

carbonatitas y fenitas asociadas. Por último, en Amanay se puede estudiar la parte apical de los complejos filonianos que en otras zonas de la isla están, en parte, erosionados o cubiertos por otras formaciones.

El conjunto de este estudio sobre el macizo de Amanay está siendo llevado a cabo por el autor de esta nota dentro de un proyecto más amplio sobre el magmatismo hipoabisal-subvolcánico en Fuerteventura. En este proyecto, nº PB-0382 del SEUI, dentro del Plan Nacional para 1989-91, colaboran el Instituto de Geología Económica del CSIC, el Dpto. de Petrología y Geoquímica de la UCM y el Dpto. de Edafología y Geología de la Universidad de La Laguna.

En lo que se refiere a los aspectos concretos de la petrología y geoquímica del Complejo Ultramáfico-Car-

bonático, son objeto actualmente de sendas Tesis de Doctorado y Licenciatura dentro del primero de los Departamentos citados anteriormente.

Agradecimientos

Al Ilmo. Coronel Jefe del Estado Mayor del Ejército D. José González Soler, así como a los Ilmos. Coroneles D. Manuel Calero Bejar y D. Gilberto Marquina López de la Comandancia Militar de Fuerteventura por las facilidades dadas para poder recorrer y estudiar el Campo de Tiro y Maniobras de Pájara, dentro del cual queda situado el Macizo de Amanay.

Referencias

Coello, J.; Cubas, C. R.; Hernan, F.; Hernández-Pacheco, A. y De La Nuez, J. (1985): *Síntesis de la actividad vol-*

cánica de las Islas Canarias. Inst. Estudios Canarios. La Laguna. 1-48.

Feraud, G. (1981): *These Université de Nice*, 1-146.

Fuster, J. M.; Cendrero, A.; Gastesi, P.; Ibarrola, E. y López Ruiz, J. (1968): *Fuerteventura. Geología y Volcanología de las Islas Canarias*. Inst. Lucas Mallada, C.S.I.C., 1-239.

Gastesi, P. (1969): *Estudios Geológicos*, 25, 1-51.

Hausen, H. (1958): *Soc. Scient. Fennica. Comm. Physic. Math.*, 22, 1-211.

I.G.M.E. (1967 a): *Mapa Geológico de España 1:50.000. Hoja 1114. Istmo de la Pared*.

I.G.M.E. (1967 b): *Mapa Geológico de España 1:50.000. Hoja 1115. Tuineje*.

Le Bas, M. J.; Rex, D. C. y Stillmann, C. J. (1986): *Geol. Magazine*, 123, 287-298.

Recibido el 6 de febrero de 1989
Aceptado el 15 de febrero de 1989

Modalidades del emplazamiento de intrusiones calco-alcálicas, Stephaniense-Permianas, en el sector norte del Anticlinal de Montalbán (provincia de Teruel)

J. A. Torres (*), J. Lago (*), A. Pocovi (*).

(*) Dpto. de Ciencias de la Tierra. Facultad de Ciencias Geológicas. 50009 Zaragoza.

ABSTRACT

In Montalban Anticline North Zone (Paleozoic basement of the Iberian Chain) a magmatism with calc-alkaline affinity, characterized by numerous Stephanian-Permian hypovolcanic intrusions, which intruded in both carboniferous and devonian sediments, is well represented.

Some examples about the intrusions emplacement forms as well as a preliminary analysis of the country rock structure are shown.

Key words: calc-alkaline magmatism, hypovolcanic intrusions, Stephanian-Permian age, Montalban Anticline, Iberian Chain.

Geogaceta, 6 (1989), 43-46.

Introducción

En el Anticlinal de Montalbán, perteneciente al extremo sur de la Rama Aragonesa en la Cadena Ibérica (fig. 1a), está bien expresado un magmatismo para el que recientes estudios (Lages, 1984; Conte, 1985; Muñoz *et al.*, 1985; Lago *et al.*, 1987 a y b; Lago *et al.*, 1988 a y b) indican una afinidad calco-alcálica y edad de em-

plazamiento en el Stephaniense-Permiano.

