

LA TECNICA DEL PALEOMAGNETISMO. ESTUDIO PILOTO EN LOS BORDES DE LA CUENCA BALEAR

E. Banda (*), J. M. Parés (**) y R. Freeman (***)

RESUMEN

En una primera parte se repasan los fundamentos del paleomagnetismo con especial énfasis en los métodos y técnicas aplicados a las muestras coleccionadas en el estudio piloto de los bordes de la Cuenca Balear. En una segunda parte se describen los resultados obtenidos en el estudio de distintas litologías. Los diques del Carbonífero-Pérmico presentan una magnetización muy bien definida que los hace particularmente utilizables para estudios paleomagnéticos. Las calizas del Muschelkalk presentan una remagnetización que posiblemente puede datarse como paleógena. Algunas de las series jurásicas muestreadas pueden usarse con fines magnetoestratigráficos. Los resultados obtenidos han permitido iniciar estudios específicos de posibles movimientos de bloques en la Cadena Costera Catalana, la estructura de enlace entre la Cadena Costera Catalana y la Cordillera Ibérica y evolución tectónica del conjunto balear.

Palabras clave: magnetización, rotaciones, estructura, tectónica.

ABSTRACT

We present a review of paleomagnetic methods and techniques is applied to samples collected for a pilot study of the borders of the Balearic Basin. Subsequently a description of results is summarized showing the Permo-Carboniferous dikes are specially suitable for paleomagnetic studies. Muschelkalk limestones display a remagnetization wich can probably be dated as Paleogene. Some Jurassic series can be used for magnetostrigraphic purposes. The results encouraged us to initiate specific studies on possible block movements in the Catalan Coastal Ranges, structure of the linking zone between the Catalan Coastal Ranges and the Iberic Range, and the tectonic evolution of the Balearic promontory.

Key words: magnetization, structure, tectonic.

Introducción

Las rocas de la corteza terrestre contienen información del campo geomagnético del pasado geológico. Esta información magnética, que puede extraerse merced a los medios técnicos de que se dispone en la actualidad, se puede utilizar para diferentes fines: a) Datar las rocas y piezas arqueológicas (magnetoestratigrafía y arqueomagnetismo). b) Determinar la posición de las placas litosféricas en el pasado. c) Establecer y caracterizar los movimientos relativos entre distintas unidades tectónicas. d) Estudio de las fábricas de las rocas debidas a la deformación o a

paleocorrientes mediante la identificación de la anisotropía de la susceptibilidad magnética. e) Medir variaciones seculares del campo geomagnético.

En la bibliografía referida a estudios paleomagnéticos en la placa Ibérica (fig. 1, tabla 1) observamos una cantidad considerable de trabajos. La mayoría de ellos están encaminados a la obtención de estratigrafía magnética (15-17, 19, 27-28 en tabla 1) y al estudio de la rotación de la placa Ibérica (1-6, 8-14, 19, 22, 29 en tabla 1). Otros trabajos están dedicados a la tectónica regional (7, 18-21, 24-25, 30 en tabla 1) o a estudios de la relación entre la deformación y la magnetización (23, 26).

(*) Servei Geològic de Catalunya, Travesera de Gràcia, 56, 4t. Barcelona-08006.

(**) Departament de Geomorfologia i Tectònica, Facultat de Geologia, Universitat de Barcelona, Gran Via, 585, Barcelona-08007.

(***) Institut für Geophysik, ETH-Hoenggerberg, 8093-Zurich (Suiza).

Tabla 1.—Trabajos de paleomagnetismo en la Península Ibérica y Baleares

1	Clegg <i>et al.</i> (1957)	Arco Astúrico	B
2	Van der Lingen (1960)	Pirineos	B
3	Schwarz (1962)	Pirineos	B
4	Schwarz (1963)	Pirineos	B
5	Van der Voo (1967)	Sistema Ibérico, Macizo Ibérico	B
6	Van Dongen (1967)	Pirineos	B
7	Girdler (1968)	Pirineos	C
8	Van der Voo (1968)	Sistema Ibérico	B
9	Watkins and Richardson (1968)	Macizo Ibérico	B
10	Van der Voo (1969)	Pirineos, Arco Astúrico, Macizo Ibérico	B
11	Stauffer y Tarling (1971)	Arco Astúrico	B
12	Van der Voo and Zijderveld (1971)	Macizo Ibérico	B
13	Storetvedt (1973)	Macizo Ibérico	B
14	Van der Voo y Boeskol (1973)	Pirineos	B
15	Kopper (1976)	Baleares	A
16	Roggenthem (1976)	Pirineos	A
17	Dijksman (1977)	Sistema Ibérico	A
18	Ries <i>et al.</i> (1980)	Arco Astúrico	C
19	Vandenberg (1980)	Arco Astúrico, Sistema Ibérico, Macizo Ibérico, Cordillera Bética	A,B,C
20	Bonhommet <i>et al.</i> (1981)	Arco Astúrico	C
21	Perroud y Bonhommet (1981)	Arco Astúrico	C
22	Schott <i>et al.</i> (1981)	Macizo Ibérico	B
23	Perroud (1982)	Arco Astúrico	D
24	Cogné (1983)	Pirineos	C
25	Mäkel <i>et al.</i> (1984)	Cordillera Bética	C
26	Perroud and Cobbold (1984)	Arco Astúrico	D
27	Ogg <i>et al.</i> (1984)	Cordillera Bética	A
28	Burbank y Puigdefábregas (1985)	Pirineos	A
29	Schott (1985)	Pirineos, Sistema Ibérico	B
30	Freeman <i>et al.</i> (1986)	Baleares	C

Se han seleccionado aquellos trabajos que aportan datos originales.
Las letras corresponden a la clasificación temática dada en la introducción.

Cierta actividad de investigadores españoles se ha concentrado en las islas Canarias (Carracedo, 1979; Soler *et al.*, 1984). En cuanto a instrumentación conocemos el trabajo de Osete (1984).

Ante un panorama de invasión extranjera con mínimo o nulo legado científico, dos grupos, uno en Barcelona y otro en Madrid, presentaron propuestas independientes, pero coordinadas, a la Comisión Asesora de Investigación Científica y Técnica (CAICYT), para la iniciación de trabajos de paleomagnetismo que permitieran, en el futuro, el establecimiento definitivo de esta técnica en España. Los proyectos iniciaron sus actividades a finales de 1984. Como resultado de ello diversos investigadores españoles están trabajando activamente en el aprendizaje y aplicación de las técnicas del paleomagnetismo.

El proyecto que queremos presentar aquí tiene como objetivo fundamental el estudio de las litologías presentes en los bordes de la cuenca Balear (fig. 1) con el fin de poder explotar el potencial paleomagnético de las diferentes series y, así, abordar la solución de problemas geológicos. Hasta el momento se han muestreado rocas ígneas y rocas sedimentarias cuyas

edades se sitúan entre el Carbonífero y el Paleógeno. Igualmente queremos describir la técnica de muestreo, el tratamiento de las muestras y el análisis de resultados. A pesar de que el magnetismo de rocas y diferentes técnicas de medida y análisis pueden leerse en libros de texto (p. ej. Valencio, 1980; Tarling, 1983; Collinson, 1983) pensamos que es importante resumir aquí los conceptos básicos utilizados en la realización práctica de un proyecto de paleomagnetismo.

Los resultados que se presentan al final de este trabajo muestran las posibilidades que ofrecen las diferentes áreas y litologías estudiadas hasta el momento como ejemplos del potencial de esta técnica. Ello dará paso a la realización de estudios específicos de problemas geológicos a publicar en la literatura especializada.

El magnetismo de las rocas

La magnetización remanente natural (NRM) es el vector suma de todos los componentes ferromagnéticos contenidos en una roca. Los mayores esfuerzos en

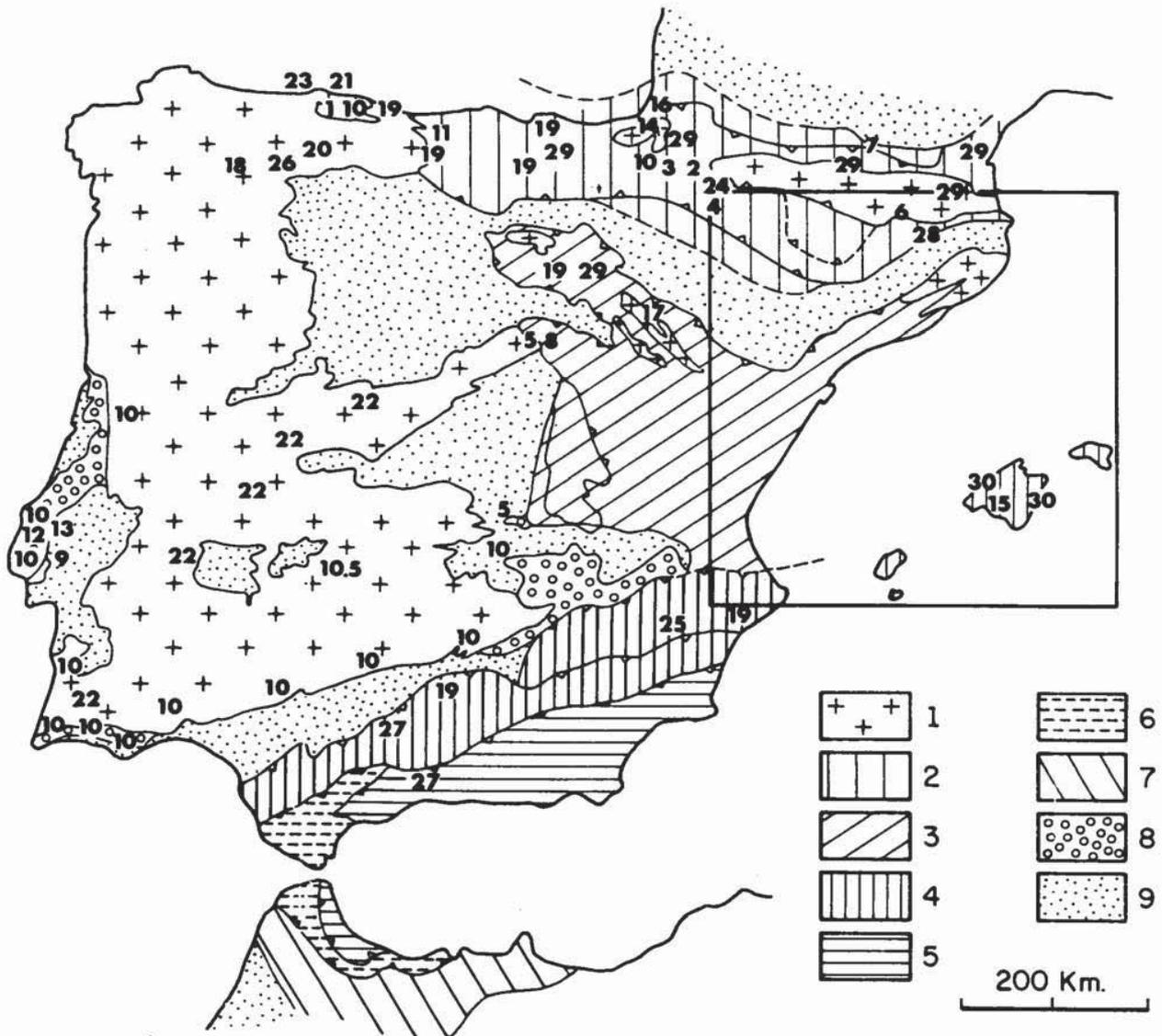


Fig. 1.—Localización de los trabajos de paleomagnetismo realizados en la península Ibérica e islas Baleares. Los números corresponden a los autores citados en la tabla 1. El recuadro indica el área cubierta en este trabajo (ver detalle en fig. 9). Símbolos: 1. Basamento hercínico. 2. Mesozoico deformado de la Cadena Pirenaica. 3. Mesozoico de la Cordillera Ibérica y de la Cadena Costera Catalana. 4. Mesozoico de las zonas externas de la Cordillera Bética. 5. Unidades internas (Mesozoico y Paleozoico) del sistema bético-rifeño. 6. Flysch del Campo de Gibraltar. 7. Mesozoico del margen africano. 8. Cobertera mesozoica no deformada. 9. Cuencas terciarias (modificado de Vegas y Banda, 1982).

el tratamiento de datos paleomagnéticos residen en separar y reconocer las diferentes componentes magnéticas. Los minerales responsables de las componentes pueden ser: titanomagnetita, maghemita, hematites, goethita y pirrotina.

