

Agradecimientos

Al Dr. P. Carls (U.T. Braunschweig; R.F.A.) por las sugerencias aportadas. Este trabajo se ha realizado con ayudas concedidas por la Universidad de Zaragoza y el Instituto de Estudios Turolenses.

Referencias

Conte, J. C. (1985): *Tesis Licenciatura*. Universidad de Zaragoza, 308 págs.

Lages, R. (1984): *Dip. Arb.* Univ. Braunschweig, 70 págs.
 Lago, M.; Vaquer, R. y Pocoví, A. (1987 a): *IIº Congr. Esp. Geoquímica*, Soria. Vol. Abstracts, 211-214.
 Lago, M.; Enrique, P.; Pocoví, A. y Vaquer, R. (1987 b): *Symp. Granites and their surroundings*, Verbania, Vol. Abstracts, p. 118.
 Lago, M.; Zachmann, D.; Pocoví, A. y Vaquer, R. (1988 a): *IIº Congr. Geol. España*. Granada, II. 35-38.
 Lago, M.; Torres, J. A.; Pocoví, A.; Bambó, C.; Vaquer, R. y Zachmann, D.

(1988 b): *Xº Congr. Geol. y Miner. NO Peninsular*, O Castro-Sada, Vol. Resúmenes, 46-49.

Muñoz, M.; Ancochea, E.; Sagredo, M.; De la Peña, J. A.; Hernán, F.; Brandle, J. y Marfil, R. (1985): *Xº Congr. Stratigr. et Geol. Carbonifère*. Madrid, IGME, 27-52.

Tejero, R. y de Vicente, G. (1987): *Geogaceta*, 2, 14-17.

Vilchez, J. (1984): *Tesis Licenciatura*. Universidad Zaragoza, 94 págs.

*Recibido el 2 de febrero de 1989
 Aceptado el 15 de febrero de 1989*

La estructura del plutón granítico de Boal (Asturias, España): Nuevas aportaciones sobre su «fabric» interna y modo de emplazamiento

J. Fernández-Suárez (*), L. G. Corretgé (*), O Suárez (*).

(*) Dpto. de Geología. Universidad de Oviedo. 33005 Oviedo.

ABSTRACT

In this paper we attempt to sketch the structural pattern of the Boal pluton (West-Asturian-Leonese Zone) and provide new data which account for a passive mode of emplacement and a subsequent structural evolution probably controlled by a vertical NNE-SSW dextral shear zone which postdates the three main regional deformation phases.

Key words: *granite pluton, fabric, emplacement, structural evolution, Boal, Asturias, España.*

Geogaceta, 6 (1989), 46-50.

Introducción

El plutón de Boal aflora en la parte NO. de la provincia de Asturias, ubicado en la banda metamórfica (domo térmico) BOAL-LOS AN-CARES (Martínez, F. J. & Gil Ibarra, J. I., 1983), en la que afloran una serie de pequeños plutones graníticos de los cuales Boal constituye el afloramiento más septentrional, y al que varios autores (Llopis Llado, 1961; Suárez, 1970, 1971; Uhlig, 1982, 1984; Klein *et al.* 1988) han dedicado monografías y trabajos extensos.

El plutón: rasgos generales

El plutón de Boal presenta una forma groseramente rectangular, alargado en dirección N-S y una superficie aproximada de 12 km². Como

base para este trabajo se ha tomado la cartografía de contactos de Uhlig (1982). Klein *et al.* IGME (1988), cuya cartografía de facies hemos adoptado (fig. 1), diferencian una facies A constituida por un granito biotítico-moscovítico de grano mediodenso y textura más o menos porfídica, y una facies B constituida por un granito biotítico-moscovítico de grano fino o medio con megacrístales dispersos de feldespato y cuarzo.

Aspectos estructurales

El cuerpo granítico presenta, independientemente de la facies considerada, una «fabric» planar (vertical o subvertical) definida por dos familias de marcadores: cristales de biotita y megacrístales de feldespato. Ambas definen una orientación promedio N120-150E (figs. 1, 2). En los escasos afloramientos en los que puede observarse, ambas familias (biotitas y feldespatos) definen «fabrics» con orientaciones medias que forman un cierto ángulo entre sí (del orden de 20°). Como puede observarse (fig. 1), la disposición de esta «fabric» planar no guarda relación alguna con la geometría de emplazamiento del plutón.

