

frontal del bloque superior se solidariza con el flanco sur de la flexión y queda cortada por el siguiente cabalgamiento de la secuencia (fig. 3B). El mismo dispositivo se acentúa con el emplazamiento de otras láminas (fig. 3C). Este dispositivo implica que desde el río Gállego hacia el W no se producen duplicaciones extensas de la cobertera a consecuencia de los cabalgamientos de las Sierras Marginales.

Referencias

- Almela, A. y J. M. Ríos (1951): I Congr. Intern. del Pirineo, Zaragoza, C.S.I.C., 28 p.
- Arenas, C.; G. Pardo y J. Villena (1990): 9.ª Sesión científica de la Soc. Geológica de España. Zaragoza.
- Barbed, F.; M. B. Martínez, H. Millán, J. J. Navarro y A. Pocoví (1988): Symposium on the Geology of the Pyrenees and Betics. Barcelona.
- Cámara, P. y J. Klimowitz (1985): *Estudios Geol.*, 41, 391-404.
- Comas-Rengifo, M.J.; A. Goy, G. Meléndez, H. Millán, J. J. Navarro y A. Pocoví (1988): III Col. Estratigr. y Paleocol. del Jurásico de España, Logroño, p. 23-26.
- Muñoz, J. A.; C. Puigdefábregas y J. M. Fontboté (1983): Libro Jubilar J. M. Ríos, I.G.M.E. t. II: 185-204.
- Nichols, G. J. (1978a): *Geol. J.*, 22.
- Nichols, G. J. (1987b): *Geol. Mag.*, 124 (2), 121-133.
- Nichols, G. J. (1989): *Journal of the Geological Society, London*, 146, 851-857.
- Puigdefábregas, C. (1975): Monografías del Inst. Estudios Pirenaicos, Jaca, nº 104, 188 p.
- Puigdefábregas, C. y M. Soler (1973): *Pirineos*, 109, 5-15.
- Seguret, M. (1972): *Thèse. U. Montpellier*, 155 p.
- Selzer, G. (1934): *Publ. Extranj. Geol. de España*, 4, 183-232. Madrid (1948).
- Trabajo realizado en el marco del proyecto CB 5/87 del CONAI de la Diputación General de Aragón y del PB88-0389-C02-01 de la DGICYT.

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

Distensión-comprensión en la cuenca de Campo Arañuelo. Implicación cortical

C. Martín*

*Museo Nacional de Ciencias Naturales. CSIC. José Gutiérrez Abascal, 2. 28006 Madrid.

ABSTRACT

Pre-Arcosic detritic sediments (Paleocene-Eocene?) have been affected by normal faults; this distension phase, named Extremeña Phase, is related with other similar regional observations.

During Lower-Upper Miocene a new compressive phase cause thrusting with granite and metamorphic rocks of Gredos and Montes of Toledo overthrusting to Pre-Arcosic and Arcosic sediments. This phase is including at the Guadarama, and/or Neocastellana, Phases detected in eastern Central System massiff and other Meseta basins respectively.

Key words: Normal faults; thrust faults; Alpine tectonics; central Iberian Meseta; Campo Arañuelo Basin.

Geogaceta, 8 (1990), 39-42.

Introducción

Campo Arañuelo es una cuenca terciaria intracratónica de la Meseta que tiene 70 y 35 km. en sus dimensiones máximas y está limitada por la Sierra de Gredos y Sierra de Guadalupe-Montes de Toledo. En su mayor parte la rellenan sedimentos arcósicos continentales que se han asignado, según los diversos autores, o al Paleógeno o al Neógeno; pero lo cierto es que en la cuenca no se han encontrado restos paleontológicos que permitieran fechar alguno de sus depósitos.

