

Estudio paleomagnético de las rocas tardihercinianas de la Cadena Costera Catalana: Primeros resultados

J. M. PARÉS*

*Servei Geològic de Catalunya, c/ Diputació, 92. 08015-Barcelona y
Departament de Geologia Dinàmica, Geofísica i Paleontologia, Facultat
de Geologia, 08028 Barcelona (Espanya)*

ABSTRACT

Permian dykes and diorites from the Catalan Coastal Range basement have been studied. The magnetization offered by these rocks are stable and primary in origin and is carried by magnetite and titanomagnetite. The selected sites are distributed on both sides of the Vallès-Penedès graben. We have used tentatively the bedding of the Miocene deposits infilling this graben in order to correct the Permian directions. After this exercise is done, the Permian inclinations cluster among them and close to the literature data. It appears that during the Neogene rifting the graben and its NW and SE sides have been tilted towards NW, as shown by the Miocene deposits from the Vallès-Penedès graben.

INTRODUCCION

En el presente trabajo se describen las características magnéticas de pórfidos y dioritas tardihercinianas del zócalo de la Cadena Costera Catalana. La magnetización que presentan dichas rocas es estable y primaria. Los afloramientos seleccionados están localizados a ambos márgenes de la depresión del Vallès-Penedès y se observa que los que están situados en su labio SE presentan un basculamiento hacia el NW correlacionable con el buzamiento de los materiales neógenos del interior de la depresión.

* Dirección actual: Institut Jaume Almera, C.S.I.C., Martí i Franquès, s/n. 08028 Barcelona (Espanya).

CONTEXTO GEOLOGICO

A grandes rasgos, la Cadena Costera Catalana está constituida por cuatro grandes grupos de terrenos (Llopis, 1947, Anadón et al., 1979) (Fig. 1):

— El zócalo herciniano, caracterizado por rocas cristalinas y metasedimentarias que abarcan desde el Cambro-ordovícico al Pérmico.

— La cobertera mesozoica, que empieza con los materiales triásicos, los cuales descansan en discordancia sobre el zócalo herciniano, y a continuación los jurásicos y cretácicos.

— Los materiales paleógenos, de origen marino y continental, sincrónicos, en parte, con la deformación alpina.

— Los depósitos del Neógeno y Cuaternario de las depresiones desarrolladas durante la distensión que empezó a principios del Mioceno.

Los terrenos paleozoicos del zócalo herciniano afloran ampliamente a lo largo de la Cadena Costera Catalana. En la parte septentrional de la Cadena, la casi totalidad de los afloramientos está constituida por granitoides, aunque se reconocen también cuarzodioritas, dioritas y gabroides, siendo la mineralogía y el quimismo del conjunto calcoalcalinas (Enrique, 1985). Asociadas al emplazamiento de estas rocas plutónicas tardi-