Los principales sistemas de diaclasas en el seno del cuerpo granítico tienen direcciones N30-50E y N135-150E. El conjunto filoniano en el plutón es importante y relativamente complejo, aquí hemos considerado sólo los filones de cuarzo, que aparecen sistemáticamente en todo el granito con orientaciones NNE-SSO/NE-SO, y buzamientos verticales o subverticales.

Los enclaves en el plutón de Boal son escasos, tratándose de enclaves microgranudos oscuros de geometría elipsoidal y tamaños a escala centimétrica.

Los enclaves en el plutón de Boal son escasos, tratándose de enclaves microgranudos oscuros de geometría elipsoidal y tamaños a escala centimétrica.

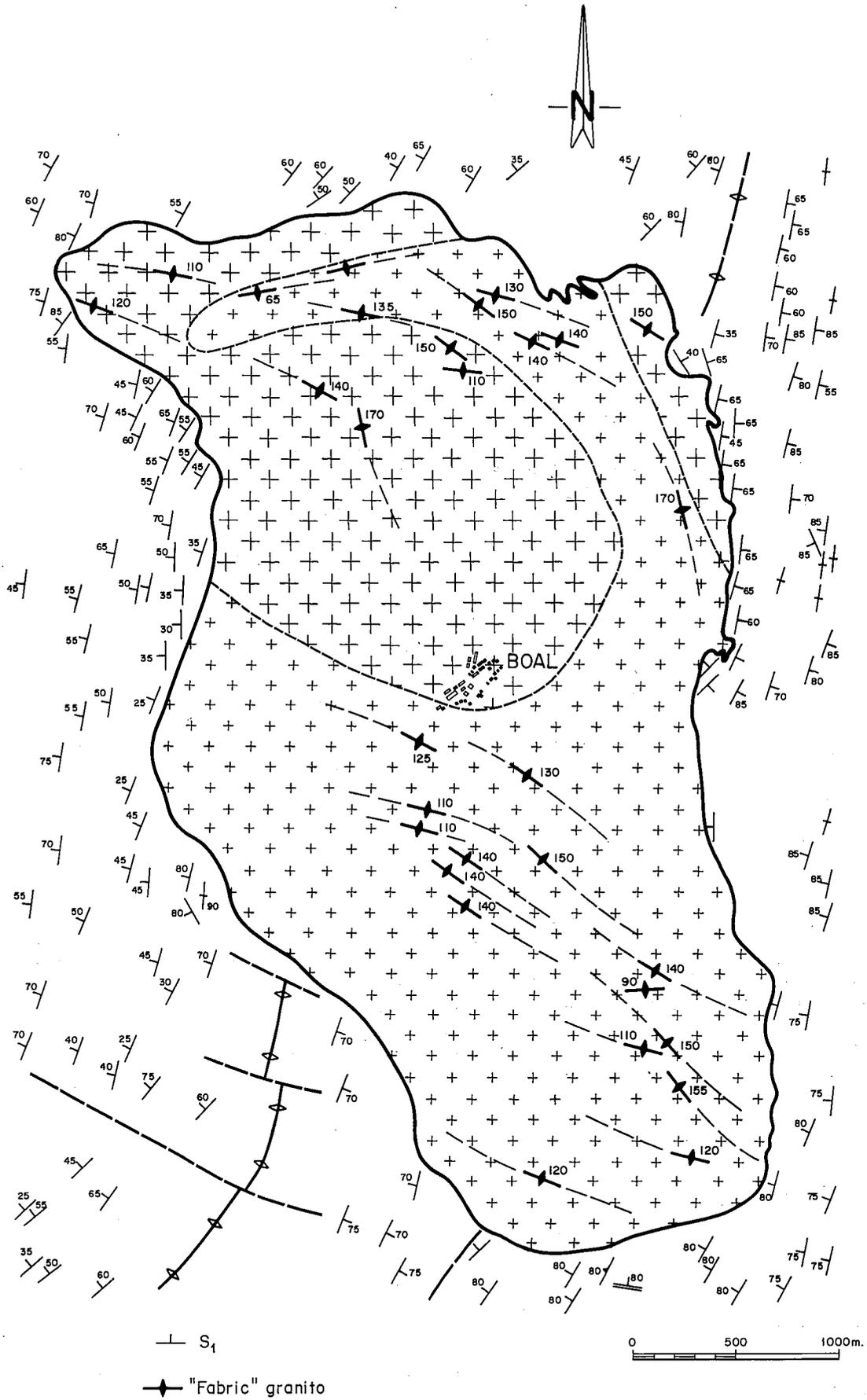


Fig. 1.—«Fabric» interna del cuerpo granítico. Disposición de la esquistosidad principal en el entorno del plutón, claramente discordante con su geometría (contorno). Cartografía de contactos según Uhlig (1982), y cartografía de facies según Klein *et al.* IGME (1988).

