

UNIVERSIDAD COMPLUTENSE DE MADRID
FACULTAD DE CIENCIAS FÍSICAS
Departamento de Física de la Tierra, Astronomía y Astrofísica I



**ESTUDIO PALEOMAGNÉTICO Y
MAGNETOESTRATIGRÁFICO DEL PERIODO
JURÁSICO EN EL SISTEMA IBÉRICO**

MEMORIA PARA OPTAR AL GRADO DE DOCTOR

PRESENTADA POR

Teresa Juarez Colera

Bajo la dirección de la doctora

M^a Luisa Osete López

Madrid, 2002

ISBN: 978-84-669-0421-6

©Teresa Juarez Colera, 1994

TI-1994/8



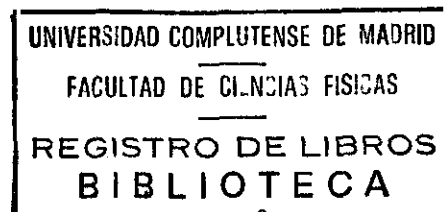
ESTUDIO PALEOMAGNÉTICO Y MAGNETOESTRATIGRÁFICO DEL PERIODO JURÁSICO EN EL SISTEMA IBÉRICO

Teresa Juárez Colera

Dpto. de Física de la Tierra, Astronomía y Astrofísica I
Facultad de C.C. Físicas
Universidad Complutense de Madrid

1994

Memoria presentada para optar al
grado de Doctor en Ciencias Físicas



Directora: María Luisa Osete López

N.º REGISTRO 22.521

Contenido

1.- Introducción

- 1.1.- El periodo Jurásico
- 1.2.- El Sistema Ibérico
- 1.3.- Planteamiento y desarrollo del trabajo

2.- Fundamentos Teóricos

- 2.1.- Conceptos básicos del paleomagnetismo
 - 2.1.1.- Materiales ferromagnéticos
 - 2.1.2.- Parámetros característicos
 - 2.1.3.- Tipos de imanación remanente presentes en las rocas.
 - 2.1.4.- Técnicas de desimanación
 - 2.1.5.- Tratamiento de los datos paleomagnéticos
- 2.2.- Inversiones del campo magnético terrestre
 - 2.2.1.- Modelos de inversión
 - 2.2.2.- Frecuencia y probabilidad de las inversiones. Análisis estadístico
 - 2.2.3.- Magnetoestratigrafía
- 2.3.- Minerales de interés paleomagnético en rocas carbonatada
 - 2.3.1.- Identificación de los minerales magnéticos. IRM.
 - 2.3.2.- Minerales mas habituales en rocas carbonatadas
 - 2.3.3.- Alteraciones mineralógicas en el tratamiento de los datos
- 2.4.- La imanación viscosa

3.- Marco Geológico

- 3.1.- Evolución geodinámica de la Placa Iberica
- 3.2.- El Sistema Ibérico
- 3.3.- El Jurásico Superior en la Cordillera Ibérica

4.- Resultados paleomagnéticos y magnetoestratigráficos

4.1.- Introducción

4.2.- Región de Tosos y Aguilón

4.2.1.- Experimentos de IRM

4.2.2.- Comportamiento durante la desimanación

4.2.3.- Discusión y conclusiones

4.3.- Sector de Moneva y Barranco de la Peñisquera

4.3.1.- Experimentos de IRM

4.3.2.- Comportamiento durante la desimanación

4.3.3.- Discusión y conclusiones

4.4.- Sector de Aguatón

4.4.1.- Experimentos de IRM

4.4.2.- Comportamiento durante la desimanación

4.4.3.- Discusión y conclusiones

5.- Discusión e interpretación de los resultados

5.1.- Resultados de magnetismo de rocas

5.1.1.- Minerales magnéticos

5.1.2.- Susceptibilidad y viscosidad magnéticas

5.2.- Resultados paleomagnéticos

5.2.1.- Desimanación de la NRM

5.2.2.- Reimanaciones

5.2.3.- Rotaciones de bloques en el Sistema Ibérico

5.2.4.- Rotación de la Placa Ibérica

5.3.- Resultados magnetoestratigráficos

6.- Conclusiones

7.- Referencias

1.- INTRODUCCIÓN

Uno de los fenómenos que más ha contribuido al conocimiento de las variaciones del campo magnético terrestre y de la tectónica global ha sido el estudio del magnetismo remanente de las rocas de la corteza terrestre.

El paleomagnetismo es la ciencia que estudia las características del campo magnético terrestre (c.m.t.) basándose en el estudio del magnetismo remanente natural de las rocas de la corteza terrestre.

La base fundamental del paleomagnetismo es la propiedad de los materiales ferromagnéticos (presentes también en las rocas de la corteza terrestre) de mantener una imanación remanente en la dirección del campo magnético aplicado cuando este campo desaparece. Las técnicas paleomagnéticas están fundamentalmente enfocadas al análisis y estudio de esta imanación remanente natural (NRM), obteniendo así información acerca de la historia magnética de las rocas.

La interpretación de los resultados paleomagnéticos no sólo da lugar al conocimiento del campo magnético terrestre sino que también permite obtener resultados concernientes a la historia geológica de las rocas estudiadas, como pueden ser el movimiento de las placas tectónicas, las rotaciones de bloques, y todo tipo de eventos geológicos que, afectando a la unidad estudiada, hayan tenido alguna consecuencia directa o indirecta en el magnetismo remanente de las rocas.

La característica más notable del campo magnético terrestre definida por los estudios paleomagnéticos es su propiedad de cambiar la polaridad con el tiempo. Esta propiedad da origen a la magnetoestratigrafía, ciencia que estudia la variación de la polaridad del campo magnético terrestre en el pasado geológico. El principal objetivo de la magnetoestratigrafía es, por tanto, la definición de un patrón de polaridades del campo magnético terrestre para cada época geológica y la construcción de la ETPG

(Escala Temporal de Polaridades Geomagnéticas), así como contribuir al estudio del origen y funcionamiento del campo magnético terrestre.

Una de las principales fuentes de datos para la definición de dicho patrón de polaridades han sido las anomalías magnéticas oceánicas. Las anomalías magnéticas registradas en el suelo oceánico se interpretan como un "grabado" de la sucesión de inversiones de polaridad del campo geomagnético para los últimos 100-200 millones de años. La secuencia de cambios de polaridad del campo magnético terrestre queda "impresa" en las rocas ígneas de la corteza oceánica como resultado de la creación, enfriamiento y posterior desplazamiento de esta corteza oceánica, desde las dorsales, durante el proceso de expansión del suelo oceánico (Vine y Matthews, 1963). A partir de las anomalías magnéticas marinas ha sido posible el establecimiento de un patrón magnetoestratigráfico "fiable" desde el Jurásico superior (Kimmeridgiense) hasta el presente que ha sido corroborado por estudios en secuencias sedimentarias y volcánicas (Lowrie y Alvarez, 1981).

1.1 El periodo Jurásico

El patrón de anomalías magnéticas obtenidas desde el Cretácico inferior (Barremiense-Aptiense), tras la "Zona tranquila Cretácica", hasta el Jurásico superior, tanto a partir de datos provenientes del océano Atlántico como del Pacífico, ha sido denominado "secuencia M" (Mesozoica). Dichas anomalías fueron numeradas entre M0 (la anomalía más joven, de edad Aptiense) hasta M25 (la más antigua, situada en el Oxfordiense superior) por Larson y Pitman (1972) y Larson y Hilde (1975) (fig 1.1). Debido a la mayor velocidad de expansión del océano Pacífico dichas anomalías están mejor definidas en este océano que en el Atlántico (Hailwood, 1989).

Tras esta secuencia de anomalías magnéticas oceánicas (hacia épocas más antiguas) se encuentra la que fue denominada "zona tranquila Jurásica" (JQZ= "Jurassic Quiet Zone") por tratarse de un periodo extenso que presentaba polaridad normal, tanto en el océano Atlántico como en el Pacífico. El origen de esta JQZ ha tratado de explicarse de

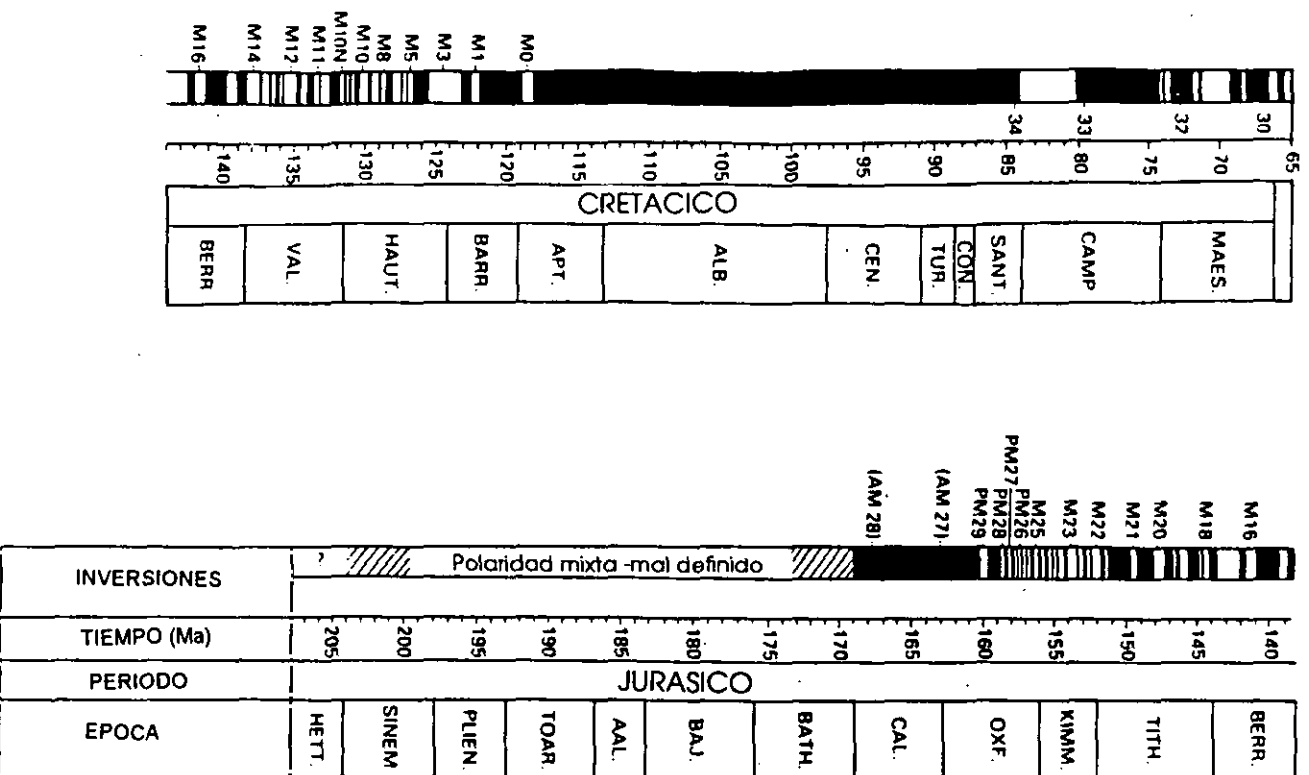


Fig 1.1.- Escala temporal de polaridad magnética desde el Jurásico medio hasta el Cretácico superior (Hailwood, 1989; basada en las escalas propuestas por Kent y Gradstein, 1985 y Lowrie y Channell, 1985).

muy diversas maneras (ver p. e.: Mascle y Phillips, 1972; Poehls et al., 1973; Hayes y Rabinowitz, 1975; Barret y Keen, 1976; Roots, 1976): reimanación, alteración y metamorfismo, rápidas variaciones o baja intensidad del c.m.t., etc.. Otros autores (Heirtzler y Hayes, 1967; Burek, 1970; Larson y Pitman, 1972) lo consideraron, tal vez por analogía con la zona tranquila Cretácica (Hailwood, 1989), un extenso periodo de polaridad normal del campo magnético terrestre. También estudios magnetoestratigráficos en sedimentos de edad Jurásica (Heller, 1978, Johnson et al., 1984) dieron lugar a resultados que indicaban que el periodo Jurásico constituía un periodo de polaridad normal o predominantemente normal del campo geomagnético.

Sin embargo, análisis más detallados han permitido que dentro de la JQZ hayan sido posteriormente identificadas las anomalías M26 a M29 (PM26 a PM29) (Cande et al., 1978) en el océano Pacífico y M26 a M28 (Am26 a AM28) en el océano Atlántico (Bryan et al., 1980) (fig. 1.1), e incluso han sido definidas anomalías más antiguas que M29 en el océano Pacífico (Handschumacher y Kroenke, 1978; Handschumacher et al., 1988) y en secuencias de rocas sedimentarias (Steiner y Helsey, 1975a; Irving y Pullaiah 1976; Channell et al., 1982; Horner y Heller, 1983; Ogg y Steiner, 1985, Steiner et al. 1985, Steiner et al., 1987; Channell et al., 1990; Hijab y Tarling, 1990; Urrutia y Valencio, 1990; Ogg et al., 1991; Pozzi et al., 1993).

Todos estos estudios demuestran que, lejos de ser un periodo tranquilo, el Jurásico se caracteriza por una elevada frecuencia de cambios de polaridad del campo magnético terrestre. Sin embargo, no es posible definir una correlación de anomalías del campo geomagnético a nivel global (Kent y Gradstein, 1985), ya que las anomalías magnéticas marinas obtenidas en el Atlántico y en el Pacífico no son coherentes entre si (fig. 1) y difieren también de las determinadas a partir de los estudios en secuencias sedimentarias de manera que, a partir del Kimmeridgiense, no ha sido aun posible el establecimiento de un patrón de polaridades del campo magnético terrestre para el Jurásico medio y superior.

1.2.- EL SISTEMA IBÉRICO

El Sistema Ibérico constituye un ejemplo de cadena intracontinental de tipo aulacógeno (Alvaro et al., 1979) y deformación intermedia (Julivert et al., 1972). Esta cordillera ha sido tradicionalmente dividida en tres unidades geográficas: 1) unidad noroccidental, formada por la sierras de La Demanda y Cabreros; 2) unidad central, de orientación NW-SE, subdividida en dos alineaciones montañosas: la Rama Aragonesa al NE y la Rama Castellana al SW, que confluyen en la Sierra de Javalambre; y 3) sector levantino, de límites difusos y que presenta zonas de union con la Cordillera Costero-Catalana y con las Sierras Subbéticas (fig 1.2).

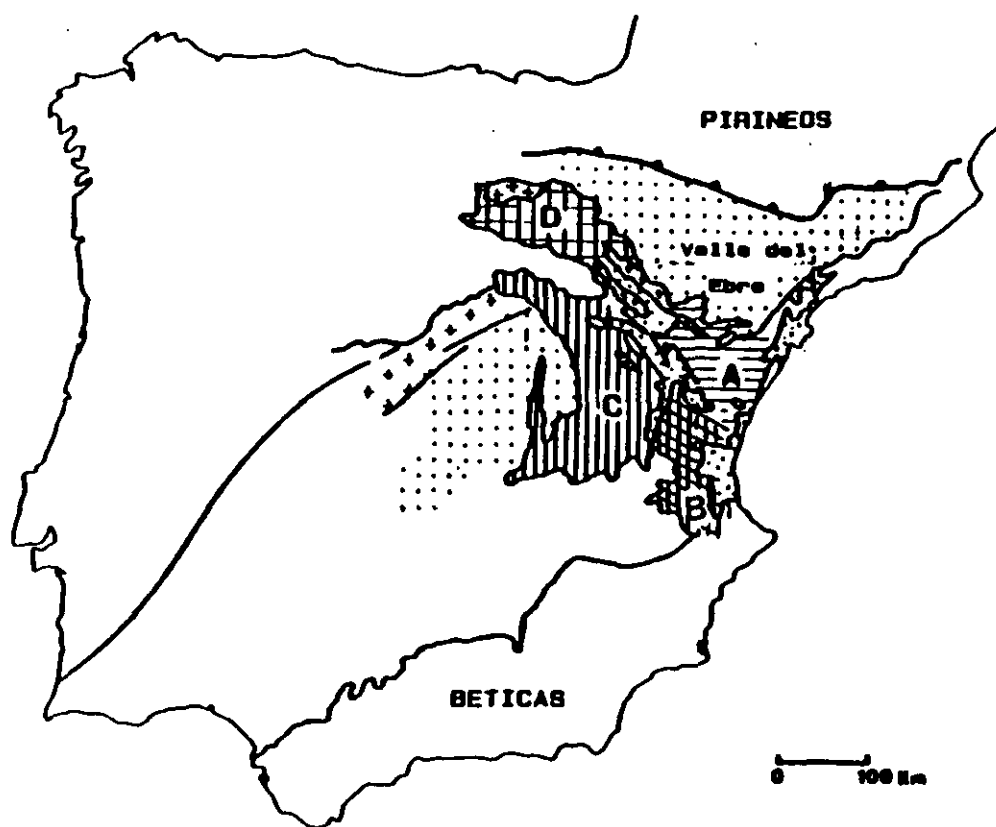


Fig1.2.- Sistema Ibérico. Situación dentro de la Península Ibérica y división geográfica: A: Rama Aragonesa, B: Sector Levantino, C: Rama Castellana y D: Sierras de la Demanda y Cameros.

La Cordillera Ibérica es una típica cordillera de zócalo y cobertera. Durante todo el Mesozoico se producen cambios en la cuenca de sedimentación relacionados con la formación de fracturas. Estos movimientos tuvieron lugar principalmente durante el Cretácico inferior y tuvieron como resultado un importante cambio en la paleogeografía del Cretácico respecto al Jurásico. Sin embargo no es hasta el Terciario (en el Oligoceno-Mioceno) cuando se produce la verdadera deformación de la Cordillera.

Desde un punto de vista paleomagnético el Sistema Ibérico ha sido tradicionalmente considerado como representativo de "Iberia Estable", es decir, las direcciones paleomagnéticas obtenidas en el Sistema Ibérico son consideradas como representativas de la placa Ibérica, lo que implica la hipótesis de que el Sistema Ibérico ha girado solidariamente con la Península durante la apertura del Golfo de Vizcaya sin que posteriormente hayan existido rotaciones de bloques "pequeños" en torno a ejes verticales en ninguna zona de la Cordillera. Sin embargo, algunos estudios tectónicos (Guimerá y Alvaro, 1990) y paleomagnéticos (Osete, 1988; Van der Voo, 1993) cuestionan tal hipótesis sugiriendo la posible presencia de movimientos en la vertical y rotaciones diferenciales de bloques en torno a ejes verticales.

1.3.- PLANTEAMIENTO Y DESARROLLO DEL TRABAJO

Teniendo en cuenta todo lo mencionado hasta el momento, el periodo Jurásico, constituye un periodo especialmente conflictivo e interesante en el estudio de las polaridades del campo magnético terrestre.

No existen demasiados estudios magnetoestratigráficos concernientes al Oxfordiense. Desde 1985 hasta la actualidad se han llevado a cabo tan solo unos pocos estudios magnetoestratigráficos en dicha época. El primero de ellos, llevado a cabo por Steiner et al. en 1985, en el Sistema Ibérico, presenta dificultades en la correlación de las diferentes secciones, debido por una parte a la gran frecuencia de inversiones observada, y por otra parte, al control bioestratigráfico, que presentaba, en aquel

entonces, errores en la definición y correlación de las diferentes biozonas. Channell et al. (1990) obtienen diferentes secciones no correlacionables entre sí a partir de un estudio en "capas rojas" del norte de Italia. Pozzi et al. (1993) obtienen una secuencia de polaridades que incluye el Oxfordiense, aplicando los sondeos geofísicos a estudios de magnetoestratigrafía; los resultados obtenidos por estos autores presentan el inconveniente del relativamente grande error en la datación de la distintas magnetozonas, además del carácter novedoso del método aplicado, lo que hace que, como sus mismos autores apuntan, estos datos deban ser revisados por estudios clásicos de magnetoestratigrafía.

No existe, por lo tanto, hasta el momento, un patrón definido de polaridades para el Oxfordiense. La definición de dicho patrón constituye el principal objetivo de este trabajo.

Otro de los problemas que se abordan en esta tesis es el de la definición de las zonas del Sistema Ibérico ligadas a "Iberia Estable". El Sistema Ibérico, como ya se ha mencionado, ha sido tradicionalmente considerado como representativo de Iberia Estable, sin embargo, determinados estudios (Osete, 1988; Van der Voo, 1993) ponen en duda dicha consideración abriendo paso a una problemática en torno a la definición de una dirección magnética referencial para los estudios paleomagnéticos llevados a cabo en la Península Ibérica. En este trabajo se estudian diversos afloramientos repartidos en una extensa área en el Sistema Ibérico, de forma que pueda ser abordado el problema de la "estabilidad" del Sistema Ibérico, es decir, con el objeto de determinar si existen o no rotaciones de bloques en torno a ejes verticales dentro de la Cordillera.

Un tercer y último aspecto abordado en esta Tesis es el estudio de una posible reimanación global, de edad presumiblemente Cretácica, en todo el Sistema Ibérico, indicado ya por Osete (1988) y puesto de manifiesto posteriormente por Moreau et al. (1992) en un estudio paleomagnético de rocas Jurásicas y Cretácicas del sector oriental de la Cordillera.

Para la interpretación de los resultados paleomagnéticos ha sido necesario un análisis detallado de la mineralogía y del comportamiento magnético de los diferentes minerales magnéticos presentes en las muestras analizadas, antes y durante el proceso de desimanación. Con este propósito se han llevado a cabo experimentos de imanación remanente isoterma (IRM), estudio de la susceptibilidad magnética (χ) durante la desimanación y análisis de la componente magnética viscosa.

El desarrollo del trabajo ha sido el siguiente:

1) Muestreo de las secciones Oxfordienses previamente seleccionadas a partir de un estudio preliminar, en el que se investigaron localidades repartidas en una extensa área del Sistema Ibérico, de edades comprendidas entre el Bathoniense (Jurásico medio) y el Oxfordiense (Jurásico, superior).

2) experimentos de IRM

Las curvas de adquisición y la desimanación térmica de la IRM, según el método propuesto por Lowrie (1990), en el cual se diferencian minerales de alta, media, y baja coercitividad magnética, permiten la determinación de los diferentes minerales magnéticos presentes en las muestras. Este experimento ha sido realizado en una cantidad pequeña, pero representativa, de muestras piloto en cada uno de los afloramientos.

3) Desimanación de la NRM

Sobre la base de los resultados obtenidos en los experimentos de IRM se han elegido los pasos para la desimanación térmica sistemática del resto de las muestras. Durante la desimanación se ha medido la susceptibilidad magnética en cada paso (a temperatura ambiente), así como la contribución de la componente viscosa de la imanación presente en las muestras.

La desimanación por campos alternos decrecientes es totalmente ineficiente en la determinación de las diferentes componentes que contribuyen a la remanencia magnética, debido al solapamiento de los espectros de coercitividad de los diferentes

minerales magnéticos presentes, por lo que todas las muestras han sido sistemáticamente desimanadas mediante el tratamiento térmico.

4) Estudio de la viscosidad magnética

El problema de la aparición de una componente magnética de caracter viscoso creada durante el calentamiento de las muestras, y relacionada con la variación observada de la susceptibilidad magnética, χ , durante el calentamiento, es de gran importancia en todos los especímenes tratados en este estudio. Ha sido necesario, por lo tanto, un estudio de dicho comportamiento, con el fin de eliminar la componente viscosa para la correcta interpretación de los datos.

4) Elaboración de una columna magnetoestratigráfica para el Oxfordiense medio y superior.

Una vez aislada la componente primaria se ha elaborado una columna magnetoestratigráfica para cada uno de los afloramientos y, mediante la corrección de todas ellas, una columna global para el periodo de tiempo considerado, que constituye el patrón de polaridades del c.m.t. en el Oxfordiense medio y superior.

5) Resultados paleomagnéticos

Se han comparado las direcciones magnéticas obtenidas con objeto de investigar la existencia o no de rotaciones relativas entre las zonas estudiadas

Por último, en todos los afloramientos investigados se ha detectado la presencia sistemática de una reimanación, fenómeno que ha sido investigado en detalle en cada una de las secciones estudiadas.

2.- FUNDAMENTOS TEORICOS

2.1.- Conceptos básicos del paleomagnetismo

2.1.1.- Materiales ferromagnéticos

Las propiedades magnéticas de los materiales son debidas al movimiento de los electrones en el átomo, es decir, son debidas a la órbita y spin de los electrones. Los electrones en su órbita llevan asociado un momento magnético, la suma de todos los momentos magnéticos individuales de cada electrón en el átomo da lugar al momento magnético total en el átomo. A nivel macroscópico esto se traduce en una imanación específica o momento magnético por unidad de volumen: J . Si sobre el material actúa un campo magnético externo H , la imanación o momento magnético por unidad de volumen inducido en el cuerpo debido a este campo vendrá dado por:

$$(2.1.1) \quad \vec{J} = \chi \vec{H}$$

donde χ es la susceptibilidad magnética, propiedad intrínseca del material.

La inducción magnética en el interior del cuerpo viene dada entonces por:

$$(2.1.2) \quad \vec{B} = \mu_0 (\vec{H} + \vec{J}) = \mu_0 (1 + \chi) \vec{H}$$

Dependiendo del signo y magnitud de χ los materiales se clasifican, desde el punto de vista de sus propiedades magnéticas, en diamagnéticos ($\chi < 0$ y pequeña), paramagnéticos ($\chi > 0$ y pequeña) y ferromagnéticos, con $\chi > 0$ y con magnitud comprendida entre 10 y 10^5 (entre 7 y 11 ordenes de magnitud mayor que los diamagnéticos y paramagnéticos). La susceptibilidad magnética de los materiales paramagnéticos y diamagnéticos se mantiene constante e independiente del campo externo aplicado, H , hasta valores de éste del orden de 10^5 Oe. Por el contrario, las

sustancias ferromagnéticas, presentan la particularidad de alcanzar la saturación de su imanación inducida, J , para valores pequeños de H . Las características del proceso de imanación de un mineral ferromagnético están definidas en su ciclo de histéresis (fig. 2.1.1).

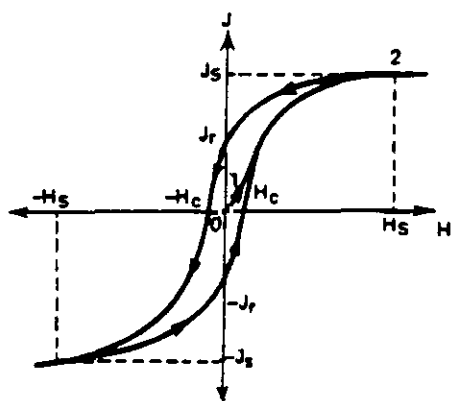


Fig 2.1.1.- Ciclo de histéresis de un material ferromagnético

Si el material ferromagnético está desimanado y comienza a actuar un campo externo aumentando progresivamente, a medida que el valor de H aumenta, la imanación inducida aumenta, (curva 012) alcanzando un valor de saturación, J_s (valor máximo de la imanación) para un determinado valor del campo externo (H_s). En la parte inicial del proceso (tramo 01 de la curva 012) éste es reversible con H , pero no para valores mayores de H y J , para los que la imanación J disminuye si H disminuye, pero siguiendo una trayectoria distinta de la seguida en el proceso de imanación, de manera que cuando H es nulo el material conserva una imanación remanente, J_r , que se destruye sólo si H cambia de signo y alcanza un determinado valor H_c (campo coercitivo), que constituye un parámetro característico de cada material ferromagnético. Continuando el proceso hasta que $H = -H_s$ y desde este valor hasta $H = H_s$, se completa el ciclo de histéresis magnética del material.

Debido a esta propiedad de los materiales ferromagnéticos presentes en las rocas de la corteza terrestre, es posible conocer cuál ha sido la dirección del campo magnético al que han estado sometidas las rocas en la época de su formación y/o en cualquier otro momento de su historia geológica.

El momento magnético en los materiales ferromagnéticos es debido casi exclusivamente a los momentos de spin de los electrones no apareados, correspondientes a los niveles energéticos no completos del átomo.

Las interacciones entre los momentos magnéticos son muy intensas por lo que éstos son paralelos cuando están próximos, lo que explica el elevado valor de la imanación de estos materiales. Esta imanación puede representarse por \vec{H}_m , campo molecular o de canje, proporcional a la imanación;

$$(2.1.3) \vec{H}_m = \lambda \vec{J} \quad (\lambda = \text{cte de campo molecular})$$

\vec{H}_m representa la interacción de un "portador" de momento magnético con sus vecinos. A la acción orientadora de los momentos magnéticos de \vec{H}_m se opone la agitación térmica, de manera que para toda sustancia ferromagnética existe un valor crítico de temperatura denominada temperatura de Curie (T_c) por encima de la cual desaparece el ordenamiento de los momentos magnéticos.

La energía de canje (Heisenberg) viene dada por:

$$(2.1.4) W = -2J\vec{S}_i\vec{S}_j$$

donde J es la integral de canje y $\vec{S}_{i,j}$ son los spines totales de los átomos i y j . Esta energía no tiene análogo clásico y está relacionada con la indiscernibilidad de los electrones y con el principio de exclusión de Pauli. La integral de canje, J , es positiva en las sustancias ferromagnéticas, por lo que el equilibrio estable (mínima energía) se alcanza cuando los momentos magnéticos son paralelos.

Sin embargo, no todas las características de los materiales ferromagnéticos quedan explicadas por la existencia del campo molecular. Por ejemplo, en algunos casos, sustancias ferromagnéticas no sometidas a ningún campo externo presentan un momento total nulo. Para explicar este fenómeno, P. Weiss introdujo un nuevo concepto: los dominios elementales, diferentes regiones dentro de las sustancias ferromagnéticas en el interior de las cuales se da la misma orientación de los momentos. La imanación del dominio elemental es la imanación instantánea.

Los dominios tienen unas direcciones de fácil imanación (direcciones "preferentes" de la imanación) determinadas por la anisotropía de la red cristalina, las tensiones

internas y/o externas, las impurezas del material, etc. Cuando una sustancia aparece globalmente desimánada lo que realmente ocurre es que existe una compensación de los momentos de los distintos dominios.

La estructura en dominios es una consecuencia natural de las diferentes contribuciones a la energía en un cuerpo ferromagnético. Estas energías son: la energía de canje (ec. 2.1.4), la energía de anisotropía y la energía magnetostática.

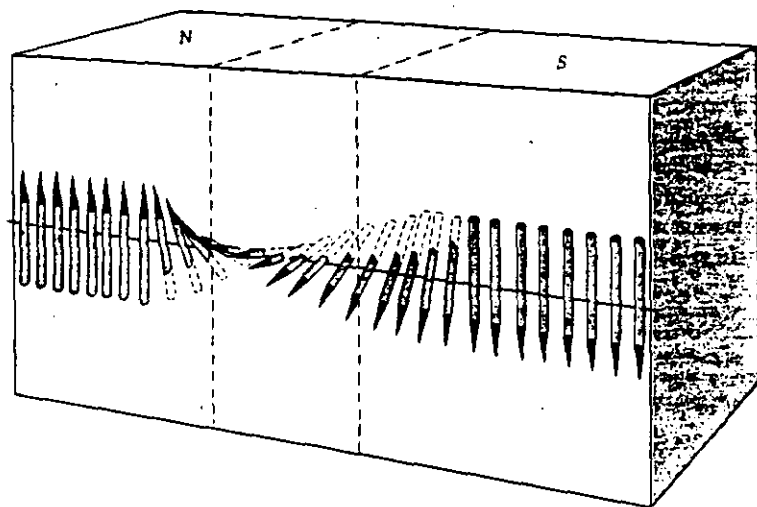


Fig. 2.1.2.- Representación esquemática del proceso de inversión de los spines atómicos que tienen lugar dentro de una "pared de Bloch".