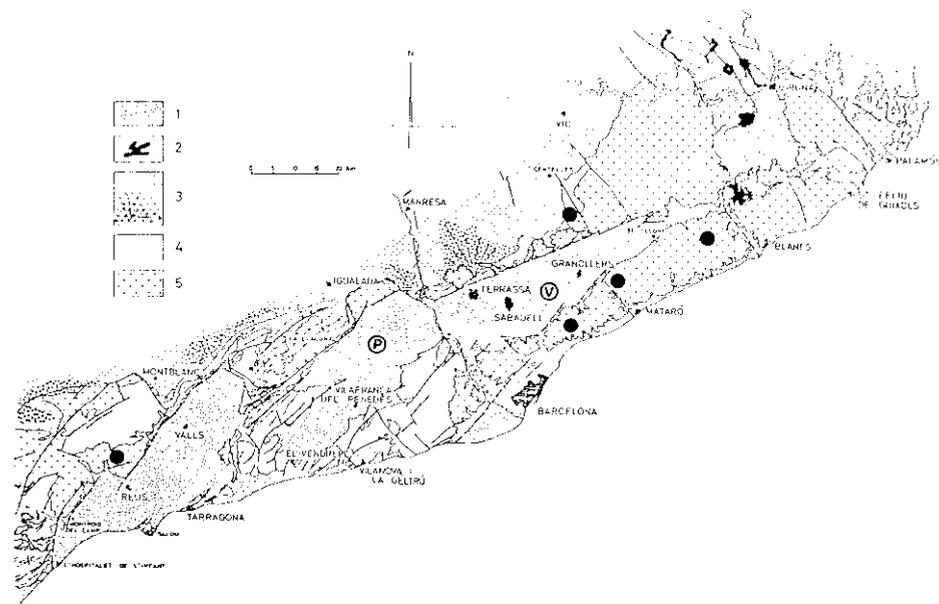


Fig. 1. Esquema tectónico del sector central-septentrional de la Cadena Costera Catalana (modificado de Robles y Santanach in Anadón *et al.*, 1979). Legenda: 1, Neógeno de las depresiones internas. 2, Rocas volcánicas neógenas y cuaternarias. 3, Paleógeno de la Cuenca del Ebro, con indicación de los conglomerados sintectónicos (a) y de las principales discordancias progresivas (b). 4, cobertera mesozoica. 5, zócalo paleozoico. Las letras V y P señalan la depresión del Vallès-Penedès. Los círculos indican las áreas muestreadas.

hercinianas existe un cortejo de rocas filonianas, la mayoría de las cuales están representadas por pórfidos graníticos y granodioríticos. Recientes dataciones radiométricas permiten atribuir los granitoides al Autuniense (Pérmico inferior) (Enrique y Debon, 1987).

Desde el punto de vista estructural, la Cadena Costera Catalana se caracteriza por una serie de fallas que afectan al zócalo, subverticales, que se disponen en relevo de manera dextra y cuya dirección varía de ENE-WSW a NE-SW a lo largo de la cadena. Durante el Paleógeno, estas fallas de zócalo actuaron básicamente como fallas de dirección sinistras (Guimerà, 1984), dando lugar a diversas estructuras en el zócalo y en la cobertera mesozoica. El deslizamiento a lo largo de las fallas fue acompañado del emplazamiento de escamas de materiales del zócalo sobre la cobertera mesozoica y sobre los depósitos paleógenos de la Cuenca del Ebro. En la cobertera mesozoica, el movimiento de las mismas fallas originó flexiones y pliegues vergentes hacia la Cuenca del Ebro.

A partir del tránsito Paleógeno-Neógeno tuvo lugar una inversión tectónica negativa: los bloques que durante el Paleógeno habían sido levantados como consecuencia del movimiento de las fallas descritas, pasaron a hundirse, invirtiéndose así la polaridad del relieve (Fontboté, 1954; Fontboté *et al.*, 1988). Durante la distensión neógena, el movimiento dominante de las fallas fue normal, hundiéndose los labios SE de las mismas respecto los situados al NW dando lugar a una serie de fosas y semi-fosas a lo largo del litoral catalán.

En el presente estudio se han seleccionado afloramientos de pórfidos granodioríticos y de dioritas del zócalo en ambos lados de la depresión del Vallès-Penedès. En conjunto, esta depresión presenta una asimetría muy marcada que le confiere un carácter de semifosa (Llopis, 1947, Fontboté, 1954). Esta asimetría responde a: (a) La falla del lado NW tiene un salto vertical máximo del orden de 3 a 4 Km, mientras que en el lado SE las fallas tienen saltos verticales muy inferiores (Anadón *et al.*, 1979). A partir del Burdigaliense superior-Langhiense, las fallas meridionales son fosilizadas por los materiales neógenos de la fosa, mientras que la actividad de las fallas septentrionales se prolongó durante un lapso de tiempo bastante mayor, contribuyendo así a la marcada asimetría de la depresión (Cabrera, 1980); (b) El buzamiento de los materiales neógenos de la fosa es, de una manera general, hacia el NW, aunque con algunas ondulaciones debido a la estructura en bloques del substrato.