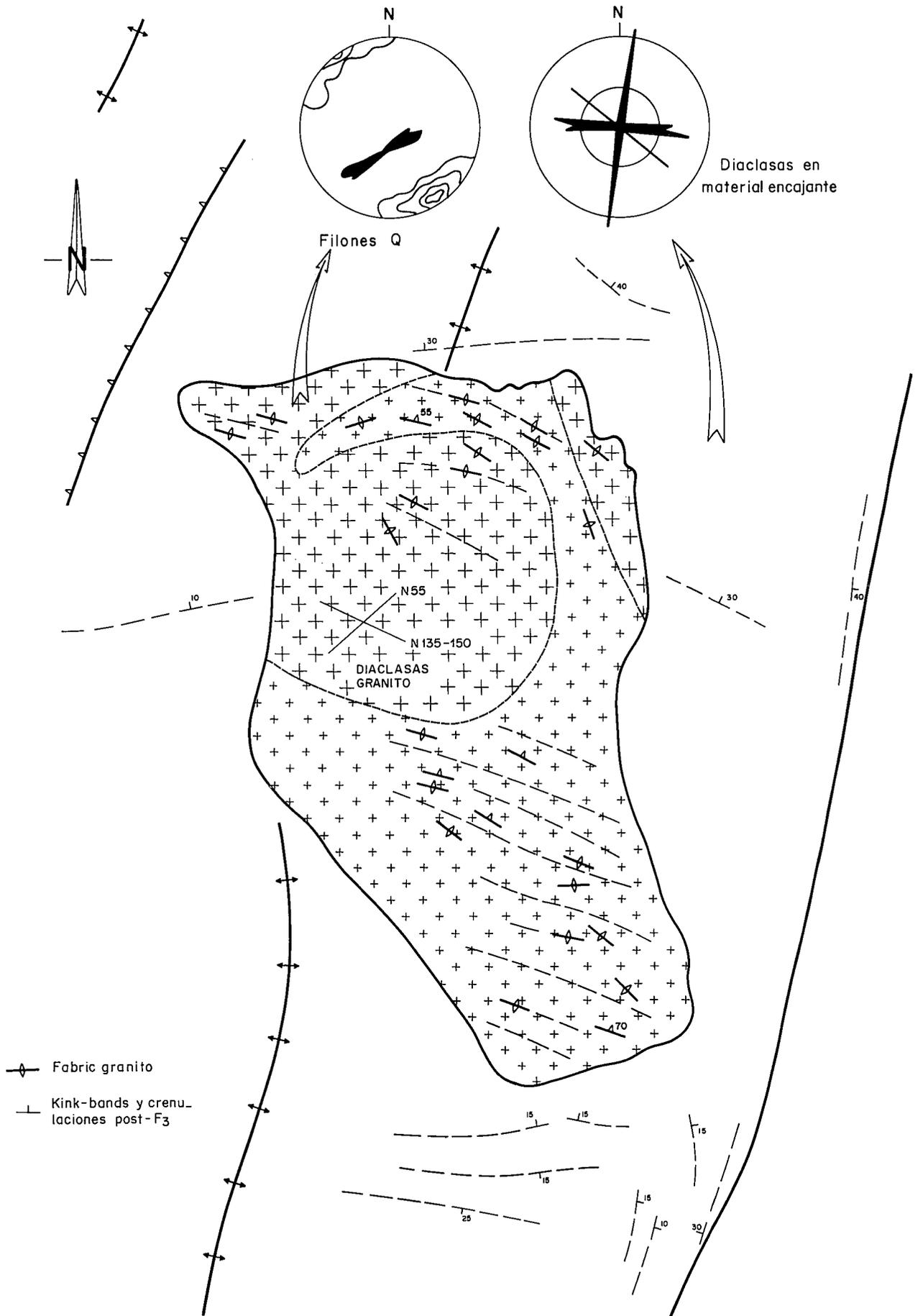


Fig. 2.—«Fabric» interna del plutón. Posición estructural de kink bands y crenulaciones subhorizontales en el encajante. Orientación de los principales sistemas de diaclasas. Estereograma de orientación de filones de cuarzo y diagrama en rosa de orientación de diaclasas en el encajante (cuyos máximos coinciden con la orientación de S1 y los kink bands) según Uhlig (1984).

trica (secciones con ejes mayores cuya longitud suele oscilar entre 15 y 25 cm y ejes menores de longitudes comprendidas entre 5 y 12 cm). El aspecto más destacable (teniendo en cuenta la perspectiva de este trabajo) es la existencia de «fabric» interna en algunos de estos enclaves, que en ocasiones es paralela a la «fabric» del granito y más frecuentemente es discordante con ella.

Aspectos microscópicos de la «fabric». La observación microscópica revela la existencia de una deformación importante a escala de granos minerales. Los feldespatos, biotitas, moscovitas y cuarzos reflejan una deformación más o menos intensa (arqueamientos en micas y feldespatos tabulares, extinción fuertemente ondulante y formación de nuevos granos en cuarzo, etc.). No obstante, existe un pequeño porcentaje de cuarzo y una parte importante de la moscovita que cristalizan libres de deformación, ocupando el primero posiciones claramente intersticiales (al respecto ver Hibbard, 1987). La «fabric» microscópica podría pues considerarse, atendiendo a las ideas de Hutton (1988) como un estadio intermedio entre la «pre-full crystallization fabric» y la «crystal plastic strain fabric», de tal manera que la deformación (cuyo efecto mesoscópico se refleja en la «fabric» planar) que afectó al cuerpo intrusivo se produce en un estadio avanzado de la cristalización magmática. Con referencia a la secuencia de cristalización propuesta por Suárez (1971), la deformación debió de tener lugar en una etapa que coincide con el final del «estadio magmático» y el inicio del «estadio postmagmático», en el que cristalizan parte del cuarzo y la moscovita (Suárez, op. cit.).