De entre las peculiaridades de esta cuenca destacaremos dos: su enlace hacia el este con la Cuenca de Madrid a través de un 'pasillo' entre Velada y Calera donde el basamento granítico

está muy cercano a la superficie (Vicente y Sastre, 1983); y el hecho de que en su borde meridional el contacto dibuja 'dientes de sierra' formados por los bloques del zócalo de Navalmoral, Berrocalejo y Oropesa cuyos contactos con los sedimentos son a veces por fallas inversas (Muñoz, 1979).

El estudio de la cuenca de Campo Arañuelo tiene siempre un especial interés, justificado tanto por su posición clave entre las dos cordilleras como por su enlace y posible continuidad con la gran Cuenca de Madrid.

Rasgos estratigráficos

Establecer en Campo Arañuelo una secuencia cronoestratigráfica escapa hoy

a nuestras posibilidades y supone vencer las dificultades impuestas por su perfil casi plano, las características detriticas continentales de sus depósitos y la ausencia de fósiles. No obstante, las observaciones en estas áreas del Tajo medio permiten diferenciar tres grandes divisiones que nos servirán como elementos de referencia. De techo a muro son:

- c) Ciclo Arcósico: Conjunto Superior.
- b) Ciclo Arcósico: Conjunto Inferior.
- a) Ciclo Pre-Arcósico.

a) *Ciclo Pre-Arcósico:* En el borde meridional de campo Arañuelo se hallan niveles de conglomerados y arenas con el rasgo visible común de que sus elementos los constituyen casi con exclusividad granos y cantos de cuarzo o cuarcita blancos y azules.

Ya fueron citados por Hernández-Pacheco (1950) que los diferenció del resto de los sedimentos arcósicos predominantes, asignándoles al Oligoceno. Han sido considerados también como depósitos marginales paleógenos (Muñoz, 1979) o neógenos, bien vindobonienses (Cañada, 1962) o aragoneses (Junco, 1983).

Este conjunto de materiales resulta de muy difícil datación. En realidad todavía no se han encontrado criterios objetivos que lo hagan posible. Tienen una gran semejanza con los depósitos que están discontinuos en diferentes lugares del borde de los Montes de Toledo (Aparicio, 1971; Martín y Hernández, 1972) y que tienen su punto más significativo en el Cerro de la Rosa (Toledo). Allí quedó abierta desde principios de siglo la discusión respecto a su edad entre el Cretácico y el Paleógeno (ver resumen de Alonso, 1971). Todavía hoy dicha asignación no ha sido resuelta, aunque las últimas consideraciones a partir de datos sísmicos apuntan una edad paleógena (Racero, 1988). Por sus características y disposición basal, y a la espera de mayor precisión lo más adecuado es englobarlos, según la propuesta de Pedraza (1981) y Garzón *et al.* (1983), en el Ciclo Pre-Arcósico, detectado en los bordes norte y sur de la Cuenca de Madrid. Los mismos argumentos indican una correlación con los depósitos Pre-Lutecienses (Jiménez, 1975, 1983) del borde norte de la Cordillera Central y con el Tramo inferior paleógeno de Jiménez *et al.* (1983) puntualmente datado como Paleoceno (—58 Ma) por K/Ar (Blanco *et al.*, 1982).

Ciclo Arcósico: También siguiendo la propuesta de Pedraza (1981) y Garzón *et al.* (1982) se englobarían aquí toda la masa de sedimentos de ese tipo que son los más visibles desde la superficie. Dentro de este ciclo cabe diferenciar:

b) **Conjunto Inferior**, caracterizado por presentar unas formas hidrogénicas en colores rojos y grises asociados NRG (Martín, 1974) desarrolladas en casi toda la cuenca de Campo Arañuelo, principalmente en las áreas más próximas a sus márgenes (como sucede en el borde de las áreas occidentales de la Cuenca de Madrid). Puede tener edades variadas dentro del Paleógeno, y depósitos de este tipo han podido ser datados en la Cuenca de Amblés (Garzón y López,