DATOS PALEOMAGNETICOS

El comportamiento de las muestras de los diques frente la desmagnetización por campos alternantes es relativamente sencillo. Las muestras analizadas previamente durante un estudio piloto, presentan un compo-

nente viscoso que es eliminado a los 15 mT (Fig. 2a). En algunos casos se observa un ligero aumento inicial de la intensidad hasta los 15 mT. Este aumento coincide con el lavado del componente viscoso y se debe a que este componente tiene polaridad positiva, mientras que el componente de mayor estabilidad tiene polaridad negativa. Al lavar el componente viscoso estamos en realidad incrementando el valor del vector suma, es decir, aumenta la intensidad.

Una vez eliminado el componente viscoso a los 15 mT, la intensidad disminuye progresivamente durante el lavado. Al mismo tiempo, se define claramente la dirección de la magnetización característica de los diques, marcada por la línea que describen los sucesivos vectores resultantes.

Una vez realizado el estudio piloto, la totalidad de las muestras fueron desmagnetizadas por campos alternantes desde 20 a 90 mT y presentan un comportamiento similar. A los 20 mT se observa un cambio direccional correspondiente al lavado del componente viscoso y a partir de

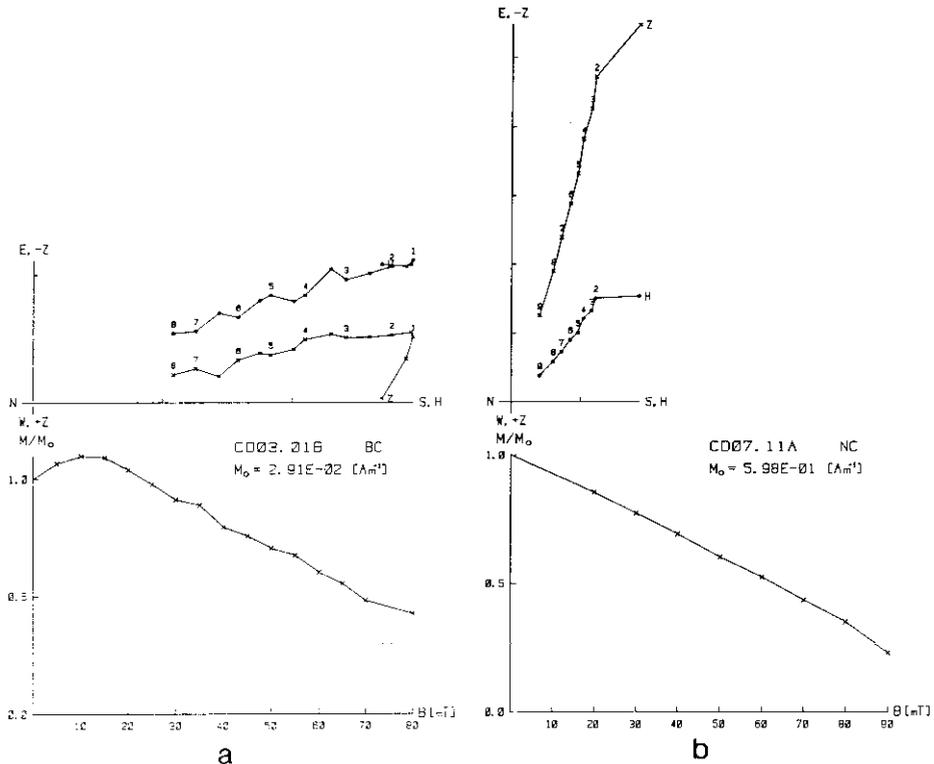


Fig. 2. (a) y (b). Espectros de desmagnetización en campos alternantes de dos muestras representativas con los diagramas de Zijderveld correspondientes.

este punto, sólo queda la magnetización característica, que es progresivamente lavada hasta los 90 mT (Fig. 2b).

