudio de la fábrica de las rocas debido al paralelismo de la fábrica magnética con la fábrica (tectónica, sedimentaria o magmática) de las rocas.

La medida de la fábrica magnética en campo bajo (ASM) es una técnica rápida y sencilla con numerosas aplicaciones en el campo de la tectónica (Borradaile, 1988; Borradaile y Henry, 1997) que durante los últimos años se ha aplicado sistemáticamente en rocas ígneas plutónicas, especialmente en las de carácter ácido, debido principalmente a que presentan habitualmente una mineralogía magnética y fábrica simples. De este modo, la ASM se ha convertido en la única técnica capaz de abordar con garantías el análisis estructural y modo de emplazamiento de rocas ígneas, demostrando que estas rocas, lejos de ser isótropas, presentan una gran homo-

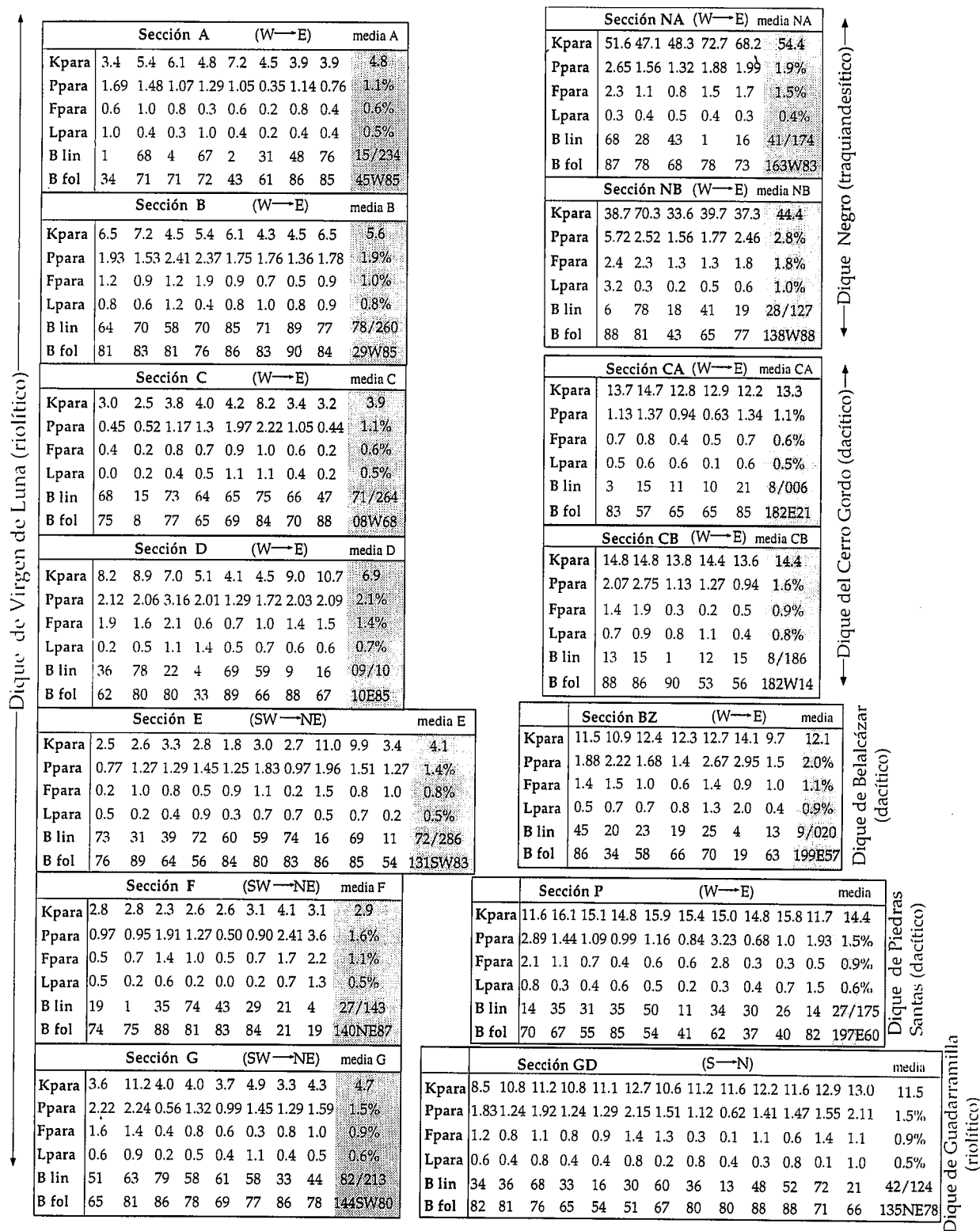


Figura 3.- Tablas correspondientes a todas las secciones transversales realizadas en los diques en la que se muestra, testigo por testigo, la variación de las magnitudes de la susceptibilidad magnética (K), anisotropía total (Ppara), anisotropía planar (Fpara), anisotropía lineal (Lpara), buzamiento de la lineación magnética (B lin) y buzamiento de la foliación (B fol), con su correspondiente media para cada sección (fondo tramado). En cada sección se señala su orientación con respecto a la dirección del dique.

geneidad estructural sobre enormes distancias (Bouchez, 1997; Olivier *et al.*, 1997).

Para abordar el estudio estructural del complejo filoniano que atraviesa el batolito de Los Pedroches se

han seleccionado diques (tres litotipos diferentes) aislados, bien individualizados y de variada orientación, que presentan afloramiento continuo en sección transversal, realizando en total 14 secciones transversales en

6 diques distintos (Fig. 1). En concreto, ocho secciones en dos diques riolíticos (siete secciones en un solo dique, elegido porque cambia su dirección de NS a N135E), cuatro secciones en tres diques dacíticos distintos y dos secciones en un dique traquiandesítico (Figs. 3, 5 y 6). Dependiendo de la potencia del dique, en cada sección transversal se han obtenido entre 5-13 testigos orientados, mediante una sondeadora portátil provista de un trépano amagnético con corona de diamante y refrigerada con agua. En total se han obtenido y analizado, mediante ASM, 254 muestras de 25 mm de diámetro y 22 mm de largo. Una vez talladas las muestras, con el resto del testigo se han realizado láminas delgadas para el estudio mineralógico y microestructural. Las medidas se han realizado en un susceptómetro Kappabridge KLY-2 que opera en campo magnético bajo ( $\pm 4 \times 10^{-4}$  T y 920 Hz) con un límite de detección o sensibilidad de aproximadamente  $5 \times 10^{-8}$  SI.