Predominan, en volumen, las andesitas basálticas y andesitas s.l., y son reducidas las riolitas. En las andesitas están bien representados el orto y clinopiroxeno con valores promedios en $En_{77,23}Wo_{2,97}Fs_{19,80}$ y $En_{48,64}Wo_{41,92}Fs_{9,44}$; la plagioclasa (An_{78-53}) y, en menor proporción, la hornblenda y biotita; son frecuentes los

xenocristales de granate rico en almandino.

Actualmente, Torres (en realización) efectúa un estudio más detallado sobre este magmatismo en sus aspectos cartográficos, de relaciones de emplazamiento, naturaleza petrológica y geoquímica. En esta nota preliminar, se aportan nuevos datos acerca de las intrusiones hipovolcánicas en el Sector N del Anticlinal (fig. 1-b), y también

sobre la estructura de los materiales encajantes. Estos estudios contribuyen a precisar la edad del emplazamiento de estas intrusiones.

Emplazamiento de las intrusiones magmáticas

Las intrusiones hipovolcánicas se emplazan, tanto en los sedimentos devónicos como en los carboníferos que afloran en el sector considerado (fig. 1-b). Es destacable en este sector un predominio de los sills sobre los diques (figs. 3-b y 3-d). Los primeros presentan orientaciones preferentes según

planos de estratificación subhorizontales, y los diques adoptan fuertes buzamientos ($>60^\circ$) tendiendo a concentrarse hacia las zonas periféricas de la estructura anticlinal (fig. 1-b). Las intrusiones (andesíticas y riolíticas) presentan variable longitud (100-1.000 m.) y espesor (0,5-100 m.).

Se han observado aisladas interferencias mutuas donde diques andesítico-basálticos cortan a otros de composición andesítica s.l. Por lo teneral, los diques de mayor volumen (escala hectométrica), presentan una geometría bien individualizada, pero en los de menor dimensión (escala métrica a decamétrica) su geometría puede ser

variamente irregular. Este último rasgo está relacionado con la naturaleza plástica de los sedimentos encajantes (pizarras) y las discontinuidades estratigráficas y/o estructurales. Así