La curva de adquisición de la MRI (Fig. 3a) presenta un aumento inicial muy pronunciado de la magnetización y la saturación se alcanza a los 0,2 T. El espectro coercitivo refleja un máximo situado entre 0 y 0,15 T, es decir, corresponde a un mineral de baja coercividad. Todas estas características indican que el mineral portador de la remanencia es una magnetita.

El comportamiento de las dioritas es diferente al anterior. El tratamiento por campos alternantes hasta los 90 mT se muestra totalmente inefectivo ya que la intensidad, a pesar de describir algunas oscilaciones, no disminuye (Fig. 4a). Esto indica que el mineral portador de la magnetización tiene una coercividad demasiado alta como para ser lavado mediante campos alternantes. La desmagnetización térmica se muestra en este caso más efectiva. Tal como se observa en la Fig. 4b, a los 300° C, la intensidad decae bruscamente, siendo prácticamente eliminada a los 400° C. El mineral ferromagnético portador de la MRN tiene una temperatura de desbloqueo situada cerca de los 360° C. Estos resultados contrastan con la curva de adquisición de la MRI (Fig. 3b). Hasta los 0,1 T hay un aumento brusco de la MRI. A partir de este punto, la curva es cóncava hacia arriba y no se alcanza la saturación. El espectro coercitivo presenta un máximo a los 0,7 T, lo cual nos revela que la magnetita es el prin-

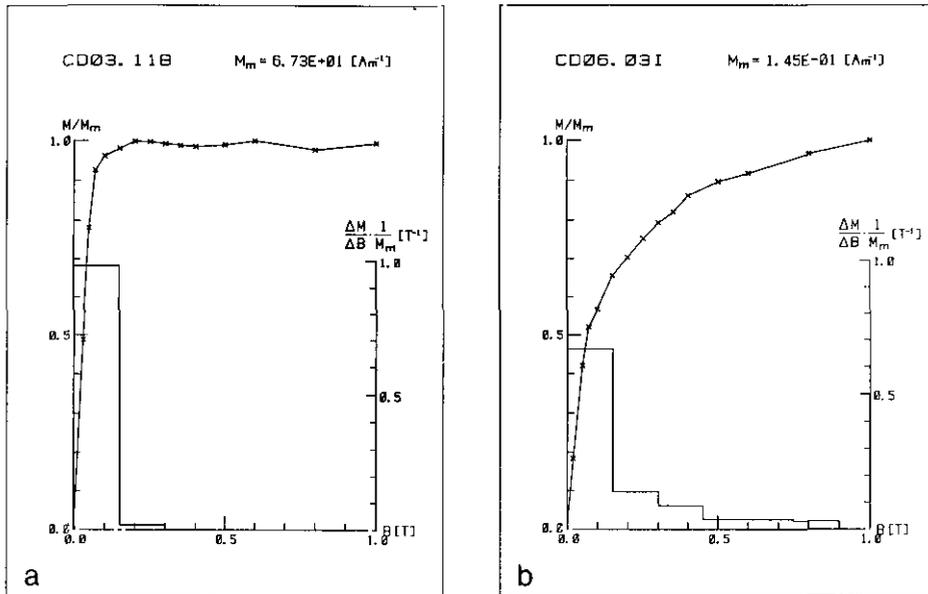


Fig. 3. Curva de adquisición de magnetización isotérmica (MRI) para (a) una muestra de pórfido granítico y (b) de una diorita.

