

ñuelo con la posición de la Banda Estructural de Toledo (Alía, 1972, 1976). El perfil sísmico disponible (Banda *et al.*, 1981) no llega a despejar las incógnitas que abren estas posibilidades, pero en él puede verse una anomalía precisamente en el área de Toledo que quizá podemos tomar como apoyo a lo expuesto.

Conclusiones

En Campo Arañuelo se establece una sucesión de etapas tectónicas alpinas de distensión y compresión. La de distensión, según la dirección SW-NE es semejante a la detectada en el área de Salamanca, y para ella se propone la denominación de referencia de Fase Extremeña y se situaría en tiempos preoligocenos, aunque dentro del Paleógeno, pues afecta a materiales Pre-Arcósicos parte de los cuales deben ser paleocenos-eocenos.

También se muestra aquí la existencia de, al menos, una fase compresiva (NW-SE a N-S) que produce fallas inversas tanto en el macizo de los Montes de Toledo como en la Cordillera Central. Se puede admitir muy razonablemente una correlación con la Etapa Guadarrama establecida para el Mioceno inferior-superior en áreas orientales del Sistema Central y la Fase Neocastellana mencionada en otras cuencas de la Meseta Sur. Con ello se amplía la importancia regional de esta tectónica. La existencia de fallas inversas con cabalgamientos hacia el SE en los bordes de la Cordillera y hacia el NW y NNW en el de los Montes de Toledo abre posibilidades hacia la consideración sobre si esta compresión se resuelve en una sola o en dos etapas distintas. Y, por otra

parte, estas estructuras en el borde sur de Campo Arañuelo plantean asimismo la doble interrogante de si en el macizo sur puede haber un engrosamiento cortical, quizá de menos cuantía, a modo como el que se detecta bajo la Cordillera Central, y si ello es así, la posibilidad de que exista una zona de adelgazamiento cortical anormal que precisamente se sitúa bajo Campo Arañuelo.

Referencias

- Aguirre, E.; Díaz Molina, M. y Pérez González, A. (1976): *Tabajos Neog./Cuatern.*, 5, 7-29.
- Aguirre, E.; Alberdi, M. T.; Jiménez, E.; Martín, C.; Morales, J.; Sesé, C. y Soria, M. D. (1982): *Acta Geol. Hisp.*, 17, 39-61.
- Alía, M. (1972): *24 th IGC. Sect. 3*, 265-272.
- Alía, M. (1976): *Estudios Geol.*, 32, 229-238.
- Aparicio, A. (1971): *Estudios Geol.*, 27, 369-414.
- Arribas, A. y Jiménez, E. (1979): *Mapa Geológico de España. E. 1:200.000. Síntesis. Plasencia*. IGME, 18 págs.
- Banda, E.; Suriñach, E.; Aparicio, A.; Sierra, J. y Ruiz de la Parte, E. (1981): *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 67, 779-789.
- Blanco, J. A.; Corrochano, A.; Montigny, R. y Thuziat, R. (1982): *C. R. Acad. Sc. París*, 295, 259-262.
- Cantano, M. y Molina, E. (1987): *Bol. R. Soc. Española Hist. Nat. (Geol.)*, 82, 87-101.
- Cañada Guerrero, F. (1962): *Mapa Geológico de España. E. 1:50.000. Explic. Hoja nº 653. Valdeverdeja*. IGME, 79 págs.
- Capote, R.; Vicente, G. de González Casado, J. M. (1990): *Geogaceta*, 7, 20-22.
- García Plaza, A. S.; García Ramón, J. M.

- y Jiménez Fuentes, E. (1981): *Bol. Geol. Min.*, 92, 267-273.
- Garzón, M. G. (1977): *Trab. Neog./Cuat.*, 34, 571-575.
- Garzón, M. G.; Pedraza, J. de, y Ubanell, A. G. (1982): *Rev. Acad. Cienc. Exac. Fis. Natur.*, 76, 475-496.
- Hernández-Pacheco, F. (1950): *Bol. R. Soc. Española Hist. Nat.*, 48, 217-245.
- Hernández-Pacheco, F. y Crusafont, M. (1960): *Bol. R. Soc. Española Hist. Nat.*, 58, 275-282.
- Jiménez Fuentes, E. (1975): *Estudios Geol.*, 31, 615-624.
- Jiménez, E. (1983): *Libro Jubilar J. M. Ríos. Geología de España*, t. 2, 103-108.
- Jiménez, E.; Corrochano, A. y Alonso, G. (1983): En: *Libro Jubilar J. M. Ríos. Geología de España*, t. 2, 489-494.
- Junco, F. (1983): Cuenca occidental del Tajo. En: *Libro Jubilar J. M. Ríos. Geología de España*, t. 2, 553-558. IGME.
- Martín, C. y Hernández, J. L. (1972): *Bol. R. Soc. Española Hist. Nat. (Geol.)*, 70, 171-190.
- Martín, C. (1974): *Bol. R. Soc. Española Hist. Nat. (Geol.)*, 72, 141-160.
- Muñoz, L. (1979): *Bol. R. Soc. Española Hist. Nat. (Geol.)*, 77, 239-246.
- Pérez-González, A. y Gallardo, J. (1987): *Geogaceta*, 2, 29-32.
- Portero, J. M. y Aznar, J. M. (1984): *I Congreso Español Geología*, t. 3, 253-263.
- Racero, A. (1988): *II Congreso Geológico de España, SGE, Granada*, t. 3, 213-221.
- Royo, J. (1934): *Bol. Soc. Española Hist. Nat.*, 15, 491-502.
- Ubanell, A. G. (1975): *Bol. Geol. Min.*, 86, 478-484.
- Vegas, R. Y Suriñach, E. (1987): *Geogaceta*, 2, 40-42.
- Vicente, R. y Sastre, A. (1983): *III Simp. Hidrogeol., Madrid*, 7, 665-675.