Las rocas pueden adquirir magnetización a través de cuatro procesos naturales distintos: a) Magnetización remanente térmica (TRM); b) Magnetización detrítica y postdeposicional remanente (DRM, pDRM); c) Magnetización química remanente (CRM); d)

Magnetización viscosa remanente (VRM). En el laboratorio se utiliza una técnica de magnetización llamada magnetización isotérmica remanente (IRM) que ocasionalmente puede darse en la naturaleza.

Magnetización remanente térmica (TRM)

Un mineral puede adquirir magnetización remanente térmica cuando la interacción de los mo-

mentos magnéticos individuales presentes se hace superior al desorden térmico espontáneo. La temperatura a que esto ocurre es diferente para cada mineral y se llama temperatura de Curie (T_c). Por ejemplo la T_c de la magnetita es 578°C y la de la hematites es próxima a 680°C. La adquisición de una magnetización estable ocurre a unos 20-50°C por debajo de la T_c , cuando la dirección del campo magnético ambiente queda «bloqueada» o grabada en la roca. A esta temperatura se le llama temperatura de bloqueo (blocking temperature T_b). Este tipo de magnetización ocurre, por ejemplo, cuando una magma se enfría.

Sin embargo, cuando se calienta una roca en el laboratorio la temperatura a la cual pierde su magnetización no es necesariamente la de bloqueo. A esta nueva temperatura se le llama temperatura de desbloqueo (unblocking temperature, T_{ub}) (Ver apartado Desmagnetización térmica).

La magnetización remanente térmica es muy estable y puede permanecer en la roca durante cientos de millones de años.

El tiempo de relajación (τ), tiempo que necesita un mineral para perder su magnetización, viene dado por la expresión:

$$\tau = \frac{1}{c} \exp(v \times J_s \times H_c / 2K \times T) \quad (1)$$

donde:

v = Volumen del grano.

J_s = Magnetización de saturación (92 Am²/kg. para la magnetita).

H_c =Coercitividad (0,1 Tesla para la magnetita).

T = Temperatura.

K = Constante de Boltzmann.

C = Constante (factor de frecuencia) 10¹⁰.

Magnetización remanente detrítica y postdeposicional (DRM y pDRM)

Durante la deposición de sedimentos y mientras éstos se encuentran en suspensión los minerales ferromagnéticos pueden alinearse con el campo magnético ambiental (DRM). Esta magnetización puede verse influenciada por corrientes, pendientes en la superficie de sedimentación y por la compactación, aunque los efectos de la compactación son todavía poco conocidos (King, 1955; Griffiths *et al.*, 1960; Rees, 1961).

Frecuentemente, la magnetización es adquirida poco tiempo después de la deposición, es decir, por debajo de la interfase agua-sedimento, pero antes de la consolidación (pDRM) (Irving y Major, 1964; Verosub, 1977; King, 1955; Griffiths *et al.*, 1960). En estos casos, el alineamiento magnético tiene lugar en el interior de los poros rellenos de agua, la cual juega un papel muy importante, ya que facilita la rotación

de las partículas. El alineamiento magnético queda inmovilizado por deshidratación y cementación sin ningún tipo de influencia de las corrientes o de las pendientes de la superficie. De esta forma el campo magnético ambiental queda fielmente reproducido.

Magnetización remanente química (CRM)

La magnetización remanente química ocurre cuando los minerales ferromagnéticos se forman por precipitación a partir de soluciones ricas en hierro, o bien, por la alteración de minerales preexistentes. Cuando estos nuevos minerales, durante su crecimiento, alcanzan un determinado volumen crítico, el tiempo de relajación aumenta rápidamente y por tanto la magnetización adquiere una gran estabilidad. Esta magnetización puede ser adquirida poco tiempo después de la formación de los minerales en el caso de precipitación, pero puede adquirirse en cualquier momento en el caso de alteración.

Magnetización remanente viscosa (VRM)

Si un mineral ferromagnético tiene un volumen muy pequeño o contiene impurezas de forma que la magnetización espontánea (J_s) y la coercitividad (H_c) tengan valores muy pequeños, el tiempo de relajación (ver fórmula 1) será también pequeño. Esto significa que en poco tiempo el grano registra el campo magnético ambiental, sea geomagnético, o bien, creado por cualquier otra fuente (por ejemplo, por un instrumento en el laboratorio). En consecuencia, la magnetización será inestable y, por tanto, no deseable en trabajos paleomagnéticos. Sin embargo, la componente que contiene este tipo de magnetización puede detectarse mediante pruebas de estabilidad que se llevan a cabo rutinariamente (ver apartado «Pruebas de estabilidad»).

Magnetización remanente isotérmica (IRM)

Cuando una roca es sometida a un campo magnético a temperatura constante los momentos magnéticos se alinean parcialmente con el campo aplicado. La cantidad de alineamiento que se consigue depende de la fuerza del campo aplicado y de la oposición de los minerales magnéticos a ser magnetizados, es decir, de la coercitividad. Cuando se suprime el campo aplicado, una cierta magnetización (IRM) permanece. Esto puede suceder en la naturaleza en el caso de descargas eléctricas (rayos). Por otra parte, este tipo de magnetización se utiliza rutinariamente en el laboratorio para la identificación de los minerales ferromagnéticos.

En general podemos decir que las rocas ígneas po-

seen TRM, CRM y VRM, mientras que las rocas sedimentarias poseen pDRM y CRM. La NRM es la suma de las componentes de magnetización, por lo tanto cualquier trabajo paleomagnético debe incluir estudios para: (1) Identificación de las direcciones paleomagnéticas y de sus minerales ferromagnéticos responsables; (2) Identificación del proceso o procesos de magnetización; y (3) Identificación del tiempo de adquisición de las magnetizaciones.

Recogida de muestras

Las muestras son extraídas con una perforadora portátil, equipada con una broca y una corona no magnéticas, capaz de extraer muestras de una pulgada (2,54 cm.) de diámetro y 5-20 cm. de largo (fig. 2a). Durante la perforación se dirige, agua o aire a presión, a través de la broca para su refrigeración. Alter-

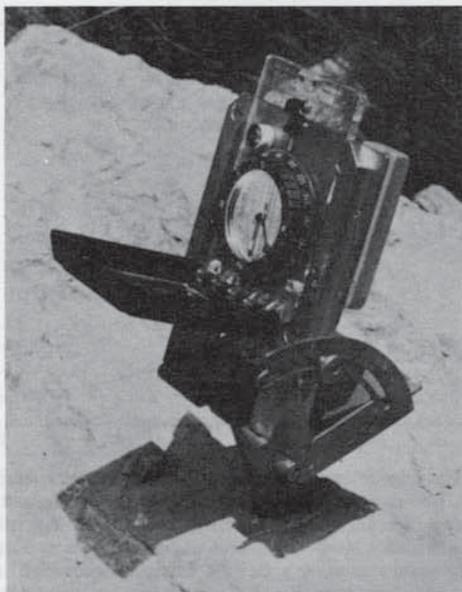
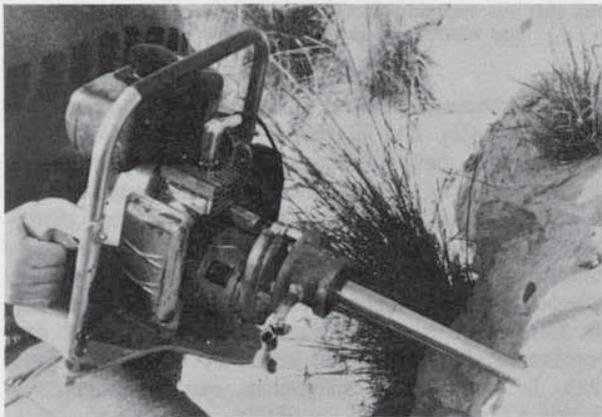


Fig. 2.—a) Taladradora. b) Orientador de muestras.

nativamente pueden recogerse bloques de roca orientados para ser perforados en el laboratorio.

Es común que durante la perforación la muestra se rompa, por lo que ésta debe marcarse cuidadosamente antes de ser perforada con el fin de poder identificar su orientación. El acimut y el buzamiento de las muestras se miden utilizando una brújula y un orientador especialmente diseñado para este propósito (fig. 2b). En el caso de rocas fuertemente magnetizadas (basaltos recientes) se utiliza una brújula de sol.

Con el fin de restaurar la muestra adecuadamente a su paleohorizontal, se miden el acimut y el buzamiento de la estratificación local. En el caso de que la estratificación presente cambios importantes puede ser necesario medir la orientación de cada una de las capas.

La elección y número de lugares de muestreo, número de muestras en cada lugar y el espaciado de muestras depende de los objetivos que se pretenden cubrir en cada estudio. En un estudio tectónico, el lugar de muestreo debe ser representativo de la región que se pretende estudiar. Asimismo debe tenerse un control estructural preciso. Por ejemplo, en un proyecto para determinar la paleoposición de la Península Ibérica el lugar de muestreo debe corresponder a una unidad autóctona y debe representar adecuadamente al Macizo Ibérico. En un proyecto estructural para determinar el desplazamiento de mantos de corrimiento imbricados, cada lugar de muestreo debe ser representativo de un manto de corrimiento. Los lugares de muestreo han de estar distribuidos de forma que los resultados sean representativos para ese manto. Los afloramientos tienen que ser frescos con el fin de evitar el muestreo de rocas alteradas. La accesibilidad a los lugares de muestreo es también un factor a tener en cuenta, dado el peso y volumen del material necesario para la perforación.

El número de lugares de muestreo varía con la posibilidad de encontrar afloramientos frescos y con la precisión que necesitemos para satisfacer los objetivos específicos del proyecto. Generalmente, de ocho o diez lugares de muestreo de la misma unidad litológica o estructural es el número adecuado para poder determinar el parámetro estadístico con un error aceptable (10°), el cual representará la precisión de la dirección del campo magnético medido. Debido a la falta de accesibilidad o a una escasa representación de afloramientos frescos no siempre es posible muestrear este número de lugares. En este caso la dirección de magnetización no quedará bien definida, pero puede ser una buena indicación para estudios posteriores.

Tratamiento de las muestras

Mecanización

Una vez en el laboratorio las muestras recogidas en el campo deben cortarse con una sierra no magnética,

de forma que los especímenes tengan una longitud determinada. En el caso de que las muestras hayan sido tomadas con una broca de 2,54 cm (1 pulgada) de diámetro, la longitud óptima es de 2,25 cm. De cada muestra se obtendrán diferentes especímenes de los que se tratará el menos alterado (en general el que ha sido perforado más profundamente en el afloramiento) y se guarda el resto para una posterior comparación.

Magnetómetro

En la actualidad se utilizan dos tipos de magnetómetros: spinner y criogénico. El primero puede medir en un rango de 10 a 10^{-5} A/m, y el segundo de 10^{-1} a 10^{-7} A/m. Esto significa que por regla general las rocas ígneas son susceptibles de ser medidas en el spinner, mientras que las rocas calcáreas deben medirse en el criogénico, debido a su menor magnetización.

El procedimiento de medida incluye tres posiciones diferentes del espécimen, normalmente ortogonales, con el fin de conseguir mejores resultados. Hoy en día, la mayoría de magnetómetros están conectados directamente con un ordenador para facilitar el análisis de los datos.

Las muestras tomadas para el proyecto piloto que se presenta aquí han sido analizadas con el magnetómetro criogénico y en algunos casos, el spinner, del Laboratorio de Magnetismo del Instituto de Geofísica de la Escuela Politécnica Federal de Zurich (Suiza). En España existen dos spinner, uno en funcionamiento en la Estación Volcanológica de Canarias y otro de instalación próxima en la Universidad de Madrid.

Desmagnetización

El propósito de la técnica de desmagnetización es doble: a) Separación de la dirección característica de los componentes de magnetización; b) Identificación de los minerales ferromagnéticos presentes en el espécimen. Para ello se utilizan dos procedimientos diferentes, el de desmagnetización térmica (TH) y el de desmagnetización por campos alternantes (AF).