En algunos trabajos se sigue la estrategia de muestrear únicamente las zonas más cercanas ( $\sim 5$  cm) al borde de los diques por ser la zona donde el magma sufre las mayores tasas de deformación por cizalla y en donde mejor se registra y fosiliza la dirección de flujo. En nuestro caso, en ninguna de las secciones aflora el contacto dique-encajante, pero se supone muy cercano ( $< 50$  cm), de modo que se ha realizado el muestreo en toda la sección transversal de un dique, justamente para observar la variabilidad de las estructuras a través del dique, aspecto éste no tratado en la mayor parte, por no decir todos, de los estudios estructurales en diques.

#### Análisis cuantitativo

La magnitud de la susceptibilidad magnética ( $K=1/3 (K_1+K_2+K_3)$ ) varía en su totalidad entre 1,8 y  $72,7 \times 10^{-5}$  SI y los tres tipos composicionales se diferencian claramente por sus distintos rangos de variación de K (Fig. 2):

Riolitas: K entre  $1,8-13,0 \times 10^{-5}$  SI ( $K_{media}=6,0 \times 10^{-5}$  SI).

Dacitas: K entre  $9,7-16,1 \times 10^{-5}$  SI ( $K_{media}=13,6 \times 10^{-5}$  SI).

Traquiandesitas: K entre  $33,6-72,7 \times 10^{-5}$  SI ( $K_{media}=50,75 \times 10^{-5}$  SI).

Estos bajos valores de K reflejan un carácter paramagnético dominante para estas rocas (Rochette, 1987) y únicamente en algunas muestras de los diques traquiandesíticos se sospecha la existencia de una contribución ferromagnética. En rocas ígneas «paramagnéticas» existe una estrecha correlación entre la composición petrográfica y la magnitud de la susceptibilidad magnética (Gleizes *et al.*, 1993), de manera que la variación de K refleja variaciones composicionales. En el histograma de frecuencias de la figura 2 existe un solapamiento, un rango de K común, entre las riolitas y las dacitas; en cambio, entre éstos y las traquiandesitas existe un fuerte salto (salto composicional) en la magnitud de K. En la figura 2 se

observa cómo la distribución de K presenta dos máximos bien diferenciados para las riolitas y también para las dacitas. Respecto a las riolitas, el primer máximo corresponde al dique de Virgen de Luna ( $K_{media}=4,8 \times 10^{-5}$  SI) y el segundo pico, que se solapa con las dacitas, corresponde al dique de Guadarramilla ( $K_{media}=11,4 \times 10^{-5}$  SI), lo que permitiría clasificarlo como una riolacita. En cuanto a las dacitas, el segundo máximo pertenece claramente al dique de Piedras Santas y es por tanto el dique de carácter más «básico» (exceptuando al Dique Negro traquiandesítico).

A nivel de dique hay que destacar la gran homogeneidad composicional que se deduce en las secciones transversales de acuerdo con la pequeña variación de K en esa dirección (Fig. 3), incluso en los diques riolíticos, donde se observan fuertes variaciones texturales, de tamaño de grano, contenido en fenocristales, etc. En cambio, a lo largo de los diques (dique Virgen de Luna) la variación de K puede ser muy importante, indicando la existencia de importantes variaciones composicionales lateralmente (Fig. 3).

Existe una serie de parámetros, obtenidos mediante simples relaciones entre las intensidades de los ejes del elipsoide magnético, que permiten cuantificar la fábrica de las rocas. Los parámetros más utilizados son: la anisotropía total ( $P=K_1/K_3$ ), la anisotropía planar ( $F=K_2/K_3$ ) y la anisotropía lineal ( $L=K_1/K_2$ ). Como es habitual en rocas con bajas susceptibilidades, estos parámetros se han corregido eliminando la contribución diamagnética debida al cuarzo y al feldespato (considerada isótropa y constante,  $D=-1,4 \times 10^{-5}$  SI), para evitar el aumento «artificial» de P en las muestras con valores de K más bajos (al tender  $K_3$  a cero) (Bouchez *et al.*, 1987). Estos parámetros, corregidos y expresados en porcentaje, se recalculan del siguiente modo:  $P_{para}\% = 100 [ ((K_1 + 1,4) / (K_3 + 1,4)) - 1 ]$ ,  $F_{para}\% = 100 [ ((K_2 + 1,4) / (K_3 + 1,4)) - 1 ]$ ,  $L_{para}\% = 100 [ ((K_1 + 1,4) / (K_2 + 1,4)) - 1 ]$ .

Los valores de  $P_{para}\%$  (Fig. 3) son muy bajos, varían entre 0,5-3,2 (para el 76%  $P_{para}\% < 2$ ), como cabría esperar del carácter magmático y poco anisótropo de estas rocas. Para que sirva de referente, se considera de forma aproximada que valores de  $P_{para}\% < 5$  caracterizan las estructuras magmáticas (valores de  $P_{para}\% < 3$  corresponde a rocas muy poco orientadas,  $P_{para}\% > 3$  corresponden a rocas con una estructura planar/linear bien visible en el campo) y  $P_{para}\% > 5-7$  corresponde a rocas fuertemente orientadas, en general por deformación en estado sólido (sólo una muestra del borde de un dique traquiandesítico muestra un valor de  $P_{para}\%=5,72$  que en afloramiento se corresponde con una orientación muy acusada). Aunque no es la regla general, los valores más altos de  $P_{para}\%$  se alcanzan en los bordes de los diques (Fig. 3). Localmente, los diques riolíticos presentan anisotropías extremadamente bajas.