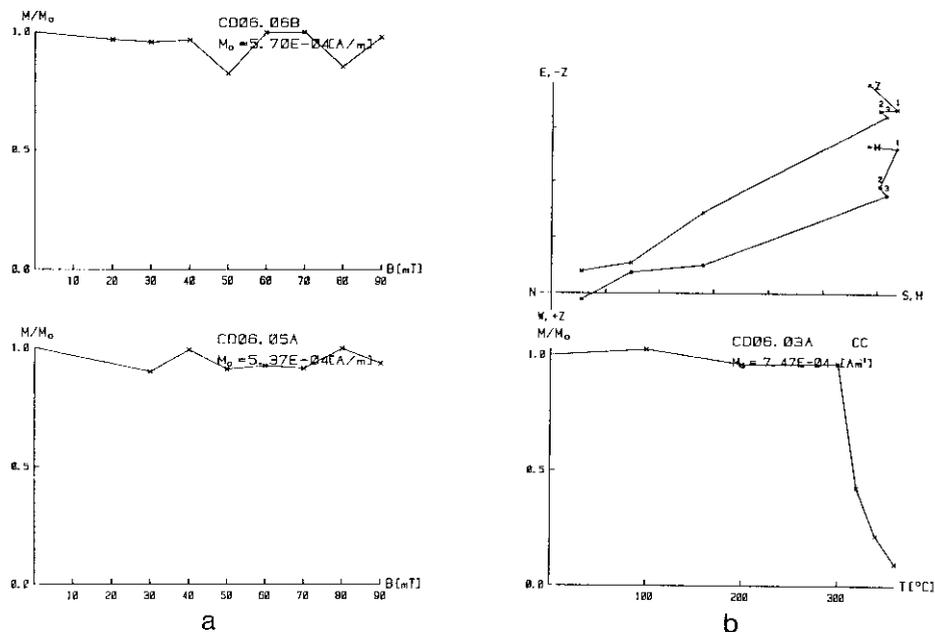


Fig. 4. Espectros de desmagnetización en campos alternantes (a) y térmica (b) para muestras de dioritas.

principal portador de la MRI. Tenemos pues que de un lado la MRN es llevada por un componente de baja temperatura de desbloqueo, atribuible a magnetita con un porcentaje importante de titanio, lo cual daría lugar a la baja temperatura de desbloqueo (360°C) o bien a pirrotita. De otro lado, la MRI responde a una magnetita de coercividad menor, efecto atribuible al mayor tamaño de grano.

DIRECCIONES CARACTERISTICAS

En la Fig. 5 se han representado las direcciones de magnetización característica para cada uno de los afloramientos estudiados juntamente con las direcciones medias obtenidas por Van der Voo (1969) y Hernando *et al.* (1980). La baja dispersión que presentan cada uno de los afloramientos estudiados da lugar a un valor muy bajo del radio del círculo de confianza y por tanto a una buena definición de la dirección media de magnetización (Tabla I). Al comparar ambos grupos de resultados —los propios y los bibliográficos—, y por lo que se refiere a la inclinación, se observa que los afloramientos CD01 y CD02 presentan valores muy parecidos a las direcciones bibliográficas, mientras que las restantes direcciones