Desmagnetización térmica

Esta técnica consiste en el lavado sucesivo de la magnetización (NRM) por calentamiento del espécimen. De hecho se mide la NRM inicial a temperatura ambiente y luego se calienta el espécimen hasta que alcanza el equilibrio a una temperatura determinada. Después, se enfría el espécimen (lo cual toma de 30 a 60 minutos) en campo magnético nulo y se mide la NRM que queda. Este proceso se repite para tempe-

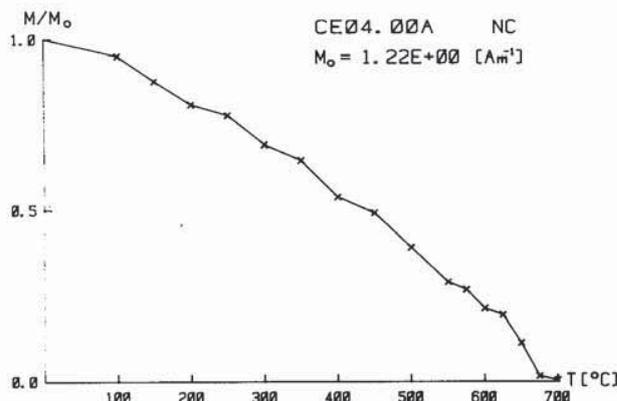


Fig. 3.—Ejemplo de curva de desmagnetización térmica de la intensidad de la NRM (magnetización natural remanente). La muestra se somete a temperaturas progresivamente mayores hasta que la magnetización (intensidad) es nula. El eje de ordenadas indica el cociente entre la intensidad medida para cada temperatura (M) y la intensidad inicial (M_0). El espécimen corresponde a una arenisca eocena (localidad 2, tabla 2, fig. 9).

raturas crecientes hasta que la NRM desaparece totalmente (fig. 3). El tiempo de relajación de los componentes magnéticos que tienen la temperatura de desbloqueo igual o menor que la temperatura de equilibrio a la que hemos calentado el espécimen disminuye considerablemente (fórmula 1). En consecuencia, cuando se enfría el espécimen en un campo nulo, las componentes de magnetización se distribuyen al azar, de forma que no contribuyen más a la NRM que permanece. Por encima de los 578° (T_c de la magnetita), la componente magnética que permanece es debida a la hematites ($T_c = 680^\circ$).

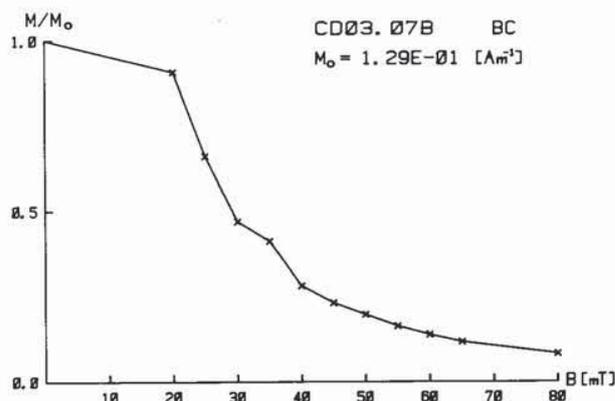


Fig. 4.—Ejemplo de curva de desmagnetización de la intensidad de la NRM por campos alternantes. La muestra se somete a un campo magnético alternante progresivamente mayor. Los minerales con coercitvidades igual o menores al valor del campo aplicado son sucesivamente lavados y de esta forma la intensidad total de magnetización disminuye. En el eje de abscisas se indican los valores del campo aplicado en militeslas (mT). El espécimen corresponde a un pórfido diorítico (localidad 1, tabla 2, fig. 9).

Desmagnetización por campos alternantes

Esta técnica es similar a la anterior, aunque en este caso se utilizan campos alternantes crecientes en lugar de temperatura para conseguir la desmagnetización. En este caso, los campos crecientes afectan a la coercitividad. Una vez el espécimen ha sido sometido a un campo determinado, el campo se reduce a cero, mientras el espécimen mantiene un movimiento de rotación al azar sobre sus ejes en el interior de un solenoide. El solenoide está sometido a su vez a un campo nulo para eliminar la influencia de cualquier campo superimpuesto. Una vez realizado este proceso, se mide la NRM que queda y se repite la operación

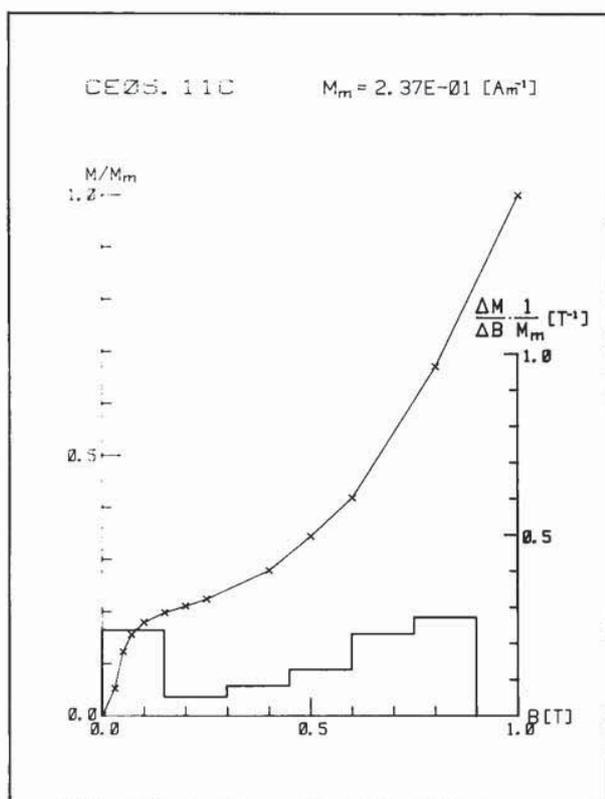


Fig. 5.—Ejemplo de curva de adquisición de la magnetización isotérmica remanente (IRM). La muestra es sometida a un campo magnético progresivamente mayor. El campo se aplica siempre en la misma dirección y de esta manera la magnetización del espécimen aumenta progresivamente. La saturación depende de las coercitividades de los minerales presentes. El histograma que aparece en el eje de abscisas corresponde al espectro de coercitividad, los valores del cual se indican en el eje de ordenadas de la derecha. En el ejemplo presentado se observan dos máximos de coercitividad que indican la presencia de dos minerales magnéticos (0,1 y 0,9 T). El segundo máximo indica un mineral de coercitividad mayor que 0,9 T y cuya saturación no ha sido alcanzada todavía. Símbolos: M_m , intensidad máxima alcanzada (en Am^{-1}). M , intensidad para cada intervalo. B , campo magnético aplicado en Teslas. El espécimen corresponde a calizas del Muschelkalk (localidad 6, tabla 2, fig. 9).

para un campo mayor (fig. 4). Con esta técnica se puede distinguir entre la componente debida a la magnetita y la de la hematites, dado que la magnetita se desmagnetiza en campos débiles, mientras la hematites necesita de campos muy altos para su desmagnetización. De hecho, la mayoría de los equipos de que se dispone en la actualidad no pueden producir campos suficientemente altos como para desmagnetizar totalmente la hematites. Así, las rocas que contienen hematites (por ejemplo, las areniscas rojas del Buntsandstein, ver apartado «Cobertera triásica de la cadena costera catalana») deben ser tratadas con desmagnetización térmica.

Identificación de minerales ferromagnéticos

En el apartado anterior hemos visto cómo podíamos obtener indicaciones para identificar minerales ferromagnéticos a partir de la desmagnetización térmica y por campos alternantes. En general, se utiliza un método adicional que consiste en proporcionar una magnetización isotérmica al espécimen con campos magnéticos constantes progresivamente más intensos. La forma de la curva de magnetización adquirida y el campo necesario para alcanzar la saturación depende de las coercitividades de los minerales ferromagnéticos del espécimen. Puesto que los campos de saturación de los diferentes minerales son conocidos éstos pueden ser identificados (fig. 5). Como ejemplo digamos que la magnetita tiene un campo de saturación menor que 0,3 T, la hematites de granos gruesos 0,5-0,8 T, la hematites de grano fino y la goethita mayor que 0,8 T. Estos dos últimos minerales son

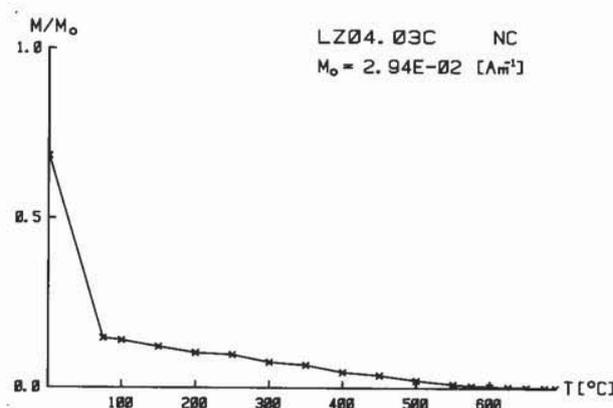


Fig. 6.—Curva de desmagnetización térmica de un espécimen que contiene goethita y hematites de grano fino. El decrecimiento brusco de la intensidad antes de llegar a los 100°C es debido a la presencia de la goethita, cuya temperatura de desbloqueo es siempre inferior a los 100°C. A partir de este punto, la intensidad decrece progresivamente hasta desaparecer totalmente a los 650°C, temperatura de desbloqueo de la hematites de grano fino. El espécimen corresponde a una caliza jurásica (localidad 8, tabla 2, fig. 9).

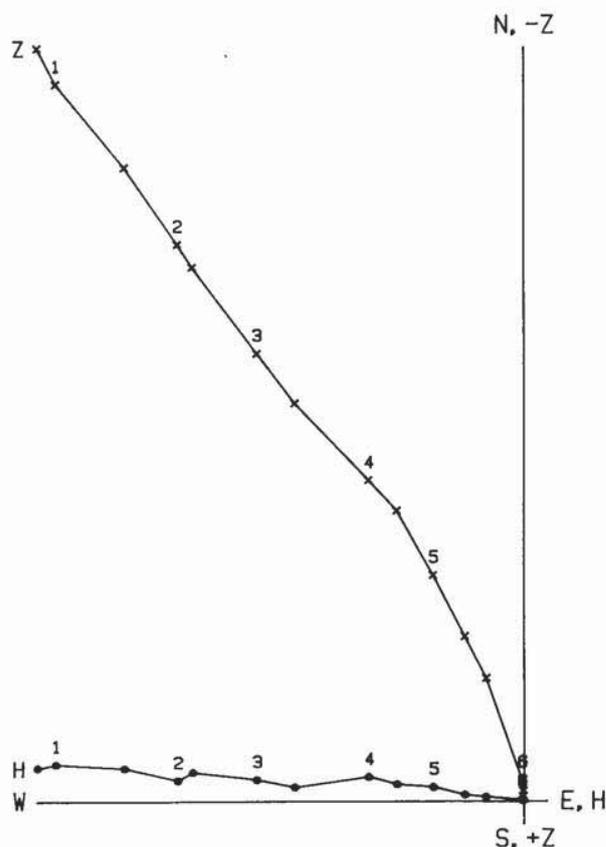
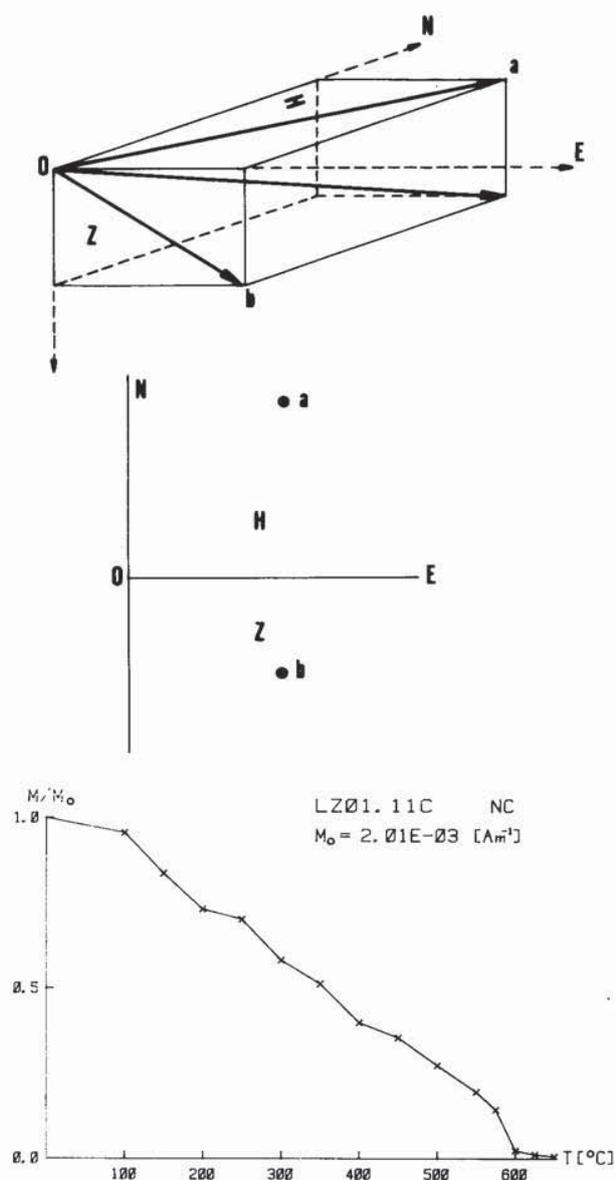