Aspectos estructurales de los materiales encajantes. Dentro de la Zona Astur-Occidental-Leonesa, en la que se encuadra el plutón, se han diferenciado tres fases principales de deformación (Marcos, 1973) que generan estructuras mayores (de orientación NNE-SSO) y estructuras menores asociadas. La intrusión del cuerpo granítico es posterior a dichas fases de deformación, cortando claramente las estructuras generadas por éstas. En el área de estudio las estructuras menores mejor representadas son: una esquistosidad generalizada (asociada a la Fase 1), y por otra parte crenulaciones y kink-bands subhorizontales

(de orientación E-O) considerados posteriores a la Fase 3 (Marcos, 1973; Marcos & Pulgar, 1980). La disposición de la esquistosidad regional no se ve modificada por la intrusión del cuerpo granítico sino que es cortada netamente por éste. Un problema interesante es la relación entre la intrusión y los kink-bands y crenulaciones subhorizontales, éstos, se han considerado generados en relación con fallas directas (Marcos & Pulgar, 1980), sin embargo, la posibilidad de un origen en relación con el aplastamiento vertical que supone el ascenso de la masa granítica no puede ser totalmente descartado.

Relaciones Metamorfismo-Deformación. Las relaciones entre la blastesis (inducida por el efecto térmico de la intrusión) y la deformación son complejas. A escala microscópica se observa cómo los metablastos de andalucita, biotita y cordierita engloban la esquistosidad principal y las crenulaciones de Fase 3, sin embargo ocasionalmente, puede observarse un acoplamiento de S1 alrededor de dichos cristales, encontrándose con frecuencia la esquistosidad incluida, girada respecto a la exterior (Marcos, 1973; Marcos & Pulgar, 1980). A escala de afloramiento se observa: en secciones horizontales o subhorizontales, cristales de andalucita con sombras de presión asimétricas que indican un giro dextro provocado por cizallas con

orientación paralela a la de las estructuras regionales (NNE-SSO), y en secciones perpendiculares a los planos de esquistosidad, cristales de andalucita reaplastados por ésta.