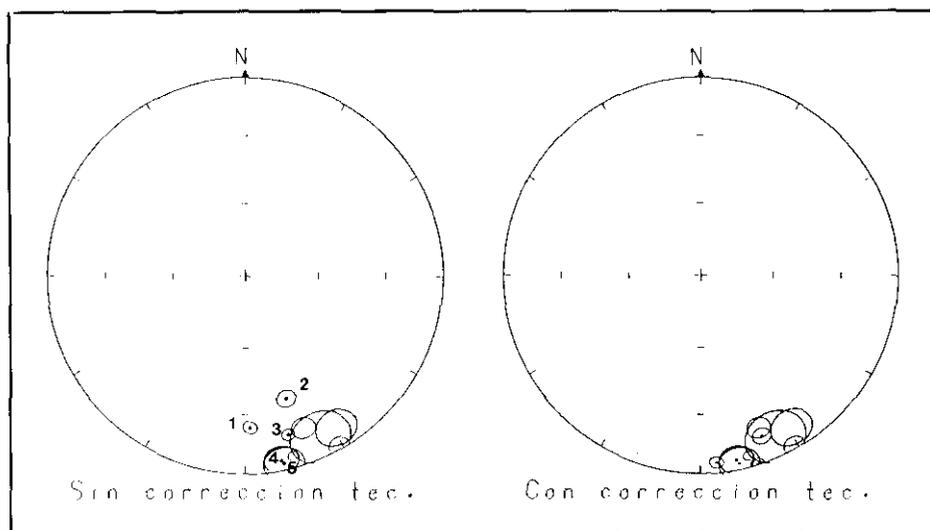


Fig. 5. Círculos de confianza para las direcciones medias de magnetización de las rocas pérmicas estudiadas, juntamente con los resultados existentes en la Placa Ibérica. Localidades: 1, CD07; CD06; 3, CD03; 4, CD01; 5, CD02 (ver Tabla I). Obsérvese el mayor agrupamiento entre los círculos después de la corrección tectónica. Explicación en el texto.

nes presentan inclinaciones más elevadas. Son precisamente estas últimas inclinaciones las que corresponden a los afloramientos situados en el margen SE de la depresión del Vallès.

A fin de determinar si estos valores anormalmente altos de la inclinación podrían ser debidos al basculamiento de la depresión el Vallès y sus bordes, se tomaron los valores de la estratificación de los materiales miocenos que rellenan la depresión para la corrección tectónica de los diques estudiados.

Tal como se observa en la Fig. 5, una vez restituida la estratificación de los materiales miocenos a la horizontal, las direcciones medias de los afloramientos CD03, CD06 y CD07 presentan inclinaciones más bajas y por lo tanto más cercanas a la inclinación media correspondiente a este período de tiempo para la placa Ibérica.

Así pues, de estos resultados se desprende que la anormal inclinación de las direcciones paleomagnéticas de las rocas tardihercinianas de la cordillera litoral Catalana, se puede relacionar con el buzamiento que presentan los materiales neógenos de la fosa del Vallès-Penedès, de manera que durante el Neógeno, tuvo lugar un basculamiento solidario de la depresión y del labio SE de la misma hacia el NW.

Por lo que se refiere a la polaridad de la magnetización, se observa solamente la presencia de polaridades invertidas. El dominio de polaridades invertidas es una característica del período de tiempo comprendido

TABLA 1
Direcciones medias

Localidad	N	Antes de la corrección				$\alpha 95$	Después de la corrección	
		D	I	K	D		I	
(1) CD07	18	178.0	-24.1	139.7	2.9	175.0	-6.1	
(2) CD06	19	161.5	-34.7	76.7	3.9	159.0	-14.0	
(3) CD03	18	164.8	-17.8	169.1	2.7	163.0	-1.0	
(4) CD01	16	168.8	-5.8	27.5	7.2	Sin corrección		
(5) CD02	9	168.2	3.6	37.7	8.5	Sin corrección		

N es el número de muestras. D e I son la declinación y la inclinación respectivamente. K es el parámetro de precisión y $\alpha 95$ el radio del círculo de confianza.

(4) y (5) basado en Freeman y Lowrie (1985).

entre el Carbonífero superior y Pérmico superior, conocido como intervalo de Kiaman (Irving y Parry, 1963). No obstante, recientemente, se han descrito magnetizaciones de polaridad normal en el Pérmico superior del Macizo de Maures (Merabet y Daly, 1986). La edad de las rocas muestreadas está comprendida en el período de tiempo que abarca el intervalo de Kiaman y por lo tanto las polaridades son consistentes con este período.

CONCLUSIONES

Los diques porfídicos pérmicos del zócalo de la Cadena Costera Catalana, presentan una magnetización estable y muy bien definida. Tal como se ha comentado, después de la corrección tectónica, el valor medio de la inclinación es mucho más semejante entre las diferentes localidades y a la vez más cercano a las inclinaciones de las referencias bibliográficas. Este fenómeno refleja el basculamiento de la depresión del Vallès-Penedès y de sus bordes durante la distensión neógena.