Si observamos los valores de F y L para cada testigo (Fig. 3), veremos cómo las fábricas magnéticas son en general de carácter planar ( $F > L$ ). Para visualizar de forma global y sencilla la geometría del elipsoide mag-

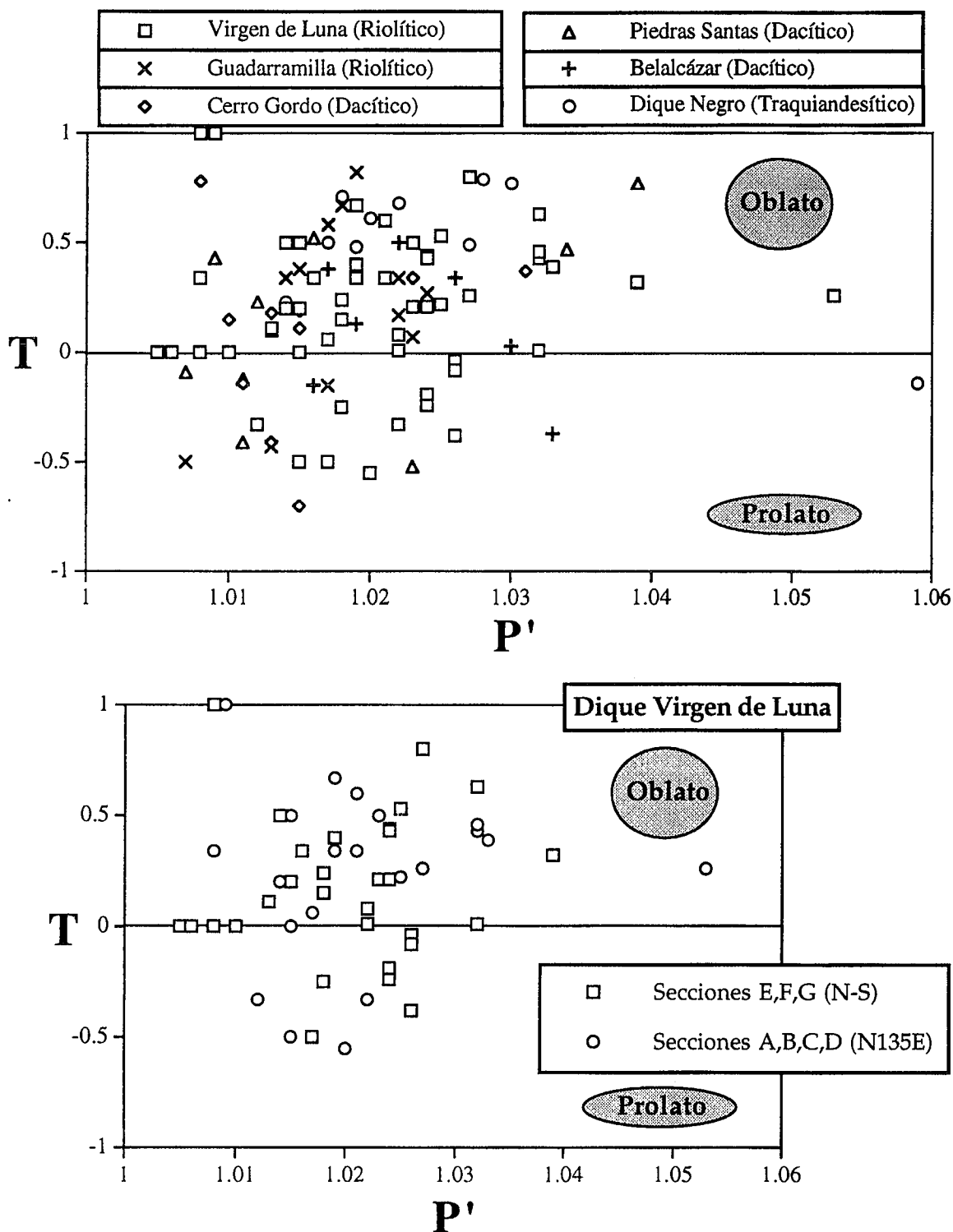


Figura 4.- A) Diagrama (Jelinek, 1981) de grado de anisotropía (P') frente a parámetro de forma (T) del elipsoide de la susceptibilidad, en la que se diferencian los diques estudiados (ver texto). B) El mismo diagrama P'-T para un solo dique (dique riolítico de Virgen de Luna) en el que se diferencian las secciones de los tramos N-S y N120E del dique.

nético se utiliza el diagrama T-P' (Fig. 4). Los parámetros T (parámetro de forma) y P' (grado de anisotropía corregido) se calculan, según Jelinek (1981), de acuerdo con las siguientes ecuaciones:

$$T = (\log F - \log L) / (\log F + \log L)$$

pudiendo variar entre T=-1 (elipsoides uniaxiales

prolotos), T=0 (elipsoide plano-linear) y T=1 (elipsoides uniaxiales oblatos)

$$P' = \exp[2(a_1^2 + a_2^2 + a_3^2)]^{1/2}$$

donde  $a_1 = \ln(K_1/K)$ ,  $a_2 = \ln(K_2/K)$ , y  $a_3 = \ln(K_3/K)$ , siendo  $K = (K_1 + K_2 + K_3) / 3$  (P'=1 representa una esfera o fábrica isotropa).



Los elipsoides presentan en general un carácter planolinear con una clara tendencia al desarrollo de elipsoides oblatos (Fig. 4a). Este efecto se atribuye en general a la anisotropía magnetocristalina planar de la biotita. No existe correlación alguna entre el grado de anisotropía ( $P'$ ) y la geometría del elipsoide magnético ( $T$ ), ni tampoco se observa ninguna relación preferente con respecto a algún tipo concreto de diques ni respecto a una orientación determinada de diques. Incluso cuando en un mismo dique pasamos de dirección NS a N135E, como en Virgen de Luna, tampoco se observan cambios en la geometría del elipsoide magnético (Fig. 4b).

#### Análisis direccional

Los diques estudiados han sido estructurados en estado magmático y los signos de deformación en estado sólido destacan por su ausencia (Paterson *et al.*, 1989). El análisis mineralógico de los diques indica que la biotita ( $\pm$  anfíbol en las traquiandesitas) es la principal responsable del magnetismo de estas rocas, por tanto la fábrica magnética reflejará la fábrica magmática definida por la orientación preferente de forma de estos minerales (Guillet *et al.*, 1983; Darrozes *et al.*, 1994). La foliación y la lineación magnéticas se corresponden respectivamente con el plano de aplastamiento y dirección de estiramiento adquiridas durante la cristalización final del magma en la fractura.