La energía de anisotropía es la energía necesaria para imanar un dominio elemental en una dirección fácil y en una difícil. La energía magnetostática es la provocada por la existencia de polos libres que dan lugar a un campo magnético exterior. La energía magnetostática disminuirá, por tanto, cuando el material se divida en dos regiones imanadas en sentidos opuestos. Sin embargo, es necesario considerar también que es necesaria una energía para la formación de una frontera entre dominios, dichas fronteras reciben el nombre de "paredes de Bloch", y se extienden sobre un número determinado de átomos, de tal manera que los spines de estos átomos se van orientando de forma progresiva a lo largo de la pared (fig. 2.1.2). La energía por unidad de área en la pared se obtiene considerando la energía de canje en esta región además de la energía de anisotropía, así:

$$(2.1.5) W_{pared} \approx \frac{\pi^2 JS^2}{Na^2} + KNa$$

donde K es la constante de anisotropía, a la constante de la red y N el número de átomos de la pared. La contribución de esta energía tiende a mantener dominios de gran tamaño en pequeño número. Para partículas de diámetro 10^{-6} cm y K grande la configuración en monodominios será la más estable, ésta es la configuración considerada en la teoría de Néel que constituye la teoría básica del paleomagnetismo.

2.1.2.- Parámetros característicos

Las características de la imanación remanente natural de las rocas y el proceso de imanación de un conjunto de partículas monodominio pueden explicarse desde un punto de vista teórico a partir de la teoría de Néel (Néel, 1949, 1955). Néel no considera que existen interacciones entre los distintos granos de una roca ni que muchas de las partículas magnéticas presentes en ellas presentan una estructura de multidominio o pseudomonodominio. Sin embargo, esta sencilla teoría describe adecuadamente el comportamiento magnético de las rocas en una escala geológica de tiempo.

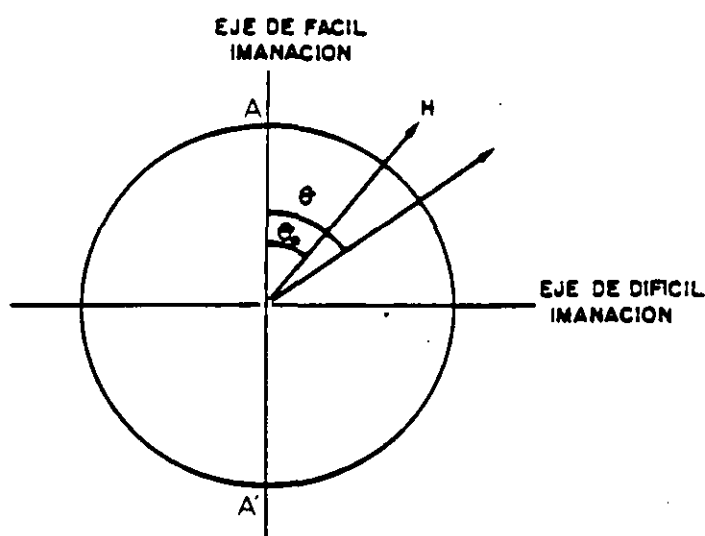


Fig 2.1.3.- Representación esquemática de las direcciones de fácil (AA') y difícil imanación, campo externo (H) e imanación espontánea (Js) dentro de un grano monodominio.

Néel considera un grano monodominio de simetría axial, volumen v y constante de anisotropía K con eje de fácil imanación AA' (fig. 2.1.3) sobre el que actúa un campo H que forma un ángulo θ_0 con el eje de fácil imanación.

Si se considera que el cuerpo no está sometido a tensiones (no existe energía magnetostática) la energía total vendrá dada por la suma de las energías magnética y de anisotropía:

$$(2.1.6) \quad E = K \sin^2 \theta - JsH \cos(\theta - \theta_0)$$

la dirección del momento magnético será la que haga mínima la energía, es decir cuando:

$$(2.1.7) \quad \frac{\partial E}{\partial \theta} = 0 \text{ y } \frac{\partial^2 E}{\partial \theta^2} > 0$$

Teniendo esto en cuenta, representando J frente a H , si se considera un conjunto de granos cuyos ejes de fácil imanación están orientados al azar, se obtiene el ciclo de histéresis del material.

Sin embargo es necesario tener también en cuenta el efecto de la agitación térmica. Si consideramos un conjunto de partículas idénticas con eje AA' de fácil imanación sobre el que actúa un campo H (fig. 2.1.3), el efecto de la agitación térmica hace que el ángulo θ fluctúe. Para que J_s sea perpendicular a la dirección de fácil imanación ($\theta = \frac{\pi}{2}$) es necesario un aporte energético debido a la agitación térmica, kT (k , constante de Boltzman), que supere a la energía de anisotropía, Kv . Teniendo en cuenta la estadística de Boltzman la imanación en un instante de tiempo t puede expresarse como:

$$(2.1.8) \quad J(t) = J_0 e^{-t/\tau_0}$$

Donde J_0 es la imanación inicial en el eje de fácil imanación y τ_0 el denominado tiempo de relajación. Para un conjunto de partículas monodominio con constante de anisotropía uniaxial y en ausencia de campo magnético externo, τ_0 viene dado por la expresión:

$$(2.1.9) \quad \tau_0 = \left(\frac{1}{c}\right) e^{\frac{Kv}{kT}}$$

donde $C \approx 10^{-9}, 10^{-8} \text{ s}^{-1}$ la mayor parte de los casos y v es el volumen de las partículas.

Teniendo en cuenta la relación entre la constante de anisotropía K y el campo coercitivo:

$$(2.1.10) H_c = 2K/J_s$$

el tiempo de relajación puede expresarse en función de H_c como:

$$(2.1.11) \tau_0 = \frac{1}{C} e^{\frac{vH_c J_s}{2KT}}$$

Si τ_0 es grande (caso estático) el momento inicial se conserva, pero para valores pequeños de τ_0 el momento de cada grano oscila entre los dos sentidos del eje de fácil imanación y el momento magnético total desaparece rápidamente, se dice entonces que el grano se encuentra en estado "superparamagnético". El tiempo de relajación es, por lo tanto, la "vida media" de la imanación remanente inicial. τ_0 presenta una fuerte dependencia del cociente v/T (ec. 2.1.9). Esto hace que la transición entre el estado superparamagnético y el de momento bloqueado sea muy brusca. Así, para cada material existe un "volumen crítico" ($v_c(T)$) tal que en los granos con $v < v_c$ las partículas se encuentran en estado superparamagnético, quedando imanadas en la dirección del campo externo actuante, mientras que los granos con $v > v_c$ presentan un momento bloqueado. De la misma manera se define una temperatura de bloqueo ($T_B(v)$) para cada grano como la temperatura a la cual τ_0 es del orden de un experimento de laboratorio (entre 10 y 60 minutos), T_B es también el valor frontera entre los estados superparamagnético ($T > T_B$) y momento bloqueado ($T < T_B$).

2.1.3.- Tipos de imanación remanente presentes en las rocas.

La remanencia magnética natural (NRM) es el vector imanación que se mide directamente en el laboratorio. Esta NRM es la suma de todas las imanaciones presentes en la roca, que pueden dividirse en dos grandes grupos: remanencia primaria, es decir, adquirida en la época de formación de las rocas, o una época muy cercana, y remanencia secundaria, que es la adquirida en cualquier otro momento de la historia geológica de las rocas.

Dentro de las imanaciones primarias se encuentran:

a) Imanación termorremanente (TRM)

Es la adquirida por las rocas ígneas durante su enfriamiento desde temperaturas superiores a su temperatura de Curie hasta la temperatura ambiente en presencia de un campo magnético externo. Esta imanación remanente puede considerarse adquirida en pasos sucesivos en distintos intervalos de temperatura, y debido a diferentes rangos de tamaños de grano con su temperatura de bloqueo dentro de cada uno de estos intervalos de temperatura. Esta TRM adquirida en cada una de estos intervalos se denomina termorremanencia parcial (pTRM) de manera que:

$$(2.1.12) \text{ (TRM)} = \Sigma (\text{pTRM})_i$$

que es la ley de aditividad o ley de Thellier (1951).

b) Imanación remanente química (CRM)

Es la imanación adquirida por el mineral cuando experimenta cambios químicos tales como oxidaciones, hidrataciones o recristalizaciones que pueden tener lugar en cualquier momento de su historia geológica, es decir puede tener también carácter secundario.

c) Imanación remanente deposicional y postdeposicional (DRM y pDRM)

Es la que adquieren las partículas cuando se depositan y alínean en presencia de un campo magnético durante la formación de una roca sedimentaria. La pDRM se adquiere después de la deposición al avanzar la deshidratación del sedimento cuando éste no está aún consolidado.

Dentro de las imanaciones secundarias se pueden distinguir:

d) Imanación remanente isoterma (IRM)

Es la imanación remanente que adquiere una roca sometida a un campo externo a temperatura constante. La IRM adquirida en presencia de campos magnéticos pequeños es considerada una imanación remanente viscosa (VRM).

Las curvas de adquisición de la IRM aportan datos muy útiles en la determinación de los minerales magnéticos presentes en las rocas y sus propiedades (apdo. 2.3.3).

e) Imanación remanente anhisterética (ARM)

Este tipo de imanación remanente es adquirida cuando una roca se somete a un campo alterno decreciente en presencia de un pequeño campo continuo paralelo a éste.

f) Imanación remanente viscosa (VRM)

Es la principal imanación secundaria que pueden adquirir las rocas.

Consideremos un conjunto de partículas ferromagnéticas en una roca, imanadas en una determinada dirección y sometidas a la acción de un campo magnético externo débil de distinta dirección a la de la imanación de las partículas que se encuentran en estado de equilibrio. El efecto de la agitación térmica hace que la imanación espontánea de ciertos dominios cruce barreras de energía tendiendo a alinearse en la dirección del campo externo actuante. De esta manera la roca puede adquirir una nueva componente de la imanación en la dirección del campo externo, que es denominada VRM. Este efecto se ve favorecido por el decaimiento simultáneo de la remanencia anteriormente adquirida por la roca, fenómeno relacionado con el tiempo de relajación.

La dirección de esta VRM está generalmente relacionada con el campo magnético terrestre actual y puede estar presente en todo tipo de rocas de interés paleomagnético.

De igual manera que existía una pTRM existe la termorremanencia viscosa parcial (VPTRM) que puede ser una fuente de valiosa información desde el punto de vista paleomagnético y tectónico (Briden, 1965; Dunlop, 1981).

Existe otro tipo de VRM adquirida en el laboratorio durante el tratamiento de las muestras. Esta VRM puede llegar a ser muy importante afectando considerablemente a las medidas de la NRM, como se verá mas adelante tal y como de hecho sucede en el presente trabajo, por lo que este tipo de imanación será tratado de forma más extensa en un capítulo aparte (apdo 2.4).

2.1.4.- Técnicas de desimanación.

La desimanación progresiva de la imanación remanente se utiliza para aislar las diferentes componentes que pueden contribuir a la misma. Existen varias técnicas de desimanación de las muestras paleomagnéticas (p.e. Collinson, 1983). Las más comunes son la desimanación por campo alternos decrecientes y el lavado térmico.

La desimanación por campos alternos decrecientes consiste en someter a la muestra a un campo alterno que decrece progresivamente, aumentando el valor máximo de dicho campo en sucesivas etapas. Los momentos magnéticos de los granos con $H_c < H_{pico}$ del campo alterno aplicado se reimanarán. Si el campo alterno se va reduciendo lenta y constantemente y la muestra está protegida de otros campos externos constantes, el momento magnético de estos dominios se orientará al azar. Si este valor pico se aumenta progresivamente se destruirá gradualmente toda la imanación, separando así las diferentes componentes magnéticas en función de su H_c .

El lavado térmico consiste en calentar progresivamente las muestras de manera que la agitación térmica destruye la imanación de los dominios magnéticos cuya T_B es menor que la temperatura a la que han sido calentados, haciendo que pasen a encontrarse en un estado superparamagnético. A esta temperatura se la denomina temperatura de desbloqueo. Si se deja enfriar la muestra en ausencia de campo, los momentos magnéticos de los granos se orientarán al azar y de esta manera no contribuirán a la NRM.

Aumentando progresivamente la temperatura aplicada se desimanarán sucesivamente las distintas componentes magnéticas asociadas a diferentes temperaturas

de desbloqueo hasta alcanzar la temperatura de Curie de cada mineral, momento en el que se anula su contribución a la NRM total de la muestra.

Durante el proceso de calentamiento pueden producirse cambios químicos en la composición de los minerales magnéticos presentes en las rocas que quedarán reflejados, en general, en una variación de la susceptibilidad magnética de las muestras, por lo que normalmente son fácilmente detectables.

2.1.5.- Tratamiento de los datos paleomagnéticos

a) Determinación de las direcciones de la imanación

Tras aislar las diferentes componentes de la imanación existen diversas técnicas para la determinación de las direcciones correspondientes. Las técnicas más comunmente utilizadas son: la "técnica del punto final estable" (p.e., Collinson, 1983), los diagramas de Zijderveld (Zijderveld, 1967), el método vector sustracción (Khramov, 1958), los círculos de reimanación (p.e. Buchan y Dunlop, 1976), La curva del vector diferencia (Hoffman y Day, 1978) y el análisis de la componente principal (Kirschvink, 1980). Discutidos y tratados ampliamente en diversos estudios paleomagnéticos.

b) Análisis estadístico

Los datos obtenidos en las diferentes medidas de la NRM están, obviamente, afectados por diversos errores de diferente naturaleza, inherentes, en muchas ocasiones al propio proceso de toma y análisis de las muestras. También algunas características del c.m.t., como lo son sus variaciones periódicas, pueden dar lugar a la dispersión de los datos paleomagnéticos que deben ser considerados en la interpretación.

Fisher desarrolló en 1953 un modelo estadístico para el tratamiento de los datos paleomagnéticos que continua utilizándose en la actualidad. Fisher considera una distribución gaussiana (normal) de puntos en 3 dimensiones, que son las direcciones de la imanación o de los polos paleomagnéticos considerados como vectores unitarios y representados por puntos sobre una esfera de radio unidad.

Esta distribución puede ser descrita en términos de una densidad de probabilidad P dada por:

$$(2.1.13) \quad P = \frac{K}{4\pi shK} e^{K \cos \theta}$$

donde θ es el ángulo entre las direcciones medidas de la imanación y la "dirección verdadera" y K es el parámetro estadístico de precisión, que varía desde $K=0$ para una distribución perfectamente desordenada, hasta $K=\infty$ para una distribución de puntos idénticos, y viene dada por la expresión:

$$(2.1.14) \quad K = \frac{N-1}{N-R}$$

donde N es el número de datos y R el módulo del vector resultante que viene dado por:

$$(2.1.15) \quad R = \left[(\sum l_i)^2 + (\sum m_i)^2 + (\sum n_i)^2 \right]^{1/2}$$

siendo, l_i , m_i y n_i , los cosenos directores de la dirección correspondiente a la muestra i .

La fiabilidad de la dirección obtenida puede definirse mediante un ángulo α , semiángulo de un cono que define una porción de la superficie de la esfera centrada en la dirección media obtenida y dentro del cual existe la probabilidad P de que esté contenida la dirección "verdadera":

$$(2.1.16) \quad \cos \alpha = 1 - \frac{N-R}{R} \left(P^{\frac{1}{N-1}} - 1 \right)$$

En la mayor parte de los estudios paleomagnéticos el valor asignado a P es de 0.05, con lo cual el círculo de confianza sobre la superficie de la esfera se describe mediante el parámetro α_{95} .

c) Pruebas de estabilidad

Los resultados obtenidos en el laboratorio no proporcionan información acerca de la edad de adquisición de los componentes de la imanación. Para ello existen las denominadas pruebas de estabilidad de campo, como son la prueba del contacto, del conglomerado o del pliegue (p.e. Collinson, 1983). En este trabajo se ha aplicado sistemáticamente, en los casos en los que ha sido posible, la prueba del pliegue, ya que

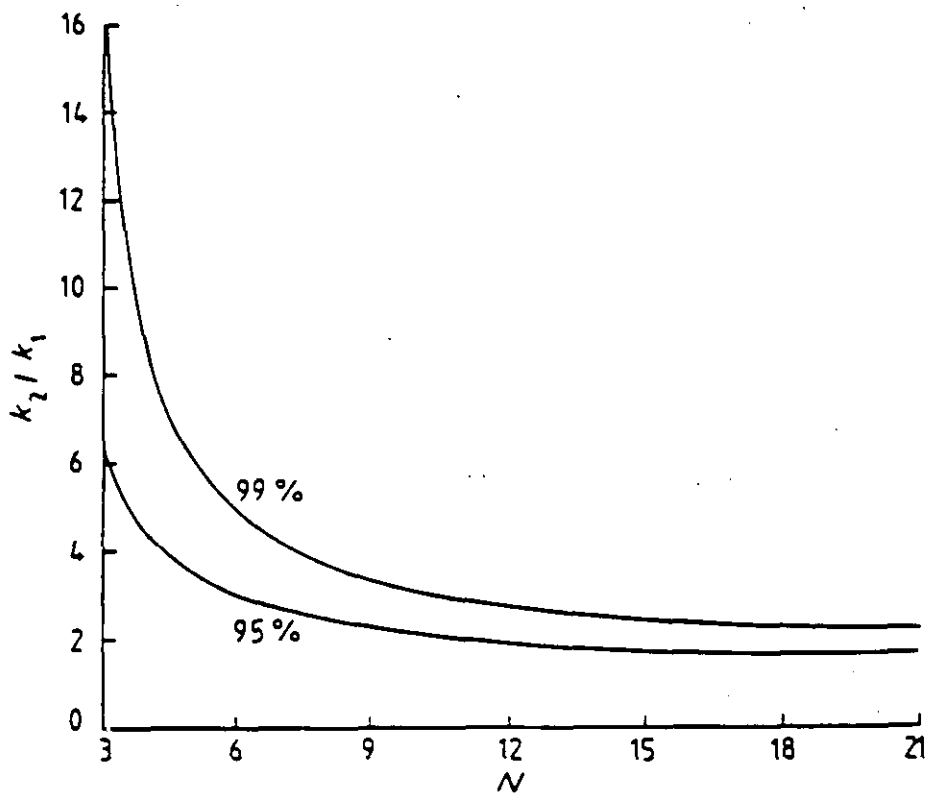


Fig. 2.1.4.- Significado estadístico de la prueba del pliegue. K_1 y K_2 son los parámetros estadísticos antes y después de efectuar la corrección tectónica y N es el número de muestras. Niveles de probabilidad del 99% y 95% (McElhinny, 1964).

era la única prueba de estabilidad factible de realizar con los datos con los que se contaba.

La prueba del pliegue consiste en la comparación de la dispersión de los datos antes y después de aplicar la corrección tectónica. El valor del parámetro:

$$(2.1.17) F = \frac{K_1}{K_2},$$

donde K_1 y K_2 son los valores de K antes y después de la corrección tectónica respectivamente, determina el origen pre ($K_1 \ll K_2$) o post-pliegue ($K_1 \gg K_2$) de la imanación. En la figura 2.1.4 se muestran los valores del cociente $1/F$ mínimos, en función del número de muestras, para que ambas distribuciones de datos (antes y

después de aplicar la corrección) sean tales que la prueba del pliegue pueda considerarse significativa, según McElhinny (1964).

Sin embargo existe una tercera posibilidad de adquisición de la imanación, ya que esta no tiene porqué haber sido adquirida antes o después de la formación del pliegue, sino que puede haber sido adquirida durante el mismo, como de hecho ocurre en diversas ocasiones, como ha sido demostrado recientemente (p.e. Villalaín, 1994), asociada al mismo proceso tectónico. Para determinar si la imanación ha sido adquirida antes, durante o después de un pliegue existe la denominada prueba del pliegue incremental, que consiste en corregir tectónicamente los datos de manera gradual, de forma que se obtiene un valor de K, F, o cualquier parámetro estadístico, para cada "porcentaje de corrección" aplicado. El máximo valor de K se obtendrá en el momento de adquisición de la imanación (McElhinny, 1964; McFadden, 1990).

Hasta aquí se ha partido del supuesto de una distribución Fisheriana de puntos en el espacio que representan los datos paleomagnéticos. Sin embargo, en la mayor parte de los casos, especialmente en el caso de las distribuciones de datos en los estudios de magnetoestratigrafía (ambas polaridades de la imanación presentes), la distribución espacial de los datos se aleja mucho de la ideal distribución Fisheriana. En este caso se puede definir una matriz cuyos autovalores representan la dispersión de los datos en las tres direcciones del espacio denominada matriz de orientación (Tauxe et al., 1991). El test de pliegue puede ser entonces expresado en términos de dichos autovalores, teniéndose, por lo tanto, un "test del pliegue" para cada dirección espacial. Este método ha sido perfeccionado por Tauxe y Watson (1994) de forma que la edad de la imanación, respecto a la edad del pliegue, es estimada con un "nivel de confianza" aplicando iterativamente el método, de manera que se representa un parámetro de la matriz de orientación frente al porcentaje de corrección tectónica aplicada para diferentes distribuciones de datos, denominadas pseudomuestras. Una pseudomuestra es un conjunto de n datos, tomados aleatoriamente de la distribución de datos disponible (que cuenta con n valores) de manera que cada dato puede aparecer más de una vez. Cada pseudomuestra se rota incrementalmente, desde -50% hasta +150% de la

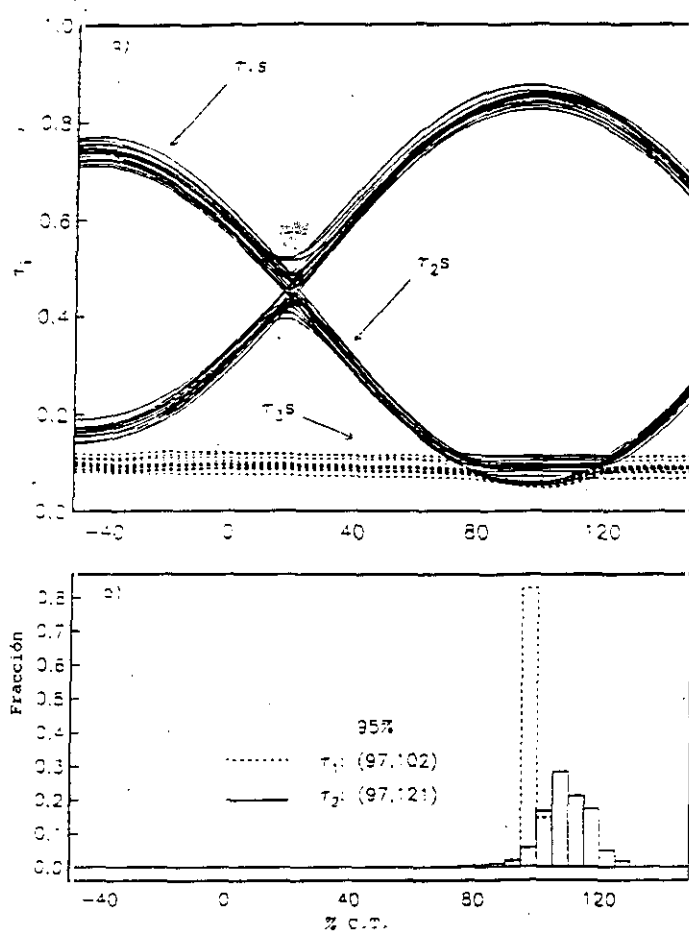


Fig 2.1.5.- a) Valores propios de la matriz de orientación para 20 iteraciones de los datos correspondientes a la componente P de la imanación de la región de Tosos y Aguilón (Apdo 4.1). El valor máximo del autovalor τ_1 y los valores mínimos de τ_2 y τ_3 se obtienen en el momento en el que las direcciones son paralelas, en este caso en el 100% de corrección tectónica. b) Histograma de la localización, respecto al porcentaje de corrección tectónica aplicada, de los valores máximos de τ_1 y mínimos de τ_2 y τ_3 para 500 iteraciones de los mismos datos (Tauxe y Watson, 1994).

corrección tectónica y en cada uno de los pasos se calculan los autovalores de la matriz de orientación (fig 2.1.5).

Este último método para el test del pliegue incremental, dadas sus características, es el más idóneo para los datos que se presentan en este trabajo y ha sido aplicado en el tratamiento de los datos en los casos en los que ha sido posible.

Otro test estadístico, utilizado en todas las secciones ha sido el test de Inversión (McFadden y McElhinny, 1991). Este test clasifica los datos magnetoestratigráficos ofreciendo una "estimación" del carácter antipodal de los mismos. El test define dos ángulos: γ es el ángulo entre las direcciones características de ambas polaridades (normal e invertida) y el ángulo crítico (γ_c) que depende del número de muestras, N_1 y N_2 y de los respectivos vectores suma unitarios, R_1 y R_2 (Fisher, 1953; McFadden y McElhinny, 1990) de las dos distribuciones, de manera que si $\gamma < \gamma_c$ el test es positivo, si $\gamma > \gamma_c$ es negativo y neutro en el caso de que ambos tengan el mismo valor. En el caso del test positivo se tienen, además, la siguiente clasificación, en función del ángulo crítico (McFadden y McElhinny, 1990):

$\gamma_c < 5^\circ$ tipo A

$5^\circ < \gamma_c < 10^\circ$ tipo B

$10^\circ < \gamma_c < 20^\circ$ tipo C

y si $\gamma_c > 20^\circ$ clasificación intermedia.

En este último caso no puede decirse realmente que las distribuciones normal e invertida sean realmente antipodales.

2.2.-Inversiones del campo magnético terrestre

La característica del c.m.t. de cambiar su polaridad con el tiempo fue puesta de manifiesto por primera vez al encontrarse ciertas rocas de la corteza terrestre que presentaban un NRM con aproximadamente la misma dirección que el c.m.t. actual en la zona del afloramiento, pero cuyo sentido era opuesto. En 1926 Mercanton sugirió que este fenómeno indicaba que la polaridad del campo dipolar había cambiado

bruscamente varias veces durante la historia de la Tierra. Sin embargo, más tarde fueron encontradas ciertas rocas de la corteza terrestre, como por ejemplo las dacitas del Monte Haruna, en Japón, (Nagata et al., 1952) que, bajo la acción de un campo magnético adquirirían una imanación de sentido opuesto al campo aplicado. Este fenómeno ponía en entredicho la hipótesis de Mercaton, existiendo por lo tanto, la posibilidad de que la causa de la polaridad invertida de la imanación encontrada en algunas rocas de la corteza residiera en las propiedades de los minerales magnéticos presentes en las mismas rocas, y no constituyera, por lo tanto, una respuesta al comportamiento del c.m.t. al que pudieran haber estado sometidas. A este fenómeno se le denominó autoinversión.

Sin embargo, no se conocen demasiados casos de rocas que presenten la propiedad de la autoinversión, mientras que la distribución, en todo el planeta, de rocas que presentan una imanación de igual u opuesto sentido al c.m.t. es aproximadamente equitativa.

Existen diversos estudios relativos a la posible relación entre la diferente polaridad de la imanación y las diferencias en la composición química (Basley y Buddington, 1958; Uyeda, 1958; Carmichael, 1959; Nagata y Uyeda, 1959; Ishikawa y Syono, 1963; Wilson y Watkins, 1967; Ade hall y Watkins, 1970; Wescott-Lewis y Parry, 1971, entre otros). De todos estos estudios se derivan resultados que, en ocasiones conducen a una realción entre ambas propiedades, pero que en otros casos demuestran exactamente lo contrario. A pesar de que es intrínsecamente indemostrable en un experimento de laboratorio el hecho de que la diferente polaridad de la imanación sea debida a la propiedad de autoinversión de las rocas o a la variación de la polaridad del c.m.t. responsable de dicha imanación, la evidencia más contundente en favor de la segunda hipótesis es el hecho de que rocas de la misma edad geológica, provenientes de distintos lugares del planeta, de distintos orígenes y de diferente litología y composición química, presentan la misma polaridad de su imanación remanente. Este, y otros argumentos conducen a la aceptación universal de que el c.m.t. cambia su polaridad con el tiempo.

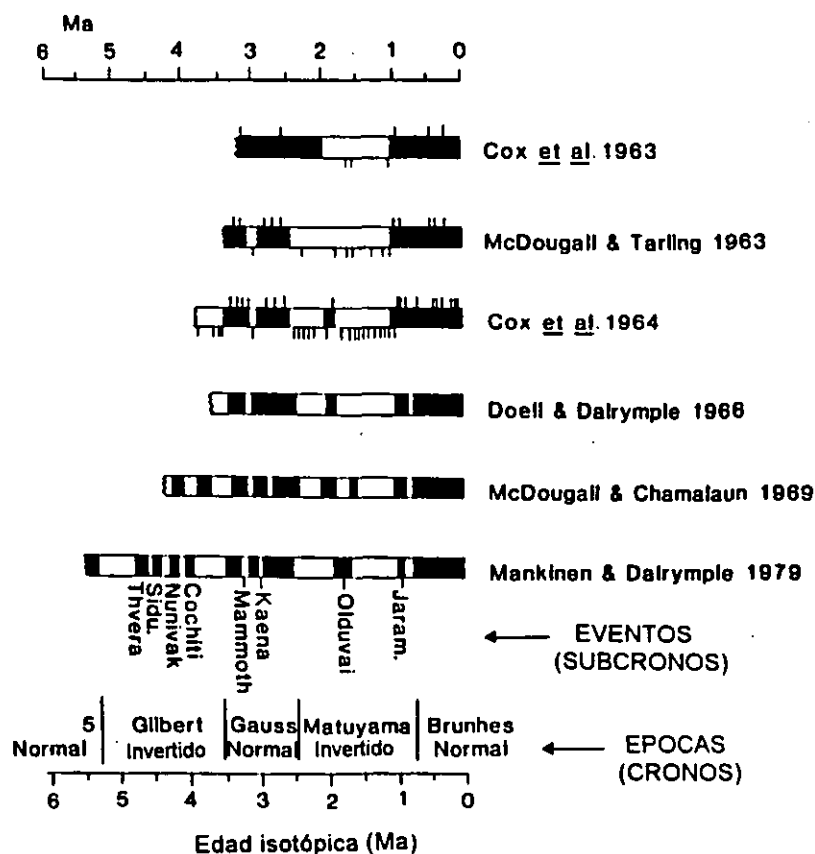


Fig 2.2.1.- Algunas versiones sucesivas de épocas y eventos magnéticos recientes.

Dentro de los cambios de polaridad del c.m.t. pueden distinguirse episodios de larga duración (del orden de 10^6 años) en los que la polaridad del campo geomagnético es predominantemente normal o invertida, denominados épocas magnéticas y, dentro de éstas, episodios cortos con una duración del orden de 10^4 - 10^5 años (fig. 2.2.1), que se denominan eventos (Cox et al., 1964).

Durante una transición de polaridad el polo norte magnético se desplaza de una posición cercana a uno de los polos geográficos a una posición cercana al polo geográfico opuesto. La duración de esta transición, a partir de estudios paleomagnéticos en sedimentos con tasas constantes de sedimentación, se estima en unos 4000 o 5000 años (p.e. Lowrie, 1988). Tras este tiempo el polo geomagnético se estabiliza en su nueva posición por un nuevo periodo de duración mayor de 10^4 años. Sin embargo, a

través de estudios paleomagnéticos, se ha puesto en evidencia que, en algunas ocasiones, el polo geomagnético sufre un gran desplazamiento (de incluso 180°) y, en lugar de estabilizarse en esta posición vuelve de nuevo a la posición original. Este fenómeno ha sido denominado excursiones magnéticas. Dichas excursiones constituyen cambios reversibles de las componentes del c.m.t. que no llegan a estabilizarse en la polaridad opuesta y que no es posible suponer que constituyan un fenómeno de alcance global (Barbetti y McElhinny, 1975). En contraste, los cambios de dirección del campo geomagnético debidos a la variación secular son de tan sólo unas decenas de grados alrededor del polo geográfico.