Fig. 7.—a) Construcción del diagrama de Zijderveld. Las componentes horizontal (H) y vertical (Z) de la magnetización se proyectan sobre los planos NS-EW y EW-vertical respectivamente, abatiendo este último a la horizontal. En el diagrama de Zijderveld se representan los extremos de estos dos vectores en un mismo plano (puntos a y b) (modificado de Collinson, 1983). b,c) Curva de desmagnetización térmica (b), con su correspondiente diagrama de Zijderveld (c). En este diagrama se combinan los cambios de intensidad (distancia entre un punto de la recta y el origen de coordenadas) y las variaciones de la dirección de la NRM durante el lavado (dirección de la recta que une los puntos del diagrama). El espécimen corresponde a una caliza jurásica (localidad 9, tabla 2, fig. 9).

fácilmente distinguibles mediante la desmagnetización térmica del espécimen, ya que la goethita tiene una temperatura de desbloqueo por debajo de 100°C, mientras que la de la hematites de grano fino es de 400-650°C (fig. 6).

Representación gráfica

La representación gráfica más común de la desmagnetización es la dada por Zijderveld (1967), en la que se combinan los cambios de intensidad y dirección de la NRM durante el lavado magnético. Las componentes vertical (Z) y horizontal (H) se proyec-

tan sobre el plano horizontal NS-EW y sobre el plano NS-Z o EW-Z (fig. 7) abatiendo este último plano hasta la horizontal. De esta forma el eje NS o EW queda común a ambas proyecciones. La intensidad de la NRM es proporcional a la distancia entre el punto proyectado y el origen de coordenadas. Los puntos en el diagrama indican medidas durante la aplicación de campos alternantes o temperaturas crecientes. En la práctica estos diagramas permiten determinar el número de componentes de magnetización presentes, así como su orientación. En estos diagramas los segmentos de recta definen la dirección de una componente. Una curva nos indica que hay dos (o más) componentes que se están desmagnetizando al

mismo tiempo. Esto es equivalente a decir que estamos en presencia de minerales cuyo espectro de coercitividad o de temperatura de desbloqueo se solapan. Cuando el segmento de recta o su prolongación pasa por el origen significa que la componente correspondiente es la única que queda en la roca. Los segmentos directa sirven también para identificar el rango de temperaturas y/o coercitividades para el cual tenemos una sola componente.

El paso siguiente en el tratamiento es el cálculo, por un método matemático adecuado a cada caso (regresión lineal, dirección media fischeriana, análisis de componente principal) de las componentes magnéticas las cuales se presentan en una proyección estereográfica de igual área (fig. 8).

Análisis de la NRM

Concepto de remanencia característica

Como se ha visto, un espécimen puede contener diversas componentes de magnetización adquiridas en distintas épocas y que responden a diferentes minerales ferromagnéticos. Normalmente un estudio paleomagnético pretende definir la dirección de magnetización adquirida durante la formación de una roca (por ejemplo, enfriamiento de un magma o deposición de una formación sedimentaria). Sin embargo, no siem-

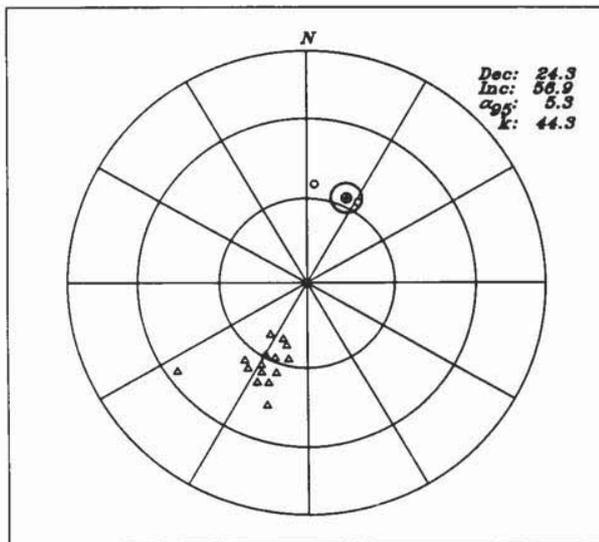


Fig. 8.—Proyección estereográfica de las componentes magnéticas de una muestra. Las direcciones son deducidas a partir del diagrama de Zijdeveld por diversos métodos analíticos: regresión lineal, dirección media fischeriana y análisis de componente principal. En el margen superior derecho se indica la declinación e inclinación media, así como el círculo de radio α_{95} con el 95% de probabilidades de contener la dirección del campo magnético y el parámetro de precisión K. Círculos-hemisferio inferior. Triángulos-hemisferio superior.

pre es posible saber con certeza si la componente que tiene mayor coercitividad es la más estable. El término «remanencia característica» (sugerido por Gregor y Zijdeveld, 1964) normalmente identifica la componente estable que caracteriza mejor el espécimen.

Pruebas de estabilidad

Una investigación paleomagnética empieza por estudiar la estabilidad de magnetización de la litología escogida. Para ello primero se hallan las direcciones de las componentes de magnetización. Si éstas coinciden con la dirección del campo geomagnético actual su estabilidad magnética es incierta. Esta comparación debe efectuarse considerando la orientación presente en la roca, es decir, antes de orientar el espécimen.

Para analizar las direcciones magnéticas obtenidas se hace uso del método estadístico de Fisher (1953) para la dispersión de puntos en una esfera. Si la distribución de estos puntos es fischeriana se pueden definir dos parámetros: α_{95} y K, donde α_{95} es el radio del círculo que tiene el 95% de probabilidades de contener la dirección media o principal que se atribuye como verdadera, y K es el parámetro de precisión (fig. 8).

Se define:

$$K = (N-1) / (N-R)$$

donde N es el número de vectores y R el módulo de la suma de vectores componentes.

$$\cos \alpha_{95} = 1 - \frac{N-R}{R} \left(\frac{1}{N-1} - 1 \right) \text{ para } K > 3$$

Si el círculo de confianza para la dirección media con el 95% de probabilidades (α_{95}) incluye la dirección del campo actual se considera que la roca ha sido magnetizada recientemente y no es utilizable para paleomagnetismo.

Existen diferentes pruebas para determinar la estabilidad de las componentes de magnetización deducidas del análisis de los diagramas de Zijdeveld. La más simple, pero no siempre concluyente, es comparar las direcciones de las componentes de magnetización antes y después de la corrección del buzamiento de los estratos.

Una prueba más concluyente para determinar la edad mínima de adquisición de la magnetización es comparar las direcciones de especímenes tomados en ambos flancos de un pliegue. La evaluación de los tests de estabilidad se hace por medio de un análisis estadístico (F-test), que compara el cociente de los parámetros de precisión antes (K) y después (k^*) de desdoblamiento del pliegue.

Si se cumple que la dispersión es significativamente

menor después de la corrección tectónica se deduce que la magnetización se ha producido antes que el plegamiento, en este caso diremos que la prueba del pliegue ha dado resultado positivo (Graham, 1949).

Otra prueba conclusiva de estabilidad es la prueba del conglomerado. En este caso se muestrean tanto los clastos como la matriz. Si las direcciones de magnetización de los clastos están agrupadas, o si la α_{95} de la dirección media de los clastos se solapa con las direcciones de demagnetización de la matriz, se concluye que la magnetización es sincrónica o posterior a

la deposición del conglomerado. En este caso se dice que la prueba del conglomerado da un resultado negativo (Graham, 1949).

En el caso de intrusiones plutónicas o efusiones volcánicas, las rocas encajantes sufren un aumento de temperatura. Este incremento se puede traducir en una remagnetización de los minerales magnéticos de la zona de contacto. A partir de cierta distancia de la roca ígnea, los minerales de la roca encajante conservarán su magnetización original.

Normalmente se muestrea la roca ígnea, las rocas

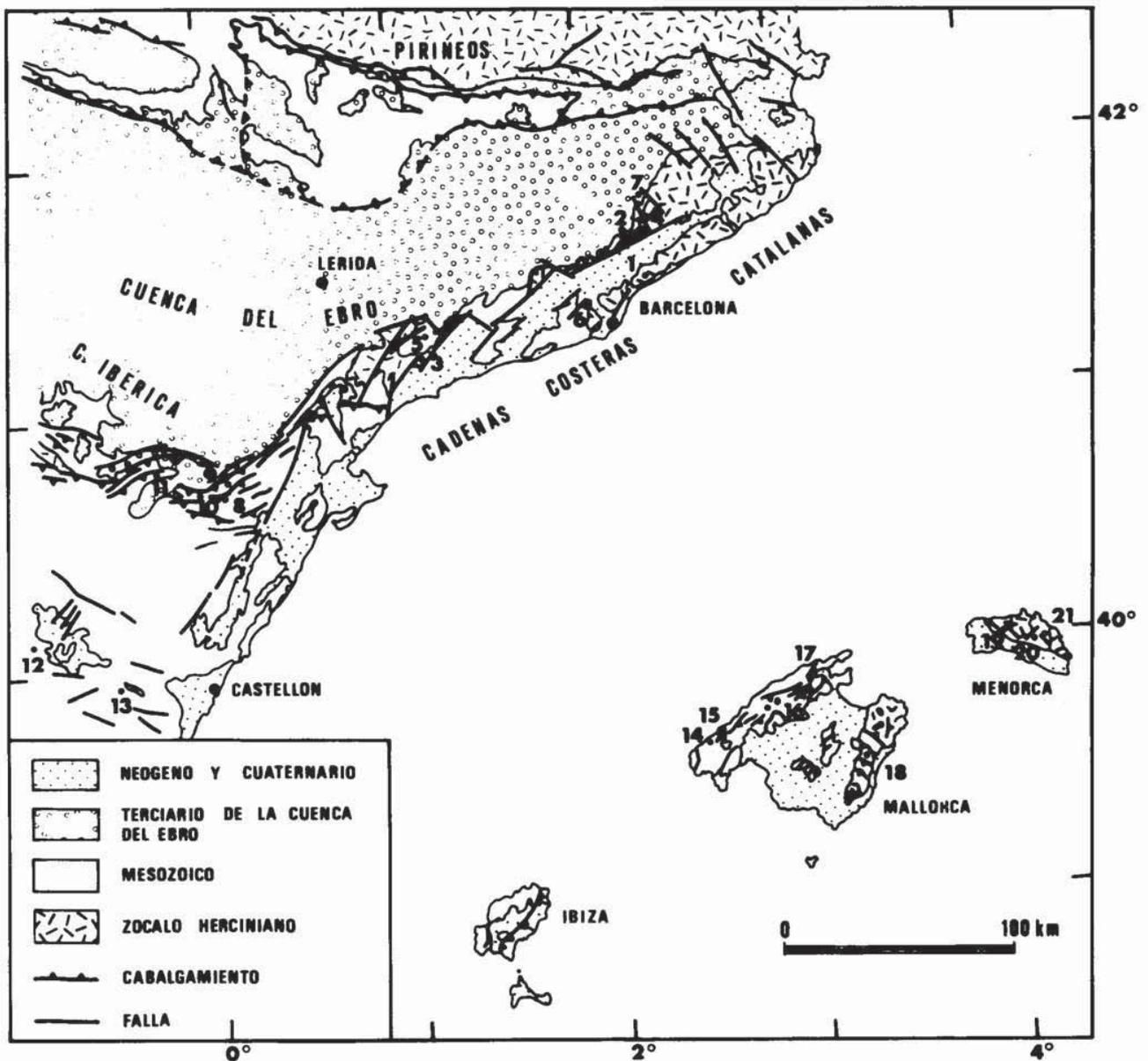


Fig. 9.—Esquema geológico del NE de la placa ibérica con la situación de los lugares de muestreo. Para descripción de las localidades ver tabla 2.