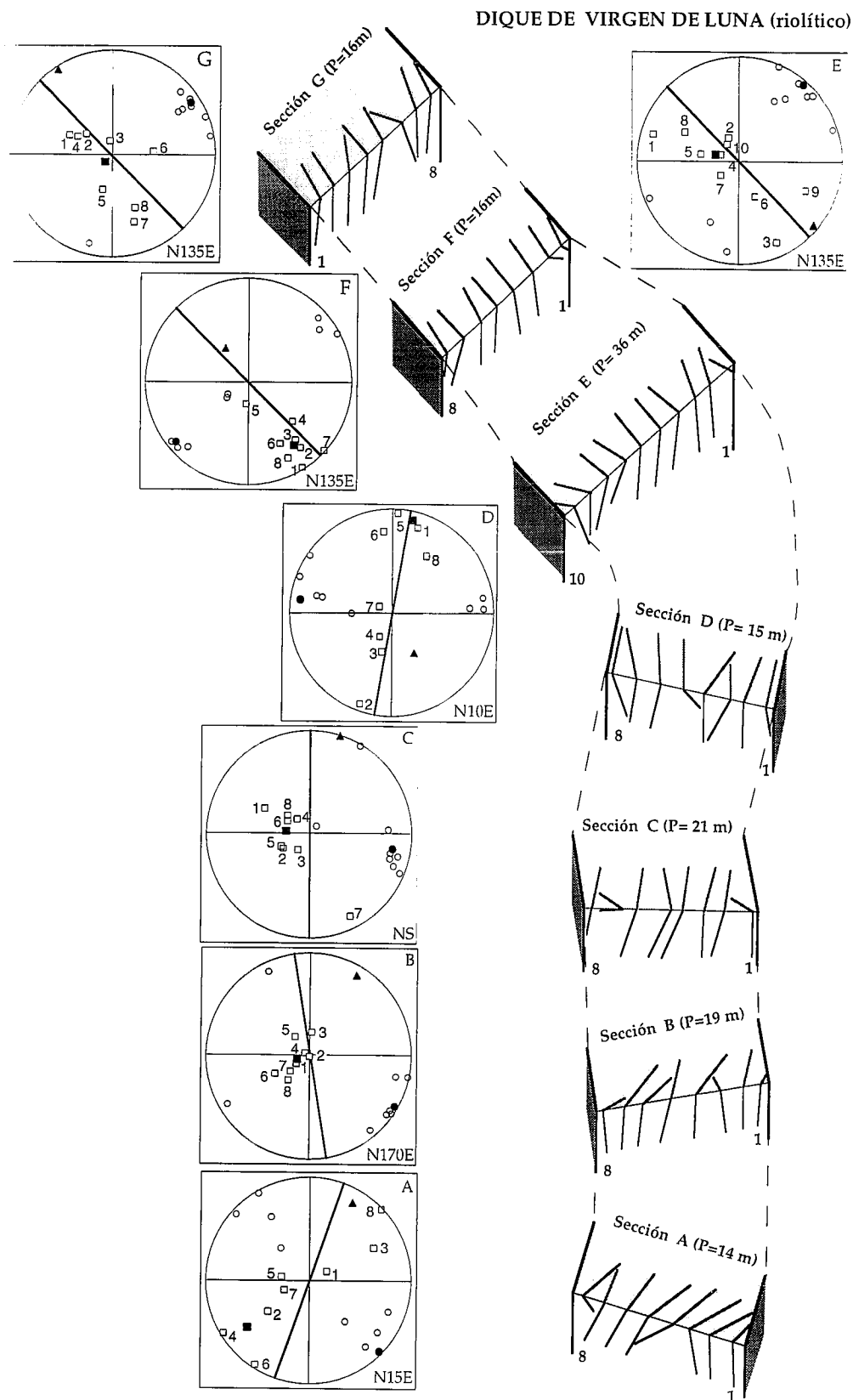
Las direcciones de ASM están generalmente bien agrupadas: observando las orientaciones medias en los diagramas veremos cómo  $K_3$ , el polo de la foliación magnética, es perpendicular al plano del dique y  $K_1$ , la lineación magnética, está contenida en este plano (Fig. 5 y 6). Por tanto, todas las secciones se caracterizan por presentar una «fábrica magnética normal» ( $K_3$  perpendicular al plano del dique). Curiosamente esto contrasta con otros trabajos en los que se ha estudiado la estructura de diques (básicos) mediante ASM donde, aproximadamente, sólo el 50% de los diques presenta «fábrica normal», siendo el resto diques caracterizados por «fábricas inversas» ( $K_1$  perpendicular al plano del dique) y «fábricas intermedias» ( $K_2$  perpendicular al plano del dique) (Rochette *et al.*, 1991; Rochette *et al.*, 1992; Raposo y Ernesto, 1995). En mayor o menor medida, otros trabajos también señalan la existencia de fábricas «anormales» (Cadmán *et al.*, 1992; Bates y Mushayandebvu, 1995). Todos ellos tienen en común el análisis de la fábrica magnética de diques básicos, caracterizados por un comportamiento ferromagnético (magnetita) que complica la interpretación de la fábrica magnética. En cambio, los diques de naturaleza ácida estudiados en este trabajo presentan un comportamiento paramagnético que facilita el análisis e interpretación de la fábrica magnética obtenida.

La foliación magnética es siempre muy regular en cuanto a orientación y buzamiento (Fig. 3, 5 y 6). En cambio, en detalle, en algunas secciones transversales la distribución de la lineación magnética es algo más complicada e irregular ya que en testigos contiguos su

buzamiento puede pasar de ser subhorizontal a ser subvertical (*p.e.* secciones A y E, en las figuras 3, 5, 6). Estas variaciones bruscas en sección transversal de la lineación magnética reflejan cambios en la dinámica del flujo de magma en un mismo conducto o fractura y demuestra que el ascenso de magma a través de la corteza se realiza en forma de pulsos de magma (diques múltiples) y que, por tanto, la construcción de plutones y batolitos se lleva a cabo por coalescencia en el nivel de emplazamiento de estos pulsos de magma. Como sugieren Varga *et al.* (1998), los cambios en la dirección de flujo son probablemente más comunes en diques potentes, como los presentados en este trabajo, y de larga vida que en diques delgados típicos como los de la corteza oceánica.