La secuencia de épocas y eventos ha sido ampliada desde los primeros estudios magnetoestratigráficos, los primeros intervalos fueron denominados con el nombre de los científicos pioneros (Brunhes, normal; Matuyama, invertido; Gauss, normal y Gilbert, invertido), el resto han sido numerados ascendentemente (fig. 2.2.2). La Unión Internacional de Ciencias Geológicas (1979) recomienda reemplazar el término época por el de crono de polaridad y el de evento por subcrono de polaridad, y añade el término supercrono para largos intervalos de polaridad, como por ejemplo la zona tranquila Cretácica (CQZ="Cretaceous Quiet Zone") (fig. 1.1).

Como ejemplos de eventos cabe citar el evento Jaramillo (el más documentado de los que se conocen), de polaridad normal y de 70.000 años de duración, que se encuentra dentro del intervalo de polaridad invertida Matuyama. Una de las excursiones más recientes y mejor documentadas es la excursión Laschamp (Bonhommet y Babkine, 1967; Bonhommet y Zahringer, 1969; Gillot et al., 1979), registrada en la Chaîne des Puys (Massif Central, Francia) dentro del intervalo Brunhes de polaridad normal.

El comportamiento del c.m.t. durante una inversión de polaridad ha sido estudiado en rocas volcánicas y sedimentarias. Dicha transición se observa simultáneamente en los valores de la declinación e inclinación del campo geomagnético. Los estudios de paleointensidad en sedimentos del fondo oceánico indican que la intensidad del campo decrece durante la transición (Opdyke et al., 1973; Dodson et al., 1978; Prévot et al., 1985; van Hoof y Langereis, 1992), este fenómeno se interpreta como la desaparición

Edad (Ma)	A	B	C	D	E	F
	Brunhes	1		1	C1	C1 N S1 N
1						
	Matuyama	2		2	C2	C2 N S2 N
2						
	Gauss	3		2 A	C2 A	C2 AN S3 N
3						
	Gilbert	4		3	C3	C3 N S4 N
4						
5						
	5	5		3A	C3 A	C3 AN S5 N
6						
	6	6				
7				4	C4	C4 N S6 N
	7	7				
8						
	8	8				
9				4 A	C4 A	C4 AN S7 R
	9	9				
10						
	10	10				
11				5	C5	C5 N S8 N
12						
	11	11				

Fig 2.2.2.- Comparación de las diferentes numeraciones de las épocas y eventos (cronos y subcronos) magnéticos. Las columnas 1 y 2 están basadas en datos magnetoestratigráficos de secuencias sedimentarias y volcánicas y las columnas 4 y 6 en el registro de anomalías magnéticas marinas. (Hailwood, 1989, la correlación entre las columnas 2 y 5 es al propuesta por Berggren et al., 1985).

de la componente dipolar del campo, que es la componente dominante del c.m.t.. La morfología del campo magnético durante una transición es, por lo tanto, asimétrica, ya que está básicamente dominada por las componentes no dipolares del campo (Hilhouse y Cox, 1976).

2.2.1.- Modelos de inversión

Se ha especulado mucho acerca del origen del c.m.t. y de las posibles fuentes responsables del mismo, pero de los múltiples modelos propuestos, el único posible que explica casi todas las características del c.m.t. observadas es el de corrientes eléctricas fluyendo en un núcleo terrestre conductor, donde el material fluido se movería a lo largo de las líneas de fuerza, manteniendo así el campo durante toda la existencia de nuestro planeta. El estudio de este proceso, por el cual las corrientes generadas refuerzan el campo magnético es el conocido como "problema de la dinamo homogénea".

Partiendo de las ecuaciones de Maxwell para el campo electromagnético, considerando que la densidad de corriente eléctrica es debida a ambos campos, eléctrico y magnético, y que la conductividad eléctrica, σ , es constante, y añadiendo la ecuación hidrodinámica para el movimiento de un fluido en el núcleo de la tierra (Ecuación de Navier-Stokes), junto con la ecuación de continuidad para un fluido incompresible, se obtendrán las ecuaciones básicas de movimiento del campo:

$$(2.2.1) \quad \frac{\partial \vec{B}}{\partial t} = \nabla \times (\vec{U} \times \vec{B}) + v_m \nabla^2 \vec{B} \quad \text{donde} \quad v_m = \frac{1}{\mu_0 \sigma}$$

$$(2.2.2) \quad \rho \left(\frac{\delta \vec{U}}{\delta t} + (\vec{U} \nabla) \vec{U} + 2\vec{\Omega} \times \vec{U} - v \nabla^2 \vec{U} \right) - \frac{1}{\mu_0} (\nabla \times \vec{B}) \times \vec{B} = -\nabla \rho + \rho \nabla W$$

Donde \vec{B} es el campo magnético, \vec{U} la velocidad relativa con respecto a un sistema que rota con velocidad angular Ω , W es el potencial gravitacional, v_m la difusión magnética, y ρ y v la densidad y viscosidad cinemática respectivamente.

Teniendo en cuenta estas ecuaciones no existe, a priori, ninguna razón para que el campo magnético terrestre tenga una u otra polaridad ni tampoco ninguna razón

fundamental por la que esta polaridad no pudiera variar de signo. La ecuación de inducción (ec. 2.2.1) es lineal y homogénea, sin embargo la ecuación de Navier-Stokes (ec. 2.2.2) es cuadrática e inhomogénea.

Debido a esta complejidad se han propuesto diversos modelos. Uno de los más simples es el de la dinamo homopolar, propuesto por Bullard en 1955 (fig. 2.2.3). Consiste en un disco eléctricamente conductor que rota en torno a un eje bajo la aplicación de un par de fuerzas. Si este disco rota dentro de un campo magnético axial se producirá una fuerza electromotriz radial entre el eje y el borde del disco. Si se conecta al borde del disco un anillo estacionario coaxial con él, de forma que no se impida el giro del disco (ver figura), se producirá un campo magnético axial. De esta manera no se requiere ninguna fuente externa ni tampoco el hecho de que el material sea ferromagnético. Este sistema es una dinamo cuando el campo inducido es igual al requerido para producirse.

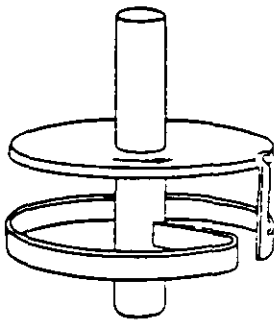


Fig 2.2.3.- Dinamo homopolar (Bullard, 1955).

Teniendo en cuenta que la corriente en el disco es de simetría axial, la ecuación del movimiento, si G es el par que mueve el disco es:

$$(2.2.3) \quad C\dot{\omega} = G - MI^2$$

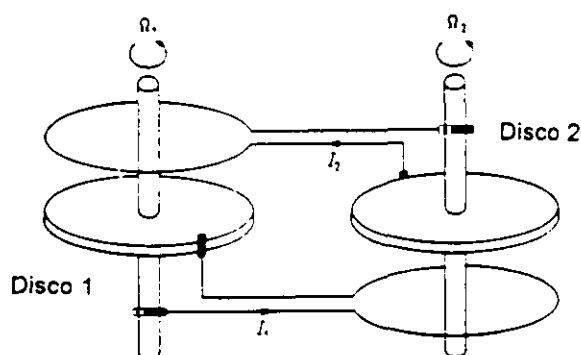
Donde C es el momento de inercia del disco, ω su velocidad angular, I la corriente y $2\pi M$ la inductancia mutua entre el disco y el anillo.

La ecuación que gobierna la corriente es:

$$(2.2.4) \quad L\dot{I} + RI = M\omega$$

siendo L y R la inductancia y resistencia del anillo.

Fig. 2.2.4.- Sistema de dos dinamos acopladas (Rikitake, 1958).



La solución de estas ecuaciones permite que el sistema produzca una corriente, y por lo tanto, un campo magnético en cualquier dirección, sin embargo no es posible que la dirección cambie de sentido, para ello habría que introducir un término proporcional a I o \dot{I} en la ecuación 2.2.4. Esto se soluciona con una doble dinamo (Rikitake, 1958; fig. 2.2.4) o colocando una impedancia entre el conector del anillo con el disco y el anillo y un shunt a lo largo del anillo en la dinamo simple (fig. 2.2.5; Malkus, 1972).

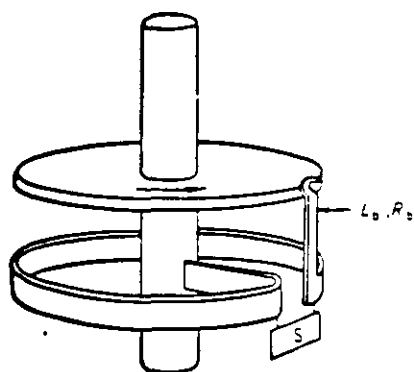


Fig 2.2.5.- Dinamo de disco con una impedancia entre el conector anillo-disco y el anillo y un shunt a lo largo del anillo

Entre ambos modelos el de Rikitake es el más aceptado y el que más se adecua al posible movimiento del fluido en el interior del núcleo. Si suponemos que el movimiento del fluido en el núcleo terrestre consiste en un determinado número de corrientes convectivas que pueden ser, cada una de ellas, representadas por un disco, pueden imaginarse entonces una serie de dinamos homopolares conectadas entre si en el núcleo terrestre, responsables del campo magnético observado. Rikitake (1958) estudió el problema de dos dinamos idénticas acopladas, de manera que la corriente de cada

disco alimenta el anillo de la otra. La solución del sistema, obtenida por integración numérica, para este modelo, admite la posibilidad de que la corriente se autoinvierta espontáneamente.

Si tanto las dinamos como los pares aplicados son idénticos, las ecuaciones del movimiento serán ahora:

$$(2.2.5) \quad \begin{aligned} L\dot{I}_1 + RI_1 &= M\omega_1 I_2 \\ L\dot{I}_2 + RI_2 &= M\omega_2 I_1 \\ C\dot{\omega}_1 &= G - MI_1 I_2 \\ C\dot{\omega}_2 &= G - MI_1 I_2 \end{aligned}$$

donde los subíndices 1 y 2 se refieren a cada una de las dinamos.

Estas ecuaciones pueden transformarse en ecuaciones adimensionales convirtiendo el tiempo t en unidades de $(CL/GM)^{1/2}$, la intensidad en unidades de $(G/M)^{1/2}$ y la velocidad angular en unidades de $(GL/CM)^{1/2}$.

Denominando:

$$(2.2.6) \quad I_i = (G/M)^{1/2} X_i ; \omega_i = (GL/CM)^{1/2} Y_i \quad (i=1,2)$$

las ecuaciones pueden escribirse de la forma:

$$(2.2.7) \quad \dot{X}_1 + \mu X_1 = Y_1 X_2$$

$$(2.2.8) \quad \dot{X}_2 + \mu X_2 = Y_2 X_1$$

$$(2.2.9) \quad \dot{Y}_1 = \dot{Y}_2 = 1 - X_1 X_2$$

donde $\mu = (CR^2/GLM)^{1/2}$ es la razón entre el tiempo de aceleración mecánica (en ausencia de campo magnético) y el tiempo de relajación electromagnética (en ausencia de movimiento).

Las ecuaciones 2.2.7 y 2.2.9 no tienen solución analítica conocida. De 2.2.9 se sigue que $Y_1 - Y_2 = \text{cte}$, es decir, la diferencia de velocidades angulares es constante.

En la figura 2.2.6 se ilustra el comportamiento del sistema para $\mu=1$ y $Y_1 - Y_2 = 3.75$ que muestra claramente inversiones que tienen lugar en $t = 11, 21, 44, 51, \text{etc.}$ El comportamiento de este modelo es muy sensible al valor de μ . Según Allan (1962) μ estaría comprendido, en el caso de la tierra, entre 10^{-2} y 10^{-3} , el comportamiento

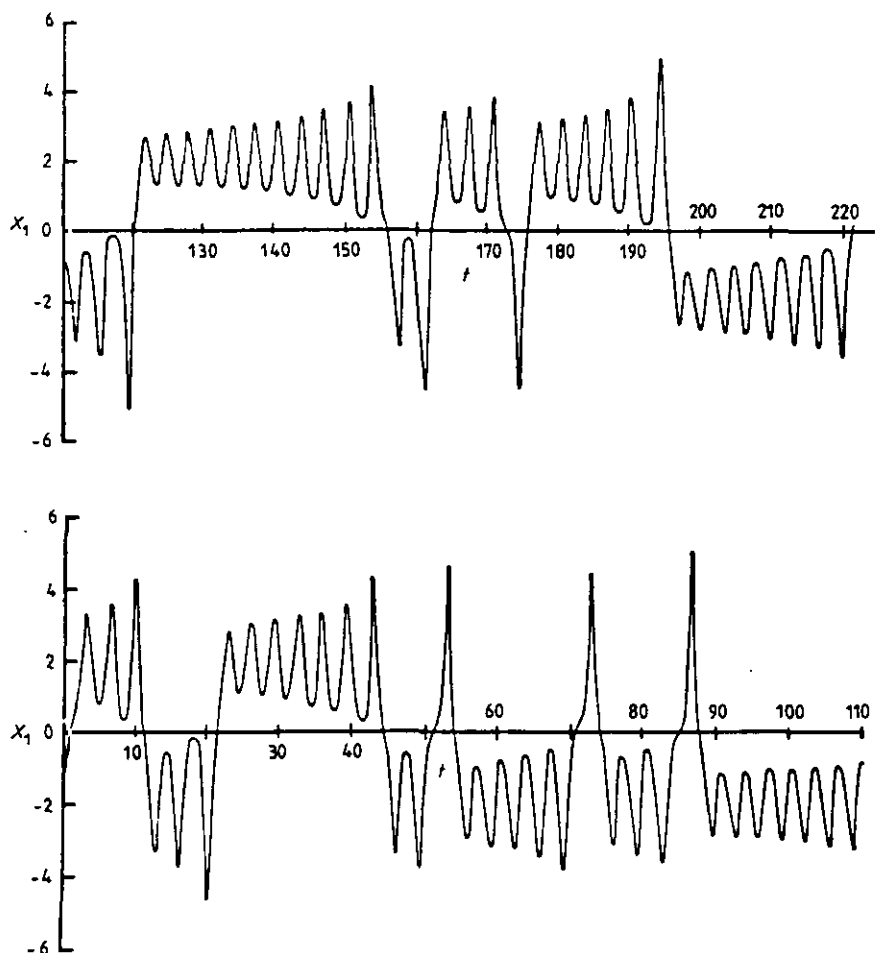


Fig.2.2.6.- Modelo de comportamiento típico de X_1 en función del tiempo (en segundos), (Cook y Roberts, 1970).

correspondiente a 10^{-2} consiste en inversiones periódicas con un periodo del orden de años, lo cual no explica el comportamiento observado del c.m.t.

Nozières (1978) generaliza el modelo de Rikitake exponiendo un mecanismo de relajación que explica cuantitativamente la extremada rapidez con que tiene lugar un cambio de polaridad en comparación con la duración de un intervalo.

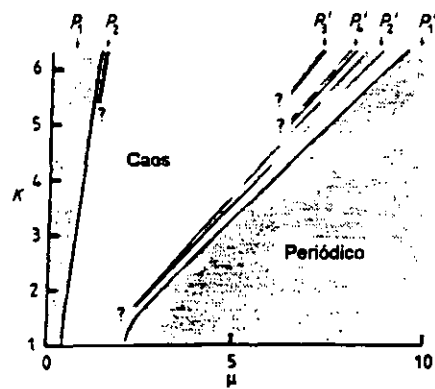
Existen muchos sistemas de ecuaciones diferenciales ordinarias que representan sistemas hidrodinámicos de fuerzas disipativas como las geodinamos que tienen soluciones no periódicas. Estos sistemas deben oscilar entre dos estados, es decir deben tener dos estados de polaridad estables. El modelo de la doble dinamo acoplada

pertenece a este tipo de sistemas que, en ausencia de un mecanismo desencadenante del proceso, presentan inversiones no periódicas. Este es el fenómeno conocido como "caos". El sistema de la doble dinamo acoplada tiene dos puntos de equilibrio N y R , que son $(\pm K, \pm K^{-1}, \mu K)$ en el espacio de fases (X_1, X_2, Y_1) , donde K viene dado por:

$$(2.2.10) \quad Y_1 - Y_2 = \mu(K^2 - K^{-2})$$

Ito (1980) estudió las propiedades estadísticas de este sistema, en la figura 2.2.7 se representa el diagrama de fases en el espacio (μ, K) que muestra varias regiones con un régimen periódico y un régimen caótico. Ito encuentra en el centro de la región correspondiente al régimen caótico, una zona en la cual las inversiones ocurren raramente y la dinámica está menos desordenada. Esta es la zona que denomina régimen de mínima entropía. La poca frecuencia y no uniformidad de las inversiones de polaridad observadas a través de los estudios paleomagnéticos en el c.m.t. sugiere que la geodinamo se encuentra en este estado de mínima entropía.

Fig. 2.2.7.- Diagrama de fases en el espacio (μ, K) del sistema de Rikitake. Las soluciones P_1, P_2, \dots , son periódicas dentro de la zona sombreada y no periódicas dentro de la zona de caos. P_1, P_2, \dots es la secuencia espejo de P'_1, P'_2, \dots (Ito, 1980).



Según Merrill et al. (1979) las dinamos hidromagnéticas presentan, al menos, dos diferentes campos de velocidades y los cambios de polaridad se presentan exclusivamente cuando existe un cambio de uno a otro campo de velocidades.

Se han propuesto muchos otros modelos como mecanismo en el núcleo para la creación del c.m.t. (Herzenberg, 1958; Lowes y Wilkinson, 1963, entre otros). Todos los modelos deben explicar todas las propiedades del campo, entre las cuales, la más importante es la de cambiar de polaridad espontáneamente. El modelo de la doble

dinamo de Rikitake es, no solo el más aceptado, sino también el que más se aproxima a la realidad de los hasta ahora planteados.

2.2.2.- Frecuencia y probabilidad de las inversiones. Análisis estadístico.

Para elaborar un modelo de inversiones que satisfaga las observaciones paleomagnéticas es necesario establecer, en primer lugar, cual es la causa física responsable de la inversión.

Cox, en 1968, desarrolla un modelo probabilístico, asumiendo que los cambios de polaridad son debidos a la interacción entre las oscilaciones estables y los procesos aleatorios. El oscilador estable es el campo dipolar y las variaciones aleatorias del campo no dipolar son el fenómeno desencadenante de una inversión de polaridad. La inversión se produce cuando la razón entre ambos campos excede un valor crítico (fig. 2.2.8).

Un segundo modelo propuesto es el de Parker en 1969. Demuestra que la fluctuación en la distribución de las células ciclónicas convectivas (la denominación se debe al movimiento similar al de los ciclones causado por la fuerza de coriolis) en el núcleo es capaz de producir una abrupta inversión del campo geomagnético.

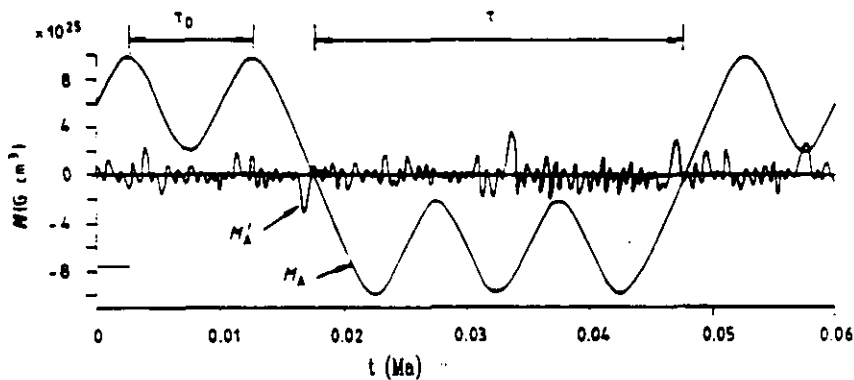


Fig.2.2.8.- Modelo probabilístico de inversiones de polaridad. τ_D es el periodo del campo dipolar y τ la longitud de un intervalo de polaridad. Cada vez que $(M_A + M'_A)$ cambia de signo tienen lugar un cambio de polaridad. M_A es el momento axial del campo dipolar y M'_A una medida del campo nodipolar (Cox, 1968).

En ambos modelos (Cox y Parker) las células ciclónicas convectivas son las responsables de las inversiones, que tienen lugar cuando los procesos aleatorios (o "desordenados") alcanzan determinadas configuraciones. La diferencia fundamental entre ambos modelos radica en que para Parker el fenómeno de la inversión depende únicamente de la distribución espacial de los ciclones, mientras que, en el modelo de Cox depende, además, de la intensidad de dichos disturbios ciclónicos, es decir, de la relación entre el campo no dipolar y el campo dipolar. Ambos modelos han sido discutidos por varios autores (Laj et al., 1979; McFadden y McElhinny, 1982; Kono, 1971, entre otros).

En el modelo de Cox existe una probabilidad finita de que la suma de todas las contribuciones axiales del campo no dipolar (ND) sobrepase el campo dipolar (D) provocando una inversión. La probabilidad es, por lo tanto, proporcional a la razón ND/D. Si el campo dipolar es mucho mayor que la suma de todas las contribuciones no dipolares entonces el campo es estable, pero si ND aumenta, sus componentes axiales sobrepasan el campo dipolar y entonces la dinamo geomagnética amplificará el campo geomagnético en el sentido opuesto. Puede, por lo tanto, relacionarse la variación paleosecular con la frecuencia de inversiones. Brock, en 1971 estudió esta relación para rocas pre- y Cenozoicas, encontrando que para el pre-Cenozoico la variación secular fue aproximadamente un 15% menor que en el Cenozoico, al igual que la frecuencia de inversiones. Irving y Pullaiah (1976) llevaron a cabo una investigación similar en rocas fanerozoicas (0-350 m.a.) con una base de datos disponible considerablemente mayor a la utilizada por Brock, llegando a las mismas conclusiones a las que este último autor había llegado 5 años antes.

La figura 2.2.9 ilustra la "predisposición" de una determinada polaridad durante el Fanerozoico. Durante largas épocas de tiempo geológico la polaridad ha sido predominantemente invertida (por ejemplo dentro del Paleozoico superior). No puede decirse, por tanto, que este fenómeno sea simétrico para ambos estados de polaridad, teniendo en cuenta la duración de intervalos normales e invertidos.

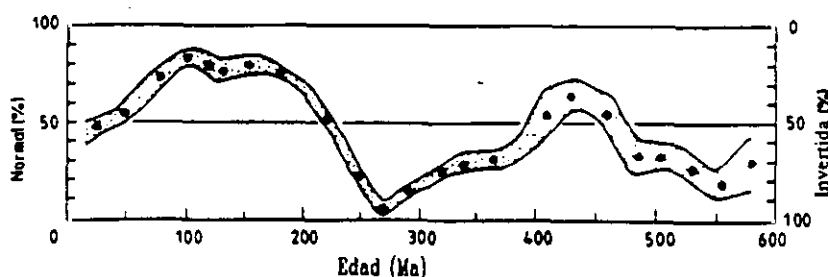


Fig.2.2.9.- "Predisposición" de la polaridad del campo geomagnético durante el Phanerozoico (Irving y Pullaiah, 1976).

Existen, además diversos estudios basados en el análisis espectral de Fourier (Crain et al., 1969; Simpson, 1966; entre otros) y en el análisis espectral de máxima entropía (Ulrych, 1972; Irving y Pullaiah, 1976; entre otros). Cada uno de estos análisis encuentran la ocurrencia de varios periodos de inversión.

Existen también estudios probabilísticos para la determinación de la duración y ocurrencia de los cambios de polaridad (Jacobs, 1984).

Sin embargo los estudios realizados y la información disponible hasta el momento no son suficientes para predecir la ocurrencia de nuevos cambios de polaridad.

2.2.3.- *Magnetoestratigrafía*

La magnetoestratigrafía es la ciencia que, a partir de los datos magnéticos obtenidos en los estratos de las rocas de la corteza terrestre, define el signo y orden de los intervalos de polaridad del campo magnético terrestre. Su objetivo, pues, no es otro que la ordenación de los diferentes estratos sistemáticamente en unidades identificables, sobre la base de las variaciones en sus características magnéticas.

En secuencias magnetoestratigráficas determinadas a partir de secciones de rocas sedimentarias el método más común para la identificación de una secuencia de magnetozonas consiste en la correlación de dicha secuencia con la "secuencia patrón", que es básicamente la secuencia de anomalías magnéticas marinas. Langereis et al (1984) desarrollan un método cuantitativo (correlogramas) para la identificación de las

magnetozonas en diferentes secciones. La correlación entre las diferentes secciones de rocas sedimentarias requiere que la relación entre las tasas de sedimentación se mantenga constante en todo el periodo considerado, de igual manera la correlación entre una secuencia sedimentaria y la secuencia de anomalías magnéticas marinas requiere que se mantenga constante la razón entre la tasa de sedimentación de la secuencia sedimentaria y la velocidad de expansión del suelo oceánico.

Sin embargo, la magnetoestratigrafía, por si misma, no proporciona edades inequívocas para los horizontes de polaridad que define, ya que las inversiones son *fenómenos repetitivos sin ninguna propiedad característica que pueda diferenciar unos de otros*. Por este motivo la cronoestratigrafía determinada por los estudios magnetoestratigráficos es unívoca, siempre y cuando se combine con datos radiométricos y/o paleontológicos. La principal ventaja de la cronoestratigrafía definida por los estudios magnetoestratigráficos es que proporciona una correlación a escala global, a diferencia de la litoestratigrafía o la bioestratigrafía que, por lo general, se reducen a una pequeña escala geográfica.

La escala temporal de polaridad geomagnética (ETPG o MPTS="magnetic polarity time scale") está basada esencialmente en el patrón de anomalías magnéticas marinas combinado con dataciones radiométricas en determinados puntos de dicha escala. La edad de los diferentes intervalos de polaridad magnética se obtiene, entonces, mediante la interpolación entre estos puntos de calibración, relacionados con la secuencia de anomalías magnéticas marinas, a través, únicamente del control magnetoestratigráfico.

A partir de los estudios de magnetoestratigrafía se han definido diferentes escalas temporales de polaridad geomagnética (ETPG). Desde que en 1968 Heirtzler et al. publicaran la primera escala de polaridad magnética se han hecho diferentes correcciones de la misma (Labrecque et al., 1977; Lowrie y Alvarez, 1981; Berggren et al., 1985; Harland et al., 1990, Cande y Kent, 1992) perfeccionándola progresivamente.

Para épocas recientes (los últimos 4 o 5 m. a.) es posible definir la ETPG basándose únicamente en dataciones K/Ar. Para rocas más antiguas los errores que se cometen con

este método son ya del orden de la duración media de los subcronos de polaridad. Recientemente se ha establecido muy detalladamente la escala de polaridades para los últimos 700.000 años correlacionando los ciclos climáticos con las variaciones de la órbita terrestre (Morley y Hays, 1981; Imbrie et al., 1984; Martinson et al., 1987). Este método da lugar a la escala temporal calibrada astronómicamente que es capaz de asignar edades absolutas a cada uno de los intervalos de polaridad geomagnética.

Los ciclos climáticos están también relacionados con las variaciones cíclicas en el contenido de CaCO_3 en las secciones estratigráficas (Hilgen, 1987, Hilgen y Langereis, 1989), así como con los "sapropels" (capas más oscuras que aparecen periódicamente en secuencias sedimentarias que corresponden a capas ricas en carbono orgánico (Hilgen, 1991). De esta manera es posible relacionar las variaciones en las secuencias sedimentarias con los ciclos orbitales y ajustar, entonces, la escala temporal astronómica a la ETPG, obteniendo así edades absolutas para los cambios de polaridad del c.m.t..

Sin embargo, los datos astronómicos abarcan tan solo 3 millones de años, a partir de este momento la ETPG debe establecerse basándose, tan sólo, en los datos provenientes de las anomalías magnéticas marinas y de estudios magnetoestratigráficos en secuencias sedimentarias. La secuencia de anomalías magnéticas marinas obtenida a partir, fundamentalmente, de datos provenientes de los océanos Atlántico y Pacífico permiten definir una escala de polaridades que abarca hasta el periodo Jurásico. A partir de este momento los datos provenientes de ambos océanos no son coherentes entre sí. Es a partir de este momento cuando los estudios magnetoestratigráficos en secuencias sedimentarias adquieren mayor importancia, ya que constituyen la única herramienta disponible para la definición del patrón de polaridades del c.m.t.

2.3 Minerales de interés paleomagnético en rocas carbonatadas

Las rocas de la corteza terrestre deben sus propiedades magnéticas a los minerales ferromagnéticos que contienen. La mayor parte de los minerales presentes en la corteza terrestre que presentan propiedades ferromagnéticas son óxidos metálicos, compuestos

principalmente wüstita (FeO), hematita (Fe₂O₃) y rutilo (TiO₂), esto permite que su composición química pueda ser representada mediante un sistema ternario (Fig. 2.3.1). En esta representación cada punto del triángulo corresponde a una determinada composición química que vienen dada por su distancia a los vértices del triángulo (FeO, Fe₂O₃, TiO₂). Así, dentro de este sistema se encuentran representados la mayor parte de los óxidos metálicos simples de minerales de interés paleomagnético, como la magnetita (Fe₃O₄), la hematita (α-Fe₂O₃) y la maghemita (γ-Fe₂O₃). Aunque existen también otros minerales no representados en este sistema, de no menos interés en el paleomagnetismo, como lo son los sulfuros e hidróxidos de Fe, como por ejemplo la pirrotita (FeS_{1+x}, 0 ≤ x ≤ 1) y la goetita (α-FeOOH).

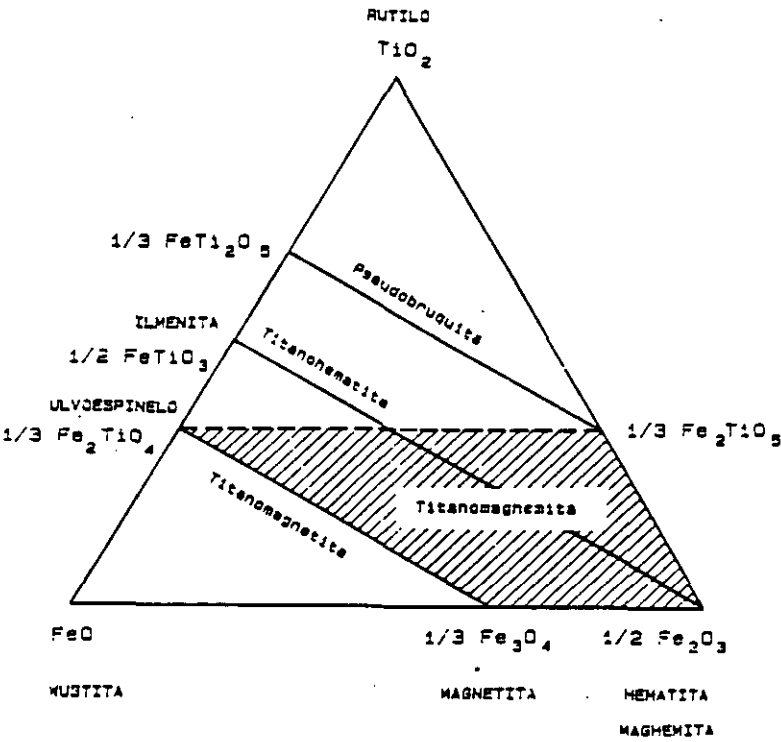


Fig. 2.3.1.- Representación de los minerales más importantes en paelomagnetismo (Oxidos de Fe y Ti), (Petersen, 1982).

2.3.1.- Identificación de los minerales magnéticos. IRM

Existen numerosos métodos para la identificación de los minerales magnéticos presentes en las rocas y para la determinación de su contribución a la NRM (difracción de R-X, estudio de secciones pulidas, curvas termomagnéticas, curvas de adquisición de la IRM, desimanación térmica de 1, 2 o 3 componentes de la IRM, etc.). En este trabajo se han utilizado sistemáticamente las técnicas de adquisición de la IRM y desimanación progresiva de 3 componentes según el método propuesto por Lowrie (1990) que se describirán brevemente a continuación.

a) Curva de adquisición de la IRM:

La imanación remanente isoterma (IRM) es la adquirida por las rocas en presencia de un campo magnético a temperatura constante. La curva de adquisición de la IRM se obtiene aplicando a la muestra un campo magnético externo y aumentando progresivamente el valor de dicho campo. En cada paso se mide la remanencia adquirida por la muestra representando su valor frente al valor del campo aplicado (fig. 2.3.2).