1978) como del Oligoceno medio. Se correlacionaría con diferentes depósitos descritos en el Alto Alberche (Ubanell, 1975); en las cercanías de Salamanca (Jiménez, 1975) y en la Cuenca de Ciudad Rodrigo según los describen Arribas y Jiménez (1971) y Cantano *et al.*, (1987), considerados en ambos casos como paleógenos.

c) **Conjunto Superior**, ya Neógeno, representado por los depósitos visibles en Puente del Arzobispo. Enlaza, con frecuentes cambios de facies, con las variadas litologías de la Unidad inferior de la Cuenca de Madrid (Martín, 1974), por ejemplo, entre el área de Maqueda-Santa Olalla-Cebolla. Inmediatamente encima se halla la Unidad Intermedia (=M₂, Martín, 1974) neógena que contiene la fauna del Mioceno Inferior de Torrijos (Aguirre *et al.*, 1982). Al W se correlacionaría con los depósitos miocenos de la cuenca de Plasencia datados también por fauna (Hernández-Pacheco y Crusafont, 1960).

Ragos estructurales

No se han podido establecer con precisión cual es el tipo de separación y/o relación que hay entre las unida-

des mencionadas. Se pueden exponer, no obstante, algunas observaciones generales referentes a las estructuras deformativas que presentan. Así, en el Ciclo Pre-Arcósico las fracturas son habituales, llegándose a frecuencias centi y aún milimétricas; las fallas son asimismo usuales, a veces llegan a partir y desplazar a los cantos. La densidad y frecuencia de estas estructuras no se encuentran en el Ciclo Arcósico, donde se presenta sólo ocasionalmente alguna falla o fractura preferentemente en los puntos más próximos al contacto por falla entre el Conjunto Inferior y la Cordillera Central.

En el contacto del bloque de Berrocalejo, los sedimentos Pre-Arcósicos están afectados por una serie de fallas normales con desplazamientos métricos (fig. 2). Los planos de estas fallas (con buzamiento medio de 40°) tienen una orientación NW-SE y definen un conjunto de pequeños bloques del zócalo que han rotado dentro de un proceso extensional SW-NE. En los inmediatos sedimentos del Ciclo Arcósico no se aprecian estructuras de este tipo.

Por otra parte, en el mismo punto del bloque de Berrocalejo, la Unidad Pre-Arcósica y el mencionado sistema