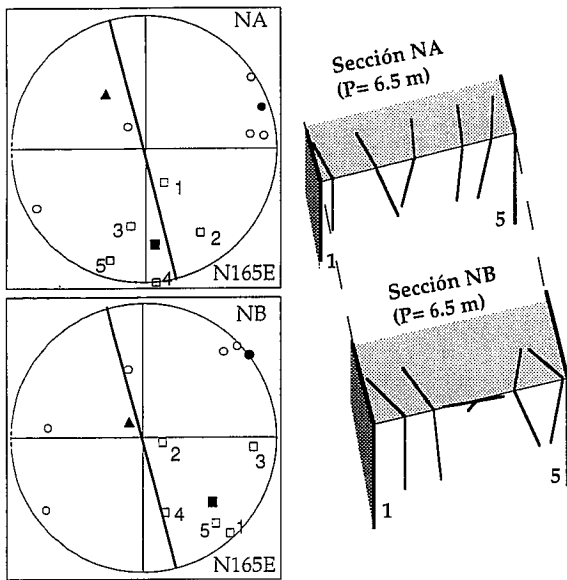
El criterio de sentido de oblicuidad contrario de  $K_1$  en las paredes opuestas de un dique que utilizan Knight y Walker (1988), Staudigel *et al.* (1992) y, recientemente, Varga *et al.*, (1998) para obtener el sentido de flujo, no funciona en los diques estudiados en este trabajo, aunque quizás podría funcionar para la sección NA. Estas imbricaciones opuestas se adquieren por gradientes de velocidad (Komar, 1976), de borde a centro de dique, en magmas inyectados en fracturas no activas; en cambio, en magmas inyectados en fracturas activas (en régimen de cizalla simple) los elementos estructurales, ya sea foliación o lineación, presentan el mismo sentido de oblicuidad en las dos paredes del dique (Blanchard *et al.*, 1979; Blumenfeld y Bouchez, 1988). Esto último parece observarse en los diques estudiados. Efectivamente, esta oblicuidad es especialmente llamativa e ilustrativa en el sector NS del dique Virgen de Luna (secciones A, B, C; Fig. 5) y ocurre de forma más o menos organizada en los diques NS. Además, el sentido de movimiento que se deduce de estas oblicuidades para los diques NS concuerda con el modelo de emplazamiento (Fig. 1). En cambio los sectores N120-130E de Virgen de Luna y el dique N120-130E de Guadarramilla aparecen mejor estructurados y con oblicuidades menos exageradas y por tanto más confusas. En cualquier caso éste es un aspecto que necesita de estudios de fábrica más locales y más detallados.

En los diques N-S (traquiandesíticos y dacíticos) la lineación magnética medida es siempre subhorizontal (Fig. 3 y 6). En estos diques se han realizado sólo una o dos secciones en cada dique, por lo que suponemos que se podrían detectar zonas con lineaciones subverticales. En cambio en los diques riolíticos N120-130E, en los cuales se ha realizado el mayor número de secciones en un mismo dique, la lineación magnética cambia, de una sección transversal a otra, desde subhorizontal hasta subvertical, señalando la existencia de numerosos puntos de alimentación de magma. La existencia en distancias cortas de cambios bruscos en la dirección de flujo del magma en diques ha sido puesto de manifiesto en numerosos estudios (Baer y Reches, 1987; Knight y Walker, 1988; Raposo y Ernesto, 1995; Varga *et al.*, 1998), indicando la complejidad del proceso de inyección de magma en los diques.

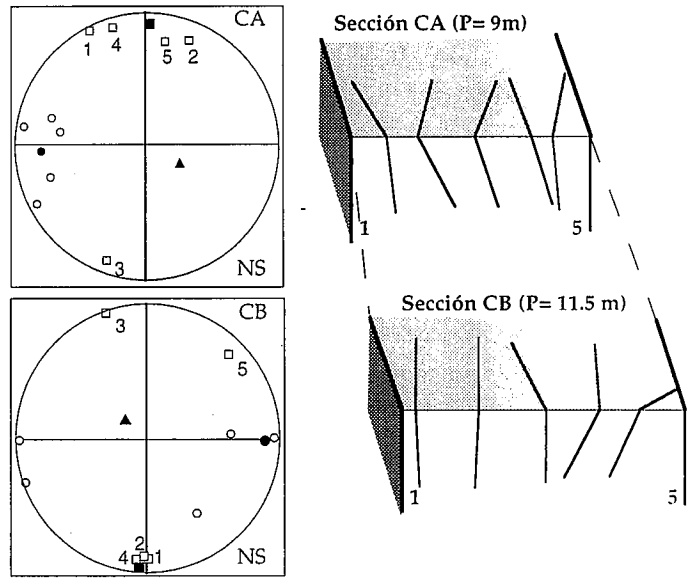


**Figura 5.-** Dique riolítico del Santuario de la Virgen de Luna (7 secciones). Esquema del dique que cambia de dirección NS a N135E, con las diversas secciones situadas en posición relativa real. En cada sección, además de señalar su potencia, se han dibujado las trayectorias de la foliación magnética sobre plano horizontal y su traza en sección vertical. Junto a cada sección se presentan los diagramas de orientación respectivos (equiareal, hemisferio inferior) indicando la dirección del dique, la orientación de  $K_1$  (cuadrados; lineación magnética) y  $K_3$  (círculos; polo de la foliación magnética) para todos los testigos (símbolos vacíos) y la media de estos elementos estructurales para toda la sección (símbolos rellenos). Las orientaciones de  $K_2$  de cada testigo no se han representado para mejorar la visualización de los diagramas, pero en cambio sí se ha representado la orientación media de  $K_2$  para todo el dique. Los números situados al lado de cada lineación indican su situación en la sección.