Según su coercitividad los minerales pueden dividirse en blandos ($H_c \leq 0.12T$), intermedios ($0.12T \leq H_c \leq 0.4T$) y duros ($H_c \geq 0.4T$). Este método es muy útil para la identificación de los principales minerales de interés paleomagnético, cuando estos presentan diferentes coercitividades. Existen sin embargo, minerales magnéticos que presentan valores similares de sus fuerzas coercitivas, por lo que los resultados de este método deben combinarse con datos adicionales concernientes a otras propiedades magnéticas para poder determinar exactamente la composición mineralógica presente en una muestra.

b) Desimanación térmica de tres componentes de la IRM.

Este método, propuesto por Lowrie (1990) consiste en someter a la muestra a campos magnéticos de 5T, 0.4T y 0.12T en cada uno de los 3 ejes de la misma. De esta manera se separan los minerales en las tres direcciones espaciales en función de su fuerza coercitiva. Si se somete entonces a la muestra a la desimanación térmica progresiva de esta IRM adquirida y se representa su valor frente a la temperatura durante

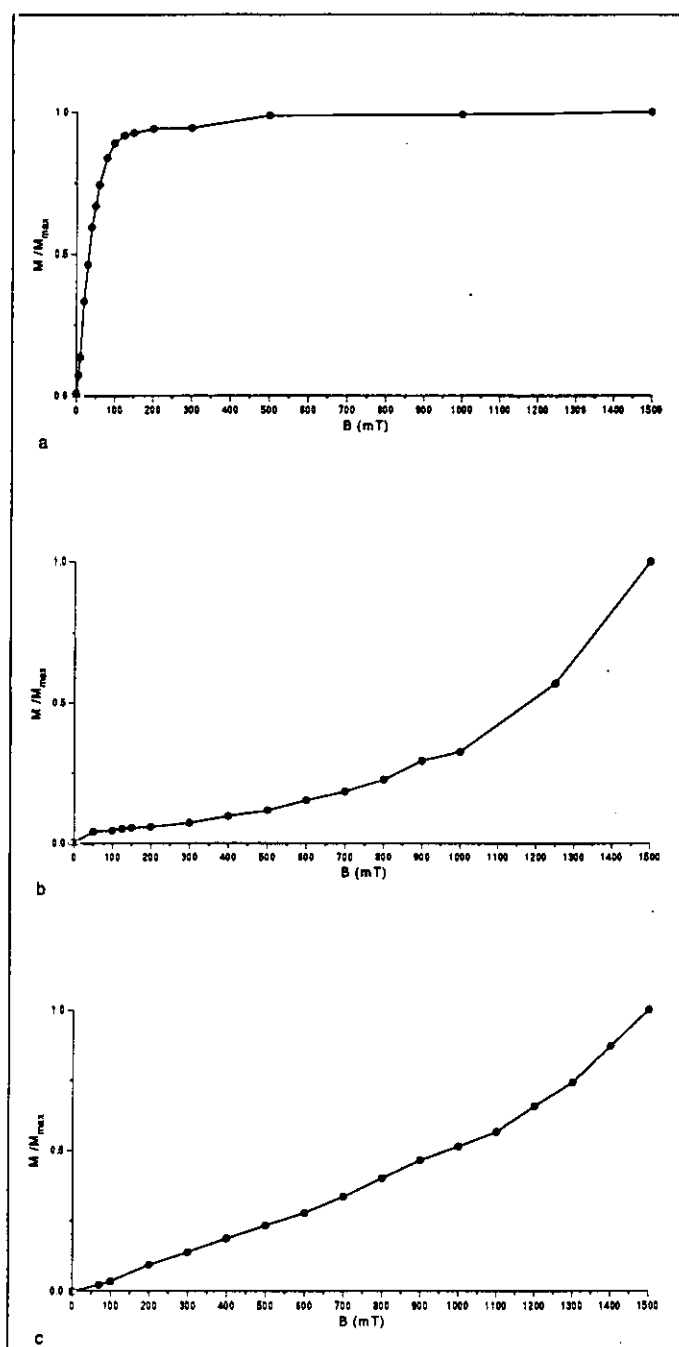


Fig 2.3.2.- Diagramas de adquisición de la IRM para a) muestra conteniendo exclusivamente minerales de baja coercitividad (magnetita), b) muestra con goetita predominantemente y c) muestra que contienen goetita y hematita.

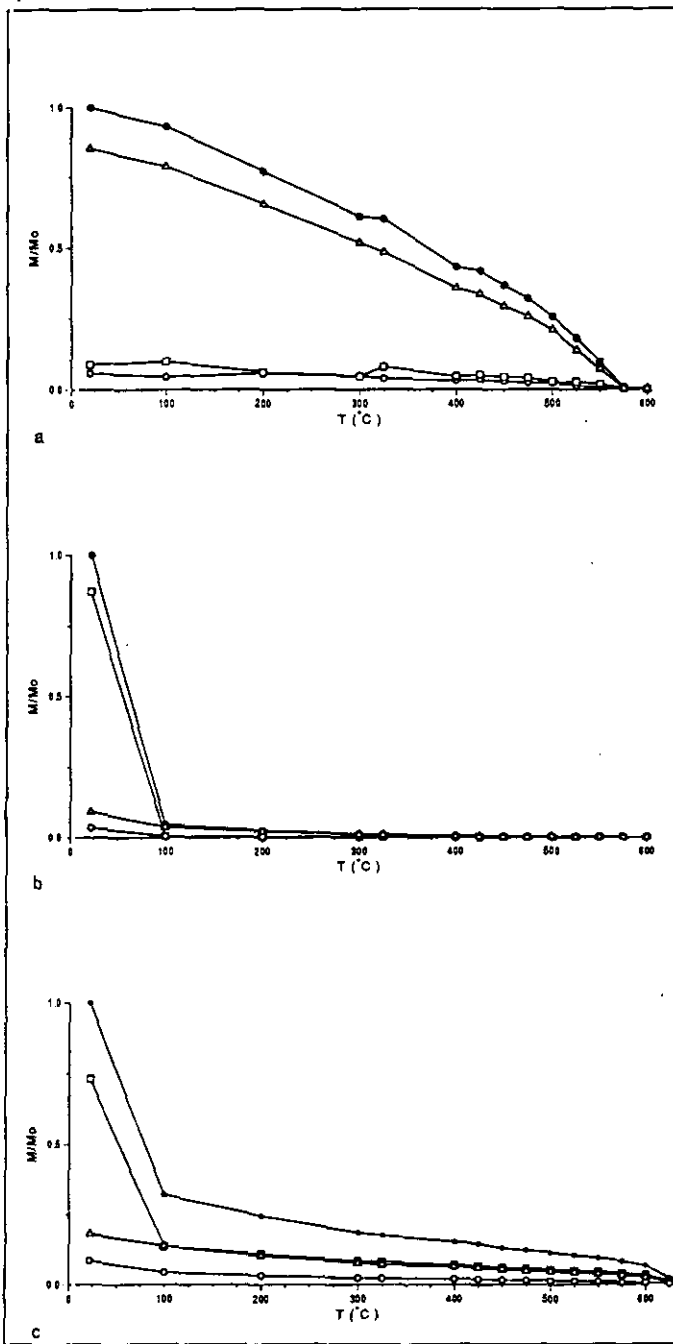


Fig 2.3.3.- Diagramas de desimanación térmica de 3 componentes de la IRM siguiendo el método propuesto por Lowrie (1990). Los diagramas a, b y c corresponden a las mismas muestras representados en los diagramas a, b y c de la figura 2.3.2. ● representa el módulo de la intensidad de la imanación total, ▲ las fases magnéticas correspondientes a $H_c < 0.12T$, ○ las correspondientes a $0.12T < H_c < 0.4T$ y ◻ representa las fases correspondientes a $H_c > 0.4T$.

todo el lavado térmico para cada una de las componentes, se tendrá entonces la curva de desimanciación de 3 componentes de la IRM (Fig. 2.3.3).

De esta manera se pueden identificar los diferentes rangos de coercitividad presentes en cada muestra con las diferentes temperaturas de desbloqueo de cada componente, teniéndose, entonces, información conjunta de ambos parámetros para todos los minerales presentes en las muestras.

Al igual que otras técnicas de identificación de los minerales magnéticos, este método no siempre conduce a resultados unívocos, ya que los espectros de coercitividad y temperatura de desbloqueo pueden solaparse entre unos y otros minerales, debido a que ambos son función de la composición de los minerales magnéticos así como del tamaño y la forma de los granos. Esta ambigüedad suele darse especialmente en algunas rocas metamórficas, debido a la complicada mineralogía que presentan (Lowrie, 1990). Por el contrario, este método suele ser muy útil en rocas sedimentarias, especialmente calizas, como lo prueban los resultados de este trabajo, en el que dicho método ha sido sistemáticamente utilizado en todas las ocasiones.

2.3.2.- Minerales más habituales en calizas

Las rocas carbonatadas constituyen aproximadamente el 10% de las rocas sedimentarias que afloran en la superficie terrestre (Blatt et al., 1980) y sus características magnéticas las hacen especialmente apropiadas para estudios paleomagnéticos (Zijderveld, 1967; Halls, 1976; Hoffman y Day, 1978). ya que suelen ser portadoras de componentes estables de la remanencia magnética, sin embargo su intensidad es a menudo muy débil (10^{-3} - 10^{-5} A/m).

Los minerales magnéticos más comunmente identificados en rocas carbonatadas son: magnetita, goetita, hematita y algo menos frecuentemente maghemita (Lowrie y Heller, 1982).

Los granos de magnetita (Fe_3O_4) presentan, en general, coercitividades menores de 0.12T (Lowrie, 1990), sin embargo, en algunas ocasiones algunos granos monodominio (muy finos y alargados) pueden presentar valores mayores de su fuerza coercitiva

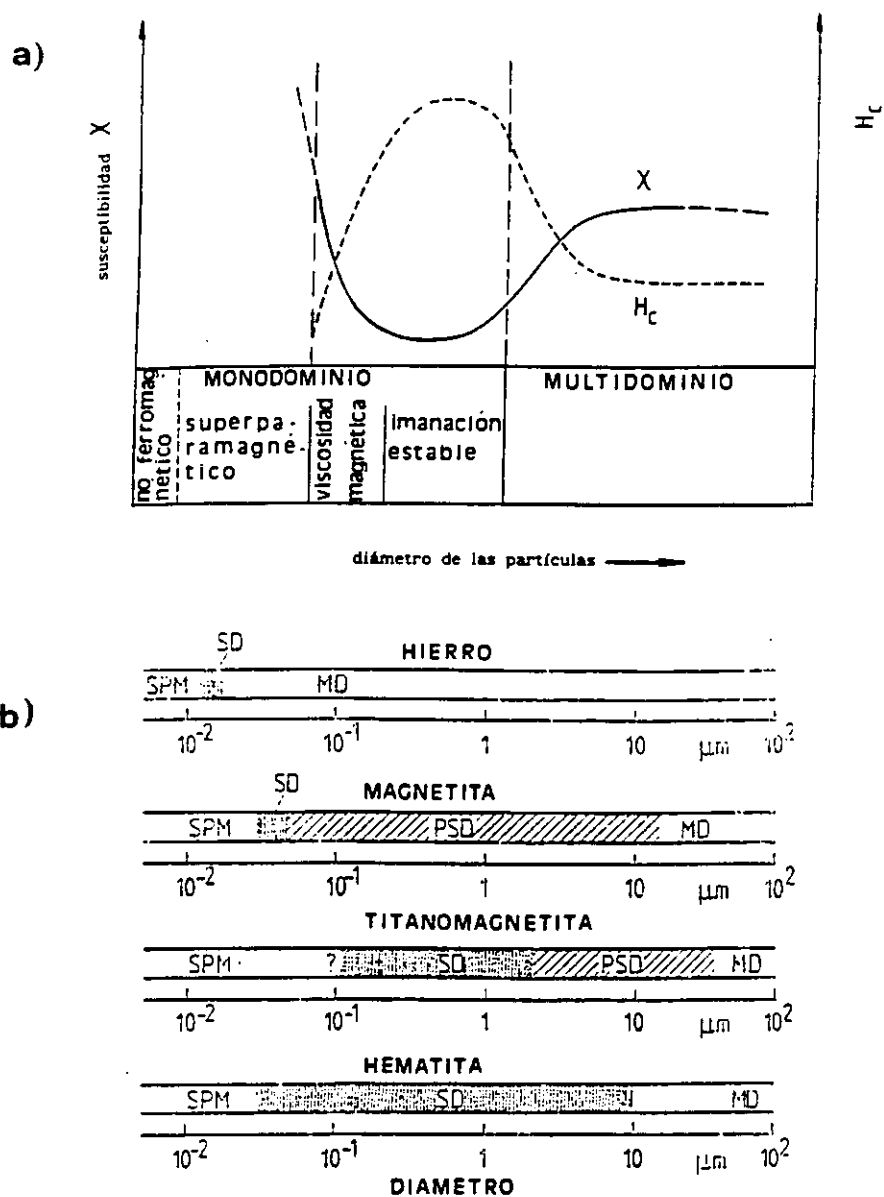


Fig 2.3.4.- a) Variación de la susceptibilidad χ y del campo coercitivo H_c en función de la estructura de dominios. b) estructura de dominios de diversos minerales ferromagnéticos según el tamaño de grano (Petersen, 1982, con datos de Butler y Banerjee, 1975; Dickson et al., 1966; Day et al., 1977 y Banerjee, 1971). (SPM: superparamagnetismo, PSD: pseudo-monodominio y MD: multidominio).

aunque nunca superiores a 0.3T. La dependencia de la fuerza coercitiva de la magnetita y de otros minerales magnéticos respecto al tamaño de grano está representada en la figura 2.3.4. Algunos estudios muy recientes indican la existencia de granos de magnetita que presentan coercitividades mayores de 0.3 T. Este fenómeno tiene lugar cuando los granos de magnetita presentan cierto grado de oxidación en su superficie exterior (sin llegar a ser maghemita) de manera que presentan un alto gradiente de oxidación y en consecuencia valores extremadamente altos (comparables a los que presenta normalmente la hematita) de su fuerza coercitiva (van Velzen y Zijdeveld, 1994).

La temperatura de Curie de la magnetita presenta una fuerte dependencia respecto al tamaño de los granos, de manera que disminuye considerablemente al disminuir el tamaño de los granos.

Las curvas típicas de adquisición de la IRM en la magnetita se caracterizan por una rápida saturación (Fig 2.3.2a).

Otro factor que afecta generalmente a las propiedades magnéticas de los minerales ferromagnéticos es el grado de oxidación, que puede ser expresado en función del parámetro de oxidación z , que para la titanomagnetita es:

$$(2.3.1) \quad z = \frac{\Delta Fe^{2+}}{Fe_0^{2+}} \quad (\text{O' Reylly y Banerjee, 1966})$$

En el caso de los granos de la titanomagnetita un aumento en el valor del parámetro de oxidación z provoca un aumento de la T_c mientras que el efecto del grado de oxidación en la fuerza coercitiva depende del rango de valores de dicho parámetro, de manera que para valores de $z \leq 0.2$, H_c aumenta con el grado de oxidación produciéndose el efecto contrario para $z \geq 0.2$ (Moskowitz y Banerjee, 1981).

El tamaño de los granos de la magnetita que normalmente se encuentra en calizas es pequeño (magnetita monodominio o pseudomonodominio) aunque puede encontrarse también magnetita multidominio. En su estado natural en rocas calizas suele presentar cierto contenido en titanio (Titanomagnetita: $Fe_{3-x}Ti_xO_4$, $0 < x < 1$), lo que reduce su T_c de manera aproximadamente lineal al aumentar el contenido en Ti, es decir, al aumentar

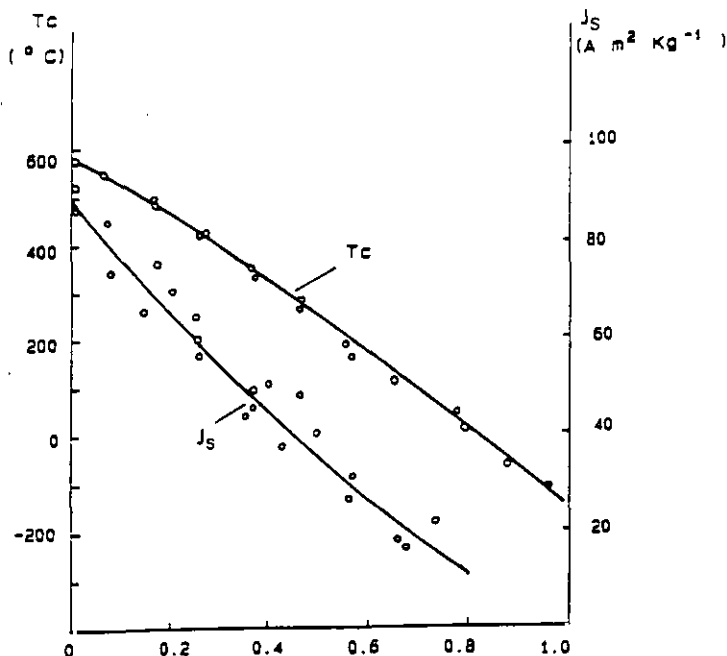


Fig 2.3.5.- Tempertura de Curie, T_c e imanación de saturación J_s en función de la composición (x) de la serie titanomagnetita (Akimoto et al., 1957; Smith y Prévot, 1977).

el valor del parámetro x (Fig 2.3.5, Nagata, 1961), de manera que para $x \approx 0.8$ la T_c de la titanomagnetita es del orden de la temperatura ambiente. La fuerza coercitiva aumenta al aumentar el valor de x (Banerjee et al., 1967), sin embargo la variación en función de x no es muy grande, de forma que no es posible diferenciar granos de magnetita de diverso contenido en Ti mediante sus espectros de coercitividades.

La goetita ($\alpha\text{-FeOOH}$) es también uno de los principales constituyentes magnéticos de las rocas calizas. Se forma, en general, debido a la alteración que afecta a los minerales que contienen hierro o por precipitación directa de soluciones ferrosas. En las calizas se encuentra generalmente en coexistencia con magnetita y hematita y constituye frecuentemente un importante portador de imanaciones secundarias.

Aunque realmente la goetita no se satura para campos magnéticos de 4.5 T, su contribución a la IRM es realmente importante tan solo a partir de valores del campo aplicado de 1.5 T (fig 2.3.7). Las temperaturas de desbloqueo máximas de este mineral

se encuentran muy a menudo entre 50°C y 90°C (Heller, 1977) y está siempre por debajo de 100°C-120°C (Hedley, 1971).

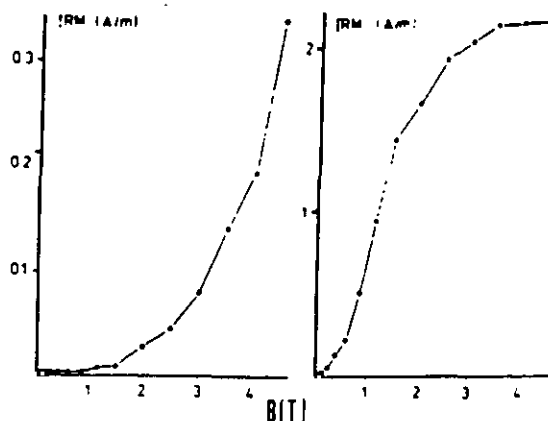


Fig 2.3.6.- Comparación de las curvas de adquisición de la IRM de la goetita (a) y de la hematita (b).

La hematita ($\alpha\text{-Fe}_2\text{O}_3$) y la maghemita ($\gamma\text{-Fe}_2\text{O}_3$) son también frecuentemente portadores de la NRM en rocas carbonatadas. Ambas presentan la misma composición química pero su estructura cristalina es completamente diferente lo que hace que sus propiedades magnéticas sean también bastante diferentes.

La hematita presenta altos valores de su fuerza coercitiva (~ 1.5 T). La curva de adquisición de la IRM se diferencia de la de la goetita por su diferente curvatura en campos altos (fig. 2.3.6). Su temperatura de desbloqueo máxima alcanza valores de 600°C y 650°C, lo que la hace completamente distinguible de la goetita en la desimanación térmica tanto de la IRM como de la NRM. Para diferenciar la hematita de la magnetita en muestras que contengan ambos minerales magnéticos basta con someter a la muestra a la adquisición y a la desimanación térmica de tan solo 2 componentes de la IRM.

La maghemita presenta propiedades magnéticas similares a la magnetita pero se caracteriza por sufrir una transformación química, que la convierte en hematita, cuando se somete a temperaturas de entre 250°C y 300°C dependiendo de la historia previa de la muestra (Valencio, 1980), esta transformación se refleja en una drástica disminución de la χ junto con un comparable incremento en la intensidad de saturación de la IRM.

2.3.3.- Alteraciones mineralógicas durante el tratamiento de los datos

Para la correcta interpretación de los resultados paleomagnéticos es indispensable conocer los posibles cambios en la mineralogía producidos durante el tratamiento de las muestras, concretamente durante el calentamiento. Normalmente estos cambios consisten en la conversión de minerales metaestables (Goetita y maghemita, por ejemplo) en minerales más estables.

La goetita es un mineral termodinámicamente muy inestable (Berner, 1969) y se convierte rápidamente en hematita al someterse a temperaturas mayores de 300°C. La maghemita, como ya se ha mencionado anteriormente, sufre una transformación similar a aproximadamente la misma temperatura.

Por otra parte, las rocas calizas pueden contener cantidades considerables de pirita (Lowrie y Heller, 1982) que se produce, probablemente bajo un ambiente reductor muy localizado alrededor de restos orgánicos tales como conchas de ammonites (Lowrie y Heller, 1982). Van der Voo y Lowrie (1979) encuentran que la pirita se transforma en goetita secundaria. Turner (1975) y Lowrie y Heller (1982) obtienen resultados similares en cuanto a la existencia de pirita en las muestras, que indican que este mineral se transforma en magnetita y pirrotita. Van Velzen y Zijdeveld (1992) observan un incremento de la χ en margas marinas a partir de 390°C debido a la creación de minerales magnéticos de propiedades similares a la magnetita por alteración de la pirita pre-existente en las muestras, estos nuevos granos dan lugar a la aparición de una componente viscosa de la imanación.

Puede también crearse, durante el proceso de calentamiento, nueva magnetita de carácter viscoso a partir de la alteración de minerales arcillosos con contenido de hierro y por la alteración de otros óxidos de Fe (Lowrie y Heller, 1982).

2.4. La imanación viscosa

La componente viscosa de la imanación proviene, generalmente en las rocas calizas, de la alteración de los minerales magnéticos originales en la roca durante el proceso de

desimanación térmica, cuyo resultado es la creación de nueva magnetita (Lowrie y Heller, 1982) que, como se acaba de mencionar, puede provenir bien de piritita pre-existente en las muestras o por la alteración de otros óxidos o minerales con contenido de Fe.

El origen de la imanación viscosa, también denominada viscosidad magnética o "after effect" magnético, reside en la agitación térmica de las moléculas. Desde que en 1937 Richter elaboró la primera teoría cuantitativa de la viscosidad magnética este fenómeno ha sido objeto de numerosos estudios (Néel, 1949 y 1950; Street y Wolley, 1949; Barbier, 1953; Creer, 1957, Le Borgne, 1960; Shimizu, 1960, Lowrie y Kent, 1978; Dunlop, 1973 y 1981, entre otros). No es fácil la elaboración de una teoría sencilla que englobe de manera sistemática todos los "efectos viscosos", ya que las características de las diferentes partículas son muy diferentes en función de su tamaño de grano. Las teorías de Richter (1937) y Néel (1949) explican de manera adecuada el comportamiento viscoso de un conjunto de partículas monodominio, pero para granos de mayor tamaño es necesario recurrir a teorías más elaboradas (Néel, 1950).

La imanación viscosa (VM) puede definirse como la variación en el tiempo de la magnitud y dirección de la imanación (J) de una muestra como resultado de una variación del campo magnético aplicado (H_0) en $t=0$. Si, tras un tiempo t se elimina dicho campo H_0 , la remanencia consistirá en la suma de tres contribuciones: (1) una parte de la imanación remanente inicial J ; (2) una IRM adquirida casi instantáneamente en el momento en el que H_0 varía; y (3) una imanación remanente viscosa o VRM: $J_{VRM}(H_0, t)$. Notese que la diferencia entre la VM y la VRM reside en la presencia o ausencia de un campo magnético externo respectivamente. Para campos magnéticos pequeños ($H_0 < 10$ Oe) se observa generalmente que $IRM \propto H_0^2$ mientras que V_m y $VRM \propto H_0$, por lo que la importancia relativa de la VM y de la VRM con respecto a la IRM aumenta al disminuir el valor del campo aplicado.

Para un conjunto de partículas SD, de volumen V y constante de anisotropía K la imanación de relajación puede describirse, de acuerdo con la ecuación 2.1.8, como:

$$(2.4.1) \quad J(t) - J_{eq} = [J(0) - J_{eq}] e^{-t/\tau}$$

donde J_{eq} es la imanación en el equilibrio térmico debida al campo H_0 y a temperatura T . El tiempo de relajación, τ , para valores pequeños de H_0 viene dado por 2.1.9, es decir:

$$(2.4.2) \log \tau = -\log c + \frac{VK(T)}{kT}$$

Usando la aproximación de "imanación de bloques" (Néel, 1949) es decir:

$$(2.4.3) J - J_{eq} = \begin{cases} J_0 - J_{eq} & t \leq \tau \\ 0 & t \geq \tau \end{cases}$$

en lugar de 2.4.1, y asumiendo una distribución uniforme $f(\log \tau)$ de los tiempos de relajación de las partículas, se tendrá que:

$$(2.4.4) |J(t) - J(0)| = J_{VM} = J_{VRM} = S_a \log t$$

o en el caso de $H_0=0$,

$$(2.4.5) |J_{VRM}(t) - J_{VRM}(0)| = S_d \log t$$

donde S_a y S_d son los coeficientes de viscosidad correspondientes a la adquisición y pérdida de la imanación viscosa respectivamente y dependen principalmente de la temperatura y del tamaño de los granos. Las ecuaciones 2.4.4 y 2.4.5 constituyen las leyes de adquisición y pérdida de la imanación viscosa.

Para un conjunto de granos MD las leyes de adquisición y pérdida de la imanación viscosa son similares a éstas aunque los coeficientes de viscosidad tendrán valores considerablemente mayores que en el caso de un conjunto de granos SD.

3.- MARCO GEOLOGICO

El objetivo fundamental de este capítulo es el de ofrecer una visión general del contexto geológico en el que se encuentra la zona estudiada. Los modelos geológicos que se expondrán a continuación no son los únicos existentes, sin embargo, no se tratará este tema en profundidad debido a que se apartaría de los objetivos fundamentales de esta Tesis. Sin embargo es necesario enmarcar el trabajo en un contexto geológico ya que los resultados obtenidos tienen, en algunas ocasiones, consecuencias geológicas y deben ser explicados dentro de dicho contexto.

3.1.- Evolución geodinámica de la Placa Iberica

La evolución geodinámica de la Placa Iberica desde el Triásico hasta la actualidad es una consecuencia de la apertura del Océano Atlántico y de la interacción entre las placas Africana y Euroasiática.

Las zonas de deformación se sitúan en los bordes de las placas o zonas del interior directamente relacionadas con los bordes. Las áreas de deformación intraplaca se deben a la penetración de la deformación en zonas débiles del interior. De esta manera se han formado las cadenas intracontinentales de plegamiento (de las cuales el Sistema Ibérico es un típico ejemplo) que forman un cierto ángulo con los bordes de las placas.

La evolución de toda el área mediterránea puede expresarse en las siguientes etapas (Vegas, 1985):

- 1) Ruptura del supercontinente Pangea en el periodo Triásico (~230 m.a.). Esta etapa se inició con la formación de numerosos rifts intracontinentales, algunos de los cuales se convirtieron en límites de placa mientras que otros forman tan solo un adelgazamiento litosférico intracontinental. La cordillera Ibérica pertenece a este segundo caso.

2) Apertura del Atlántico central y movimiento transcurrente de Africa respecto a Eurasia en el periodo Jurásico (~180 m.a.). El régimen distensivo ligado a este movimiento da origen a la subsidencia en el arco del aulacógeno celtibérico (Alvaro et al., 1979). La figura 3.1 representa la paleogeografía de la Península Ibérica en el Jurásico Superior. Las zonas de debilitamiento de la litosfera son las que más tarde condicionarán las zonas de deformación de la corteza superior en forma de cadenas montañosas.

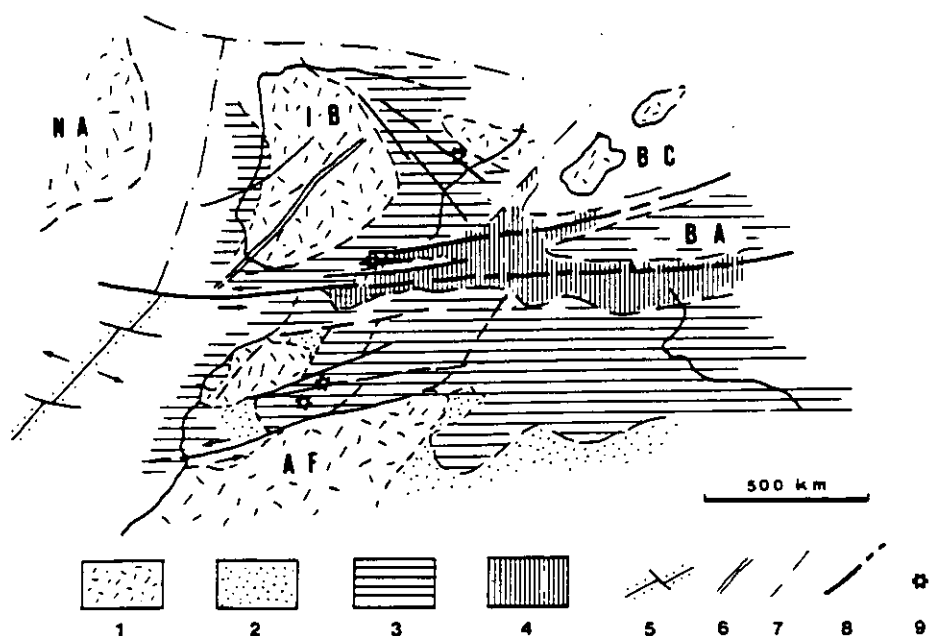


Fig 3.1.- Reconstrucción paleogeográfica del área Ibero-Mogrebí en el Jurásico superior. 1) Áreas emergidas; 2) Zonas de sedimentación continental; 3) Zonas de sedimentación de plataforma; 4) Zonas de sedimentación hemipelágica; 5) Dorsal activa; 6) Dique básico de Alentejo-Plasencia; 7) Eje de Rift en cuencas intracontinentales; 8) Zonas de fractura; 9) Intrusiones volcánicas y subvolcánicas (Vegas, 1985).

3) Apertura del Atlántico y del golfo de Vizcaya, en el Cretácico inferior (~130-80 m.a.). La apertura del Golfo de Vizcaya lleva asociada la rotación antihoraria de la península Ibérica, y por otra parte, el movimiento relativo entre Africa y Europa se transfiere entonces al área cántabro-pirenaica. El movimiento de apertura del golfo de Vizcaya debe amortizarse entre los bloques de Alborán y Cors-Sardo y en la deformación interna de la Placa Ibérica, que adquiere independencia en esta época (Vegas y Banda, 1982). Esta etapa culmina al final del Cretácico (~80 m.a.), cuando comienza la evolución alpina de la Península Ibérica con la inversión del movimiento entre Africa y Eurasia y el comienzo del proceso compresivo en el contacto de las dos grandes placas.