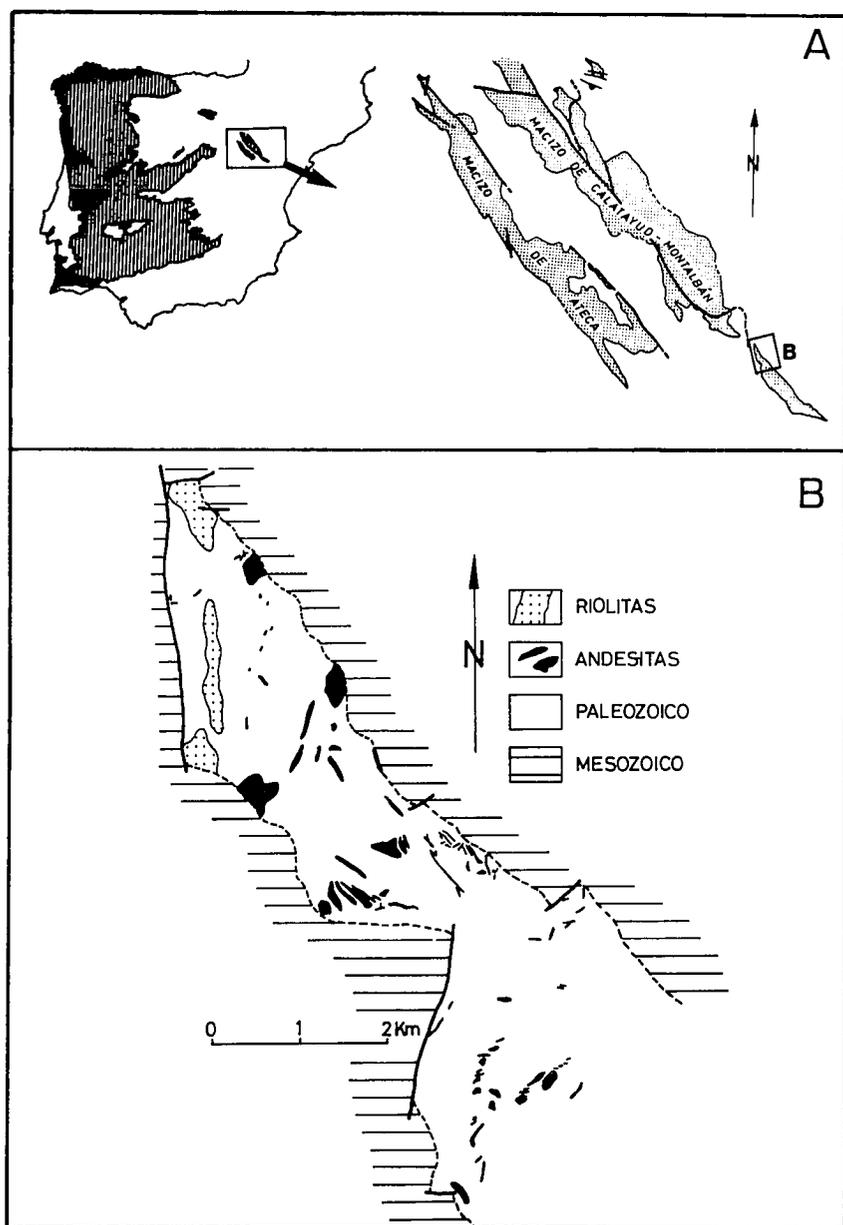


Fig. 1.—Localización geológica del área: A) Unidad de Montalbán, B) Cartografía de las intrusiones en el Sector N del Anticlinal de Montalbán.

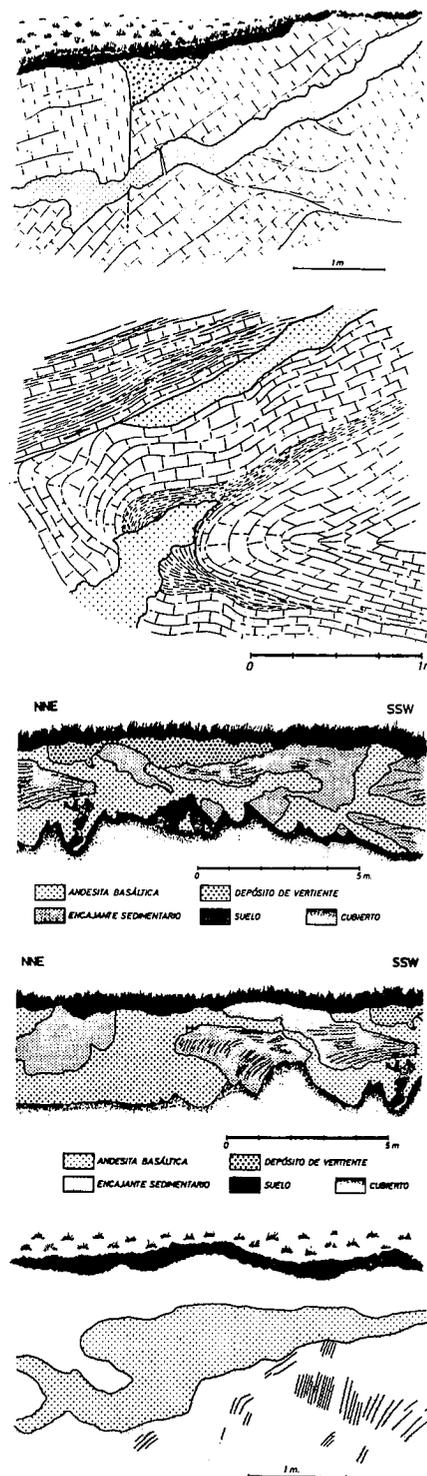


Fig. 2.—Modalidades del emplazamiento de intrusiones: a) originando desplazamientos en el sedimento encajante, b) afectando a pliegues, c) con desarrollo digitado, d) englobando al sedimento encajante y e) con estructuras de acomodación.