Conclusiones

Modelo estructural e hipótesis sobre el emplazamiento. En todos los trabajos precedentes se considera el plutón de Boal como un cuerpo intruido diapíricamente (intrusión forzada) en un régimen distensivo (diapiro postectónico). Si bien es cierto que su intrusión es netamente posterior a las tres principales fases de deformación regional, las evidencias expuestas en los apartados precedentes no permiten sostener la idea de un modelo de emplazamiento diapírico. Se propone un modelo de intrusión pasivo (permitido), hipótesis que se sustenta sobre dos aspectos fundamentales:

— La «fabric» interna del cuerpo intrusivo no guarda relación con su geometría de emplazamiento (figs. 1, 2, 3).

— La intrusión no modifica la disposición de las estructuras regionales (esquistosidad principal) en el entorno del plutón (figs. 1, 2, 3).

Estas dos observaciones constituyen un argumento lo suficientemente sólido como para descartar un modelo de intrusión diapírico, no existiendo ma-

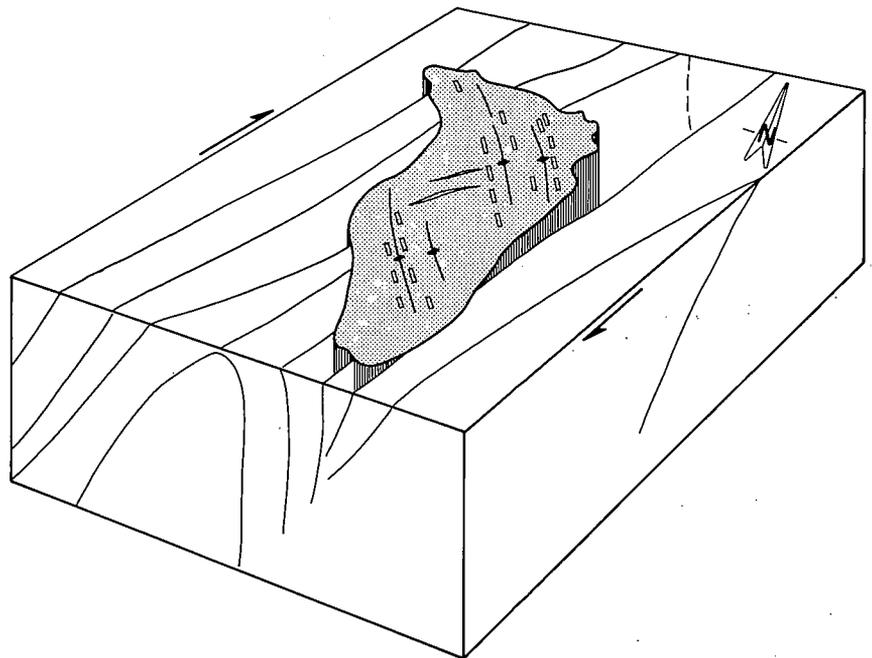


Fig. 3.—Bloque diagrama en el que se muestran las relaciones geométricas entre la zona de cizalla, «fabric» interna del plutón, filones de cuarzo y esquistosidad regional.

nifestaciones de una dinámica interna en el sistema granítico capaz de controlar o modificar su propia estructura interna y modificar la estructura del encajante en un cierto entorno o crear estructuras directamente relacionadas con el emplazamiento. La hipotética relación entre las crenulaciones y kink-bands subhorizontales y la intrusión no puede sostenerse considerando sólo la masa granítica aflorante, sino que en todo caso debe ser considerada a una escala regional mucho más amplia en relación con el ascenso de una importante masa granítica no aflorante.