4) Convergencia entre Africa y Europa entre el Eoceno y el Mioceno medio (~40-9 m.a.) con la formación de las Cadenas Alpinas. El movimiento respectivo entre ambas placas es convergente puro con dirección N-S (Vegas, 1985) y la deformación se concentra en las zonas donde se ha producido un adelgazamiento litosférico y ascenso de las isothermas. Es en esta etapa cuando se produce la deformación del surco Ibérico por acortamiento de esa zona de adelgazamiento intraplaca de la corteza. La inversión de la cuenca sedimentaria causa la formación de la Cadena Ibérica (cadena de deformación moderada). La deformación no se limita, sin embargo, a las zonas intraplaca, dejándose sentir también en la margen continental ligada al borde cantábrico. En la figura 3.2 se representa un esquema paleotectónico correspondiente al final del Eoceno-Oligoceno.

5) Ruptura de la soldadura entre Africa e Iberia (Europa) creándose las cuencas marinas del Mediterraneo occidental. Esta etapa se desarrolla desde el Mioceno medio hasta la actualidad.

La dinámica actual es consecuencia del movimiento compresivo entre Iberia y Africa, existiendo zonas de deformación que absorben este movimiento. Dentro de esta dinámica actual la Cadena Ibérica corresponde a una estructura intraplaca reactivada, heredada de la evolución mesozoica (Vegas, 1985).

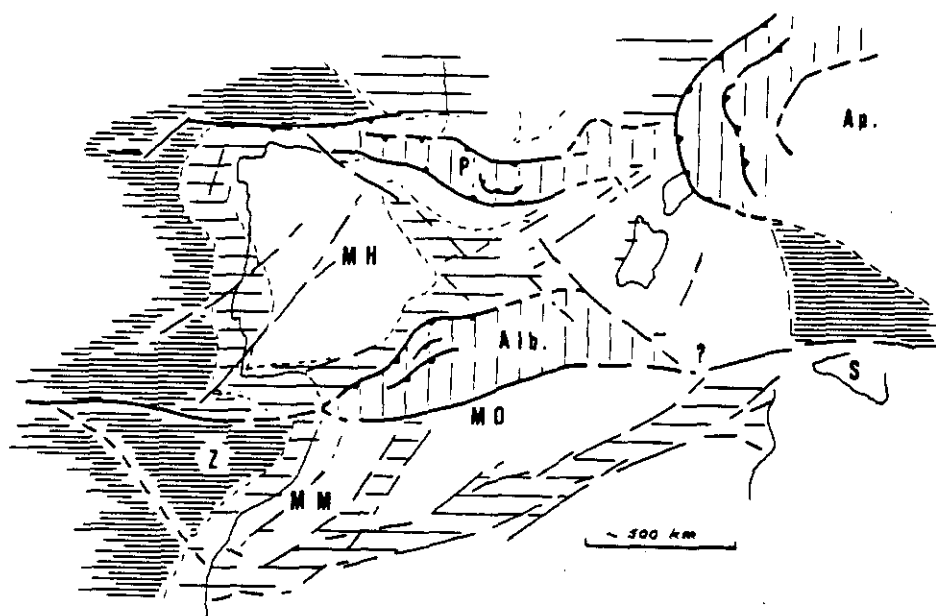


Fig 3.2.- Esquema tectónico del área Ibero-Mogrebí en el Oligoceno medio. El rayado vertical representa las áreas de deformación procedentes de los bordes de Iberia, Europa y Africa; el rayado horizontal ancho representa las zonas de deformación intraplaca (incluyendo las márgenes pasivas de Iberia y Marruecos); el rayado horizontal denso representa las áreas de litosfera oceánica; Alb: unidad de Alborán; Ap: placa de Apulia; MH macizo Hespérico; MM: meseta Marroquí; MO: meseta Oranesa; P: Pirineos; Z: zona de deformación oceánica (Vegas, 1985).

3.2.- El Sistema Ibérico

La Cordillera Ibérica constituye una cadena plegada de dirección general NO-SE, que se extiende a lo largo de 430 Km desde el este de Burgos hasta la costa entre Castellón y Valencia. A grandes rasgos el Sistema Ibérico puede subdividirse en dos grandes ramas, una occidental (Rama castellana o Cadena Hespérica) y otra oriental (Rama Aragonesa o Cadena Ibérica), separadas por la Cuenca de Almazán.

El Sistema Ibérico no presenta los caracteres de las cadenas alpinas propiamente dichas, por este motivo ha sido clasificado como de tipo intermedio entre estas y las áreas de plataforma (Julivert et al., 1974) que corresponde a un orógeno paratectónico. Debido al carácter intracratónico de la Cordillera Ibérica y su disposición perpendicular al orógeno alpino Bético-Balear, Alvaro et al. (1979) proponen un modelo de evolución de tipo aulacógeno (Aulacógeno Celtibérico).

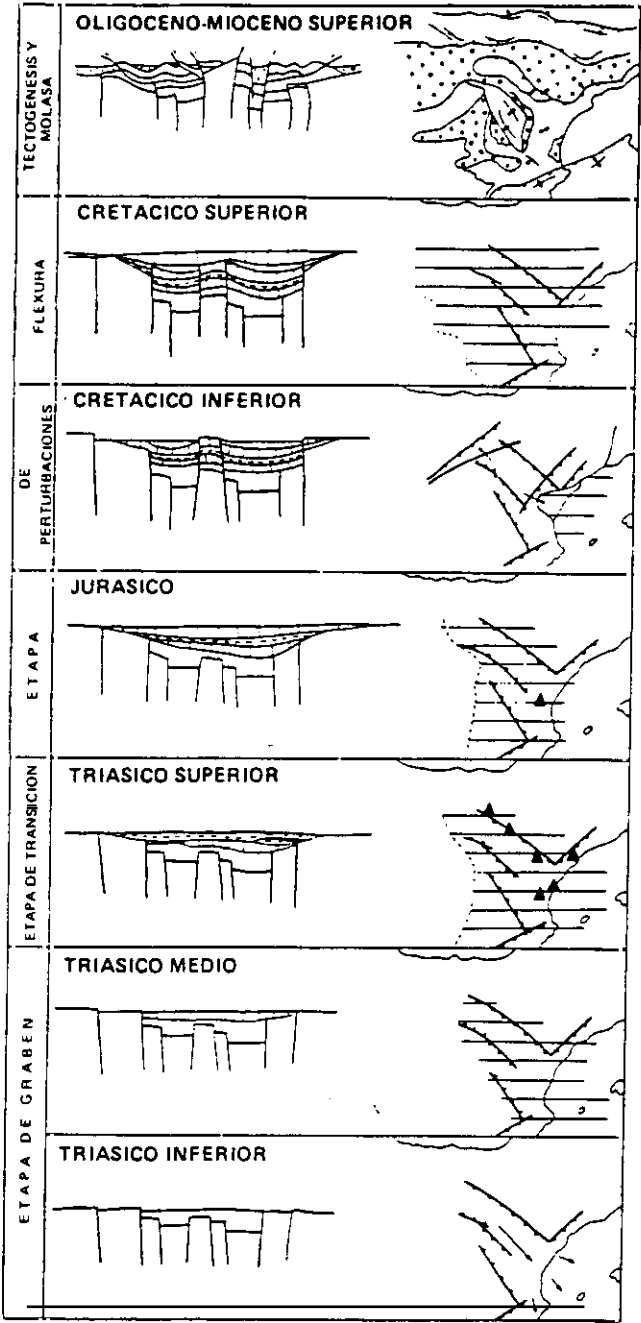


Fig. 3.3.- Representación esquemática de la evolución de la Cordillera Ibérica según el modelo del Aulacógeno (Alvaro et al., 1979)

La cuenca se inició con un régimen distensivo como un graben complejo en el comienzo del Trías. En la evolución del Sistema Ibérico se reconocen tres etapas: Graben, Transición y Flexura (Fig 3.3) con algunas desviaciones e interrupciones (eocretácicas) debidas a la especial situación del aulacógeno Celtibérico respecto al sistema de grandes placas litosféricas en el que se inserta la Península Ibérica. Su proximidad y orientación respecto a la zona móvil donde se desarrolló la Cordillera Pirenaica tiene como consecuencia que al pasar a la etapa final de compresión la deformación es excepcionalmente intensa comparada con otros aulacógenos descritos (Capote 1983).

La Cordillera Ibérica constituye un ejemplo de cordillera típica de zócalo y cobertera, donde los materiales del basamento están formados por rocas precámbricas y paleozoicas (Lotze, 1929; Colchen, 1970), estructuradas en el ciclo hercínico y afectadas posteriormente por la tectónica de fracturación tardihercínica. Las rocas volcánicas y los sedimentos pérmicos que aparecen en diversos puntos, bajo las formaciones triásicas equivalen a la "Fase Precuarcita" (Hoffman, 1973), anteriores al comienzo de la formación de la cuenca.

La formación de tipo aulacógeno comenzó durante el Buntsandstein como un graben complejo articulado sobre fallas tardihercínicas, previamente existentes, de dirección NO-SE, reactivadas como fallas normales. Este graben quedaba limitado al SO por el Macizo Ibérico y al NE por el del Ebro. La formación del graben puede considerarse dentro del proceso de distensión generalizada que marca el comienzo de la fragmentación continental y separación de Norteamérica respecto a Africa. El dispositivo de la unión triple a la que aparece ligada la Cuenca Celtibérica implica la presencia de un punto caliente del manto en la región entre Castellón y Valencia (Burke y Dewey, 1973, Capote 1983), este punto caliente constituiría uno de los múltiples centros alrededor de los cuales se realizó la distensión cortical y su actividad determinó posteriormente las importantes emisiones volcánicas básicas del Trías superior y del Jurásico.

Tras la etapa graben tienen lugar una etapa caracterizada esencialmente porque la sedimentación pasa ser de tipo arcilloso (frente a la sedimentación tipo Fase Cuarcita de la etapa anterior), disminuye la subsidencia diferencial en la cuenca y aparecen las primeras manifestaciones volcánicas básicas que son más abundantes en las inmediaciones del punto caliente entre Valencia y Castellón. El Keuper corresponde a esta etapa, que constituye, en términos geodinámicos, una transición entre la etapa anterior y las fases posteriores, donde el estiramiento se incrementa notablemente con el consiguiente importante adelgazamiento cortical. Este adelgazamiento cortical alcanza valores muy importantes en el Jurásico, a partir, sobre todo, del Toarciense. La sedimentación tiene lugar, en general, sin grandes movimientos diferenciales. La subsidencia es caliza y margosa, al instalarse una extensa plataforma carbonatada en todo el ámbito del aulacógeno, e incluso fuera del mismo. Las manifestaciones volcánicas del Jurásico de Valencia y Castellón evidencian la actividad del punto caliente del manto, dicha actividad volcánica está relacionada con el vulcanismo básico de la zona Subbética (Fontboté y Quintero, 1960) y con la intrusión del dique diabásico de Plasencia-Messejana (Schermmerhorn et al., 1978), de lo cual se deduce que la distensión que condujo del Aulacógeno Celtibérico a la etapa de flexura constituye un fenómeno de escala regional amplia, correlacionable con el régimen de Tectónica de Placas establecido entre la placa Euroasiática y la Africana durante el Jurásico (Dewey et al., 1973).

Al final del Jurásico se detecta, en toda la Cordillera Ibérica, un periodo de inestabilidad que culmina en varias etapas de fuertes movimientos tectónicos, que se han referido al menos a dos fases: La fase Neokimmérica entre el Jurásico y el comienzo del Cretácico interpretada, según algunos autores, como un débil plegamiento compresivo (Riba, 1959; Viallard, 1973; Meléndez, 1971), como plegamientos locales asociados al movimiento de fallas NO-SE, como desgarres (Villena, 1971; Alvaro et al., 1979, Capote, 1983), o como movimientos epirogénicos (Canerot, 1974), y la fase Aústrica, que parece corresponder a una etapa distensiva con movimiento diferencial en la vertical importante (Viallard, 1973), como evidencian algunas microestructuras

descritas en las rocas jurásicas. Esta fase, que trastoca totalmente el sistema de cuencas establecido en los movimientos anteriores, tiene lugar durante el Cretácico inferior. Es también en el Cretácico inferior cuando tiene lugar el episodio de "rifting" asociado a un calentamiento de carácter regional (Andrieux et al, 1989)

En términos de tectónica de placas la inestabilidad tectónica entre el Jurásico terminal y el final del Cretácico inferior, y el profundo cambio paleogeográfico asociado a la misma, puede ligarse al giro de la Península causado por la apertura del golfo de Vizcaya (Alvaro et al., 1979, Capote, 1983).

Durante la orogenia Alpina tiene lugar la última fase de la evolución de la cuenca, que corresponde a su deformación compresiva y que comenzó al final del Cretácico, estructurándose como una cadena de doble vergencia. Debido a su situación relativa con respecto a las dos márgenes activas de Iberia (Pirineo-Cantábrica y Bético-Balear) la compresión tuvo lugar desde dos direcciones principales, una casi longitudinal (SE-NO a ESE-ONO) y otra transversal (NNE-SSO) (Capote, 1983). La compresión NE-SO, transmitida desde la margen pirenaica fue la más intensa y la que determinó las estructuras principales de la cadena de dirección NO-SE. En la figura 3.4 se representa el esquema estructural que refleja la compleja distribución determinada por la compartimentación longitudinal y transversal del aulacógeno controlada por las fallas del zócalo.

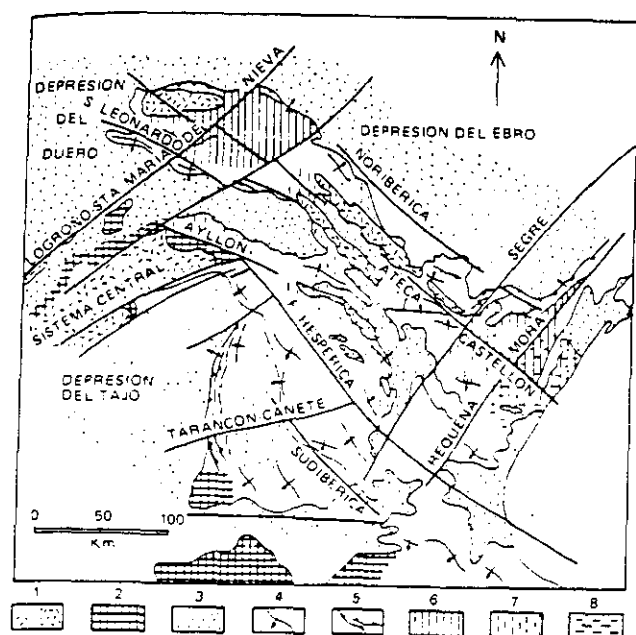


Fig. 3.4.- Esquema estructural simplificado de la Cordillera Ibérica. 1: Basamento; 2 Mesozoico en las áreas marginales de la Cadena; 3: Depresiones terciarias; 4: Áreas con tectónica de cobertera dominante con sus directrices y vergencia; 5: Cinturones de cabalgamientos; 6: Áreas subtabulares; 7: Áreas con tectónica germánica dominante; 8: Campo de fallas normales del Maestrazgo (Alvaro et al, 1979).

La deformación compresiva puede, a su vez, subdividirse en tres fases de plegamiento separadas en el tiempo (Alvaro, 1975) que dan lugar a las diferentes orientaciones de las estructuras de la Cordillera.

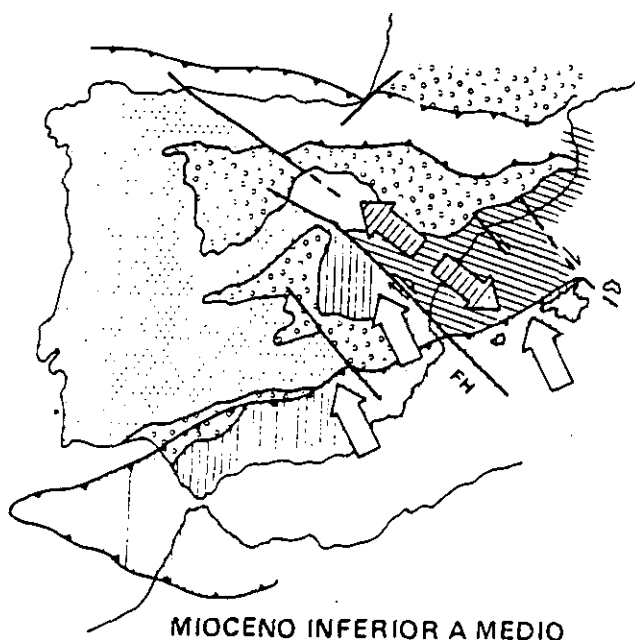
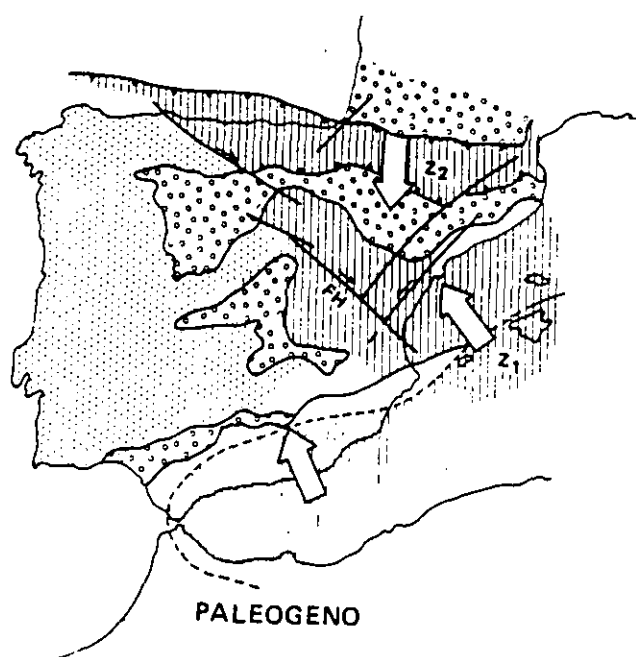
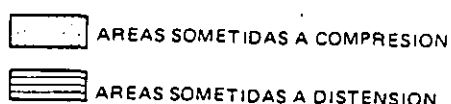


Fig. 3.5.- Desarrollo de las compresiones alpinas principales en la Cordillera Ibérica. Durante el Paleogene toda la cadena es comprimida desde las dos zonas móviles alpinas, la Pirenaica y la Bética. En el paso Mioceno inferior-Mioceno medio se inicia la distensión de la Cuenca Valenciana, con la que el área de la Cadena sufre distensión mientras termina de plegarse la zona externa occidental (Alvaro et al., 1979).



Se observa una primera discordancia entre el Cretácico y el Eoceno (Unidad Detrítica Inferior, Díaz Molina, 1974), la segunda corresponde al plegamiento principal (NO-SE) y es de edad Eocena (Unidad Castellana, Pérez González et al., 1971), finalmente, una tercera, denominada Neocastellana (Aguirre et al., 1976) corresponde a una edad Miocena. Tras esta etapa se suceden dos nuevas fases de deformación distensiva que tuvieron lugar entre el Mioceno medio y el Plioceno. En la figura 3.5 se muestra el desarrollo de las compresiones alpinas principales en la Cordillera Ibérica.

La evolución postorogénica de la Cordillera se caracteriza por un conjunto de deformaciones de gran radio que han elevado algunos sectores y hundido otros, la zona de mayor hundimiento la constituye, precisamente, la denominada "depresión Bilbilitano-turolense" que permite diferenciar las dos ramas de la Ibérica (Riba Arderiu, 1983). El Sistema presenta una superficie de erosión fini-miocena (Solé Sabaris et al., 1952) sobre las estructuras de plegamiento adquiridas durante las fases compresivas anteriores, que se halla deformada de acuerdo con abombamientos de gran radio (más de 1800 m en los Montes Universales, la Sierra del Javalambre o en el Maestrazgo). Además de estas deformaciones de gran radio han existido fracturas que han desnivelado bloques importantes.

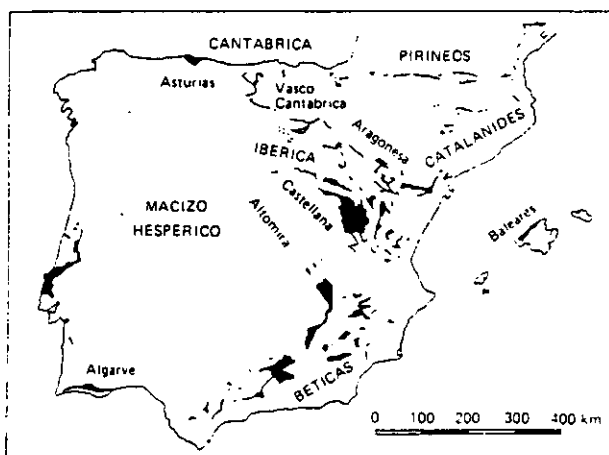
Existen también otros estudios y modelos para la Cordillera Ibérica entre los que se encuentran los realizados por Parés et al. (1988) y Salas y Casas (1993).

3.3.- El Jurásico superior en la Cordillera Ibérica

El Jurásico en toda la Península Ibérica suele dividirse en las diferentes unidades morfoestructurales existentes en la Península (Fig. 3.6). Sin embargo, esta división resulta más teórica que real, ya que las series, fundamentalmente carbonatadas, presentan cambios paulatinos de litofacies y biofacies de manera que los límites de estas unidades resultan siempre difusos (Goy y Suárez Vega, 1983). Esto es consecuencia de la instauración, en gran parte del suroeste europeo, de una extensa plataforma continental estable, modificada tan solo, por la crisis del tránsito Lias-Dogger y

Dogger-Malm, precursora de los importantes cambios paleogeográficos originados posteriormente.

Fig 3.6.- Esquema con los afloramientos jurásicos de la Península Ibérica (Goy y Suárez Vega, 1983).



La presencia constante del océano Protoatlántico al norte y del Tethys al sur se refleja en la fauna existente, de manera que, si bien durante todo el el Jurásico se observan interconexiones de ambos océanos, la preponderancia de faunas nórdicas que se observa en el Lías (Jurásico inferior) inferior se va perdiendo lentamente en favor de las faunas mediterráneas que van cobrando mayor influencia durante el Malm (Jurásico superior).

En la Cordillera Ibérica el rasgo evolutivo fundamental, desde un punto de vista tectónico, durante el Dogger y el Malm (Jurásico medio y superior) es la compartimentación de la plataforma, con delimitación de zonas de surco y umbral, dentro de un régimen tensional creciente (Alvaro et al., 1979). De acuerdo con este autor, la progresión del estiramiento cortical provoca la fragmentación de la plataforma carbonatada, que lleva aparejada la "retirada del mar". En esta etapa regresiva tiene lugar la sedimentación de las facies calcáreas someras del Dogger, que culmina en la capa de oolitos ferruginosos y en niveles condensados indicadores del hiato Calloviense-Oxfordiense inferior. Diversos autores han postulado, sin embargo, la existencia de un proceso transgresivo generalizado durante el Calloviense superior-Oxfordiense inferior en toda la Cordillera Ibérica (Meléndez et al., 1982; Meléndez,

1989). Las facies calcáreas y margosas del Oxfordiense medio y superior constituyen el resultado de un efímero avance marino, y las facies del Jurásico terminal representan unas condiciones fuertemente regresivas.

En la figura 3.7 se representan la unidades litoestratigráficas definidas para el Jurásico en la Cordillera Ibérica. La capa de oolitos ferruginosos de Arroyofrío está constituida por uno o varios niveles de calizas con oolitos ferruginosos, en mayor o menor proporción, casi siempre abundantes.

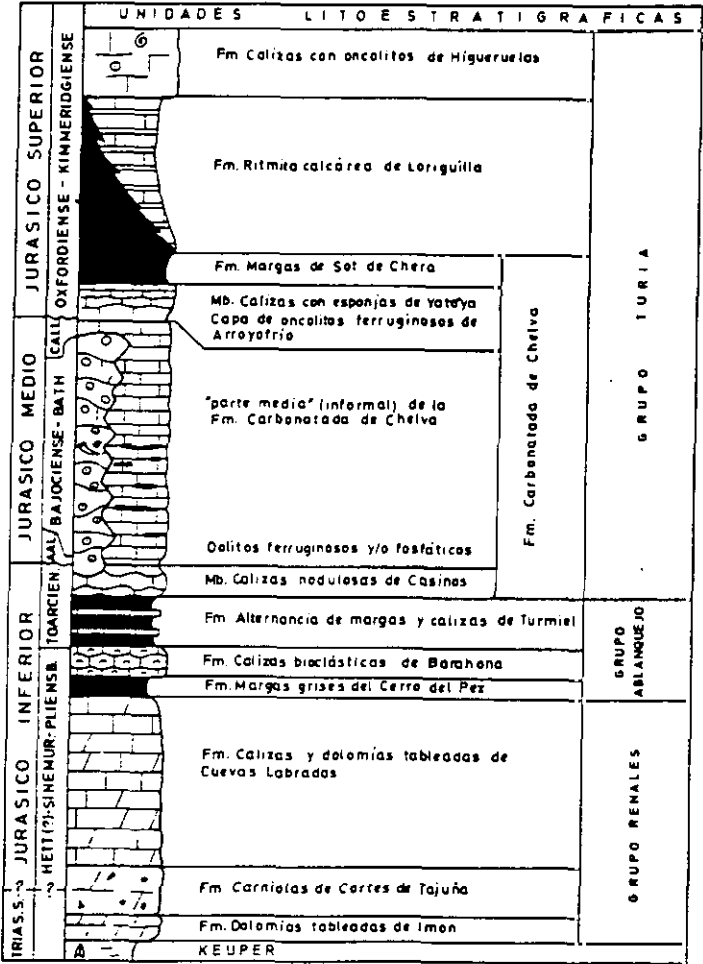


Fig 3.7.- Cuadro con las unidades litoestratigráficas del jurásico definidas en la Cordillera Ibérica (Goy et al., 1976; 1979; Gómez y Goy, 1979).

Esta capa de oolitos ferruginosos corresponde al límite Calloviense-Oxfordiense y presenta diversos espesores en las diferentes zonas de la Cordillera, de manera que, tanto su amplitud bioestratigráfica como la potencia de esta capa, disminuyen hacia el SW, hasta desaparecer totalmente en los alrededores de Ricla (Fontana 1990), donde la discontinuidad Calloviense -Oxfordiense se materializa por una serie de superficies irregulares interpretadas como de origen carstico (Fontana, 1990), resultantes de la emersión episódica y exposición subaérea de la plataforma. La edad de estas capas puede ser Calloviense superior u Oxfordiense inferior o medio (Meléndez, com. pers.). Sobre esta capa oolítica (o su equivalente lateral) se encuentra una unidad denominada calizas con esponjas de Yátova que está formada principalmente por calizas grises, a veces intraclásticas, de aspecto marcadamente noduloso en las que se observan con frecuencia secciones o fragmentos de esponjas. Esta unidad es reconocible en toda la Ibérica y posee características muy similares en amplios sectores de la Cordillera. Debido a las intercalaciones de caliza margosa o margas pueden tener un aspecto rítmico. Los planos de estratificación pueden ser irregulares o rectos con un espesor de las capas de 0.20-0.40 m. Pueden tener un tinte rojizo y amarillento. La edad de esta unidad corresponde al Oxfordiense medio y/o superior y los espesores más frecuentes que presenta están comprendidos entre 5 y 40 m. Dentro del miembro calizas con esponjas de Yátova se distinguen 2 tramos característicos ligeramente diferentes: un tramo inferior masivo formado por calizas, en bancos masivos, con intercalaciones de margas o margocalizas, con un espesor de 5-20 cm, siempre menor que el de los bancos calcáreos y cuya potencia disminuye hacia el E. El segundo tramo diferenciable en la unidad está constituido por una alternancia de calizas en bancos compactos y niveles margosos con el mismo espesor, que va aumentando a favor de los niveles margosos. Este tramo se extiende desde la Cordillera Ibérica hasta el prebético aunque está ausente en la parte más noroccidental (Sierras de la Demanda y Cameros). Su contenido faunístico es importante, destacando la presencia de *Perisphinctidae*, *Aspidoceratidae* y *Haploceratacea*. La deposición de estas calizas con esponjas tuvo lugar en un ambiente de plataforma submareal de energía moderada bien comunicada (Gómez, 1978).

A continuación, la formación Sot de Chera está compuesta por margas de color gris, dispuestas normalmente en finas lajas y con frecuentes intercalaciones de margocalizas y calizas de aspecto noduloso, generalmente de poco espesor. En esta zona los ammonites pueden llegar a ser abundantes. El límite Oxfordiense-Kimmeridgiense suele localizarse hacia su parte superior.

La siguiente unidad (formación Loriguilla), ya de edad Kimmeridgiense, en la que los ammonites son en general escasos, está formada por la alternancia rítmica de calizas micríticas y margocalizas lajosas en las que frecuentemente se intercalan margas y algunas veces calizas arenosas. Finalmente, en la parte superior de las facies carbonatadas del Jurásico puede aparecer la formación Higuieruelas, compuesta por calizas estratificadas en capas gruesas o masivas que con frecuencia contienen oncolitos.

Las sucesiones faunísticas en el Oxfordiense de la Cordillera Ibérica constituyen conjuntos de tipo "intermedio" entre la faunas típicamente submediterráneas y las propiamente mesogeas (Meléndez et al., 1984). De esta manera, junto al claro predominio de los Perisphinctidos a lo largo de todo el Oxfordiense y de los Oppelidos en niveles muy determinados, llama la atención la ausencia absoluta de los representantes de la familia Cardioceratidae, al menos en gran parte de las secciones estudiadas en este trabajo (Meléndez, 1989). En la figura 3.8 se muestra comparativamente la bioestratigrafía con los sucesivos esquemas zonales de ammonites para el Oxfordiense medio y superior en la región submediterránea.

Las secciones investigadas en este estudio corresponden a los niveles de oolitos ferruginosos (en las zonas en las que esta unidad está presente) y a las calizas con esponjas de Yátova, cubriendo casi toda la Zona Transversarium, la Zona Bifurcatus y parcialmente la Zona Bimammatum.

4.- RESULTADOS PALEOMAGNÉTICOS Y MAGNETOESTRATIGRÁFICOS

4.1.- Introducción

Como ya se dijo en el capítulo 1, la escala de polaridades del c.m.t. está bien definida únicamente hasta el Kimmeridgiense. Por lo tanto casi todo el periodo Jurásico es motivo de interés magnetoestratigráfico. El objetivo de esta Tesis se centró en el periodo Oxfordiense tras un estudio preliminar que abarcaba otras épocas del periodo Jurásico.

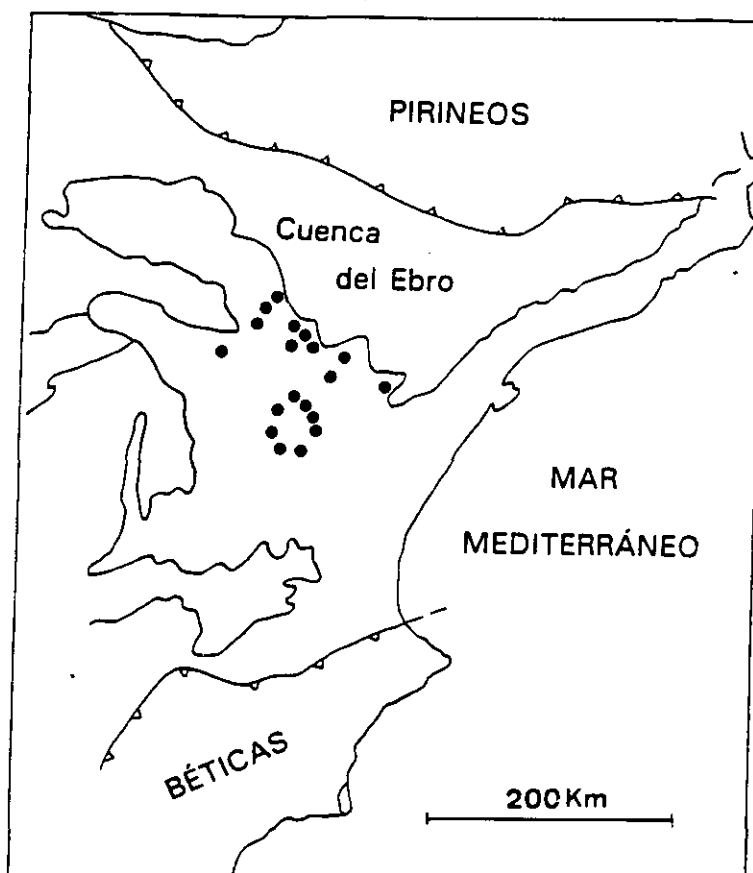


Fig 4.1.1- Situación de las localidades investigadas en el estudio preliminar. Las edades de los afloramientos cubren parte del Jurásico medio y superior desde el Bathoniense hasta el Oxfordiense).