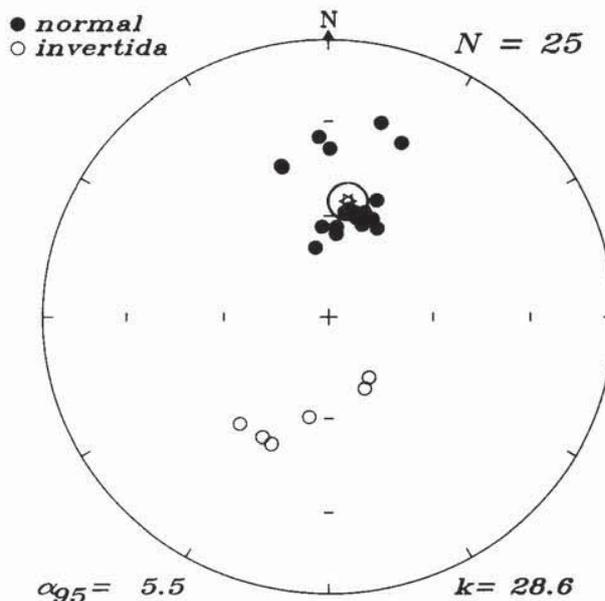
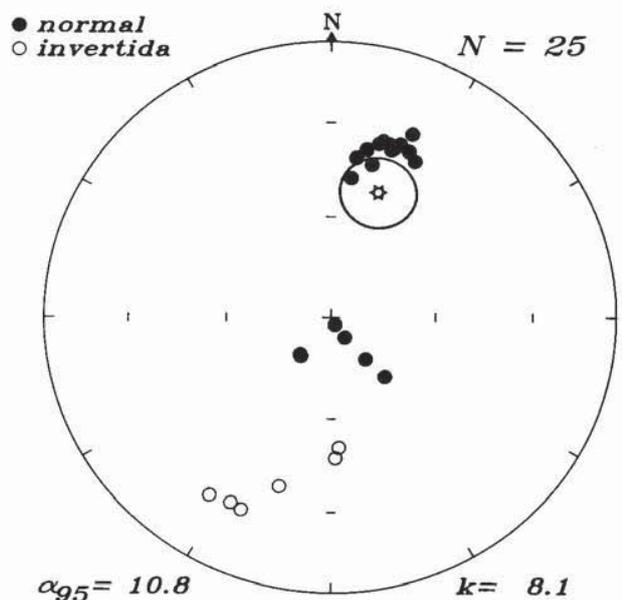
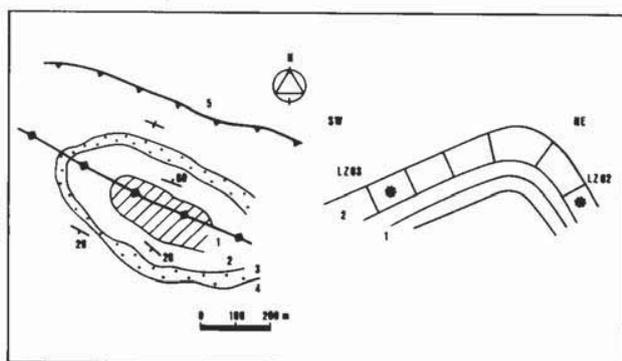


Fig. 10.—a) Esquema geológico del pliegue muestreado para realizar las pruebas de estabilidad. Corresponde a la localidad 10, tabla 2, fig. 9 (afloramientos LZ02 y LZ03). 1: Malm. 2: Portlandiense superior. 3: Albiense. 4: Cretácico superior. 5: Paleógeno. b) Proyección estereográfica, antes de desdoblar el pliegue, de los componentes de la dirección característica. c) Después de abatir la estratificación a la horizontal la dispersión es menor, lo cual indica que la adquisición de la magnetización es anterior al plegamiento. Se indican las polaridades normal e invertida, número de muestras (N) y los parámetros estadísticos (α_{95} y K). Dentro del círculo de radio α_{95} el asterisco señala la dirección media.

encajantes justo en el contacto y las que se encuentran suficientemente alejadas de él. Si las direcciones de magnetización son las mismas, todo el conjunto habrá sido remagnetizado. En caso contrario tendremos la magnetización de la roca ígnea y de la roca encajante en la zona de contacto por un lado, y por otro, la magnetización de la roca regional no afectada por la intrusión ígnea.

Pruebas del pliegue y del conglomerado

A continuación se describen, a modo de ejemplo, una prueba del pliegue y una del conglomerado realizadas durante el análisis de las muestras tomadas en este estudio piloto.

Prueba del pliegue

El pliegue muestreado se localiza en la zona de enlace entre la Cadena Costera Catalana y la Cadena

Ibérica. En este sector confluyen las estructuras NW-SE de la Cadena Costera Catalana con las de orientación NE-SE de la Cordillera Ibérica (fig. 9).

La zona de enlace entre las dos unidades se caracteriza por pliegues y cabalgamientos orientados E-W desarrollados en la cobertera mesozoica (fig. 9).

Los materiales muestreados corresponden a calizas micríticas en facies de «tital flat» del Portlandiense (10 en fig. 9 y tabla 2). La geometría del pliegue queda reflejada en la fig. 10a.

Tal como se ha explicado en el apartado «Pruebas de estabilidad», para determinar la edad relativa de la magnetización respecto a la formación del pliegue se han de comparar los parámetros de dispersión K antes y después de desdoblarlo.

Se han analizado seis muestras del flanco norte y diecinueve del flanco sur. En la figura 10b y 10c se muestran los resultados de ambos flancos antes y después de abatir la estratificación a la horizontal. Los valores del parámetro de precisión son $K=8$ y $K^*=28,6$ antes y después de abatir la estratificación.

Se observa también que cuando la estratificación es abatida a la horizontal se tiene el máximo valor de K

Tabla 2.—Localización y características geológicas de los afloramientos estudiados

*	Muestra	Localidad	Coordenadas	Litología/Edad
1	CD03	Alella	41,51°N 2,30°E	Pórfido diorítico/Carbonífero-Pérmico
2	CM07	Bigues	41,68°N 2,20°E	Calizas/Muschelkalk inferior
2	CE02, 03	St. Feliu de Codines	41,68°N 2,16°E	Areniscas grises/Eoceno
2	CE04	St. Feliu de Codines	41,07°N 2,14°E	Areniscas rojas/Eoceno
2	CE05	St. Feliu de Codines	41,68°N 2,18°E	Conglomerados/Eoceno
3	CD02	Borges	41,17°N 1,01°E	Pórfido granodiorítico/Carbonífero-Pérmico
4	CD01	El Figueró	41,71°N 2,26°E	Pórfido granítico/Carbonífero-Pérmico
4	CB01	El Figueró	41,71°N 2,26°E	Areniscas rojas/Buntsandstein
4	CB03, 04	Aiguafreda	41,75°N 2,25°E	Areniscas rojas/Buntsandstein
4	CM01	El Figueró	41,71°N 2,25°E	Calizas dolomíticas/Muschelkalk inferior
4	CM04	Aiguafreda	41,76°N 2,25°E	Calizas/Muschelkalk
5	CB02	Vilaplana	41,24°N 1,01°E	Areniscas rojas/Buntsandstein
5	CM02	Alforja	41,23°N 0,95°E	Calizas dolomíticas/Muschelkalk superior
5	CM03	Albiol	41,25°N 1,08°E	Calizas/Muschelkalk superior
5	CJ01	Puig Pelat	41,27°N 1,06°E	Calizas/Liásico
6	CB05	Pallejà	41,42°N 1,99°E	Areniscas rojas/Buntsandstein
6	CM05, 06	Pallejà	41,43°N 1,99°E	Calizas/Muschelkalk inferior
7	CE01	Centelles	41,77°N 2, 21°E	Margas azules/Eoceno
8	LZ04	El Boixar	40,67°N 0,13°E	Biomicitas/Berriasiense
9	LZ01	Beseit	40,78°N 0,17°E	Micritas/Portlandiense
10	LZ02, 03	L'Escresola	40,73°N 0,02°E	Micritas/Portlandiense
10	LZ05	Herbeset	40,68°N 0,03°W	Biomicitas/Berriasiense
11	LZ06	Aiguaviva	40,79°N 0,16°W	Micritas/Portlandiense
12	JV02	Camarena	40,21°N 0,90°W	Basaltos/Liásico
13	JV03	Jérica	39,96°N 0,53°W	Basaltos/Dogger
14	MB03	Cala Estallencs	39,70°N 2,53°E	Areniscas rojas/Buntsandstein
15	MB01, 02	Port d'Es Canonge	39,70°N 2,53°E	Areniscas rojas/Buntsandstein
16	MJ10, 11	Alfàbia	39,73°N 2,72°E	Calizas margosas/Bajociense
17	MJ06	Pollença	39,85°N 3,03°E	Micritas/Jurásico medio-superior
18	MJ01, 02, 03	S'Esquerda	39,52°N 3,23°E	Micritas/Dogger-Malm
18	MJ13	Son Lladrà	39,53°N 3,22°E	Micritas/Titónico
18	MJ14	Coll des Presos	39,52°N 3,25°E	Biomicitas/Bajociense
19	MN16, 17	Algayarens	40,05°N 3,92°E	Basaltos y areniscas rojas/Triásico
20	MN12	Turmadent	39,95°N 4,14°E	Areniscas rojas/Buntsandstein
20	MN03	Ferreries	39,98°N 4,00°E	Areniscas rojas/Buntsandstein
20	MN06	Sa Penya	39,99°N 4,17°E	Calizas oolíticas/Jurásico
20	MN07	Abrevadero	40,00°N 4,16°E	Micritas/Liásico
21	MN08	Mongofre	39,97°N 4,21°E	Areniscas rojas/Buntsandstein

* Número de referencia en el mapa de la figura 9.

y el mínimo de α_{95} . Estos resultados indican que la dispersión de las direcciones es menor cuando el pliegue está desdoblado, lo cual equivale a decir que la magnetización es anterior al plegamiento.

Prueba de conglomerado

Se han muestreado los clastos de relleno de un paleocanal excavado en una serie arenosa rojiza. El conjunto pertenece al grupo de formaciones conglomeráticas eocenas del borde oriental de la Cadena Costera Catalana (2 en fig. 9 y tabla 2). Los clastos son de calizas posiblemente del Muschelkalk.

Los resultados pueden verse en la fig. 11, donde se observa poca dispersión para las componentes de la magnetización remanente característica.

La dirección media no coincide con la del polo geomagnético actual de esta localidad ($D=360$, $I=56$). Estos hechos indican que la magnetización de los clastos no es reciente, fue adquirida durante o después de su deposición, sea durante el mismo Eoceno, o bien, posteriormente. En cualquier caso podemos asegurar que los clastos han sido remagnetizados, ya que la magnetización que presentan ahora no es primaria. Esto queda demostrado mediante la prueba del conglomerado al estar bien agrupadas las direcciones de magnetización de los clastos.

A fin de datar esta remagnetización se muestrearon otros dos afloramientos pertenecientes a formaciones eocenas y situadas cerca de la localidad anterior (2 y 7 en fig. 9 y tabla 2). Estos dos afloramientos muestran direcciones medias que no corresponden al campo geomagnético actual (fig. 12).