Admitiendo un modo de emplazamiento pasivo, la estructura interna del granito hubo de ser impuesta por un evento deformativo posterior o tardío respecto a su emplazamiento. Todos los aspectos de la estructura interna del cuerpo granítico, así como ciertos aspectos controvertidos de las relaciones entre blastesis y deformación encajan con un modelo de evolución estructural post-emplazamiento, controlado por una cizalla dextra vertical de orientación NNE-SSO (paralela a la dirección de las principales estructuras hercínicas regionales) (figura 3). La orientación media de los elementos que definen la «fabric» interna del granito, coincide con el plano de aplastamiento del elipsoide asociado a la citada cizalla; la orien-

tación de los filones de cuarzo coincide con la dirección perpendicular al máximo estiramiento finito del elipsoide, y finalmente, las direcciones de los dos sistemas de diaclasas coinciden con estas dos orientaciones principales (fig. 2). Por otra parte, este modelo proporciona una hipótesis para explicar el acoplamiento de la S1 en torno a algunos metablastos y el hecho de que éstos puedan aparecer aplastados por dicha esquistosidad; al existir un paralelismo entre S1 y la cizalla, ésta produce una especie de «activación» de los planos de esquistosidad de manera que determinados blastos (aquellos que tienen una orientación favorable) son reorientados (ocasionalmente aplastados) por S1.

No existen pruebas contundentes que verifiquen la existencia de esta zona cizalla, inferida a partir del análisis de las estructuras a escala de macizo. No obstante existen datos que apoyan la hipótesis:

— La existencia de metablastos de andalucita con sombras de presión que indican un giro controlado por una cizalla dextra subvertical (aunque esto se observa sólo muy localmente).

— La diferente orientación media de feldspatos y plagioclasas (elementos marcadores de la «fabric») observada localmente en el granito, lo que de ser un rasgo generalizado (difícil

de comprobar dada la calidad pésima del afloramiento) indicaría (Fernández, 1988) la existencia de esfuerzos rotacionales durante la deformación.

Bibliografía

- Fernández, A. (1987): *Rev. Bras. Geocienc.*, 17, 4, 372-381.
 Hibbard, M. J. (1987): *Jour. Geol.*, 95, 543-561.
 Hutton, O. H. W. (1988): *Trans. Roy. Soc. Edin.*, 79, 245-255.
 Klein, E.; Barrera, J. L. y Rodríguez, L. R. (1988): *Caracterización petrológica del macizo de Boal*. IGME.
 Llopis Lladó, N. (1961): *Brev. Geol. Asturica*, 5, 3-52.
 Marcos, A. (1973): *Trabajos Geol. Univ. Oviedo*, 6, 1-113.
 Marcos, A.; Pulgar, J. y Martínez, F. J. (1980): *Mapa geológico de España. E:1-50.000 (Boal)*. IGME.
 Martínez, F. J. y Gil Ibarra, J. I. (1983): *Libro Jubilar J. M. Ríos*, 1, 555-569.
 Suárez, O. (1970): Tesis Doctoral. Universidad de Salamanca, 284 pp.
 Suárez, O. (1971): *Stud. Geol. Salmant. Univ. Salamanca*, 2, 93-113.
 Uhlig, S. (1982): Diplomarbeit. Universität de Karlsruhe. 116 pp.
 Uhlig, S. (1984): *Zt. Dtsch. Geol. Ges.*, 135, 345-371.

Trabajo financiado por la D.G.I.C.Y.T. Proyecto PB86-0158.

Recibido el 10 de febrero de 1989
 Aceptado el 15 de febrero de 1989

Los pliegues tumbados del Manto de Lújar y su modificación por el sistema de cabalgamientos frágiles (complejo Alpujárride, Cordillera Bética)

J. Campos (*), J. F. Simancas (*).

(*) IAGM y Dpto. Geodinámica, CSIC-Facultad de Ciencias. 18071 Granada.

ABSTRACT

The Alpujárride Complex results from a complicated structural evolution, partly synmetamorphic, with different kinematic vectors. In this note we focus on the postmetamorphic structure in the lower Alpujárride Nappe, which include recumbent folding and thrusting to the north. New geometric and kinematic aspects are pointed out.

Key words: structural evolution, Alpujárrides, Betic Cordillera.

Geogaceta, 6 (1989), 50-53.

Etapas de estructuración del complejo Alpujárride

En los últimos años se ha interpretado cinemáticamente la fábrica prin-

cipal de las rocas alpujárrides (lineación de estiramiento, orientación preferente). En la región de Ronda, esta fábrica se relaciona con el gran cabalgamiento del Manto de Los Reales

(Tubía y Cuevas, 1986, 1987). Así, se ha establecido la existencia de una etapa de traslaciones en régimen dúctil, sinmetamórfica, de sentido ENE/NE (señalemos la orientación muy nor-