En este estudio preliminar se investigaron localidades de edades comprendidas entre el Bathoniense y el Oxfordiense (Jurásico medio y superior) distribuidas en todo el Sistema Ibérico. En la figura 4.1.1 se detallan todas las localidades investigadas en este estudio preliminar.

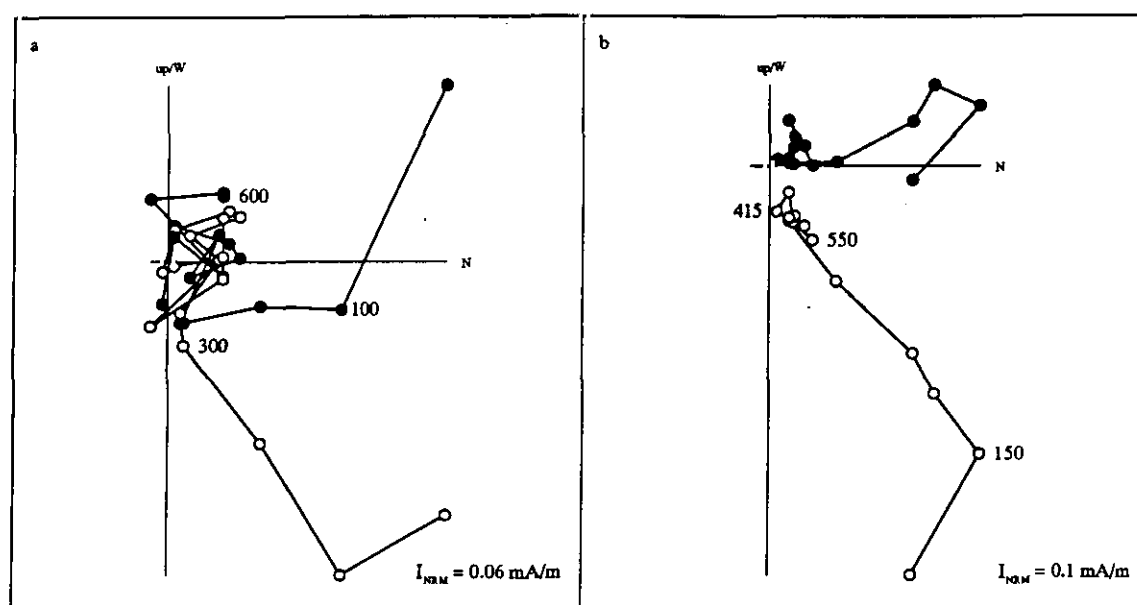


Fig 4.1.3.- Diagramas de Zijderveld correspondientes a la desimanación térmica (a) y por campos alternos decrecientes (b) de 2 muestras, recogidas en la región Tosos y Aguilón, correspondientes al mismo testigo. Como puede observarse en la ampliación (c) del diagrama correspondiente a la desimanación térmica, se trata de un testigo con polaridad invertida de la componente primaria (componente de alta temperatura). Dicha componente no se observa en la desimanación por campos alternos decrecientes ya que ésta técnica no consigue separar las distintas componentes de la imanación que pueden observarse en la desimanación térmica. Los números indican temperatura en grados centígrados (a) y campo magnético en mT (b)

Los resultados más inmediatos de dicho estudio pusieron de manifiesto por una parte la alta frecuencia de inversiones de polaridad del c.m.t. en todo el periodo investigado y, por otra parte, la baja intensidad de la NRM y la gran influencia de la imanación viscosa en todas las secciones.

Debido a la alta frecuencia de inversiones, característica del Jurásico, fue necesaria la elección de un periodo más reducido de tiempo, ya que se hacía necesario un muestreo muy fino de las secciones que se seleccionarán, con el objeto de definir todos y cada uno de los cambios de polaridad existentes.

Por otra parte, el problema de la imanación viscosa, presente en todos los afloramientos estudiados y de gran importancia en todos ellos, afectaba con mayor intensidad a las rocas con menor NRM, es decir a las muestras correspondientes a los afloramientos de edad Bathoniense y Calloviense. La figura 4.1.2 representa los resultados de la desimanación térmica correspondientes a una muestra de edad Calloviense y a otra de edad Oxfordiense, correspondientes al estudio preliminar (no se eliminó la componente viscosa de la imanación).

La elección del periodo Oxfordiense se basó en los siguientes criterios:

- i) La NRM es más intensa que en el resto de los afloramientos, por lo que la imanación viscosa, aunque importante, afecta menos intensamente a estas muestras.
- ii) El patrón de polaridades del c.m.t. definido hasta el momento abarca hasta el Kimmeridgiense por lo que un patrón para el Oxfordiense es correlativo al ya existente.
- iii) El control bioestratigráfico para el Oxfordiense es mucho más detallado y geográficamente más extenso que del que se dispone para las demás épocas investigadas en el estudio preliminar, en el Sistema Iberico.

Tras la elección de dicho periodo se han sentado las bases para el tratamiento de las muestras a partir del estudio de un conjunto de muestras piloto procedentes de todos los afloramientos muestreados. En primer lugar, la complejidad mineralógica hacía necesario un estudio de la mineralogía asociada a cada litología. Se realizaron experimentos de IRM y de balanza de Curie en algunas muestras. Los experimentos realizados en la balanza de Curie se revelaron insuficientes en la determinación de la

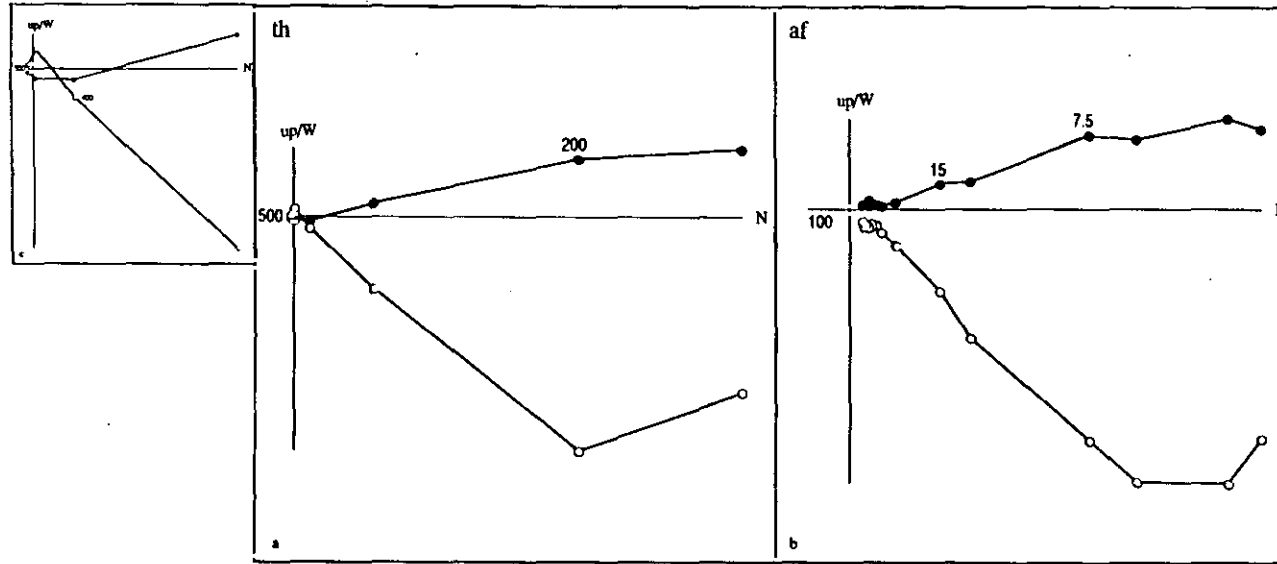


Fig 4.1.3.- Diagramas de Zijderveld correspondientes a la desimanación térmica (a) y por campos alternos decrecientes (b) de 2 muestras, recogidas en la región Tosos y Aguilón, correspondientes al mismo testigo. Como puede observarse en la ampliación (c) del diagrama correspondiente a la desimanación térmica, se trata de un testigo con polaridad invertida de la componente primaria (componente de alta temperatura). Dicha componente no se observa en la desimanación por campos alternos decrecientes ya que ésta técnica no consigue separar las distintas componentes de la imanación que pueden observarse en la desimanación térmica. Los números indican tempertura en grados centígrados (a) y campo magnético en mT (b)

mineralogía debido a la baja concentración de minerales magnéticos existente. Sin embargo los experimentos de IRM han corroborado la hipótesis de la gran variedad mineralógica presente en las muestras. Los resultados obtenidos son lo suficientemente claros y el estudio es lo suficientemente detallado como para aportar datos interesantes sobre la mineralogía. Los experimentos de desimanación por campos alternos decrecientes han demostrado ser absolutamente ineficaces en la separación de los distintos componentes magnéticos (fig 4.1.3) Por lo que todas las muestras han sido sistemáticamente desimanadas térmicamente.

La metodología empleada en el tratamiento de las muestras ha sido la siguiente:

1º) Experimentos de IRM (adquisición y desimanación térmica de tres componentes perpendiculares (Lowrie, 1990)

2º) Desimanación térmica, donde el número de pasos y la temperatura a la que se someten las muestras están determinados por los resultados mineralógicos obtenidos en los experimentos de IRM, eliminando la componente viscosa de la imanación. Y medida de la susceptibilidad magnética a temperatura ambiente en cada paso de la desimanación.

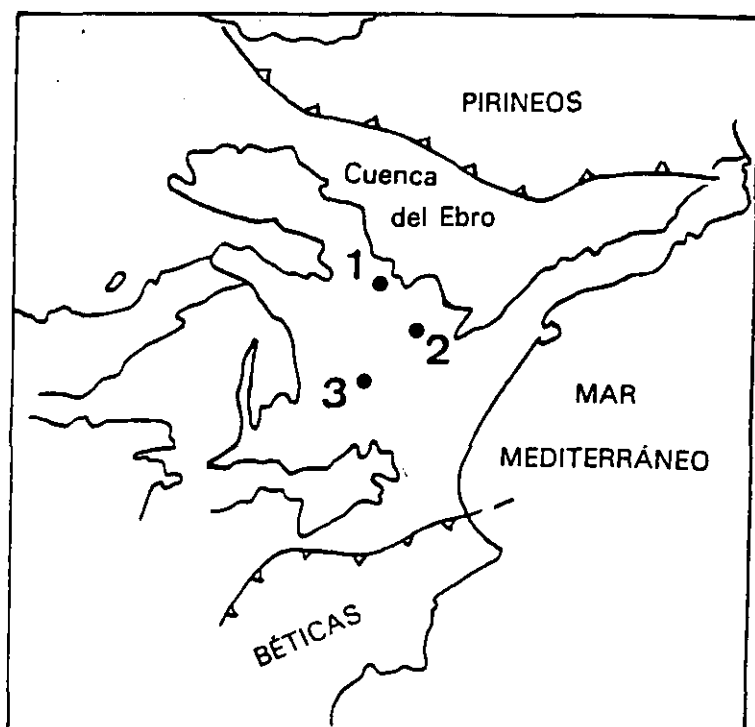


Fig. 4.1.4.- Localización, dentro del Sistema Ibérico, de las áreas estudiadas. 1: Región de Tosos y Aguilón, 2: región de Moneva y 3: región de Aguatón.

Han sido investigados un total de 7 afloramientos correspondientes al Oxfordiense medio y superior agrupados en tres regiones diferentes (fig. 4.1.4): región de Tosos y Aguilón (apdo. 4.2), región de Moneva y Barranco de la Peñisquera (apdo. 4.3) y región de Aguatón (apdo. 4.4) para la obtención de un patrón magnetoestratigráfico.

Todas las secciones investigadas han sido detalladamente estudiadas previamente desde un punto de vista paleontológico, lo cual ha permitido el establecimiento de un esquema bioestratigráfico en el que se han reconocido 4 biozonas de ammonites divididas en 11 subzonas y 13 biohorizontes (Cariou y Meléndez, 1990). En la figura 3.6 se mostraba la evolución de los diferentes esquemas bioestratigráficos desarrollados por diversos autores para el Oxfordiense medio y superior en la región submediterránea.

A continuación se presentarán detalladamente los resultados correspondientes a cada uno de los afloramientos estudiados.

4.2.- Región de Tosos y Aguilón

En esta región, situada a 45 km al sur de Zaragoza, se han muestreado 4 afloramientos denominados: TO3, AG1, AG2 y AG4 (fig 4.2.1). La edad de los afloramientos corresponde al Oxfordiense medio y superior.

La litología estudiada, similar en todos los afloramientos, corresponde a las calizas de Yátova descritas en el capítulo anterior. Esta unidad está constituida por calizas pelágicas de color gris depositadas en un ambiente de plataforma somera. No se ha muestreado el nivel de oolitos ferruginosos debido al reducido espesor que presenta en esta zona de la Cordillera. Las capas de calizas muestreadas se encuentran estratificadas en serie estratocreciente alternante de calizas y margas, típica de esta unidad en toda la Cordillera Ibérica, en bancos calizos masivos en los estratos de mayor edad (Zona transversarium) cuyo espesor disminuye progresivamente a la vez que aumenta el espesor de los bancos margosos.

Los afloramientos muestreados en esta región pertenecen a la misma unidad geológica y se encuentran situados en ambos lados de un anticlinal de núcleo fracturado con eje de dirección NE-SW y de longitud de onda kilométrica, que se extiende entre las localidades de Aguilón y Tosos. TO3 y AG4 están situados en el flanco NW, mientras que AG1 y AG2 se sitúan en el flanco SE. Por ello ha sido posible la realización de la prueba del pliegue. La corrección tectónica aplicada (dirección/buzamiento) presenta valores medios de 67°/43°SE, 70°/45°SE, 283°/35°N y 240°/84°NW, respectivamente en las secciones AG1, AG2, AG4 y TO3. La edad estimada del anticlinal es Oligocena-Miocena (Pérez González et al, 1971; Aguirre et al., 1976).

Todas las secciones estudiadas en esta región del Sistema Ibérico han sido muestreadas detalladamente con el fin de obtener resultados concernientes tanto a la tectónica como a la magnetoestratigrafía.

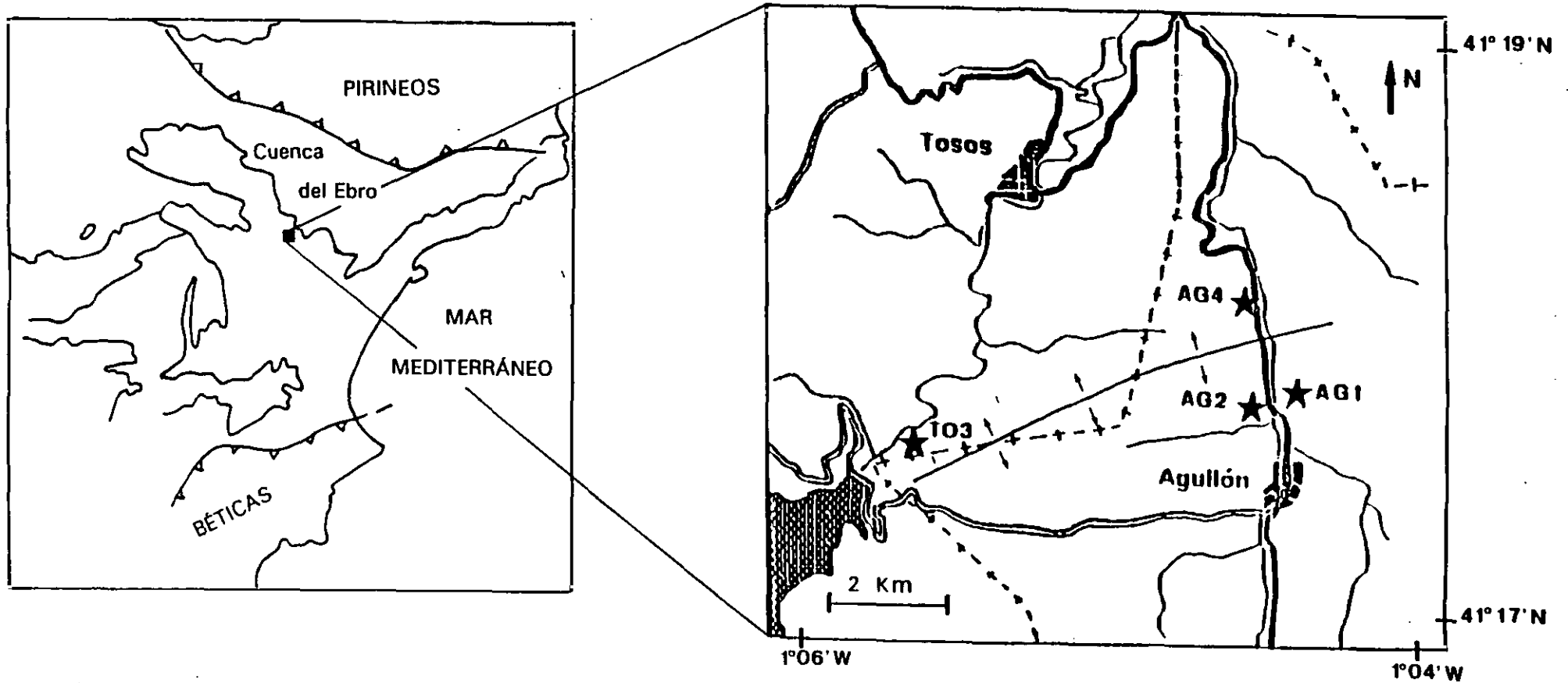


Fig. 4.2.1.- Situación geográfica de los afloramientos correspondientes a la región de Tosos y Agullón. Las secciones muestreadas son: TO3, AG1, AG2 y AG4 (Mapa 439, I.G.M.E., Azuara).

Se han recogido un total de 258 testigos, 109 de los cuales pertenecen a la sección TO3, y en las secciones AG1, AG2 y AG4 se muestrearon 22, 83 y 44 testigos respectivamente.

El afloramiento TO3 tiene una longitud de 14.8 metros, abarcando desde la zona Transversarium (Oxfordiense medio) hasta la Zona Bimammatum (Oxfordiense superior); AG1 cubre las Subzonas Luciaeformis y Schilli (Zona Transversarium) con una longitud de 7 metros; AG2 abarca, en 13.5 metros, parte del Oxfordiense medio y superior, desde la Zona Transversarium hasta la Zona Bifurcatus; finalmente, la sección AG4, con una longitud de 15.4 m abarca desde la Zona Bifurcatus hasta la Zona Bimammatum (Oxfordiense superior).

La densidad de muestreo media es de 1 testigo cada 20 cm, lo que corresponde, suponiendo una velocidad de sedimentación constante, a un intervalo entre muestras de 20.000 años aproximadamente.

4.2.1.- Experimentos de IRM

La litología es similar en todas las muestras, independientemente del afloramiento o nivel en el que han sido recogidas por lo que la selección de las muestras que se han sometido a los experimentos de IRM se ha basado tan solo en criterios de distancia estratigráfica, es decir, se ha pretendido que las muestras estuvieran litoestratigráficamente separadas de manera que fueran representativas del comportamiento global.

Se ha seleccionado un total de 18 muestras que han sido sometidas a la adquisición progresiva de IRM desde 0 hasta 1.5 T en intervalos pequeños, de 50 y 100 mT, en las primeras etapas, aumentando progresivamente el intervalo en campos altos. La mismas muestras han sido sometidas después a la desimanación térmica de 3 componentes magnéticos aplicados en direcciones perpendiculares según el método propuesto por Lowrie (1990), que consiste en la aplicación de campos magnéticos de 1.5, 0.4 y 0.12 T según tres ejes perpendiculares de la muestra (apdo. 2.3.1), posteriormente estos componentes son desimanados térmicamente de manera que se obtiene información

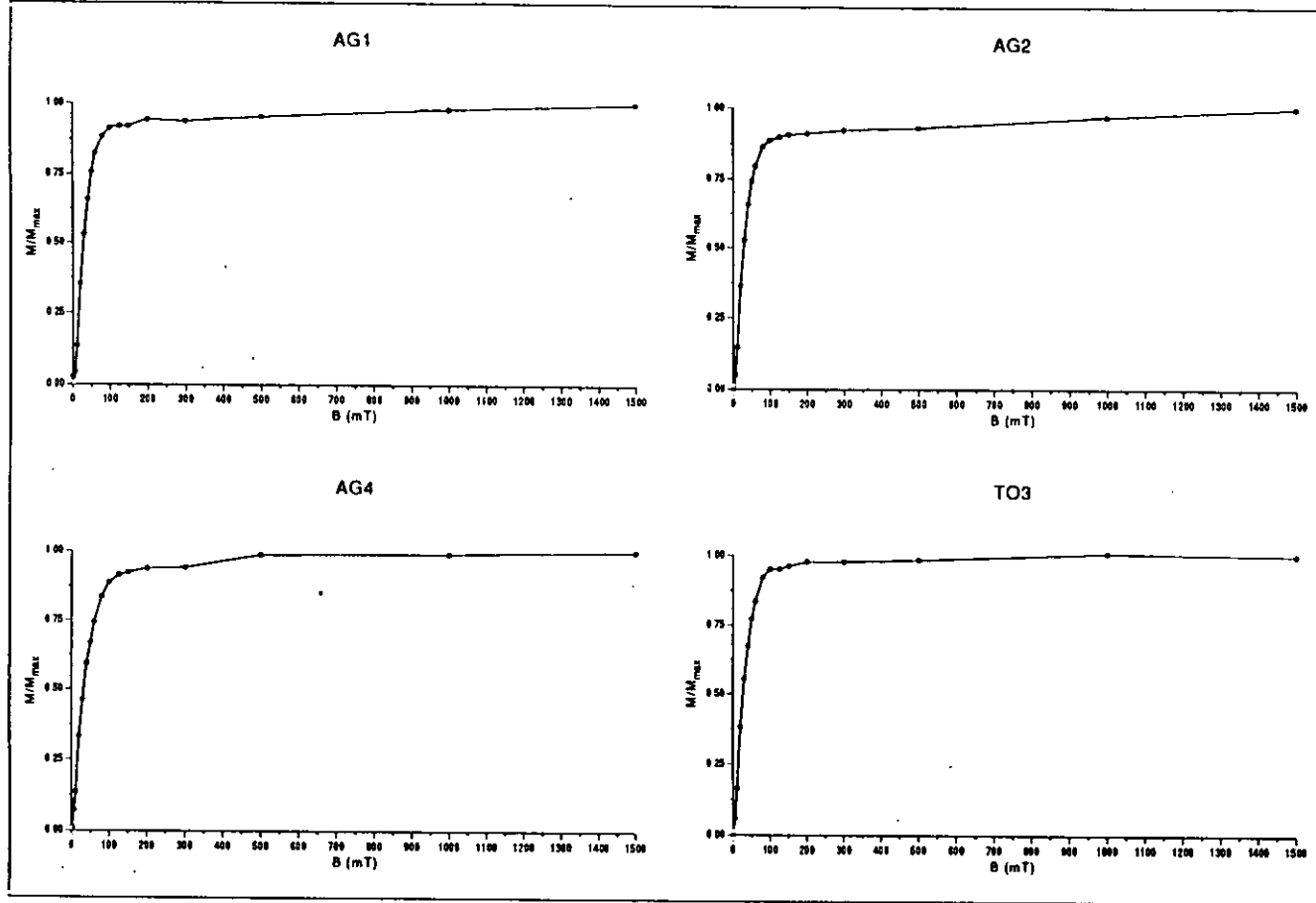


Fig. 4.2.2.- Curvas típicas de adquisición de la IRM para un ejemplar de cada afloramiento. El comportamiento es similar en todas las muestras analizadas.

conjuntamente de la fuerza coercitiva (H_c) y de la temperatura de bloqueo (T_B) de los minerales magnéticos presentes en las muestras.

El comportamiento de las muestras, tanto durante el proceso de adquisición de la IRM como en la desimanación de las tres componentes perpendiculares es muy similar en todas las muestras analizadas. En la figura 4.2.2 se representan los diagramas de adquisición correspondientes a muestras representativas de cada uno de los afloramientos. El comportamiento general de las muestras tiene, como característica fundamental, la rápida saturación de las mismas: a 0.2 T todas las muestras están saturadas, lo que indica la presencia de, exclusivamente, minerales de baja coercitividad.

Los resultados obtenidos en la desimanación de tres componentes perpendiculares muestran, coherentemente con los resultados de la adquisición, que la contribución de las fases magnéticas de baja coercitividad ($H_c < 0.12T$) es dominante en todos los casos. En la figura 4.2.3 están representadas muestras típicas de cada afloramiento. Se representan conjuntamente las curvas de desimanación en cada eje junto con la imanación global. La contribución de las fases de alta ($0.4T < H_c < 1.5T$) y media ($0.12T < H_c < 0.4T$) coercitividad es prácticamente nula, despreciable a efectos de los resultados en la desimanación de la NRM.

La fases de baja coercitividad presentan un espectro continuo de T_B con $T_{Bmax} = 575-580^\circ C$. es decir, se trata de magnetita con una distribución continua de tamaños de grano y/o contenido en titanio. En las curvas de desimanación correspondientes a esta fase de baja coercitividad pueden distinguirse 2 inflexiones: una primera, poco acusada pero que puede observarse en todas las muestras analizadas, tiene lugar a temperaturas, en general, entre $400^\circ C$ y $500^\circ C$ y, una segunda inflexión, bastante más acusada, donde ya toda la imanación desaparece a una $T_{Bmax} = 575-580^\circ C$.

Se tienen entonces dos fases magnéticas diferenciables que denominaremos fase A y fase B, correspondientes ambas a minerales de baja coercitividad y con temperaturas de desbloqueo máximas de, aproximadamente, $400^\circ C-500^\circ C$ y $580^\circ C$ respectivamente. El mineral correspondiente a la fase con T_{Bmax} de $580^\circ C$ (fase B) es, por lo tanto,

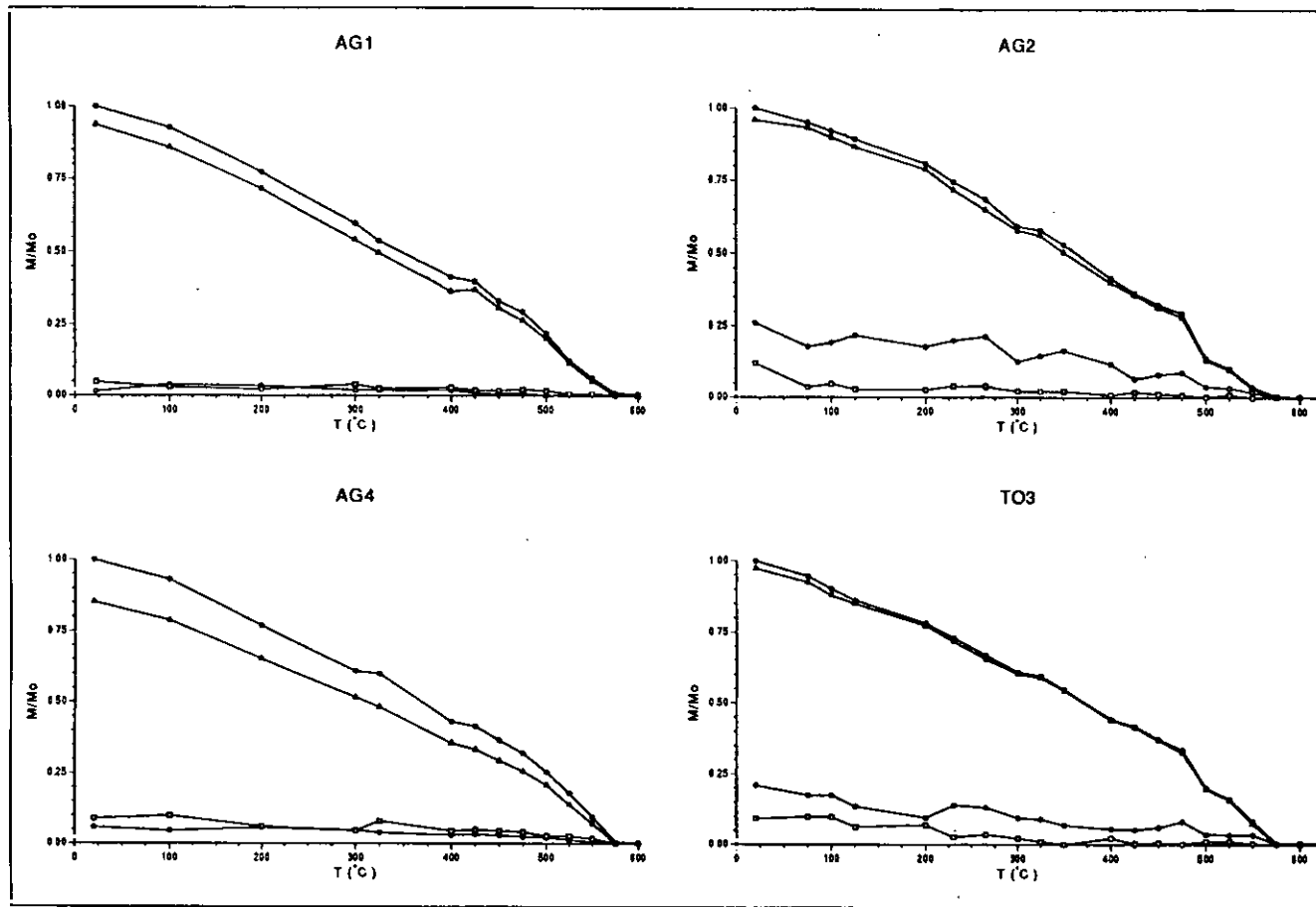


Fig. 4.2.3.- Intensidad normalizada de la imanación frente a la temperatura durante la desimanación térmica de la IRM según el método propuesto por Lowrie (1990). Están representadas una muestra típica de cada afloramiento. • representa el módulo de la intensidad de la imanación total, Δ las fases magnéticas correspondientes a $H_c < 0.12\text{T}$, \circ las correspondientes a $0.12\text{T} < H_c < 0.4\text{T}$ y \square representa las fases correspondientes a $H_c > 0.4\text{T}$.

magnetita. La fase A ($T_{Bmax}=400^{\circ}\text{C}-500^{\circ}\text{C}$) podría estar asociada a la presencia de magnetita o titanomagnetita o a la presencia de maghemita. El comportamiento de la χ durante el calentamiento demuestra que no se trata de maghemita, ya que ésta se transforma en hematita a altas temperaturas (Lowrie y Heller, 1982), lo que debe provocar un descenso en el valor de la χ , descenso que no se observa, por lo que puede decirse entonces que esta fase mineralógica está asociada probablemente a la presencia de magnetita con menor T_{Bmax} y, por lo tanto, de menor tamaño de grano o de mayor contenido en titanio ($\text{Fe}_{3-x}\text{Ti}_x\text{O}_4$).

4.2.2.- Comportamiento durante la desimanación

1) Metodología empleada

Como ya se ha mencionado, los resultados de la desimanación por campos alternos, aplicada a un conjunto de muestras piloto, no es eficaz para separar las diferentes componentes magnéticas (fig. 4.1.3). Se eligió, por tanto, la desimanación térmica como el método a aplicar sistemáticamente a todas y cada una de las muestras estudiadas.