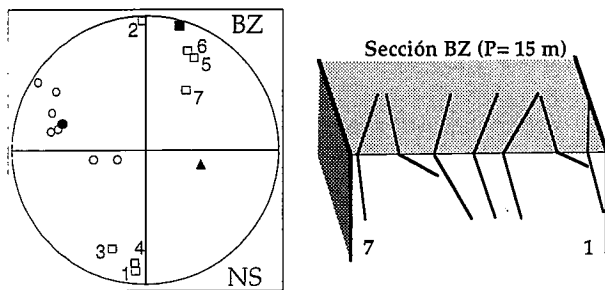
## Dique Negro (traquiandesítico)



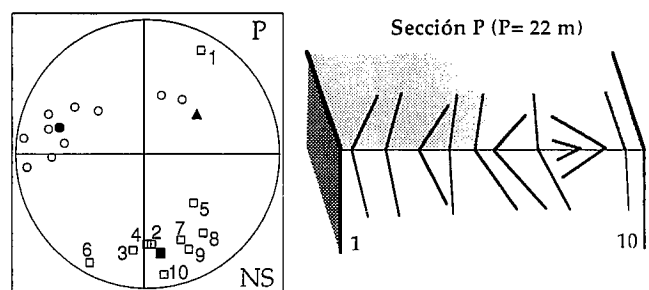
## Dique del Cerro Gordo (dacítico)



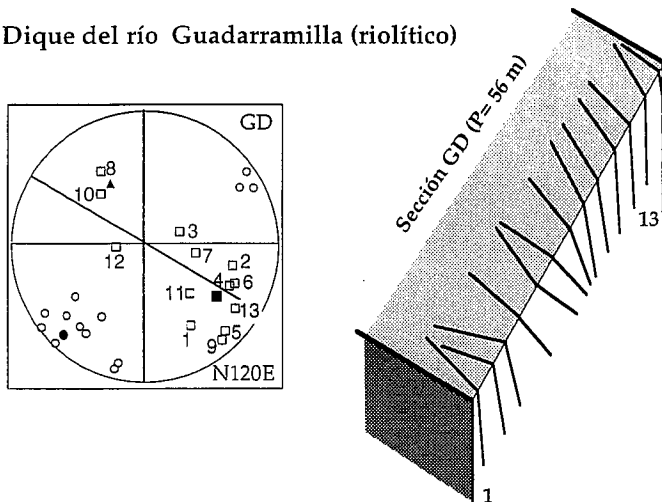
## Dique de Belalcázar (dacítico)



## Dique de Piedras Santas (dacítico)



## Dique del río Guadarramilla (riolítico)



**Figura 6.-** Diques dacíticos (4 secciones en tres diques), dique traquiandesítico (2 secciones en un dique) y dique riolítico (1 sección en un dique). En cada sección, además de señalar su potencia, se han dibujado las trayectorias de la foliación magnética sobre plano horizontal y su traza en sección vertical. Junto a cada sección se presentan los diagramas de orientación respectivos (equiareal, hemisferio inferior) indicando la dirección del dique, la orientación de  $K_1$  (cuadrados; lineación magnética) y  $K_3$  (círculos; polo de la foliación magnética) para todos los testigos (símbolos vacíos) y la media de estos elementos estructurales para toda la sección (símbolos rellenos). Las orientaciones de  $K_2$  de cada testigo no se han representado para mejorar la visualización de los diagramas, pero en cambio sí se ha representado la orientación media de  $K_2$  para todo el dique. Los números situados al lado de cada lineación indican su situación en la sección.

De las 14 secciones realizadas, sólo dos muestran claramente lineaciones verticales (secciones B y C de Virgen de Luna; Fig. 5) o, siendo algo más flexibles, cuatro presentan lineaciones magnéticas que indican predominantemente flujo vertical de magma (secciones B, C, E y G de Virgen de Luna; Fig. 5). Las diez restantes se caracterizan por flujo de magma subhorizontal. El flujo lateral de magma sobre grandes distancias (en algunos casos de decenas y centenares de kilómetros) parece ser característico de la dinámica de flujo de magma en numerosas redes de diques (Ernst, 1990; Cadman *et al.*, 1992; Ernst y Baragar, 1992; Puranen *et al.*, 1992; Staudigel *et al.*, 1992; Bates y Mushayandebvu, 1995; Raposo y Ernesto, 1995). En este sentido, el sector que comprende los diques estudiados no estaría situado en la vertical del foco de origen del magma.

### Conclusiones

a) Los tres tipos composicionales de diques se distinguen perfectamente por el valor de la susceptibilidad magnética (K). El valor de K permite incluso diferenciar subtipos dentro de un mismo litotipo. La utilización de un susceptómetro portátil KT-9 permitiría diferenciarlos sobre afloramiento de un modo rápido y sencillo y realizar del mismo modo secciones transversales y longitudinales muy completas, para detectar variaciones composicionales.

b) Los diques presentan anisotropías muy bajas (valor máximo de  $P_{\text{para}}\% = 3,2$  y para el 76% de los testigos  $P_{\text{para}}\% < 2$ ), excepto de manera local en los bordes de los diques, donde se alcanzan los valores más altos. En este sentido, la ASM se presenta como la única técnica capaz de determinar la estructura interna de estos diques.

c) Las direcciones de ASM están generalmente bien agrupadas y todas las secciones se caracterizan por presentar una «fábrica magnética normal» ( $K_3$  perpendicular al plano del dique).

d) La foliación magnética es siempre muy regular en cuanto a orientación y buzamiento. En cambio, la existencia de cambios bruscos en el buzamiento de la lineación magnética en una misma sección refleja cambios en la dinámica del flujo de magma en un mismo conducto o fractura y sugiere que un mismo dique puede haber sido reutilizado como vía de ascenso de pulsos de magma distintos en el tiempo.

e) En general domina el flujo lateral de magma. En los diques N-S (traquiandesíticos y dacíticos) la lineación magnética es siempre subhorizontal. En los diques riolíticos N120-130E, en los que se ha realizado el mayor número de secciones en un mismo dique, la lineación magnética cambia, de una sección transversal a otra, desde subhorizontal hasta subvertical, señalando la existencia a lo largo de un mismo dique de diferentes puntos de inyección de magma.

f) Para determinar la estructura interna de un dique conviene realizar secciones transversales lo más completas posibles. Un reducido número de testigos puede conducir a resultados no claros o erróneos, sobre todo

en la orientación de la lineación magnética (dirección de flujo de magma), aspecto éste fundamental en estudios estructurales de diques.

Este trabajo ha sido financiado por los proyectos PB96-1452-C03-03 de la DGICYT y UPV 130.310-EB207/96. Se agradecen las sugerencias aportadas por los Drs. C. Villaseca, F. Bellido y el editor principal de la revista Dr. J.P. Calvo Sorando, que han contribuido a la mejora del manuscrito original.