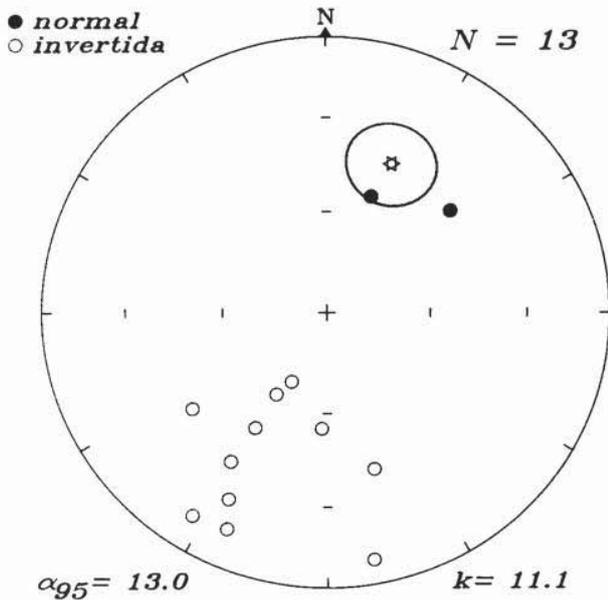


Fig. 11.—Conglomerados eocenos. Componentes de la magnetización remanente característica, que presentan los clastos (localidad 2, tabla 2, fig. 9). La dirección media, señalada con el asterisco, no coincide con la del polo magnético actual.

En la fig. 13 se indican las direcciones de magnetización característica de las tres formaciones eocenas muestreadas, incluyendo los conglomerados anteriormente descritos. Se observa que los círculos de radio α_{95} se solapan, indicando que la remagnetización de los clastos corresponde a la magnetización característica de las formaciones eocenas. Esto demuestra que la remagnetización de los clastos del Muschelkalk es eocena. Un estudio detallado de esta formación se está llevando a cabo (Parés *et al.* en preparación).

Resultados del estudio piloto realizado en los bordes de la cuenca balear

Se presentan a continuación los resultados del estudio piloto de diferentes litologías pertenecientes al amplio marco de los bordes de la Cuenca Balear (figura 1).

Hasta el momento se han muestreado litologías que abarcan desde el Carbonífero superior hasta el Eoceno (tabla 2, fig. 9). Describiremos los estudios de las muestras que han sido analizadas hasta hoy.

Diques del carbonífero-pérmico

Los terrenos paleozoicos de la Cadena Costera Catalana están representados, en gran parte, por una serie de afloramientos de rocas graníticas y granodioríticas. Estos materiales corresponden al plutonismo tardihercínico que ocurrió en este área y que dio

lugar al gran batolito que aflora a lo largo de la cadena (fig. 9). Este batolito corresponde al zócalo hercínico de la Cadena Costera Catalana sobre el cual se depositaron los materiales triásicos con los que se inició el ciclo alpino.

Asociados a la misma intrusión del plutón existen una serie de diques que atraviesan las rocas graníticas y granodioríticas. Se han escogido para el muestreo

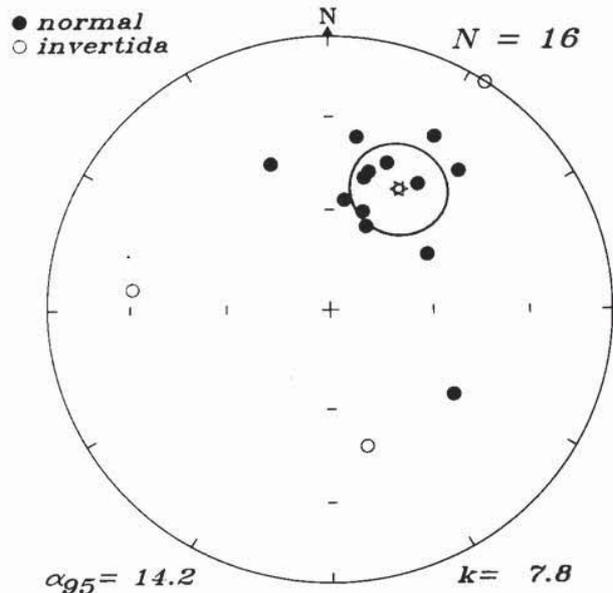
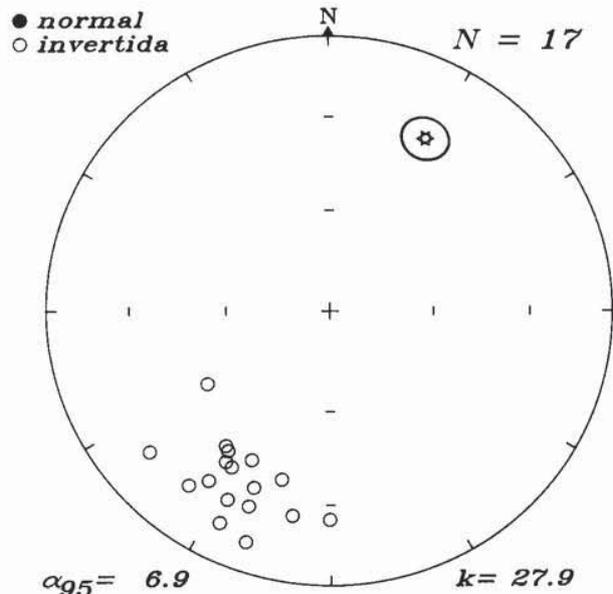


Fig. 12.—Direcciones características de la NRM de las formaciones eocenas de las localidades 2 y 7 (tabla II, fig. 9). a) CE04-St. Feliu, b) CED1-Centelles. La dispersión de las direcciones en el segundo afloramiento da lugar al bajo valor del parámetro de precisión K.

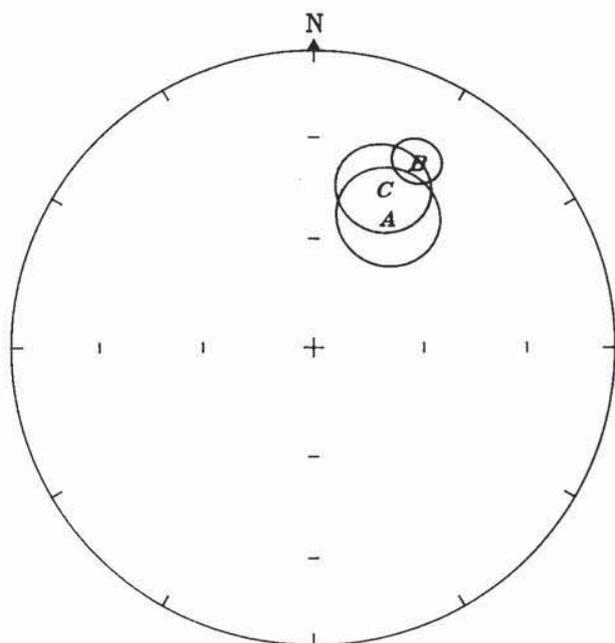


Fig. 13.—Direcciones características de la NRM del conjunto de materiales eocenos muestreados, A: CE01-Margas de Centelles, B: CE04-Areniscas de St. Feliu, C: CE05-Conglomerados de St. Feliu (tabla 2, fig. 9). Cabe destacar que los círculos de confianza de los tres afloramientos se solapan, indicando que la remagnetización de los clastos del afloramiento C corresponde a la magnetización del Eoceno de los afloramientos A y B.

los pórfidos graníticos y los dioríticos (1, 3, 4, en tabla 2 y fig. 9). Los resultados, tal como se aprecia en la fig. 14, muestran una dispersión muy baja en los tres casos.

Cabe destacar el bajo valor de las inclinaciones obtenidas. Este hecho puede indicar una posición de la península cerca del ecuador para la edad muestreada, o bien, algún basculamiento tectónico posterior a la adquisición de la magnetización. No obstante, las direcciones medias son muy parecidas a las obtenidas en materiales de litología y edades similares en otros puntos de la Península Ibérica (Van Dongen, 1967; Van der Voo, 1969).

Este hecho nos lleva a considerar que las direcciones halladas corresponden a la magnetización primaria de los diques.

El estudio piloto de estas litologías muestra que son favorables para su uso en paleomagnetismo.

Cobertera triásica de la Cadena Costera Catalana

A grandes rasgos la Cadena Costera Catalana está constituida por un zócalo hercínico (descrito en «Diques del carbonífero-pérmico»), la cobertera mesozoica, representada por terrenos triásicos, jurásicos y cretácicos y los depósitos neógenos y cuaternarios que

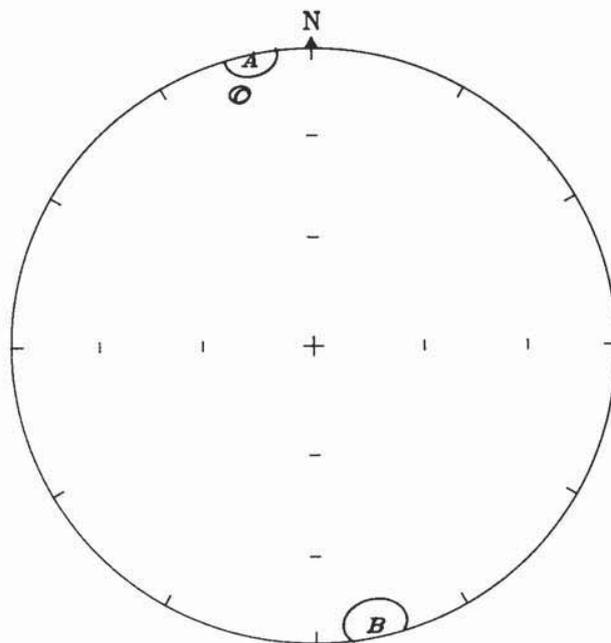


Fig. 14.—Diques del Carbonífero-Pérmico. Direcciones características de la NRM de las localidades A: CD01-El Figueró, B: CD02-Borges, C: CD03-Alella (4, 3 y 1 en fig. 9 y tabla 2). La dispersión para cada uno de los afloramientos es muy baja, tal como refleja el radio de los círculos de confianza.

rellena diversas fosas postorogénicas (Llopis, 1947; Anadón *et al.*, 1979).

La Cadena está afectada por dos sistemas principales de fracturas, aproximadamente longitudinales y transversales a la orientación general de la misma. La estructura de los materiales de la cobertera varía a lo largo de la cadena.

En el extremo NE de la Cadena Costera Catalana, el zócalo hercínico y algunos restos de su cobertera triásica normalmente están recubiertos por los sedimentos paleógenos de la cuenca del Ebro.

En la parte central, el zócalo paleozoico cabalga los depósitos paleógenos de la cuenca del Ebro. Entre estas dos unidades se encuentran los materiales triásicos plegados y, a menudo, despegados a nivel del Buntsandstein superior.

En el ámbito SW los límites entre zócalo, cobertera y cuenca del Ebro adquieren un carácter variado. Los materiales paleógenos de la cuenca del Ebro pueden encontrarse en contacto con el zócalo mediante fallas verticales. Las series mesozoicas están cabalgando los depósitos paleógenos, o bien, fosilizadas por estos últimos.

La cobertera triásica puede comportarse solidariamente con el zócalo o despegarse, principalmente a nivel del Buntsandstein superior o del Muschelkalk medio.