En primer lugar, se sometieron a este tratamiento 30 muestras piloto que fueron desimanadas entre 0°C y 700°C en intervalos de temperatura de 25°C . Los resultados obtenidos corroboraron, en lo referente a la mineralogía presente en las muestras, los ya obtenidos anteriormente en los experimentos de IRM, añadiendo otro elemento diferenciador entre ambas fases de magnetita: su dirección paleomagnética, que será discutida más adelante. De la misma manera que ocurría en la desimanación térmica de la IRM, la desimanación térmica de la NRM muestra también que los especímenes pierden progresivamente su imanación entre 0°C y 580°C . En base a estos resultados (adquisición y desimanación térmica de la IRM y desimanación de la NRM de las muestras piloto) todas las muestras se desimanaron entre 0° y 600°C en intervalos de temperatura que oscilaban entre 10°C y 100°C dependiendo del intervalo de temperatura. En la mayor parte de los testigos han sido desimanadas al menos dos

muestras con el objeto de determinar más exactamente su dirección característica. A partir de aproximadamente 400°C-450°C ha sido preciso un especial cuidado en el proceso de desimanación y medición de los datos debido a la contribución de la componente viscosa (apdo. 4.2.2-4).

En cada paso de la desimanación se ha medido la χ a temperatura ambiente, con el objeto de determinar la existencia o no existencia de los cambios mineralógicos que pueden tener lugar durante el calentamiento y la naturaleza de los mismos.

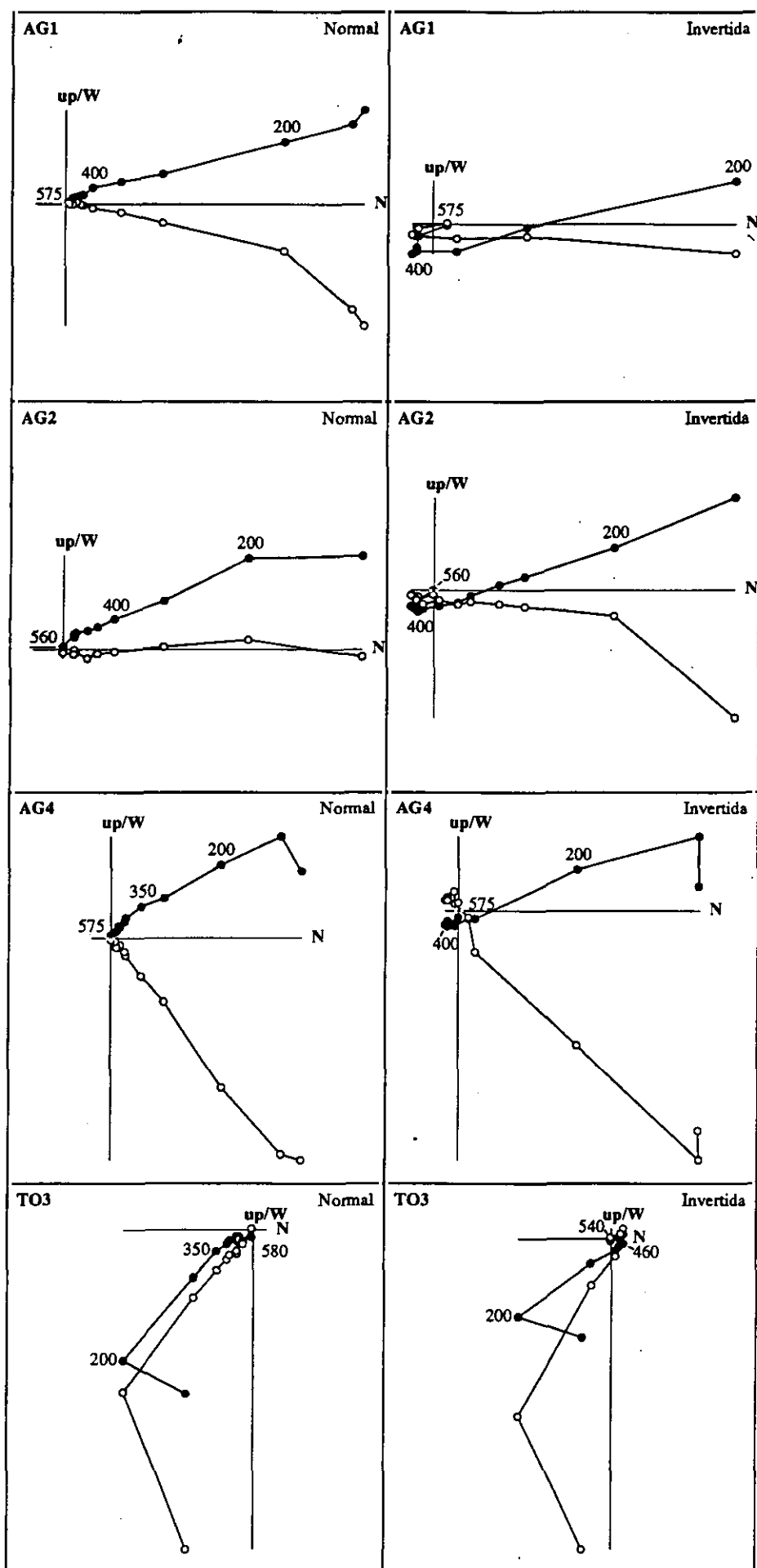
Las direcciones paleomagnéticas han sido determinadas por el método de "análisis de la componente principal" (Kirschvink, 1980).

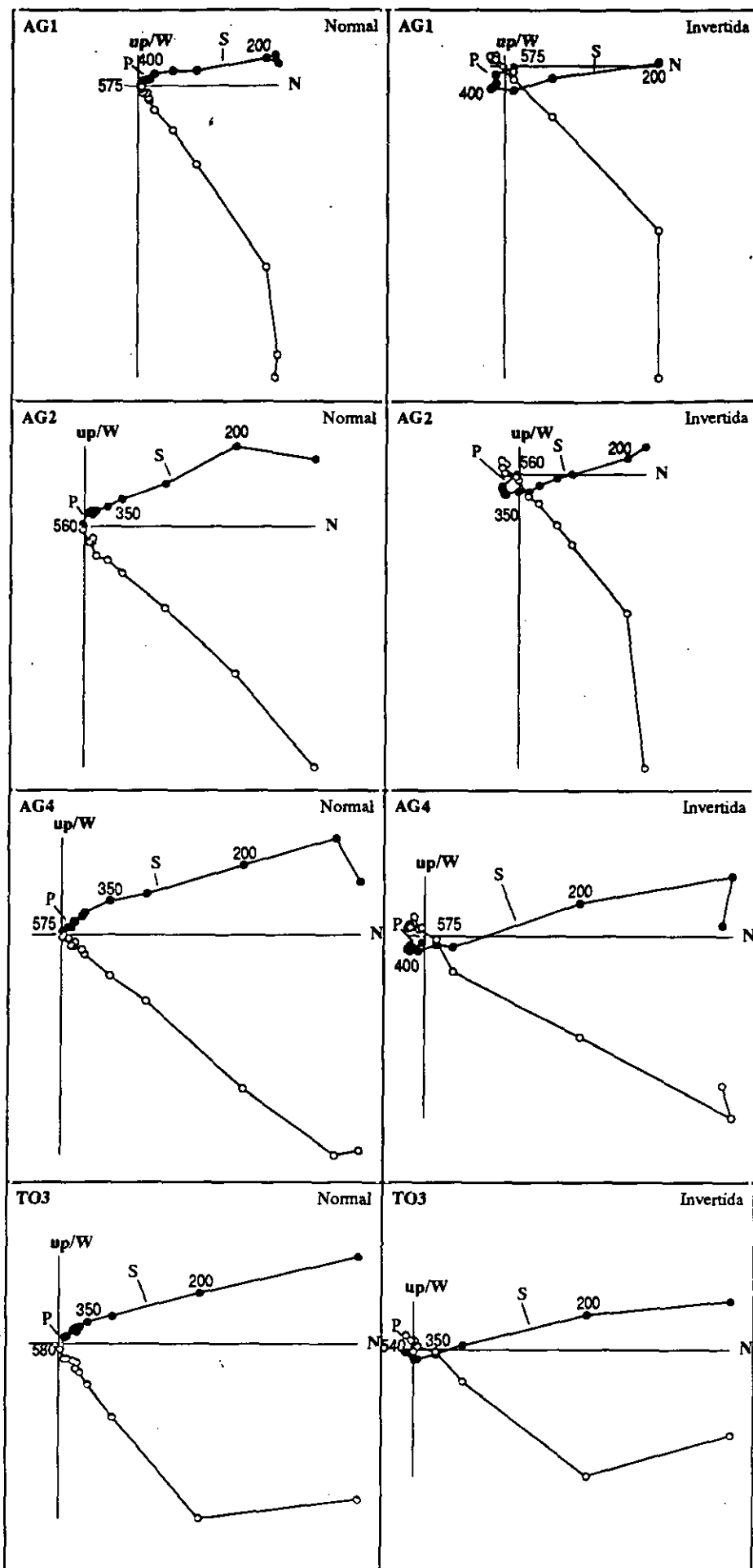
2) Desimanación de la NRM

La intensidad de la NRM es muy similar en los 4 afloramientos. La intensidad media varía entre 2.1 y 2.9 mA/m.

La desimanación térmica de la NRM muestra, además un comportamiento muy similar en todas las muestras estudiadas, independientemente del afloramiento al que pertenecen. Pueden identificarse dos componentes magnéticas claramente diferenciables entre sí y ambas diferentes del c.m.t. actual en esta zona. En las figuras 4.2.4 y 4.2.5 se muestran los diagramas de desimanación térmica para dos muestras típicas de cada afloramiento (normal e invertida) antes (fig. 4.2.4) y después (fig. 4.2.5) de la corrección tectónica.

Fig. 4.2.4.- Diagramas de Zijderveld correspondientes a la desimanación térmica de dos muestras típicas de cada afloramiento (una con polaridad normal y otra con polaridad invertida de la componente primaria) antes de aplicar la corrección tectónica. Los números indican temperatura en grados centígrados. →





← Fig. 4.2.5.- Diagramas de Zijderveld correspondientes a las mismas muestras representadas en la figura 4.1.5 después de aplicar la corrección tectónica. Los números indican temperatura en grados centígrados.

Se distingue, en primer lugar, una componente de baja temperatura, a la que denominaremos componente S, y que es la portadora de la mayor parte de la intensidad de la NRM. Esta componente magnética de la NRM se aísla a partir de 200°C y su T_{Bmax} oscila entre 350°C y 450°C por lo que se asocia a la fase A de magnetita (la fase de menor temperatura de desbloqueo) identificada en los experimentos de IRM.

La característica más notable de esta componente, que a partir de ahora denominaremos componente S, es que presenta siempre polaridad normal, lo que sugiere un caracter secundario de la imanacion ya que, para la época de formación de las rocas se esperan cambios de polaridad (Steiner et al., 1985; Channell et al., 1990; Ogg et al., 1991).

Componente S

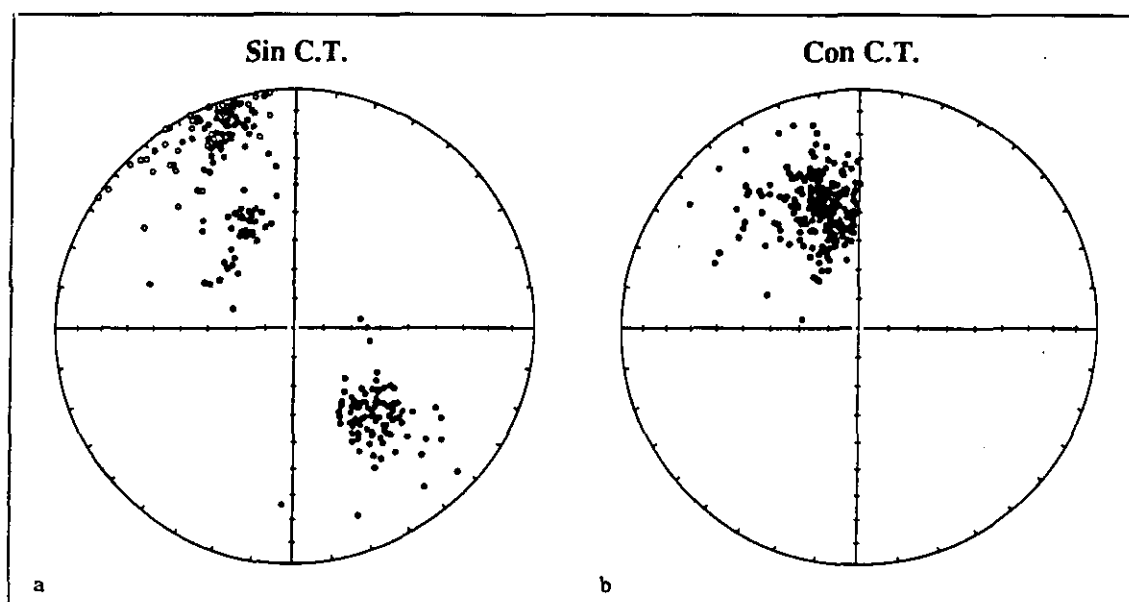


Fig. 4.2.6.- Proyección de igual área para las direcciones de la componente S antes (a) y después (b) de aplicar la corrección tectónica.

Sección		n	Componente P/No CT				Componente P/ CT				Componente S/No CT				Componente S/ CT			
			Dec	Inc	K	α_{95}	Dec	Inc	K	α_{95}	Dec	Inc	K	α_{95}	Dec	Inc	K	α_{95}
TO3	Normal	64	161,6	54,3	10,8	5,6	323,8	41,7	15,5	4,7	137,0	47,1	36,6	2,4	345,4	47,2	47,1	2,1
	Invertida	54	332,5	-54,7	4,7	10,1	152,5	-38,8	6,0	8,6								
	Media(N+I)	118	157,8	54,5	6,8	5,4	327,6	40,5	8,9	4,6								
AG1	Normal	23	331,0	4,6	32,5	5,4	327,3	47,5	32,9	5,4	339,8	13,3	101,3	2,5	342,1	56,5	97,4	2,5
	Invertida	12	146,7	-5,7	4,8	22,3	151,0	-51,8	9,6	15,5								
	Media (N+I)	35	329,7	4,9	11,3	7,5	325,8	50,4	10,7	7,8								
AG2	Normal	33	328,8	-1,8	35,7	4,2	325,1	41,8	35,6	4,2	334,6	-2,6	21,1	4,1	331,1	41,4	24,5	3,9
	Invertida	41	142,0	4,2	5,8	10,2	137,1	-38,0	5,8	10,2								
	Media (N+I)	74	325,3	-3,0	9,2	5,8	320,9	39,9	9,2	5,8								
AG4	Normal	19	305,9	49,6	8,2	12,1	325,5	39,0	50,0	4,8	330,0	48,6	25,6	4,3	341,1	34,4	54,0	3,0
	Invertida	22	128,0	-31,4	12,9	9,5	134,7	-29,2	16,8	7,8								
	Media (N+I)	41	307,1	40,3	9,2	7,9	319,5	34,0	21,3	4,9								
Todos	Normal	139	308,9	61,9	2,0	11,9	324,9	42,3	22,4	2,6	355,6	62,0	2,1	8,9	340,9	44,9	31,0	1,7
	Invertida	129	129,7	-50,5	1,8	14,3	143,6	-38,0	6,6	5,2								
	Media (N+I)	268	309,3	56,9	1,9	9,2	324,1	40,6	9,9	2,9								

Tabla 4.2.1.- Direcciones de la imanación (Dec e Inc) y parámetros estadísticos (K y α_{95}) correspondientes a las componentes P y S en cada una de las secciones investigadas. Valores medios correspondientes al conjunto de los afloramientos.

Edad	Long.	Lat.	α_{95}	Localidad	Referencia
Jurásico medio	236	71	7,5	Dique de Messejana	Schott et al. (1981)
Oxfordiense	255	55	6	Sistema Ibérico	Steiner et al. (1985)
Berriasiense	252	61	3	Algarve	Galbrun et al. (1990)
Hauteriviense/Barremiense	275	57	4	Lisboa	Galdeano et al. (1989)
Barremiense/Aptiense	226	74	11	Sistema Ibérico/Lisboa	Moreau et al. (1992)/Galdeano et al. (1989)
Cretácico superior	197	66	3	Lisboa	Van der Voo & Zijdeveld (1971)
Componente P	251,2	55,9	3,1	Tosos y Aguilón	Este estudio
Componente S	234,0	69,4	1,7	Tosos y Aguilón	Este estudio

Tabla 4.2.2.- Posiciones de los paleopolos (Latitud y Longitud) y parámetro de confianza (α_{95}) de otros estudios realizados en de la Península Ibérica por distintos autores. Se muestran también los obtenidos en este estudio para las componentes S y P en esta región.

En la figura 4.2.6 se representa la dirección paleomagnética de esta componente en proyección de igual área para todas las muestras. La dirección media obtenida ($\text{Dec}=340.9^\circ$, $\text{Inc}=44.9^\circ$, $\alpha_{95}=1.7^\circ$; tabla 4.2.1), corresponde a una dirección Cretácica en esta zona (Moreau et al., 1992; Van der Voo, 1993; tabla 4.2.2) lo que corrobora su carácter secundario.

A partir de 350°C - 450°C , es decir, después de haber sido eliminada la imanación correspondiente a la componente S, se aísla la componente de alta temperatura, componente P, cuya intensidad es aproximadamente el 10% de la NRM total.

La $T_{B\text{max}}$ de esta componente, que denominaremos componente P, oscila entre 540°C y 580°C . Corresponde entonces a la fase B de magnetita (fase de alta temperatura de desbloqueo) identificada en los experimentos de IRM. En contraste con la componente S, la componente P presenta alternativamente polaridades normales e invertidas (fig. 4.2.7).

Debido a su baja intensidad, y a la importancia que a esta temperatura adquiere la componente viscosa de la imanación (apdo. 4.2.2-4), es necesario disminuir considerablemente el intervalo de temperatura entre los diferentes pasos del calentamiento, de manera que, entre 400°C y 600°C , las muestras han sido calentadas en intervalos de temperatura que oscilan entre 10°C y 30°C , sometiendo al tratamiento, además, en numerosas ocasiones, más de una muestra del mismo testigo y promediando los resultados. Solo con un tratamiento tan extremadamente meticuloso de las muestras es posible determinar con precisión la dirección paleomagnética de la componente de alta temperatura (componente P).

La dirección media obtenida para esta componente es: $\text{Dec}=324.8^\circ$, $\text{Inc}=40.7^\circ$, $\alpha_{95}=2.8$; tabla 4.2.1) lo cual concuerda con la dirección esperada en la zona para el periodo Jurásico (Van der Voo, 1993; tabla 4.2.2). Las direcciones medias para las componentes normal e invertida están representadas en proyección de igual área en la figura 4.2.7c, poniendo de manifiesto su carácter antipodal (los valores de la declinación e inclinación correspondientes, se detallan en la tabla 4.2.1).

Componente P

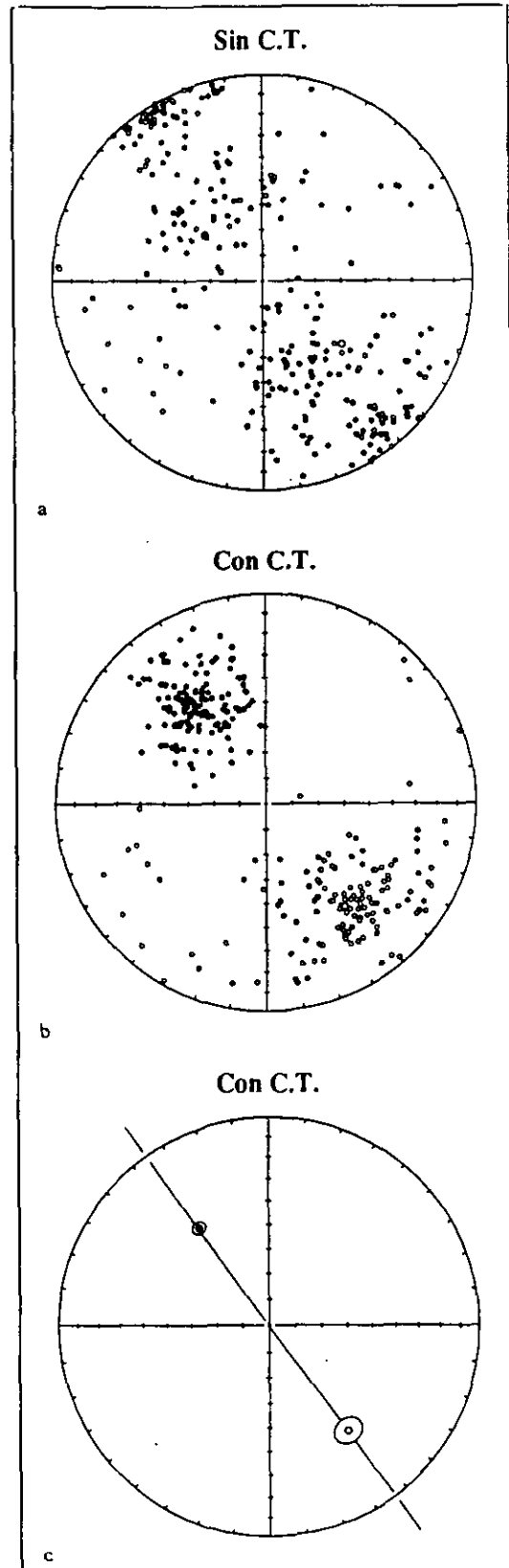


Fig. 4.2.7.- Proyección de igual área para las direcciones obtenidas para la componente P de la imanación. a) Antes de la corrección tectónica, b) después de la corrección tectónica y c) direcciones medias y círculo de confianza para las direcciones normal e invertida después de aplicar la corrección tectónica.

El resultado del test de inversión (McFadden y McElhinny, 1990) es positivo, ya que el ángulo entre las direcciones normal e invertida, ($\gamma=4.4^\circ$) es menor que el ángulo crítico ($\gamma_c=6.0^\circ$) y, de acuerdo con el criterio establecido por los anteriores autores, corresponde a la clasificación B. Este resultado corrobora el caracter antipodal de las componentes normal e invertida, lo cual significa que esta componente ha sido suficientemente bien aislada, eliminando así la posibilidad de una superposición de cualquier otra componente magnética, ya sea de caracter viscoso o no.

3) Susceptibilidad magnética

Como es de esperar, dada la similitud en la litología y mineralogía de las muestras, independientemente del nivel estratigráfico o afloramiento en el que fueron recogidas, así como en el comportamiento durante la desimanación, la χ muestra también un comportamiento similar en todas las muestras analizadas.

Cabe citar, con respecto a esta uniformidad que, si se representa la χ inicial de las muestras frente al nivel estratigráfico que ocupan en el afloramiento, se encuentran ciertas similitudes en todos los afloramientos y, si bien no es posible correlacionar de manera unívoca los diferentes niveles estratigráficos, sí es posible establecer una correlación que se ve corroborada por la correlación bioestratigráfica existente, donde la característica más relevante son los valores más bajos de este parámetro para las capas más antiguas (Fig.4.2.8).

Sección	χ (u.SI)
AG1	35,5
AG2	39,7
AG4	68,7
TO3	54,8

Tabla 4.2.3.- Valores medios de la susceptibilidad magnética en cada afloramiento.

Oxtordense medio	Oxtordense Superior
	Bimammatum
	Bihurcatus
Transversarium	

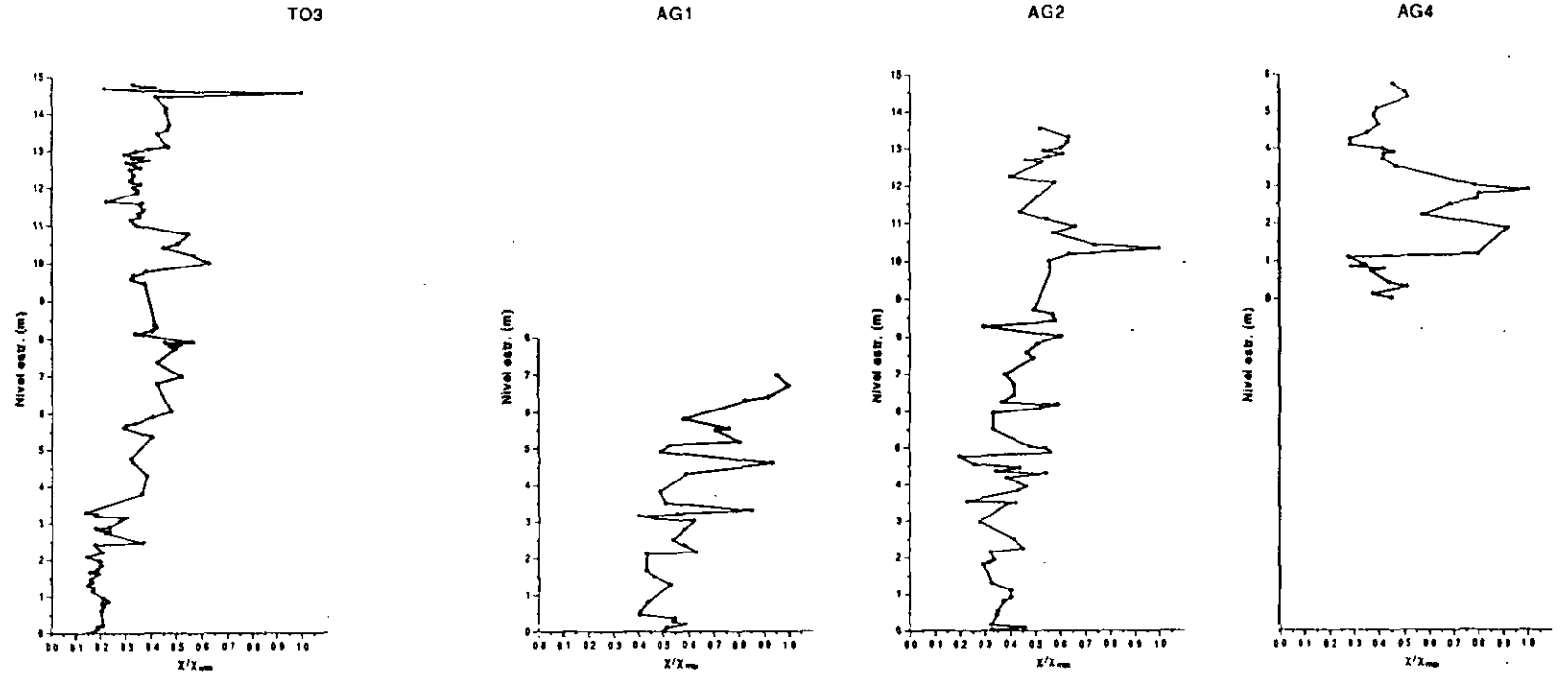


Fig 4.2.8.- Evolución de la susceptibilidad (χ) respecto al nivel estratigráfico en las diferentes secciones.

La χ ha sido medida, a temperatura ambiente, en todos los pasos de la desimanación térmica. En la tabla 4.2.3 se detalla su valor medio para cada afloramiento antes del proceso de desimanación. La característica más notable en el comportamiento de este parámetro magnético es que se mantiene constante en los primeros pasos de la desimanación, hasta los 350°C, e invariablemente, en todas las muestras analizadas, comienza a aumentar a partir de esta temperatura (fig. 4.2.9). Este comportamiento refleja los procesos químicos que sufren los minerales presentes en la muestra durante el calentamiento y que se traduce en una variación en su composición química (creación de nuevos minerales magnéticos). Dichos procesos tienen lugar a partir de 350°C. Dado

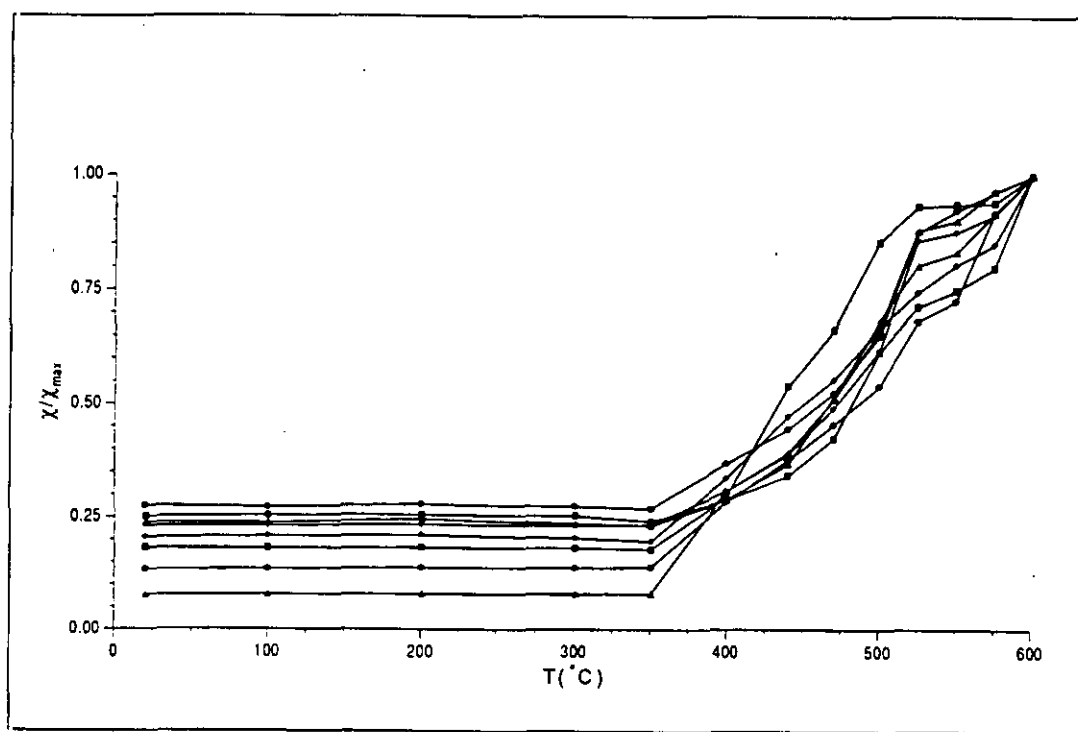


Fig. 4.2.9.- Comportamiento de la susceptibilidad magnética (χ) durante la desimanación térmica para dos muestras típicas de cada afloramiento: cuadrados: AG1, triángulos: AG2, rombos: AG4 y círculos: TO3

que la variación observada de la χ consiste en un aumento de su valor inicial, puede deducirse que el mineral creado es un mineral de mayor χ . Debe rechazarse la posibilidad de que este mineral se transforme en hematita para $T > 300^\circ\text{C}$. Este aumento continuo de la χ respecto al valor inicial refleja, por lo tanto, la creación de nueva magnetita que procede, bien de la alteración de óxidos de Fe (Lowrie y Heller, 1982) o bien de la pirita que puede existir inicialmente en las muestras (van Velzen y Zijdeveld, 1992). Si el origen de esta nueva magnetita fueran los óxidos de Fe, podría tratarse de la magnetita responsable de la componente S de la imanación, ya que es aproximadamente a la temperatura a la que desaparece la imanación debida a esta componente, la temperatura a la cual comienza a observarse el aumento en la χ . Por otra parte, la presencia de pirita en estas secciones es posible teniendo en cuenta que se trata de sedimentos formados en un ambiente marino de aguas poco profundas, calmadas y con abundante contenido en materia orgánica, es decir, con una alta concentración de carbonatos, lo que constituye el ambiente reductor necesario para la formación de pirita. Han sido encontrados además fragmentos de este mineral en los alrededores de los afloramientos. Esta nueva magnetita formada durante el calentamiento presenta un tamaño de grano muy pequeño siendo la responsable, como se verá a continuación, de la componente viscosa de la imanación.

4) Viscosidad magnética

Asociada a esta variación de la susceptibilidad magnética, se observa un comportamiento viscoso de las muestras durante todo el proceso de desimanación térmica que aumenta proporcionalmente a la temperatura aplicada. Este comportamiento viscoso es debido a la creación, como ya ha sido mencionado, de nueva magnetita a partir de la pirita existente en las muestras. La principal característica de esta nueva magnetita creada durante el calentamiento es su pequeño tamaño de grano lo que hace que su comportamiento sea superparamagnético a temperatura ambiente.