El dominio de polaridades invertidas observado, es la característica del intervalo de Kiaman, que abarca desde el final del Carbonífero hasta el Pérmico superior.

En definitiva, las litologías estudiadas son buenas desde el punto de vista magnético y pueden ser utilizadas para calcular el paleopolo del Pérmico para el NE de la Placa Ibérica.

Agradecimientos

El trabajo presentado ha sido subvencionado por la Comisión Asesora de Investigación Científica y Técnica (CAICYT), proyecto

núm. 3085/83 C.3 y por el Servei Geològic de la Generalitat de Catalunya.

REFERENCIAS

- ANADÓN, P.; COLOMBO, F.; ESTEBAN, M.; MARZO, M. SANTANACH, P. y SOLE SUGRAÑES, L.; 1979. Evolución tectonoestratigráfica de los Catalánides. *Acta Geol. Hispánica*, 14: 242-270.
- CABRERA, L.; 1981. Influencia de la tectónica en la sedimentación continental de la cuenca el Vallès-Penedès (provincia de Barcelona. España) durante el Mioceno inferior. *Acta Geol. Hispánica*, 16: 163-169.
- ENRIQUE, P.; *La asociación plutónica tardi-herciniana del Macizo del Montnegre, Catalánides Septentrionales (Barcelona)*, Tesis Doctoral, Univ. Barcelona, 351 pp.
- ENRIQUE, P. y DEBON, F.; 1987. Le pluton permien calcoalcalin de Montnigre (Chaines Cotières Catalanes, Espagne): étude isotopique Rb-Sr et comparaison avec les granites hercyniens des Pyrénées, Sardaigne et Corse. *C. R. Acad. Sci. Paris*, t. 305, Série II, pp. 1157-1162.
- FONTBOTÉ, J. M.; 1954. Las relaciones tectónicas de la depresión del Vallès-Penedès con la cordillera prelitoral Catalana y con la depresión del Ebro. *R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, tomo homenaje al prof. E. Hernández-Pacheco, pp. 281-310.
- FONTBOTÉ, J. M.; GUIMERA, J.; ROCA, E.; SABAT, F.; y SANTANACH, P.; 1988. Para una interpretación cinemática de la génesis de la cuenca catalano-baleár: datos estructurales de sus márgenes emergidos. *Libro Homenaje R. Soler*, en prensa.
- FREEMAN, R. y LOWRIE, W.; 1985. Palaeomagnetism and Local Tectonics in the Balearic Islands and Catalan Coastal Range, Spain (Abstr.). *EOS*, vol. 66, n.º 46, p. 875.
- GUIMERA, J.; 1984. Paleogene evolution and deformation in the northeastern Iberian Peninsula. *Geol. Mag.*, 121: 413-420.
- HERNANDO, S.; SCHOTT, J. J.; THUIZAT, R. y MONTIGNY, R.; 1980. Age des andésites et des sédiments interstratifiés de la région d'Atienza (Espagne). *Sci. Géol. Bull. Strasbourg*, 33: 119-128.
- IRVING, E. y PARRY, L.; 1963. The magnetism of some Permian rocks from New South Wales. *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 7: 395-411.
- LLOPIS LLADÓ, N.; 1947. Contribución al conocimiento de la morfoestructura de los Catalánides. CSIC, Inst. «Lucas Mallada», 333 pp.
- MERABET, N. y DALY, L.; 1986. Détermination d'un pole paléomagnétique et mise en évidence d'aimantations à polarité normale sur les formations du Permien supérieur du Massif des Maures (France). *Earch Planet. Sci. Lett.*, 80: 156-166.
- VAN DER VOO, R.; 1969. Paleomagnetic evidence for the rotation of the Iberian Peninsula. *Tectonophysics*, 7: 5-56.

Recibido 10 feb. 1988.

Aceptado 18 abril 1988.