Durante el Neógeno tuvo lugar una tectónica dis-

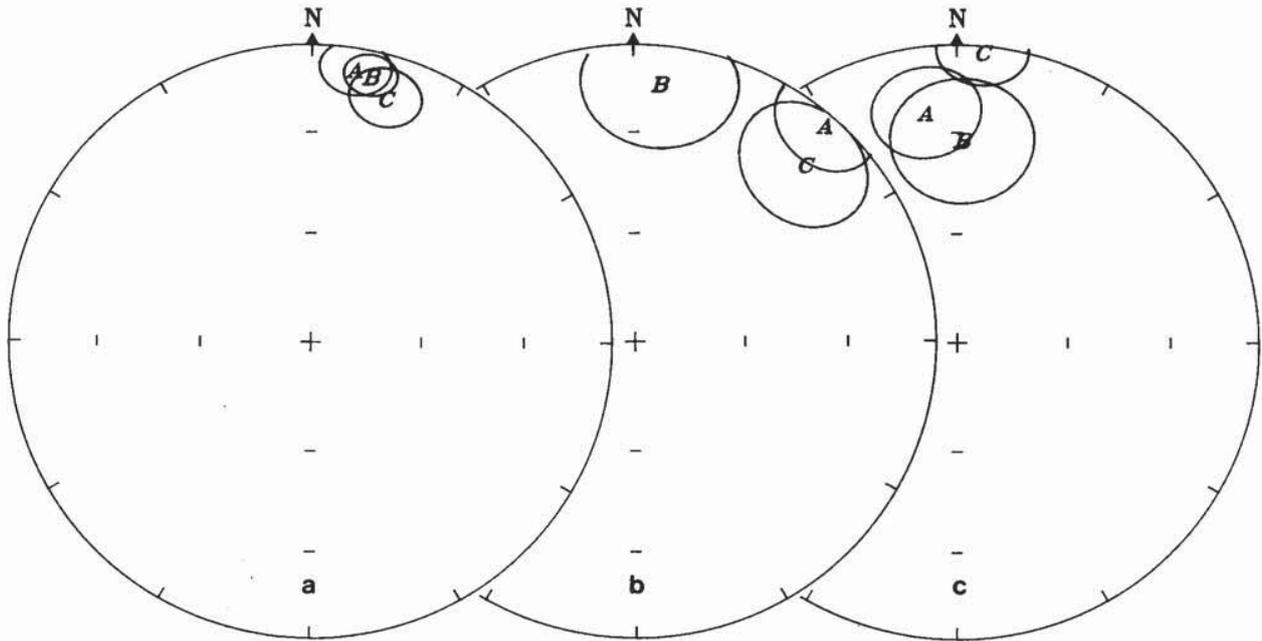


Fig. 15.—Direcciones características de la NRM de los afloramientos de Buntsandstein de las Baleares y la cadena Costera Catalana. a) Mallorca. Localidades 14 (C), y 15 (A y B) (Tabla 2 y fig. 9). b) Menorca. Localidades 20 (A y C) y 21 (B). c) Cadena Costera Catalana. Localidad 4 (A, B y C).

tensiva condicionada por las fracturas preexistentes que han actuado como fallas normales, dando lugar a depresiones rellenas de sedimentos escasamente deformados. Hasta el momento se han muestreado el Buntsandstein y el Muschelkalk de la cobertera triásica. Para ello se han seleccionado diversos afloramientos correspondientes a los tramos calizos del Muschelkalk inferior y superior y a las formaciones arenosas rojas del Buntsandstein.

Buntsandstein

Los depósitos del Buntsandstein en la Cadena Costera Catalana son de origen esencialmente fluvial y están representados por conglomerados, areniscas y lutitas. El conjunto posee una característica coloración roja.

Las litologías muestreadas corresponden a los tramos de areniscas rojas (2, 4, 5, 6 en tabla 2 y fig. 9).

Con el fin de comparar las direcciones paleomagnéticas triásicas de la Cadena Costera Catalana con las de las Baleares, se muestrearon también varios afloramientos de Buntsandstein en Mallorca (14 y 15 en tabla 2 y fig. 9) y en Menorca (19, 20, 21).

El Buntsandstein de las Baleares presenta características litológicas muy parecidas al de la Cadena Costera Catalana. En la fig. 15 se presentan los resultados de las tres localidades con sus círculos de radio α_{95} correspondientes.

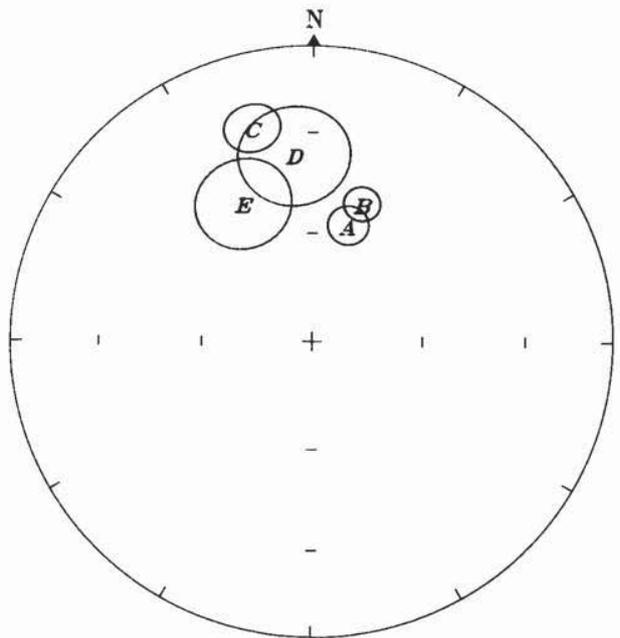


Fig. 16.—Calizas del Muschelkalk de la cadena Costera Catalana. Direcciones características de magnetización. A: CM01-Figueró, B: CM02-Alforja, C: CM03-Albiol, D: CM04-Aiguafreda, E: CM05-Pallejá (Tabla 2, fig. 9). Se observa que no todos los círculos de confianza se solapan entre ellos. Las diferencias entre las direcciones características podrían indicar movimientos relativos entre las diferentes localidades muestreadas.

Cabe destacar la proximidad entre los diferentes círculos y el hecho de que las direcciones medias obtenidas estén próximas a las del Carbonífero-Pérmico presentadas anteriormente.

Muschelkalk

Se han muestreado los tramos calizos del Muschelkalk inferior y superior (2, 4, 5, 6 en tabla 2 y figura 9).

En la fig. 16 se muestran los resultados obtenidos después de los análisis realizados. El estudio paleomagnético comparado del Muschelkalk y de las formaciones eocenas en el ámbito de la Cadena Costera Catalana sugiere que los materiales del Muschelkalk inferior y superior han sido remagnetizados durante el Paleógeno (Parés *et al.*, en preparación). En consecuencia, los distintos valores de la declinación obtenidos de los diferentes afloramientos de Muschelkalk deben interpretarse como movimientos relativos entre los mismos, debidos a causas tectónicas.

Las causas de las remagnetizaciones son variadas, pudiendo destacar aquí como posible interpretación a las descritas para el Muschelkalk, las remagnetizaciones debidas a procesos diagenéticos asociados a karstificación (Heller, 1973), o bien, a desdolomitización (Elmore *et al.*, 1985).

Se ha realizado también la prueba del pliegue en un tramo de calizas dolomíticas del Muschelkalk inferior (2 en tabla 2 y fig. 9). En el estudio correspondiente se distinguieron dos componentes de magnetización. La componente de baja temperatura es claramente posterior al plegamiento, mientras que la componente de alta temperatura presenta resultados inciertos, y no se puede afirmar su relación con el plegamiento.

Jurásico medio y superior

Los materiales correspondientes al Jurásico se muestrearon a fin de comparar las curvas de deriva aparente de los polos entre el NE de la Península y las Baleares.

Tanto en la Cadena Costera Catalana como en la Cordillera Ibérica los depósitos correspondientes al Jurásico y, en general, toda la sedimentación mesozoica, están controlados por dos sistemas de fractura de zócalo, las cuales han permitido durante la etapa preorogénica, una marcada subsidencia diferencial de los bloques individualizados, dentro de un régimen esencialmente distensivo (Anadón *et al.*, 1979).

Son estas mismas fracturas (también citadas en «Cobertera triásica de la Cadena Costera Catalana») las que, durante la etapa orogénica, condicionarán en

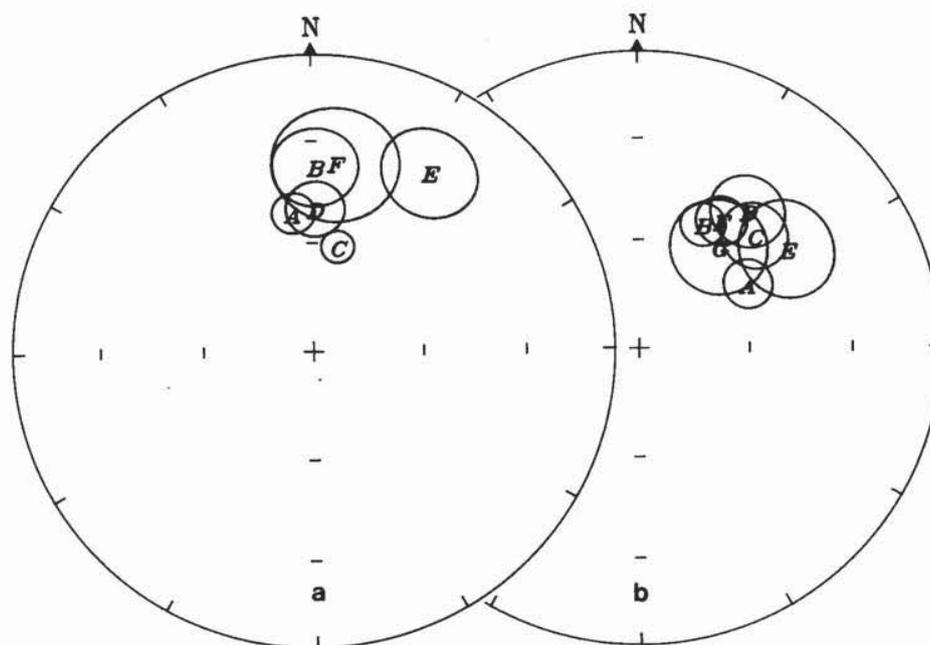


Fig. 17.—Direcciones características de magnetización de las calizas jurásicas. a) Zona de enlace entre la Cordillera Ibérica y la cadena Costero Catalana. A: LZ01-Beseit, B: LZ02-L'Escresola, C: LZ03-L'Escresola, D: LZ04-El Boixar, E: LZ05-Herbeset, F: LZ06-Aiguaviva (Tabla 2, fig. 9). b) Mallorca. Sierras de Levante- A, B y C: MJ01, MJ02 y MJ03-S'Esquerda, D: MJ13-Son Llodrà, E: MJ14-Coll des Presos. Sierra Norte- F: MJ06-Pollença, G: MJ11-Alfàbia (Tabla 2, fig. 9). Las direcciones medias de las dos áreas son similares. En el caso de Mallorca el solapamiento de los círculos de confianza indica que no ha habido rotación relativa entre los mantos de corrimiento ni durante ni después de su emplazamiento (Freeman *et al.*, 1986).

parte el estilo tectónico de la cobertera mesozoica durante la etapa orogénica.

Los materiales jurásicos de Mallorca están estructurados en una serie de mantos de corrimiento despegados, principalmente, a nivel de las margas y yesos del Keuper.

Para ello se tomaron muestras en la Cadena Costera Catalana (5 en tabla 2 y fig. 9), en la zona de enlace entre ésta y la Cordillera Ibérica (8, 9, 10, 11), en Mallorca (15, 16, 17, 18) y en Menorca (20). Las litologías comprenden calizas de facies marinas someras y de facies pelágicas, que abarcan el Jurásico medio y superior. Asimismo se han muestreado los productos del volcanismo submarino jurásico del oeste de Castellón (12, 13). Respecto a los resultados, cabe destacar los del pliegue de calizas portlandienses (descritos en el apartado «Prueba del pliegue»), que constituyen un buen ejemplo de la prueba del pliegue positiva. Las direcciones medias obtenidas para la Cadena Costera Catalana y para las Baleares son similares (fig. 17).

El estudio paleomagnético del Jurásico de Mallorca está descrito en detalle en Freeman *et al.* (1986).

Formaciones eocenas de la cuenca del Ebro

Tal como se ha comentado en el apartado «Prueba del conglomerado», hasta el momento han sido analizadas las muestras de tres afloramientos de formaciones eocenas.

Los afloramientos muestreados se localizan en el borde oriental de la cuenca del Ebro, y limitan con la Cadena Costera Catalana (2 y 7 en tabla 2 y fig. 9).

Durante el Paleógeno este margen permanece activo y predomina la sedimentación de tipo continental, en la que se intercalan dos episodios marinos. Los estudios sedimentológicos de los materiales paleógenos permiten asociar las formaciones continentales, principalmente las masas conglomeráticas, con el movimiento de las fallas transversales y longitudinales de la Cadena Costera Catalana (Anadón *et al.*, 1979).

Los resultados que se presentan en la fig. 13 corresponden a tres localidades, dos de ellas en las formaciones continentales y la otra en una de las formaciones marinas.

Los materiales continentales corresponden a niveles arenosos dentro de una serie de areniscas y lutitas rojas y a conglomerados en forma de paleocanales («Prueba del conglomerado»). Los niveles marinos están representados por margas azules con alguna intercalación arenosa. Respecto a los conglomerados se han analizado los clastos y la matriz arenosa.