Recibido el 1 de enero de 1990
Aceptado el 23 de febrero de 1990

La estructura del anticlinal de La Massana (Hercínico del Pirineo central)

J. Cirés*, G. Alías**, J. Poblet***, J. M. Casas***

* Servei Geològic de Catalunya. Diputació, 95. 08015 Barcelona.

** Dpto. Geoquímica, Petrología i Prospecció Geològica. Univ. Barcelona. Pedralbes. 08071 Barcelona.

*** Dpto. Geologia Dinàmica, Geofísica i Paleontologia. Univ. Barcelona. Pedralbes. 08071 Barcelona.

ABSTRACT

Detailed work on the La Massana anticline reveals that it represents a structural unit bounded by late thrusts. Its internal structure results from the superposition of premainphase and mainphase folds. This complex structure is not reflected in the cartographic pattern which had been interpreted as a simple anticline. As a result, the revision of the previously defined major structural units from the Variscan rocks cropping out in the Pyrenees is posed.

Key words: Structure, Variscan, Pyrenees.

Geogaceta, 8 (1990), 42-44.

Fig. 1.—Situación del anticlinal de La Masana en el Pirineo central. 1, Devónico; 2, Silúrico; 3, Ordovícico superior y Cambro-Ordovícico; 4, Granitoídes; 5, Gneises.

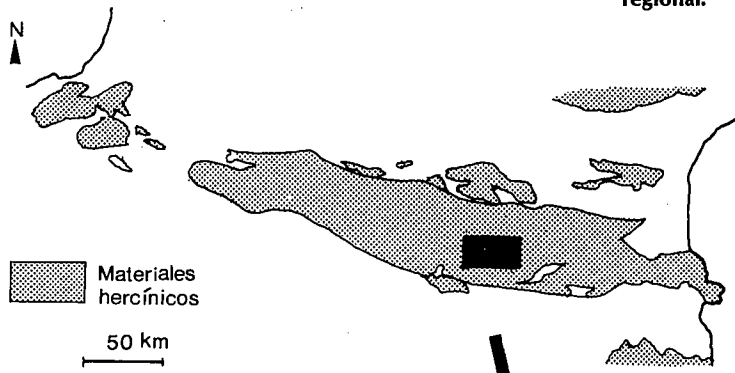


Fig. 1

Fig. 2.—Estereograma de la esquistosidad regional (hexágonos) y de la situación de intersección entre la estratificación y la esquistosidad regional (triángulos). Contornos de 5, 10 y 20%. Sr, Esquistosidad regional.