### Bibliografía

- 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: *Granite: from Segregation of Melt to Emplacement Fabrics* (J.L. Bouchez, D.H.W. Hutton y W.E. Stephens (Eds.)). Kluwer Academic Publishers, The Netherlands, 215-229.
- Baer, G. y Reches, Z. (1987): Flow patterns of magma in dikes, Makhtesh Ramon, Israel. *Geology*, 15: 569-572.
- Bates, M.P. y Mushayandebvu, M.F. (1995): Magnetic fabric in the Umvimeela Dyke, satellite of the Great dyke, Zimbabwe. *Tectonophysics*, 242: 241-254.
- Blanchard, J.P., Boyer, P. y Gagny, C. (1979): Un nouveau critère de sens de mise en place dans une caisse filonienne: le «pincement» des minéraux aux épontes. *Tectonophysics*, 53: 1-25.
- Blumenfeld, P. y Bouchez, J.L. (1988): Shear criteria in granite and migmatite deformed in the magmatic and solid states. *Jour. Struct. Geol.*, 10 (4): 361-372.
- Borradaile, G.J. (1988): Magnetic susceptibility, petrofabrics and strain. *Tectonophysics*, 156: 1-20.
- Borradaile, G.J., Kehlenbeck, M.M. y Werner, T.W. (1994): A magnetotectonic study correlating late Archean deformation in northwestern Ontario. *Can. Jour. Earth Sci.* 31: 1449-1460.
- Borradaile, G.J. y Henry, B. (1997): Tectonic applications of magnetic susceptibility and its anisotropy. *Earth Sci. Reviews*, 42: 49-93.
- Bouchez, J.L. (1997): Granite is never isotropic: an introduction to AMS studies of granitic rocks. En: *Granite: from Segregation of Melt to Emplacement Fabrics* (J.L. Bouchez, D.H.W. Hutton y W.E. Stephens, (Eds.)). Kluwer Academic Publishers, The Netherlands, 95-112.
- Bouchez, J.L., Hutton, D.H.W. y Stephens, W.E. (Eds) (1997): *Granite: from Segregation of Melt to Emplacement Fabrics*. Kluwer Academic Publishers, Netherlands, 358 pp.
- Bouchez, J.L., Bernier, S., Rochette, P. y Guineberteau, B. (1987): Log des susceptibilités magnétiques et anisotropies de susceptibilité dans le granite de Beauvoir: conséquences pour sa mise en place. *Geologie de la France*, Mém. GPF, BRGM Publ., Orléans, 2 (3): 223-232.
- Cadman, A.C., Park, R.G., Tarney, J. y Halls, H.C. (1992): Significance of anisotropy of magnetic susceptibility fabrics in Proterozoic mafic dykes, Hopedale Block, Labrador. *Tectonophysics*, 207: 303-314.
- Carracedo, M. (1991): *Contribución al estudio del batolito de Los Pedroches (Córdoba)*. Tesis doctoral, Universidad del País Vasco, 443 pp. (inédita).
- Carracedo, M., Larrea, F.J., Ortega, L.A. y Gil Ibarra, J.I. (1994): El haz lineal filoniano granítico-adamellítico N120-130E asociado al batolito de Los Pedroches. *Cuad. Lab.*