pues, las intrusiones pueden producir desplazamientos en los sedimentos encajantes (fig. 2-a), afectar a pliegues (fig. 2-b), continuarse según digitaciones a favor de fracturas preexistentes (fig. 2-c), o bien, adoptar una geometría anastomosada (fig. 2-d) cuando las diversas discontinuidades lo facilitan. En este último caso, las intrusiones llegan a englobar volúmenes variables de los sedimentos devónicos y carboníferos encajantes. El desarrollo de estructuras de acomodación (fig. 2-e) ilustra los desplazamientos que experimenta el sedimento encajante como respuesta al aporte de la intrusión. Es frecuente que, contorneando la superficie de estas estructuras de acomodación, exista una franja centimétrica del sedimento encajante metamorfozido.

Relación entre la estructura de los materiales encajantes y las intrusiones

Un previo análisis microestructural en los sedimentos encajantes permite observar (fig. 3-a) la existencia de dos familias predominantes de ejes de micropliegues: una con dirección NNW—SSE e inmersión al N, y otra con dirección WSW—ENE y fuerte inmersión al E. Las medidas de estratificación (fig. 3-b) concuerdan con la dirección de los pliegues NNW—SSE. La esquistosidad medida en este sector es predominantemente de plano axial, poco penetrativa y se encuentra asociada a ambas familias de micropliegues. No se ha observado, en ningún afloramiento de este sector, interferencia entre ambas esquistosidades.

Las orientaciones de los diques que cortan claramente la estratificación (fig. 3-e), y suponiendo que el emplazamiento de las intrusiones se desarrolla según fracturas preexistentes, indicaría un predominio de fracturas con orientaciones N20, N50, N100-110 y N180. Estas múltiples orientaciones de los diques hace suponer que el emplazamiento puede tener lugar en el ambiente de distensión radial que indican Tejero y De Vicente (1987). Las orientaciones N20 y N180 coinciden con las observadas por Conte (1985) en el área de la Depresión Axial del Cámaras, próxima al sector objeto de este estudio, donde este autor indicó una clara asociación entre orientaciones de intrusiones y fracturas tardihercínicas.