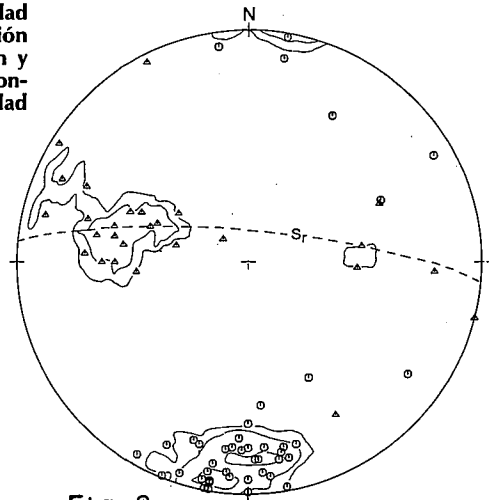
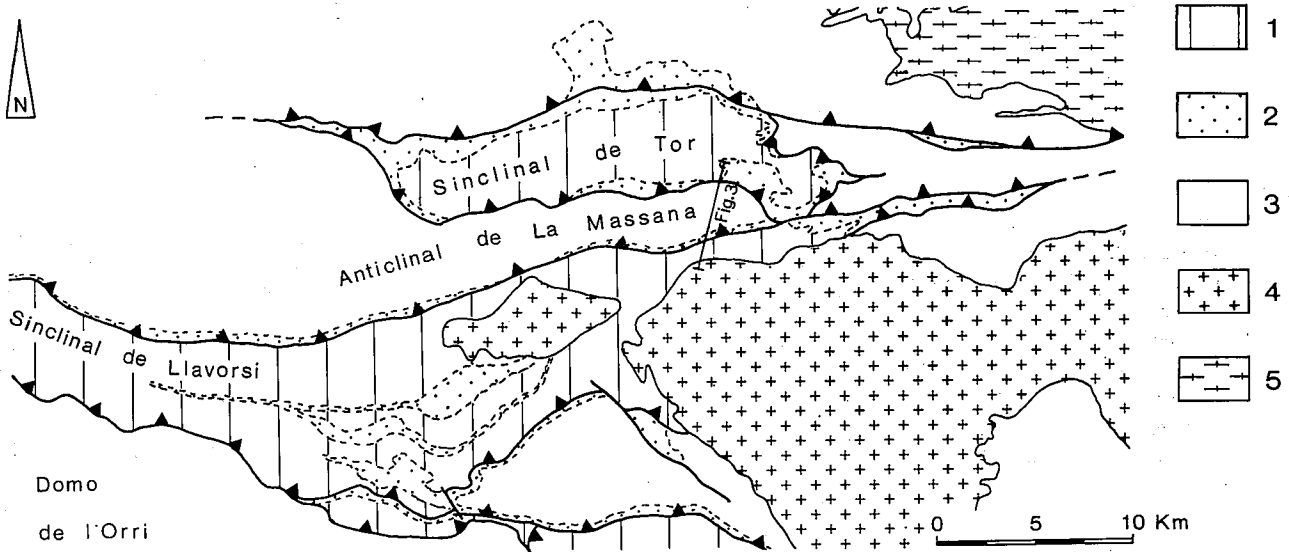


Fig. 2



S-N ANTICLINAL DE LA MASSANA

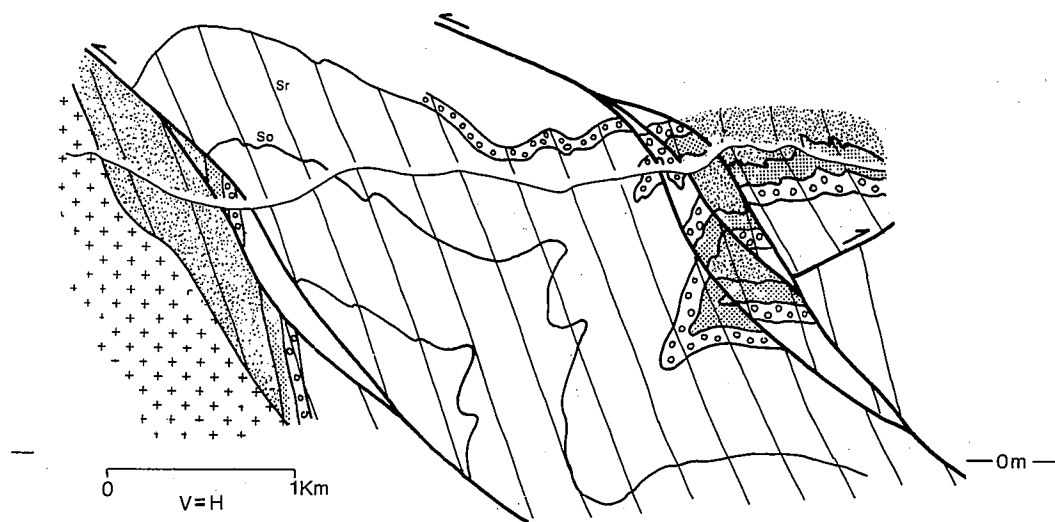


Fig. 3

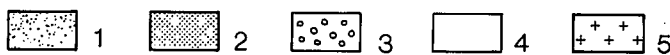


Fig. 3.—Corte geológico del sector oriental del anticlinal de La Masana (situación en la fig. 1). 1, Devónico; 2, Silúrico; 3, Ordovícico superior; 4, Cambro-Ordovícico; 5, Granodiorita; So, Estratificación; Sr, Esquistosidad regional.