- Xeol. Laxe*, 19: 305-317.
- Carracedo, M., Larrea, F.J., Ortega, L.A. y Gil Iburguchi, J.I. (1996): The Dyke swarms associated with the Los Pedroches batholith (Iberian Massif): their relations to the latest Variscan stress field variations. En: D. Demaiffe (Ed). *Petrology and Geochemistry of magmatic suites of rocks in the continental and oceanic crust*, Université Libre de Bruxelles, Royal Museum for Central Africa (Tervuren), 261-276.
- Clemens, J.D. y Mawer, C.K. (1992): Granitic magma transport by fracture propagation. *Tectonophysics*, 204: 339-360.
- Cueto, L.A., Fernández, F.J., Larrea, F.J., Lasala, M.J., Quesada, C. y Reyes, J. (1991): Aportación de dataciones Rb-Sr al estudio del batolito de Los Pedroches en la transversal de Pozoblanco. *Resúmenes IV Congreso Nacional de Geoquímica*, Soria, 359-360.
- Darfozes, J., Moisy, M., Olivier, P., Améglio, L. y Bouchez, J.L. (1994): Structure magmatique du granite du Sidobre (Tarn, France): de l'échelle du massif à celle de échantillon. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 318: 243-250.
- Debon, F. y Le Fort, P. (1983): A chemical-mineralogical classification of plutonic rocks and associations. *Trans. Roy. Soc. Edin.*, 73: 13-149.
- Ellwood, B.B. (1978): Flow and emplacement direction determined for selected basaltic bodies using magnetic susceptibility anisotropy measurements. *Earth Planet. Sci. Letters*, 41: 254-264.
- Ernst, R.E. (1990): Magma flow directions in two mafic Proterozoic dyke swarms of the Canadian shield: as estimated using anisotropy of magnetic susceptibility data. En: *Mafic dykes and emplacement mechanisms* (A.J. Parker, P.C. Rickwood y D.H. Tucker, Eds). A.A. Balkema, Netherlands, 231-235.
- Ernst, R.E. y Baragar, W.R.A. (1992): Evidence from magnetic fabric for the flow pattern of magma in the Mackenzie giant radiating dyke swarm. *Nature*, 356: 511-513.
- Fernández Ruiz, F.J., Cueto, L.A., Larrea, F.J. y Quesada, C. (1990): El plutón de El Guijo: petrología, geoquímica, edad y relación con otras rocas del batolito de Los Pedroches. *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, 15: 89-103.
- Gleizes, G., Nédélec, A. y Bouchez, J.L. (1993): Magnetic susceptibility of the Mont-Louis Andorra ilmenite-type granite (Pyrenees): a new tool for the petrographic characterization and regional mapping of zoned granite plutons. *Jour. Geophys. Res.*, 98 (B3): 4317-4331.
- Graham, J.W. (1954): Magnetic susceptibility anisotropy: an unexploited petrofabric element. *Geol. Soc. Am. Abstr. Programs*, 65: 1257-1258.
- Gudmundsson, A. (1990): Emplacement of dikes, sills and crustal magma chambers at divergent plate boundaries. *Tectonophysics*, 176: 257-275.
- Guillet, P., Bouchez, J.L. y Wagner, J.J. (1983): Anisotropy of magnetic susceptibility and magnetic structures in the Guérande granite massif (France). *Tectonics*, 2 (5): 419-429.
- Huertas, M.J. y Villaseca, C. (1994): Les derniers cycles magmatiques posthercyniens du système central espagnol: les essais filoniens calco-alcalins. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, 74: 383-401.
- Jelinek, V. (1981): Characterization of the magnetic fabric of rocks. *Tectonophysics*, 79: 63-67.
- Jolly, R.J.H. y Sanderson, D.J. (1995): Variation in the form and distribution of dykes in the Mull swarm, Scotland. *Jour. Struct. Geol.*, 17 (11): 1543-1557.
- Knight, M. y Walker, P.L. (1988): Magma flow directions in dikes of the Koolau complex, Oahu, determined from magnetic fabric studies. *Jour. Geophys. Res.*, 93 (B5): 4301-4319.
- Komar, P.D. (1976): Phenocryst interactions and the velocity profile of magma flowing through dikes or sills. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 87: 1336-1342.
- Larrea, F.J. (1998): *Caracterización petrológica y geoquímica del sector oriental del batolito de Los Pedroches*. Tesis Doctoral. Universidad del País Vasco, 501 pp. (inédita).
- Larrea, F.J., Carracedo, M., Yusta, I., Ortega, L.A. y Gil Iburguchi, J.I. (1996): Los diques traquiandesíticos asociados al plutón granodiorítico de Los Pedroches (batolito de Los Pedroches, España). *Geogaceta*, 20: 586-589.
- Le Maitre, R.W. (Ed.) (1989): *A classification of Igneous Rocks and Glossary of Terms, Recommendations of the I.U.G.S.*, Blackwell Scientific Publications, Oxford, 193 pp.
- Mertanen, S. y Pesonen, L.J. (1995): Palaeomagnetic and rock magnetic investigations of the Sipoo Subjotnian quartz porphyry and diabase dykes, southern Fennoscandia. *Phys. Earth Planet. Interiors*, 88: 145-175.
- Olivier, Ph., Saint Blanquat, M., Gleizes, G. y Leblanc, D. (1997): Homogeneity of granite fabrics at the metre and decametre scales. En: *Granite: from Segregation of Melt to Emplacement Fabrics* (J.L. Bouchez, D.H.W. Hutton y W.E. Stephens (Eds.)). Kluwer Academic Publishers, Netherlands, 113-127.
- Park, J.K., Tanczyk, E.I. y Deşbarats, A. (1988): Magnetic fabric and its significance in the 1400 Ma Mealy diabase dykes of Labrador, Canada. *Jour. Geophys. Res.*, 93 (B11): 13689-13704.
- Parker, A.J., Rickwood, P.C. y Tucker, D.H. (Eds) (1990): *Mafic dykes and emplacement mechanisms*. Ed. A.A. Balkema, Netherlands, 541 pp.
- Paterson, S.R., Vernon, R.H. y Tobisch, O. (1989): A review of criteria for the identification of magmatic and tectonic foliations in granitoids. *Jour. Struct. Geol.*, 11 (3): 349-363.
- Petford, N. (1996): Dykes or diapirs?. *Trans. Roy. Soc. Edinburgh*, 87: 105-114.
- Petford, N., Kerr, R.C. y Lister, J.R. (1993): Dike transport of granitoid magmas. *Geology*, 21: 845-848.
- Petford, N., Lister, J.R. y Kerr, R.C. (1994): The ascent of felsic magmas in dykes. *Lithos*, 32: 161-168.
- Pitcher, W.S. (1993): *The nature and origin of granite*, Blackie Academic & Professional, Chapman & Hall, London, 321 p.
- Puranen, R., Pekkarinen, L.J. y Pesonen, L.J. (1992): Interpretation of magnetic fabrics in the Early Proterozoic diabase dykes of Keuruu, Central Finland. *Phys. Earth Planet. Interiors*, 72: 68-82.
- Quesada, C., Florido, P., Gumiel, P., Osborne, J., Larrea, F.J., Baeza, L., Bañón, L. y de la Cruz, E. (1987): *Mapa Geológico de Extremadura*, Consejería Industria Energía, Junta Extremadura, 131 p.
- Raposo, M.I.P. y Ernesto, M. (1995): Anisotropy of magnetic susceptibility in the Ponta Grossa dyke swarm (Brazil) and its relationship with magma flow direction. *Phys. Earth Planet. Interiors*, 87: 183-196.
- Rickwood, P.C. (1990): The anatomy of a dyke and the determination of propagation and magma flow directions. En: *Mafic dykes and emplacement mechanisms* (A.J. Parker, P.C. Rickwood y D.H. Tucker (Eds)). A.A. Balkema, Netherlands, 81-100.
- Rochette, P. (1987): Magnetic susceptibility of the rock matrix related to magnetic fabric studies. *Jour. Struct. Geol.*, 9:

- 1015-1020.
- Rochette, P., Jenatton, L., Dupuy, C., Boudier, F. y Reuber, I. (1991): Emplacement mode of basaltic dikes in the Oman ophiolite: Evidences from magnetic anisotropy with reference to geochemical studies. En: *Ophiolite genesis and the evolution of the Oceanic Lithosphere* (T.J. Peters *et al.* (Eds). Kluwer, Netherlands, 55-82.
- Rochette, P., Jackson, M. y Aubourg, C. (1992): Rock magnetism and the interpretation of anisotropy of magnetic susceptibility. *Rev. Geophys.*, 30 (3): 209-226.
- Sanderson, D.J. y Marchini, W.R.D. (1984): Transpression. *Jour. Struct. Geol.*, 6: 449-458.
- Staudigel, H., Gee, J., Tauxe, L. y Varga, R.J. (1992): Shallow intrusive directions of sheeted dikes in the Troodos ophiolite: Anisotropy of magnetic susceptibility and structural data. *Geology*, 20: 841-844.
- Varga, R.J., Gee, J.S., Staudigel, H. y Tauxe, L. (1998): Dike surface lineations as magma flow indicators within the sheeted dike complex of the Troodos Ophiolite, Cyprus. *Jour. Geophys. Res.*, 103 (B3): 5241-5256
- Wada, Y. (1994): On the relationship between dike width and magma viscosity. *Jour. Geophys. Res.*, 99 (B9): 17743-17755.
- Yenes, M. (1998): Determinación de la dirección de inyección filoniana, mediante el análisis de la anisotropía de la susceptibilidad magnética (ASM). *Geogaceta*, 23: 173-176.

*Manuscrito recibido el 30 de Junio de 1998*

*Aceptado el manuscrito revisado el 28 de Octubre de 1998*