Tal como se ha expuesto en el apartado «Prueba del conglomerado» y «Cobertera triásica de la Cadena Costera Catalana», consideramos que los clastos de los conglomerados han sido remagnetizados durante el Paleógeno, remagnetización que también atribuimos a

la dirección característica que presenta el Muschelkalk inferior y superior.

El estudio piloto realizado muestra que las litologías escogidas son adecuadas para estudios paleomagnéticos.

Conclusiones y perspectivas

Los resultados del estudio piloto presentado aquí demuestran que muchas de las litologías muestreadas son buenas para su uso en paleomagnetismo. En particular los diques del Carbonífero-Pérmico, las calizas mesozoicas y las formaciones del Eoceno. La litología de los diques del Carbonífero-Pérmico presentan una magnetización extraordinariamente bien definida con círculos de radio α_{95} muy pequeños. Las calizas del Muschelkalk presentan una clara remagnetización que atribuimos al Paleógeno.

A la vista de que las litologías analizadas ofrecen resultados positivos se está llevando a cabo una nueva campaña de muestreo dirigida a mejorar el conocimiento tectónico de los bordes de la Cuenca Balear.

Podemos concluir que el uso del paleomagnetismo en las áreas estudiadas permite la realización de estudios sobre los temas siguientes:

- Determinación de la curva de deriva aparente del polo magnético correspondiente a la placa Ibérica. Especialmente porque el conocimiento actual de la misma es incompleto.
- Cuantificación de las rotaciones entre los bloques de la Cadena Costera Catalana, tomando como referencia los datos obtenidos de las series mesozoicas y paleógenas.
- Estudio de la rotación que presentan las direcciones eocenas del borde oriental de la Cuenca del Ebro.
- Estructura de la zona de enlace entre la Cadena Costera Catalana y la Cordillera Ibérica.
- Evolución tectónica del conjunto balear dentro del contexto bético, pertenencia y análisis de su estructuración interna.
- Comparación de las direcciones de magnetización del zócalo hercínico de la Cadena Costera Catalana con el de Menorca.

AGRADECIMIENTOS

El trabajo presentado ha sido parcialmente financiado por la Comisión Asesora de Investigación Científica y Técnica, proyecto nº 3.085/83 C.3. Agradecemos al Profesor Lowrie su empeño en enseñarnos paleomagnetismo, así como su acogida en el laboratorio del ETH-Zurich. F. Sabat, P. Santanach y M. Osete leyeron y mejoraron el manuscrito.

Bibliografía

- Anadón, P.; Colombo, F.; Esteban, M.; Marzo, M.; Santanach, P. y Sole Sagrañes, M. (1979): Evolución tectónica de los Catalánides. *Acta Geol. Hispánica*, 14: 242-270.
- Bonhommet, N.; Cobbold, P. R.; Perroud, H. y Richardson, A. (1981): Paleomagnetism and cross-folding in a key area of the Asturian arc (Spain). *J. Geophys. Res.*, 86: 1873-1887.
- Burbank, O. W. y Puigdefabregas, C. (1985): Chronologic investigations of the south Pyrenean basins: preliminary magnetostratigraphic results from the Ripoll basin, 6th European Regional Meeting. Abstract, 66-69.
- Carracedo, J. C. (1979): *Paleomagnetismo e historia volcánica de Tenerife*. Aula de Cultura de Tenerife, Sta. Cruz, 82 págs.
- Clegg, J. A.; Deutsch, E. R.; Everit, C. W. F. y Stubbs, P. H. S. (1957): Some recent palaeomagnetic measurements made at Imperial College, London. *Phil. Mag. Suppl. Advan. Phys.*, 6 (22): 219-231.
- Cogne, J. P. (1983): *Etude paléomagnétique et déformation inverse de l'aimantation de séries naturelles déformés. Les schistes rouges des Alpes Maritimes et du Col du Somport (Pyrénées occidentales)*. Thèse 3^{ème} cycle, Univ. Rennes, 108 páginas.
- Collinson, D. W. (1983): *Methods in Rock Magnetism and Paleomagnetism*. Chapman and Hall, London, 500 págs.
- Dijksman, A. A. (1977): *Geomagnetic reversals as recorded in the Miocene red beds of the Calatayud-Teruel basin (Central Sapin)*. Thèse, Utrecht, 156 págs.
- Elmore, R. D.; Dunn, W. y Peck, C. (1985): Absolute dating of dedolomitization by means of paleomagnetic techniques. *Geology*, 13: 558-561.
- Fisher, R. A. (1953): Dispersion on a sphere. *Proc. R. Soc. London*, A 217, 295-305.
- Freeman, R.; Sabat, F.; Lowrie, W. y Fontbote, J. M. (1986): Palaeomagnetic results from Mallorca, (Balearic Islands, Spain). Local and regional tectonic implications. *Tectonics*. (en prensa).
- Girdler, R. W. (1968): A palaeomagnetic investigation of some Late Triassic and Early Jurassic volcanic rocks from the Northern Pyrenees. *Ann. Geophys.*, 24: 695-708.
- Graham, J. W. (1949): The stability and significance of magnetism in sedimentary rocks. *J. Geophys. Res.*, 54: 131-167.
- Gregor, C. B. y Zijdeveld, J. D. A. (1964): The magnetism of some Permian red sandstones from north-western Turkey. *Tectonophysics*, 1: 289-306.
- Griffiths, D. H.; King, R. F.; Rees, A. I. y Wright, A. E. (1960): The remanent magnetism of some recent varved sediments. *Proc. R. Soc. London*, A256, 359-383.
- Heller, F. (1978): Rockmagnetic studies of Upper Jurassic limestones from Southern Germany. *J. Geophys.*, 44: 525-543.
- Irving, E. y Major, A. (1964): Post-depositional remanent magnetization in a synthetic sediment. *Sedimentology*, 3: 135-143.
- King, R. F. (1955): The remanent magnetism of artificially deposited sediment. *Mon. Nat. R. Astr. Soc. Geophys. Res.*, 71: 561-571.
- Kopper, J. S. (1975): Preliminary note on the paleomagnetic reversal record obtained from two Mallorca caves. *Endins*, 2: 7-8.
- Llopis Llado, N. (1947): Contribución al conocimiento de la morfoestructura de los Catalánides. C.S.I.C., Inst. «Lucas Mallada», 373 págs.
- Mäkel, G. H.; Rondeel, H. E. y Vandenberg, J. (1984): Triassic paleomagnetic data from the Subbetic and the Malaguide complex of the Betic Cordilleras (southeast Spain). *Tectonophysics*, 101: 131-141.
- Ogg, J. G.; Steiner, M. B.; Oloriz, F. y Tavera, J. M. (1984): Jurassic magnetostratigraphy, lower Kimmeridgian-Tithonian of Sierra Gorda and Carabuey, southern Spain. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 71: 147-162.
- Osete, M. (1983): Diseño y construcción de un magnetómetro de un núcleo saturado y su aplicación al paleomagnetismo. Tesis de Licenciatura. Universidad Complutense de Madrid, 136 págs.
- Perroud, H. (1982): Relations paléomagnétisme et déformation: exemple de la région de Cabo de Peñas (Espagne). *C. R. Acad. Sc. Paris*, II-294, 45-48.
- Perroud, H. y Bonhommet, N. (1981): Paleomagnetism of the Ibero-American arc and the Hercynian orogeny in western Europe. *Nature*, 292: 445-448.
- Perroud, H. y Cobbold, P. (1984): L'aimantation rémanente comme marqueur de la déformation: exemple d'un pli à axe incliné dans les séries rouges siluro-dévonien à Cabrillanes, Asturias (Espagne). *Bull. Soc. géol. France*, 26: 169-184.
- Rees, A. I. (1961): The effect of water currents on the magnetic remanence and anisotropy of susceptibility of some sediments. *Geophys. J.*, 5: 235-251.
- Ries, A. C.; Richardson, A. and Schackieton, R. M. (1980): Rotation of the Iberian arc: paleomagnetic results from North Spain. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 50: 301-310.
- Roggenthen, W. M. (1976): Magnetic stratigraphy on the Paleocene. A comparison between Spain and Italy. *Mem. Soc. Geol. It.*, 15: 73-82.
- Schott, J. J. (1985): *Paléomagnétisme des séries rouges de Permien, du Trias et du Crétacé inférieur dans les Chaînes pyrénéo-cantabrique et nord-ouest ibérique. Implications géodynamiques*. Thèse Doct. Etat, Univ. Strasbourg I, 382 págs.
- Schott, J. J.; Montigny, R. y Thuizat, R. (1981): Paleomagnetism and potassium-argon age of the Messejana Dike (Portugal and Spain): angular limitation to the rotation of the Iberian Peninsula since the Middle Jurassic. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 53: 457-470.
- Schwarz, F. J. (1962): Geology and paleomagnetism of the Valley of the Rio Aragón Suborcan north and east of Oza (Huesca, Spain). *Estudios geol.*, 18: 193-240.
- Schwarz, F. J. (1963): A paleomagnetic investigation of Permo-Triassic red beds and andesites from the Spanish Pyrenees. *J. Geophys. Res.*, 68 (10): 3265-3271.
- Soler, V.; Carracedo, J. C. y Heller, F. (1984): Geomagnetic Secular Variation in Historical Lavas from the Canary Islands. *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 78: 313-318.
- Storetvedt, K. M. (1973): The rotation of Iberia: Caenozoic Palaeomagnetism from Portugal. *Tectonophysics*, 17: 23-39.
- Stauffer, K. W. y Tarling, D. H. (1971): Age of the Bay of Biscay: New paleomagnetic evidence. In: *Histoire Structurale du Golfe de Gascogne*, ed. Technip, II, 2: 1-18.
- Tarling, D. H. (1983): *Paleomagnetism*. Chapman and Hall, New York, 379 págs.
- Valencio, D. A. (1980): *El magnetismo de las rocas*. Ed. Universitaria de Buenos Aires, 351 págs.
- Vandenberg, J. (1979): Paleomagnetic data from the Western Mediterranean: a review. *Geol. Mijnbouw*, 58: 161-174.
- Vandenberg, J. (1980): New palaeomagnetic data from the Iberian Peninsula. *Geol. Mijnbouw*, 59: 49-60.
- Van der Lingen, G. J. (1960): Geology of the Spanish Pyrenees, north of the Canfranc, Huesca Province. *Estudios geol.*, 16: 205-242.
- Van der Voo, R. (1967): The rotation of Spain: palaeomagne-

- tic evidence from the spanish Meseta, *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeocol.*, 3 (4): 393-416.
- Van der Voo, R. (1968): Geology and paleomagnetism of lower Triassic sediments in an anticlinal structure east of Aienza (Guadalajara prov., Spain), *Geol. Mijnbouw*, 47: 186-190.
- Van der Voo, R. (1969): Paleomagnetic evidence for the rotation of the Iberian Peninsula. *Tectonophysics*, 7 (1): 5-56.
- Van der Voo, R. y Zijderfeld, J. D. A. (1971): Renewed paleomagnetic study of the Lisbon volcanics and implications for the rotation of the Iberian Peninsula. *J. Geophys. Res.*, 76: 3913-3921.
- Van der Voo, R. y Boesenkool, A. (1973): Permian paleomagnetic results from the Western Pyrenees, delineating the plate boundary between the Iberian Peninsula and stable Europe. *J. Geophys. Res.*, 78: 5118-5127.
- Van Dongen, P. G. (1967): The rotation of Spain: palaeomagnetic evidence from the eastern Pyrenees. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeocol.*, 3 (4): 417-432.
- Vegas, R. y Banda, E. (1982): Tectonic Framework and Alpine Evolution of the Iberian Peninsula. *Earth evol. sci.*, 4: 320-343.
- Verosub, K. L. (1977): Depositional and postdepositional processes in the magnetization of sediments. *Rev. Geophys. Space Phys.*, 15: 129-143.
- Watkins, N. D. y Richardson, A. (1968): Paleomagnetism of the Lisbon volcanic. *Geophys. J.*, 15: 287-304.
- Zijderfeld, J. D. A. (1967): A.c. demagnetization of rocks: analysis of results. In: *Methods in Palaeomagnetism*, (D. W. Collinson, K. M. Creer y S. K. Runcorn, edit.) Elsevier, Amsterdam, 254-286.

Recibido el 2 de diciembre de 1985

Aceptado el 12 de febrero de 1986