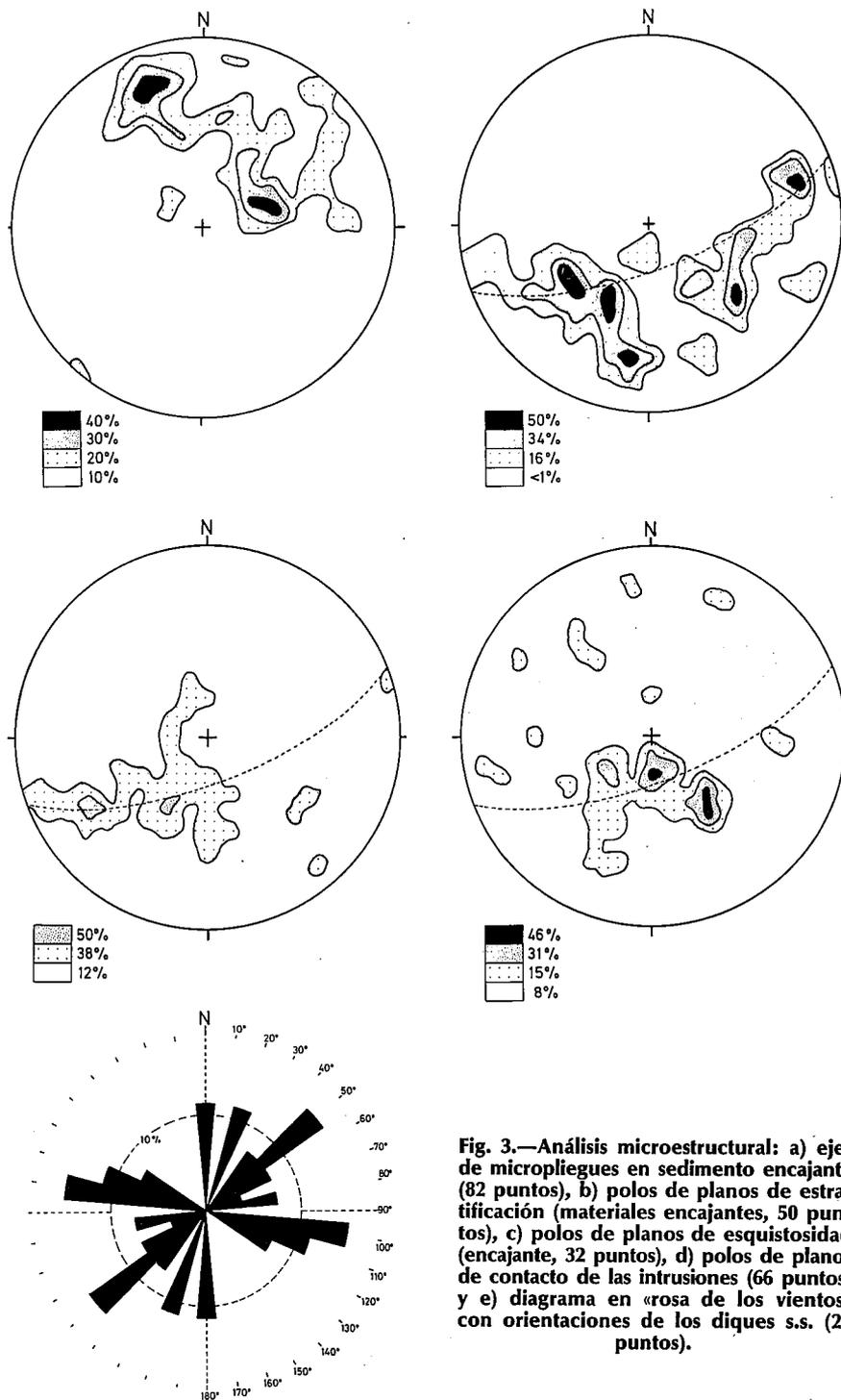


Fig. 3.—Análisis microestructural: a) ejes de micropliegues en sedimento encajante (82 puntos), b) polos de planos de estratificación (materiales encajantes, 50 puntos), c) polos de planos de esquistosidad (encajante, 32 puntos), d) polos de planos de contacto de las intrusiones (66 puntos) y e) diagrama en «rosa de los vientos» con orientaciones de los diques s.s. (26 puntos).

Así pues, las dos familias de micropliegues (NNW—SSE y WSW—ENE) expresan dos fases deformativas cuya cronología mutua no está resuelta por el momento. Una posterior fase distensiva determinaría fracturas que, con las orientaciones citadas, facilitan el emplazamiento de las intrusiones.

Los datos aquí expuestos presentan

buena adecuación con los obtenidos por Vilchez (1984) y Conte (1985) en diversos sectores de la Unidad de Herrera situada al N de nuestro área. En este contexto, nuevos estudios, comprendiendo la totalidad del Anticlinal de Montalbán, facilitarán esclarecer las relaciones entre el emplazamiento de las intrusiones calco-alcalinas y la deformación tardihercínica que afectó al área.

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 medio-grueso y textura más o menos porfídica, y una facies B constituida por un granito biotítico-moscovítico de grano fino o medio con megacristales 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 megacristales 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.