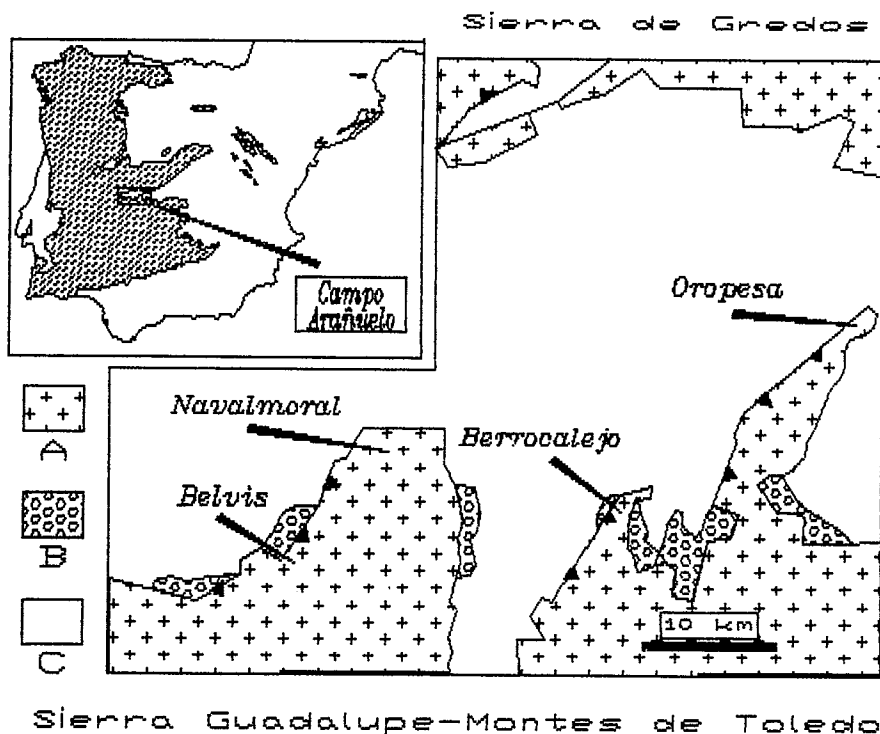


Fig. 1.—Situación y esquema geológico de Campo Arañuelo, basado y modificado de Muñoz (1979) y Junco (1983). A: Zócalo granítico-migmatítico. B: Sedimentos Pre-Arcósicos. C: Conjunto Inferior (con NRG) del Ciclo Arcósico.

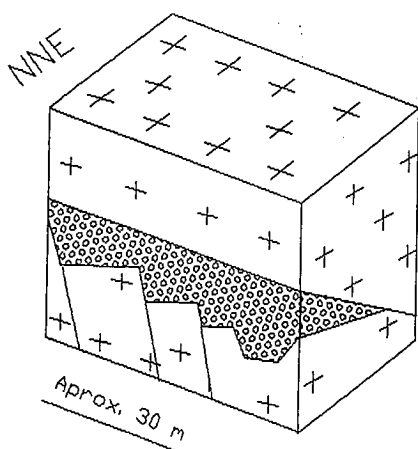


Fig. 2.—Esquema del contacto zócalo/Pre-Arcósico, en el km. 1,5 de la carretera de Berrocalejo a El Gordo. Fallas normales y posterior falla inversa.

de fallas normales que le afectan, están cabalgados por el granito según un plano que buza 40° al SSE (fig. 2). También en el bloque de Naval-moral, la falla inversa de su borde oeste cabalga según un plano NNE-SSW casi horizontal sobre depósitos Pre-Arcósicos (fig. 3). Esta falla inversa no afecta a la Unidad Arcósica. Y en el borde septentrional de Campo Arañuelo el zócalo granítico de la Sierra de Gredos monta por falla inversa a sedimentos arcósicos con NRG del Conjunto Inferior; como puede ser visto, por ejemplo, en las cercanías de Valdeñigos; en el p.k. 39 de la carretera de Jaraiz de la Vera, y en el km. 15 de la misma, donde el plano de falla tiene un ángulo de 45° . Al este, en el límite meridional de la Cordillera Central, entre Castillo de Bayuela y Nombela puede observarse este mismo hecho ya conocido desde Royo (1934) en materiales con NRG, que son también cabalgados por el granito según un plano SW-NE con ángulo de 35° . Fenómenos de este tipo son citados asimismo en el Alto Tiétar (Garzón, 1977).

Interpretación y discusión

a) *Etapas distensivas*: Por los datos aquí expuestos podemos decir que en este área se manifiesta una etapa distensiva SW-NE posterior al ciclo pre-Arcósico y seguramente anterior al ciclo Arcósico. En favor de ello también puede señalarse la discordancia puesta de manifiesto al NW de Salamanca (Jiménez, 1975) entre depósitos atribuibles al Pre-Arcósico y al Con-

junto Inferior del Ciclo Arcósico, que allí contiene bloques con estrías de falla. Si esta distensión se considera correspondiente con la señalada en el área de Salamanca (Jiménez, 1975; García *et al.*, 1981), se definiría una etapa tectónica anterior a la mejor y más ampliamente conocidas en la Meseta, detectada a uno y otro lado de la Cordillera Central para la que se propone la denominación como referencia de Fase Extremeña. Los depósitos a los que afecta y de los que podemos extraer información afloran en pequeñas masas y discontinuamente en estas amplias áreas y están siempre en relación directa con los zócalos graníticos o metamórficos.

b) *Etapas compresivas*: Las fallas inversas de los bloques meridionales en 'dientes de sierra' y de la Cordillera Central en la región de la Vera nos manifiestan una nueva etapa compresiva posterior a la Fase Extremeña distensiva, como se pone de manifiesto en el afloramiento ya citado cercano a Berrocalejo. Esta etapa es posterior asimismo al Conjunto Inferior del Ciclo Arcósico.