Introducción

El anticlinal de La Massana es una estructura entiformal de dirección E-W (Zwart, 1965) que forma parte del zócalo hercínico del Pirineo. Está constituido por materiales cambro-ordovícicos, ordovícicos superiores y silúricos, y se halla limitado al norte y al sur por los sinclinales de Tor y de Llavorsí (fig. 1). Algunos autores han interpretado este anticlinal como un pliegue de la fase principal hercínica (Zandvliet, 1960; Zwart, 1965 y Eeckhout, 1986) mientras que Hartevelt (1970) lo considera una estructura previa a la fase de deformación principal.

Estructura

Un estudio detallado muestra que la estructura del anticlinal de la Massana es el resultado de una tectónica polifásica caracterizada por la superposición de diversos sistemas de pliegues y de cabalgamientos. En primer lugar se desarrollan dos sistemas de pliegues pre-esquistosos, métricos a hectométricos, unos con plano axial E-W y vergentes hacia el N, y otros N-S. A ambos se superpone un par sinclinal-anticlinal de pliegues hectométricos de la fase principal, orientados E-W y vergentes hacia el S (fig. 2). Los pliegues de la fase principal están

asociados a la formación de la esquistosidad regional y a pliegues de dimensiones menores. Los ejes de los pliegues menores sinuosos y las lineaciones de intersección asociadas presentan dispersión sobre los planos de los pliegues anteriores (fig. 3). Esta tiene una disposición constante, con una dirección E-W y un fuerte buzamiento hacia el N o subvertical (fig. 3). El conjunto de estructuras está deformado por kink bands, esquistosidades de crenulación, localmente desarrolladas, y por un sistema de cabalgamientos de dirección E-W y buzamiento hacia el N. Estos cabalgamientos limitan el anticlinal por el N y por el S poniéndolo en contacto, respectivamente con los «sinclinales» de Tor y de Llavorsí y condicionando su orientación cartográfica E-W. Si bien la mayoría de estas deformaciones son hercínicas, no cabe descartar que algunas de las más tardías —kink bands, crenulaciones— puedan ser alpinas.

Discusión y conclusiones

La complejidad de la estructura interna del anticlinal de La Massana contrasta con su aparente simplicidad cartográfica. Esto es debido a la interacción de pliegues y cabalgamientos cuyas trazas son subparalelas. Esta situación es común a otras unidades estructurales del Pirineo tales como el

«sinclinal» de Llavorsí y el «domo» del Orri que presentan una historia deformacional comparable a la del anticlinal mencionado. Las estructuras internas de estas unidades no corresponden a un sinclinal y a un domo, respectivamente, y también están limitados por cabalgamientos E-W (Casas y Poblet, 1989 y Speksnijder, 1987). Todo ello plantea el problema de la significación de las estructuras mayores de plegamiento definidas hasta ahora en los materiales hercínicos del Pirineo a partir fundamentalmente de criterios cartográficos. Así, pues, es necesaria la revisión de las unidades estructurales del Pirineo central, con especial atención a su estructura interna y a los límites que las separan.

Referencias

- Casas, J. M. & Poblet, J. (1989): *C. R. Acad. Sci. Paris*, 308, sér. II: 427-433.
 Eeckhout, B. van den (1986): *Geol. Ultraiectina*, 45, 1-193.
 Hartevelt, J. J. A. (1970): *Leidse Geol. Meded.*, 45, 167-236.
 Speksnijder, A. (1987): *Eclogae geol. Helvet.*, 80, 697-733.
 Zandvliet, J. (1960): *Leidse Geol. Meded.*, 25, 1-127.
 Zwart, H. J. (1965): *Leidse Geol. Meded.*, 33, 191-254.

Recibido el 1 de febrero de 1990
 Aceptado el 23 de febrero de 1990

Tectónica y sedimentación en el margen oeste del «rift» terciario del valle de Ayora-Cofrentes (Valencia)

C. de Santisteban*, J. Saiz*, D. Bello* y F. J. Ruiz Sánchez*

* Departamento de Geología. Universidad de Valencia. Av. Doctor Moliner, 50. 46100 Burjassot (Valencia).

ABSTRACT

The Ayora-Cofrentes valley (Valencia) presents a rift-like structure of probable Lower Tertiary age. Its western margin is formed by a system of lystric faults with a vertical displacement of 300 m. This main fault is affected by a zone of dextral E-W strike-slip, which caused the development of a symmetrical graben. This structure is active since the Tertiary.

Key words: Tertiary, alpine deformation, betic foreland, Valencia province.

Geogaceta, 8 (1990), 44-47.

Introducción

El área considerada hasta el presente como el Sector Ibérico de la

provincia de Valencia se caracteriza por estar estructurada por una red jerarquizada de fracturas (Ortí, 1981; Santisteban y Brito, 1988), constitu-

yendo un conjunto que denominamos «Antepais Bético Fracturado (ABF)». Estas estructuras son la consecuencia de una extensión horizontal ENE-