Por otra parte, las observaciones realizadas a escala regional y los antecedentes bibliográficos, no se conoce que estas fallas inversas afecten a los depósitos tipo 'raña' característicos de esta zona de la Meseta y considerados del Plioceno (Pérez-González y Gallardo, 1987), por lo que esta edad sería el límite superior de dicha etapa compresiva.

El sistema de fallas inversas del borde meridional de la Cordillera Central puede continuarse hacia el este, donde Nombela hasta Torrelodones afectando a materiales progresivamente más recientes. Uno de estos puntos más altos de la secuencia es el puerto de Galapagar donde el granito atraviesa y cabalga, según un plano con ángulo de 60° , arcosas con bloques y conglomerados de edad no precisada pero que al menos representan niveles miocenos aragoneses (Portero y Aznar, 1984).

En Campo Arañuelo la presencia de fallas inversas en el borde meridional es conocido desde Muñoz (1979). Aquí se han puesto de manifiesto otras más, tanto en este mismo borde como en el del norte. Para las fallas inversas del borde meridional y norte de la Cordillera Central han sido propuestos dos modelos explicativos de su génesis:

a) De un rhomb horst sinistral (Portero y Aznar, 1984) que desde el Eoceno levantaría los bloques del zócalo de forma progresiva.

b) Como 'solución geométrica más simple' ante un ascenso brusco de la corteza en los bordes de un engrosamiento cortical que se detecta a escala de la cordillera (Vegas y Suriñach, 1987).

Quizá ambas propuestas puedan hacerse coherentes respecto al mecanismo considerándolas en una zona de transpresión que levanta los bloques del zócalo en forma de flor o palmera. Sin embargo, las conclusiones derivadas de los perfiles sísmicos (Racero, 1988) indican una dinámica no progresiva que debe situarse en tiempos intramiocenos, como asimismo señalan Capote *et al.* (1990) con datos estructurales en el zócalo. Esta dinámica se correspondería con la que dichos autores denominan Etapa Guadarrama y con la Fase Neocastellana que Aguirre *et al.* (1976) mencionan en otras cuencas de la submeseta sur.

No obstante, ninguna de las soluciones mencionadas atiende en sus consideraciones a la existencia de fallas inversas entre el zócalo y sedimentario en el borde sur de Campo Arañuelo ni de otros puntos del borde norte de los Montes de Toledo; siguiendo dicho modelo no se puede explicar la génesis de las fallas inversas del sur de Campo Arañuelo si no suponemos a su vez un engrosamiento cortical en el macizo de los Montes de Toledo. Si ello fuera así, y dada la escasa distancia que separa los contactos por falla inversa contrarias en ambos macizos (S. Gredos-M. Toledo), habríamos de admitir entre ellos un adelgazamiento de pequeño radio de curvatura. Este particular adelgazamiento estrecho coincidiría en el área de Campo Ara-

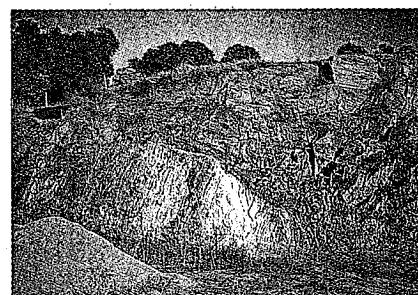


Fig. 3.—Falla inversa subhorizontal que monta el zócalo migmatítico sobre sedimentos del Ciclo Pre-Arcósico. Al Oeste de Belvis de Monroy, durante las obras del transvase del Embalse de Valdecañas en 1971.

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, Petrologia 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.