A pesar de que dicho comportamiento es apreciable desde el inicio del tratamiento térmico, la viscosidad es tanto más importante cuanto mayor es la temperatura aplicada,

siendo realmente significativa para $T > 350^{\circ}\text{C}$, temperatura a la que la χ comienza a aumentar (fig. 4.2.9), indicando la creación de nuevos minerales de mayor χ como lo es la magnetita.

El hecho de que este comportamiento viscoso sea observable desde el inicio del tratamiento térmico de las muestras implica la presencia inicial, en las muestras en su estado natural, de determinada concentración de esta magnetita viscosa. Sin embargo, sólo la creada durante el calentamiento perturba considerablemente la medida de la NRM.

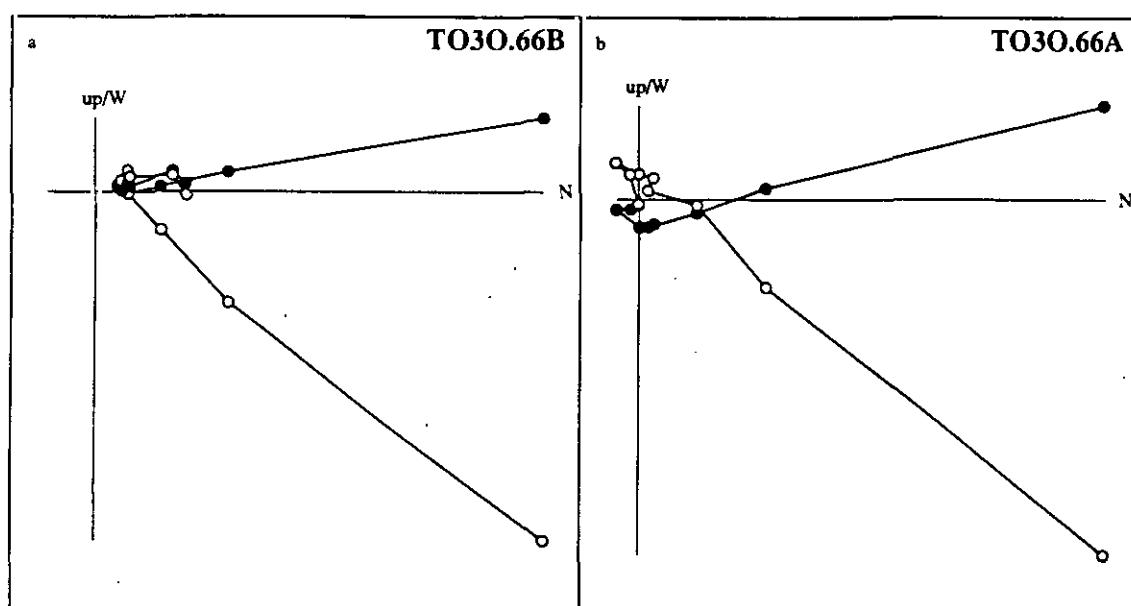


Fig. 4.2.10.- Desimanción térmica de dos muestras pertenecientes al mismo testigo sin eliminación de la componente viscosa de la imanación (a) y con eliminación de la misma..

En la figura 4.2.10 se representan dos muestras pertenecientes al mismo testigo antes y después de eliminar la componente viscosa. Para esta región no ha sido posible la realización de las medidas de dicha componente viscosa durante el calentamiento. En

los capítulos siguientes, donde se presentan los resultados correspondientes al resto de las regiones del Sistema Ibérico investigadas, se presentan los resultados de la evolución de dicha componente viscosa durante el tratamiento térmico de las muestras. El comportamiento viscoso durante el calentamiento de las muestras correspondientes a las región de Tosos y Aguilón es similar al descrito posteriormente para las demás regiones estudiadas.

La manera de eliminar la componente viscosa es, obviamente, mantener la muestra en campo nulo, previamente a su medición hasta que la imanación se estabiliza, es decir, *no varía en el tiempo*. La cantidad de tiempo necesario para la desaparición de la componente viscosa varia entre 1 y 15 minutos aproximadamente, dependiendo de la muestra analizada y el paso de temperatura. Sin embargo no es nunca posible eliminar completamente la componete viscosa de la imanación, ya que la temperatura en el interior del magnetómetro es siempre ligeramente inferior a la temperatura ambiente, bloqueando el momento de las partículas (Lévêque, 1992). Sin embargo, los resultados del test de inversión para la componente primaria de la imanación indican que no existe ninguna superposición considerable de ninguna otra componente magnética, ya sea de caracter viscoso o no.

5) Pruebas del pliegue

Las figuras 4.2.6 y 4.2.7 representan en proyección de igual área las direcciones obtenidas para ambas componentes antes y después de aplicar la corrección tectónica, así como la dirección media obtenida. En la tabla 4.2.1 se muestran los valores individuales obtenidos en cada afloramiento así como el valor conjunto para todos los afloramientos y los parámetros estadísticos correspondientes en todos los casos. A la vista de los resultados obtenidos para los parámetros estadísticos K y α_{95} , antes y después de la corrección tectónica, es evidente que existe un considerable mejor agrupamiento de las direcciones después de la corrección tectónica, es decir, las imanaciones de ambas componentes (S y P) han sido adquiridas antes de la formación del pliegue.

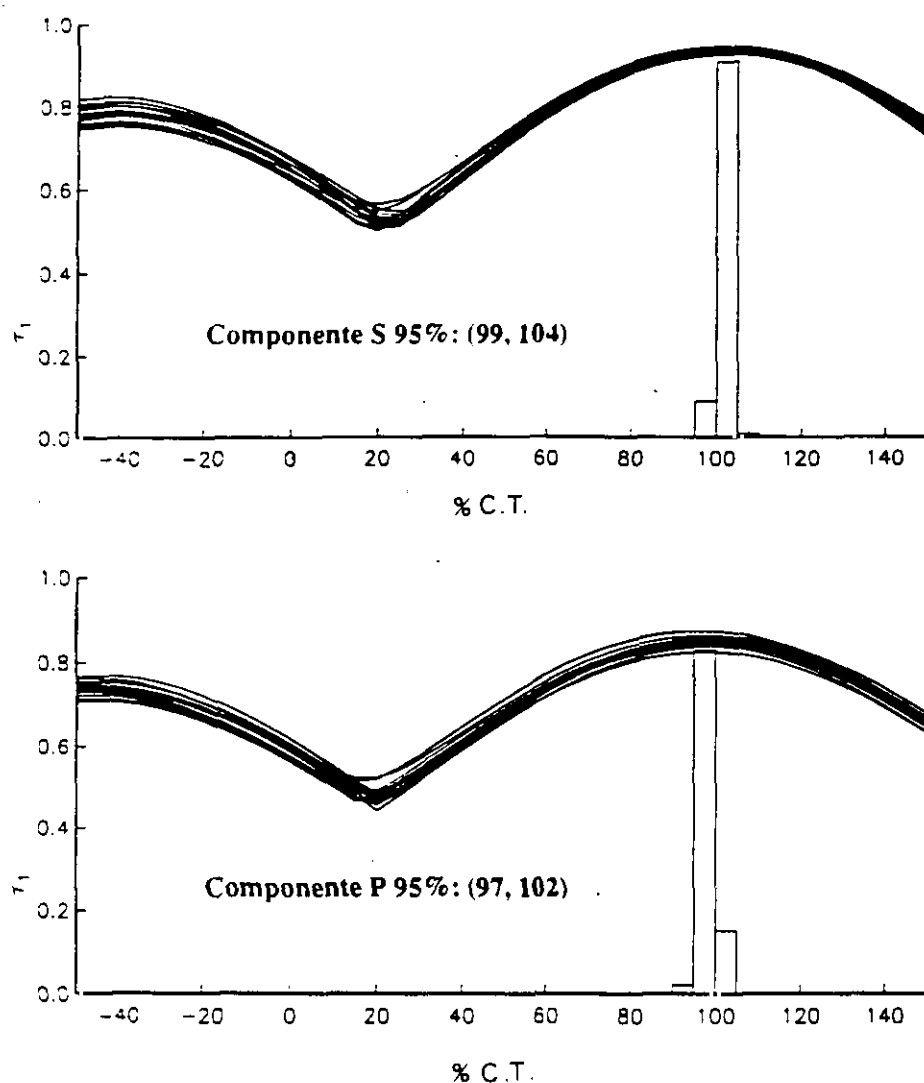


Fig. 4.2.11.- Prueba del pliegue incremental para ambas componentes de la imanación según el método propuesto por Tauxe et al. (1991) y Tauxe y Watson (1994).

En la figura 4.2.11 se representa el test de pliegue incremental para distribuciones no Fisherianas (Tauxe y Watson, 1994). τ_1 es el valor máximo de la matriz de orientación (Tauxe et al., 1991). Un máximo en el valor de τ_1 representa el mejor agrupamiento de los datos, que en este caso se obtiene para ambas componentes después de aplicar el 100% de la corrección tectónica con un "grado de confianza" del 95%.

Puede concluirse, por lo tanto que ambas componentes magnéticas tienen un origen pre-pliegue. Como la edad del pliegue es Oligocena-Miocena, las componentes S y P son de edad pre-Oligocena/Miocena.

4.2.3.- Discusión y conclusiones

1) Resultados paleomagnéticos

Se observan, en la desimanación de la NRM, dos componentes paleomagnéticas, P y S. La componente P presenta las siguientes características: i) Presenta polaridad normal e invertida alternativamente, ii) Las direcciones normal e invertida son antipodales de acuerdo con el test de inversión, iii) El test del pliegue es positivo indicando un origen pre-pliegue de la imanación, es decir, pre-Oligoceno-Mioceno, iv) Está asociada a la presencia de magnetita y v) La dirección obtenida para esta componente magnética (rotada hacia el W) concuerda con la esperada para el periodo Jurásico en esta zona (Van der Voo, 1993; tabla 4.2.2). El resultado indica que la dirección es anterior al giro de la placa Ibérica. Por todo esto la componente P es considerada como la componente portadora de la imanación primaria, es decir, adquirida durante el Oxfordiense medio y superior.

En contraste con la componente primaria, que presenta una intensidad extremadamente baja de la imanación, la componente S es la portadora de la mayor parte de la NRM. Las características principales de esta componente son: i) Presenta siempre polaridad normal, ii) El test de pliegue es positivo lo que indica una edad pre-Oligocena-Miocena de la imanación, iii) Está relacionada con la presencia de magnetita de pequeño tamaño de grano o mayor contenido en titanio ($350^{\circ}\text{C} < T_B < 450^{\circ}\text{C}$), iv) Presenta una dirección concordante con la esperada para el Cretácico en esta época (tabla 4.2.2). Esta componente es considerada, por lo tanto, una reimanación de edad Cretácica.

Los estudios paleomagnéticos y magnetoestratigráficos llevados a cabo anteriormente en el sistema Ibérico (Steiner et al., 1985) muestran resultados diferentes

en este aspecto. Steiner et al. (1985) no consideran la existencia de una posible reimanación antigua, considerando que la componente S corresponde a una componente viscosa de la imanación remanente natural, debido a que dichos autores no contaban con un test de pliegue como el existente entre Tosos y Aguilón en este estudio. Por este motivo estos autores interpretan esta dirección de la componente secundaria como una superposición del campo actual con la dirección Jurásica.

Por otra parte, Moreau et al. (1992) obtienen como resultado de un estudio paleomagnético en la región SE del Sistema Ibérico, la existencia de una reimanación de edad Berremiense-Aptiense en dicha región. Estos autores sugieren que esta reimanación tuvo lugar en una época cercana al Barremiense y que puede estar relacionada con el evento térmico regional asociado al episodio de "rifting" del Cretácico inferior (Andrieux et al., 1989). Los datos correspondientes a Tosos y Aguilón demuestran que también esta región del Sistema Ibérico ha sido reimanada. La dirección obtenida por Moreau et al. (1992) para el Barremiense-Aptiense, en la zona SE del Sistema Ibérico (Dec=345.7°, Inc=44.4°, α_{95} =6.9°) es similar a la dirección obtenida para la componente S (Dec=340.9°, Inc=44.9°, α_{95} =1.7°).

De todo lo expuesto se deduce que la reimanación Cretácica es un evento geográfico más extendido de lo que en principio se suponía, que podría afectar a toda la Cordillera Ibérica.

En la figura 4.2.12 se representan las direcciones paleomagnéticas para ambas componentes y las direcciones correspondientes del polo paleomagnético obtenidas para cada una de ellas. La diferencia en declinación observada entre las componentes P y S es de 16° y está relacionada con la rotación de la placa Ibérica. Si, como se ha dicho, consideramos que la reimanación es de edad Barremiense-Aptiense, entonces estos resultados permiten acotar la rotación de la Península entre el Oxfordiense Superior y el Barremiense-Aptiense en 16°. El resto de la rotación, necesaria para completar los 30°-35° estimados para la rotación completa que sufrió la placa Ibérica como consecuencia de la apertura del Golfo de Vizcaya (Van der Voo, 1969; Schott, et al., 1981, entre

otros), tuvo lugar, entonces, después de la edad estimada para la componente S, es decir, después del Barremiense-Aptiense (Cretácico inferior).

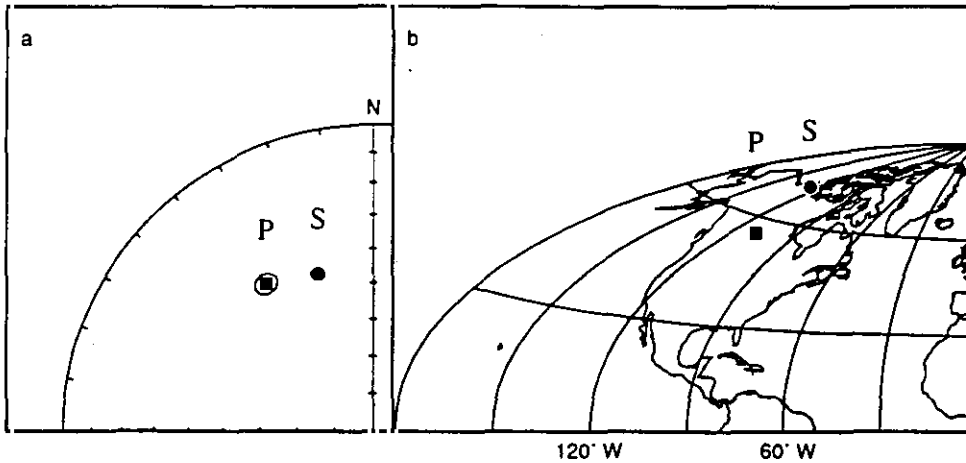


Fig. 4.2.12.- Direcciones de la imanación y de los polos paleomagnéticos para ambas componentes de la imanación.

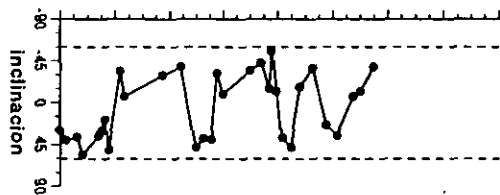
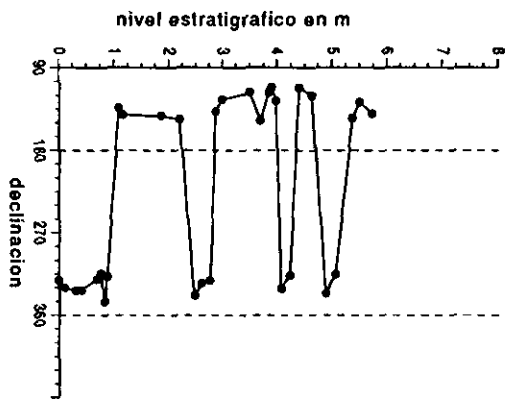
Ha sido ya mencionada la problemática existente en torno a la definición de las zonas ligadas a Iberia Estable. Los resultados paleomagnéticos obtenidos para esta región de Tosos y Aguilón parecen indicar que, al menos esta zona del Sistema Ibérico, pertenece al dominio de Iberia Estable.

Son, sin embargo, necesarios más datos provenientes de resultados paleomagnéticos en otras zonas del sistema Ibérico para la obtención de resultados acerca de la existencia o ausencia de rotaciones relativas de bloques pequeños en torno a ejes verticales dentro de la Cordillera Ibérica.

2) Resultados magnetoestratigráficos

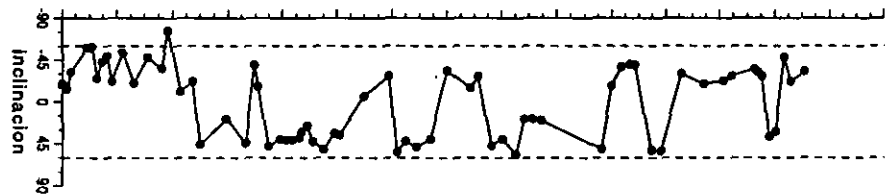
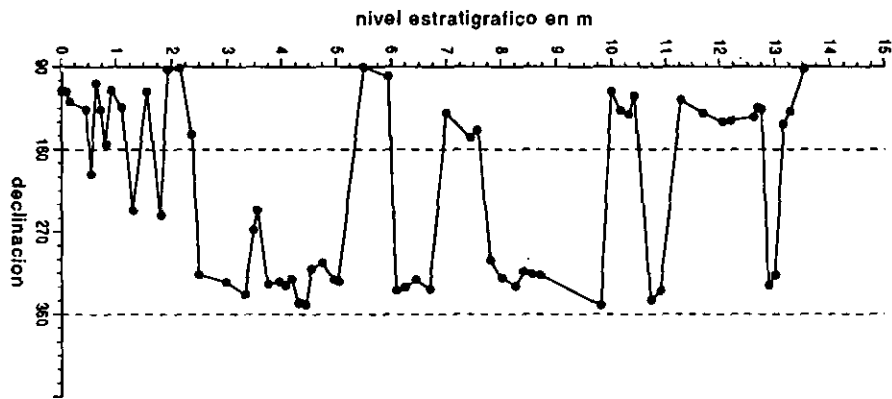
A partir de la dirección y polaridad obtenida para la componente P en cada una de las muestras, ha sido posible la elaboración de una columna magnetoestratigráfica para cada una de las secciones investigadas (fig. 4.2.13).

Oxfordiense medio		Oxfordiense superior
Bifurcatus		Bimammatum
Stenocy- cloides	Grossouvrei	Hypselum



AG4

Oxfordiense medio					Oxfordiense Superior
Transversarium				Bifurcatus	Bimammatum
Luciaeformis	Schilli	Rotoides	Stenocyclodes	Grossouvrei	Hypselum



AG2

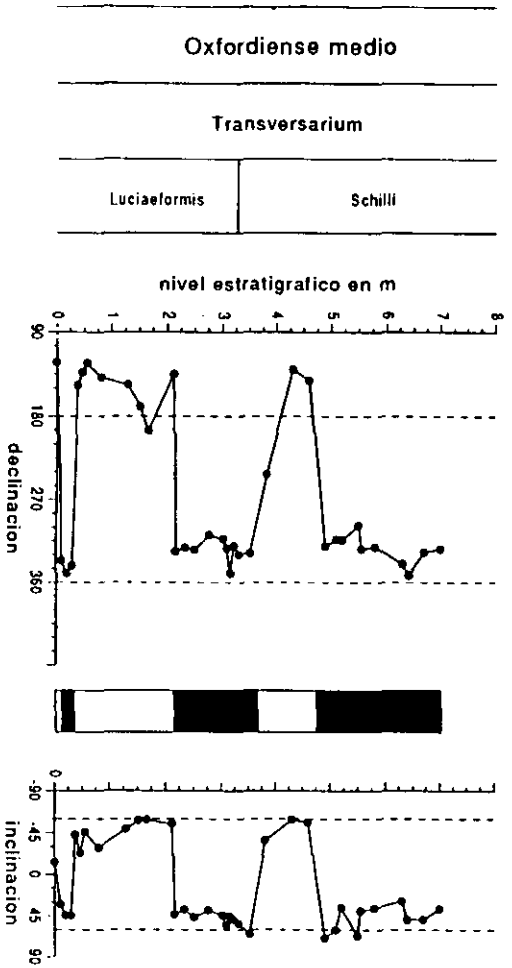
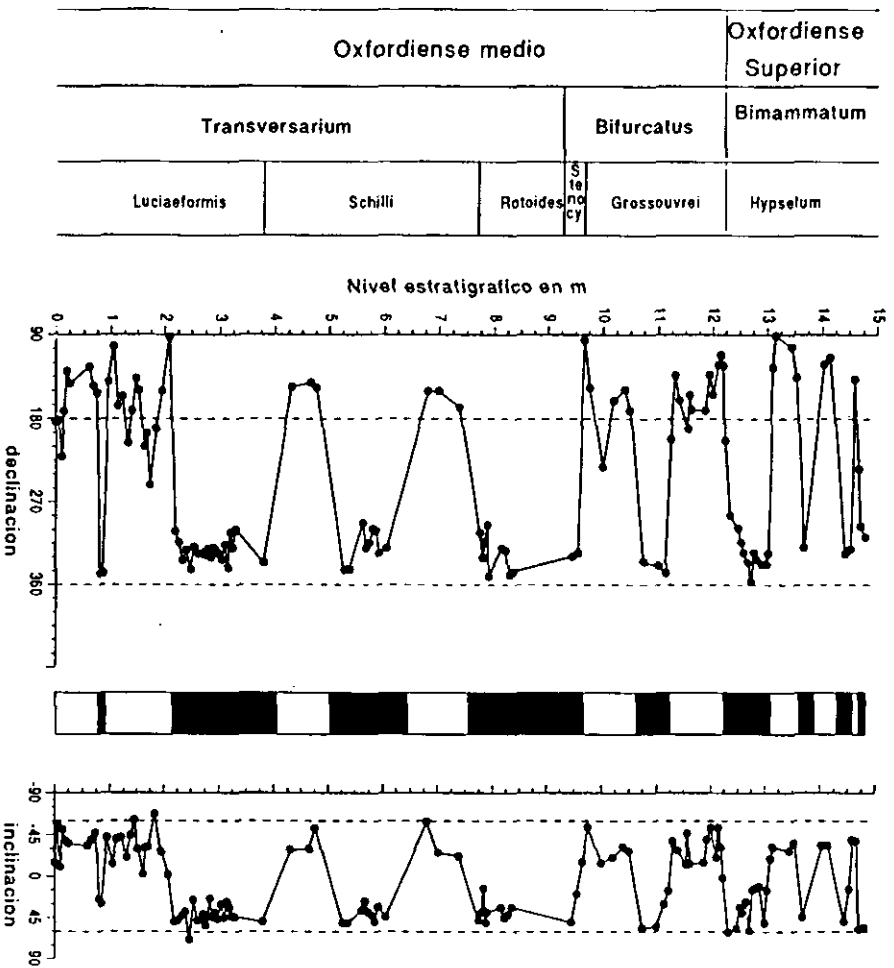


Fig. 4.2.13.- Columna magnetoestratigráfica y direcciones características de la imación (Declinación e Inclinación) representadas en orden estratigráfico para cada una de las secciones investigadas. Los intervalos de polaridad normal corresponden a las zonas de color negro en la columna magnetoestratigráfica y las magnetozonas con polaridad invertida están representadas en color blanco.

Las diferencias en las direcciones de la imanación entre las muestras pertenecientes a intervalos de diferente polaridad son muy acusadas y determinan, de manera unívoca en la mayor parte de las ocasiones, el momento en el que tiene lugar la transición entre intervalos de diferente polaridad. Sin embargo, en algunas ocasiones es posible observar la presencia de direcciones de la imanación "intermedias" en los alrededores de un cambio de polaridad, lo cual es, posiblemente, el reflejo del comportamiento del campo geomagnético durante una transición de polaridad.

Cada intervalo de polaridad ha sido definido por dos o más muestras procedentes de distintos testigos, excepto en la sección de Tosos (TO3) donde un intervalo de polaridad normal ha sido definido por un solo testigo. Sin embargo es posible correlacionar este intervalo con los resultados obtenidos para las otras secciones estudiadas, por lo que este intervalo ha sido considerado, al igual que el resto, en la elaboración de la columna magnetoestratigráfica global.

Las 4 secciones están solapadas en el tiempo, la longitud de las diferentes secciones es diferente dependiendo de la velocidad de sedimentación en cada caso. Ha sido, sin embargo, posible una muy buena correlación entre las distintas secciones debido a los detallados estudios bioestratigráficos existentes para todas y cada una de las secciones investigadas (Meléndez, 1989; Cariou y Meléndez, 1990; Fontana y Meléndez, 1990; Meléndez y Fontana, 1991).

De esta manera ha sido posible la elaboración de una columna magnetoestratigráfica global, a partir de la correlación de las columnas individuales obtenidas para todos los afloramientos (fig. 4.2.14).

La columna resultante ha sido elaborada considerando la longitud media de los intervalos de polaridad correspondientes de las secciones individuales.

La característica más importante de esta secuencia de polaridades resultante, es la alta frecuencia de cambios de polaridad, lo que concuerda con los estudios magnetoestratigráficos anteriores para el mismo periodo (Steiner et al., 1985; Channell et al., 1990; Pozzi et al., 1993) y con la secuencia de anomalías magnéticas oceánicas (Handschumacher et al., 1988).

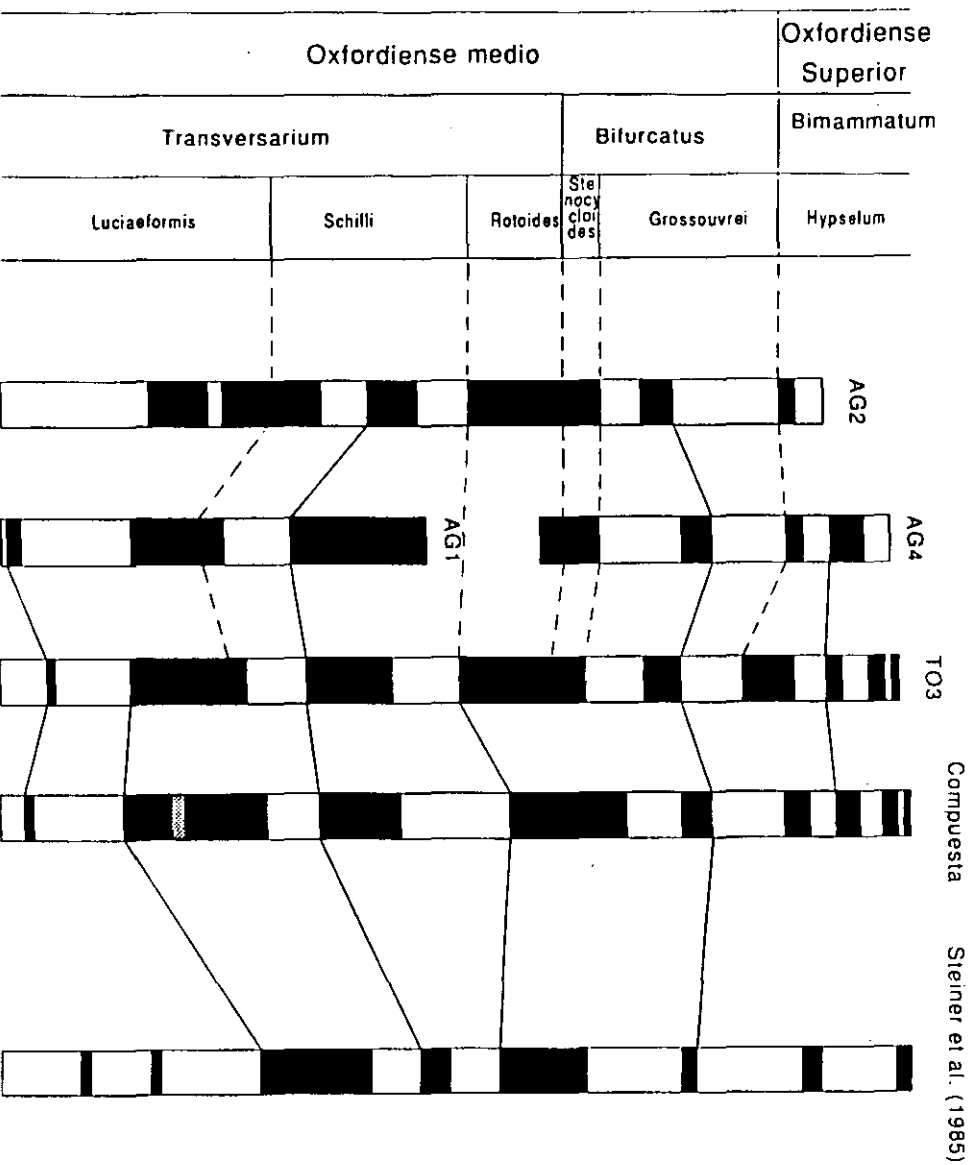


Fig. 4.2.14.- Correlación entre las columnas magnetoestratigráficas de las 4 secciones estudiadas en esta zona. Los resultados de este estudio se comparan con los resultados obtenidos por Steiner et al. (1985). El intervalo de color gris en la columna "compuesta" representa un intervalo de polaridad invertida que se halla tan sólo en una de las secciones (AG2).

Entre los resultados de este estudio y los obtenidos por Steiner et al. en 1985 en la región de Aguilón existe una buena correlación de los resultados magnetoestratigráficos. En la figura 4.2.14 se muestra, también, la columna magnetoestratigráfica obtenida por estos autores comparativamente con la columna obtenida en este estudio. La principal diferencia entre ambas columnas reside en la edad estimada para los sedimentos más jóvenes. Las capas más jóvenes de los afloramientos AG2 y AG4 fueron asociadas por estos autores a la Zona Bimammatum, sin embargo, un posterior estudio más detallado de dichas secciones, junto con otras secciones estratigráficas coetáneas del mismo área ibérica, parece indicar que estos niveles deben ser asignados a la Zona Bifurcatus, Subzona Grossouvrei, para AG1 y a la Zona Bimammatum, Subzona Hypselum, en el caso de AG4 (Meléndez, com. pers.).

4.3 Región de Moneva y Barranco de la Peñisquera

Esta región se encuentra situada aproximadamente a 60 Km al sur de Zaragoza (fig.4.3.1), unos 30 Km al SE de la región de Tosos y Aguilón. En esta zona se han muestreado 2 afloramientos, Moneva (MO1) y Barranco de la Peñisquera (PE1), el primero muestreado en detalle con objeto de obtener una columna magnetoestratigráfica correlacionable con las anteriores mientras que el afloramiento PE1 ha sido muestreado con fines enfocados unicamente a la obtención de resultados paleomagnéticos y tectónicos.

Las litologías estudiadas corresponden al nivel de oolitos ferruginosos y a las calizas con esponjas del miembro Yátova, estratificadas en capas de color gris y blanco con cierta coloración rosácea y/o amarillenta, encontrándose, como es típico de esta unidad en la Cordillera en serie alternante de calizas y margas. La tasa de sedimentación es muy baja, constituyendo la menor de todas las regiones investigadas. En tan solo 5.25 m la sección de Moneva abarca desde la Zona Transversarium (Oxfordiense medio) hasta la Zona Bimammatum (Oxfordiense superior).

La base de la sección está constituida por la capa de oolitos ferruginosos, que constituye el límite Calloviense-Oxfordiense y abarca en esta zona un espesor de 1.10 m aproximadamente. Pueden distinguirse dos niveles de oolitos, un primer nivel de edad Calloviense que no ha sido muestreado y un segundo nivel, de edad Oxfordiense, con un espesor de aproximadamente 0.75 m. Sobre estas capas de oolitos se encuentran las capas de margas y calizas con esponjas descritas anteriormente cuya coloración varía suavemente entre unas y otras capas.

Se han recogido en esta zona, un total de 85 muestras, 15 de las cuales corresponden al afloramiento PE1 (Barranco de la Peñisquera) y el resto (70) corresponden a la sección de Moneva, MO1, muestreada en detalle con objeto de definir la columna magnetoestratigráfica correspondiente. Ambas secciones presentan una tectónica suave de

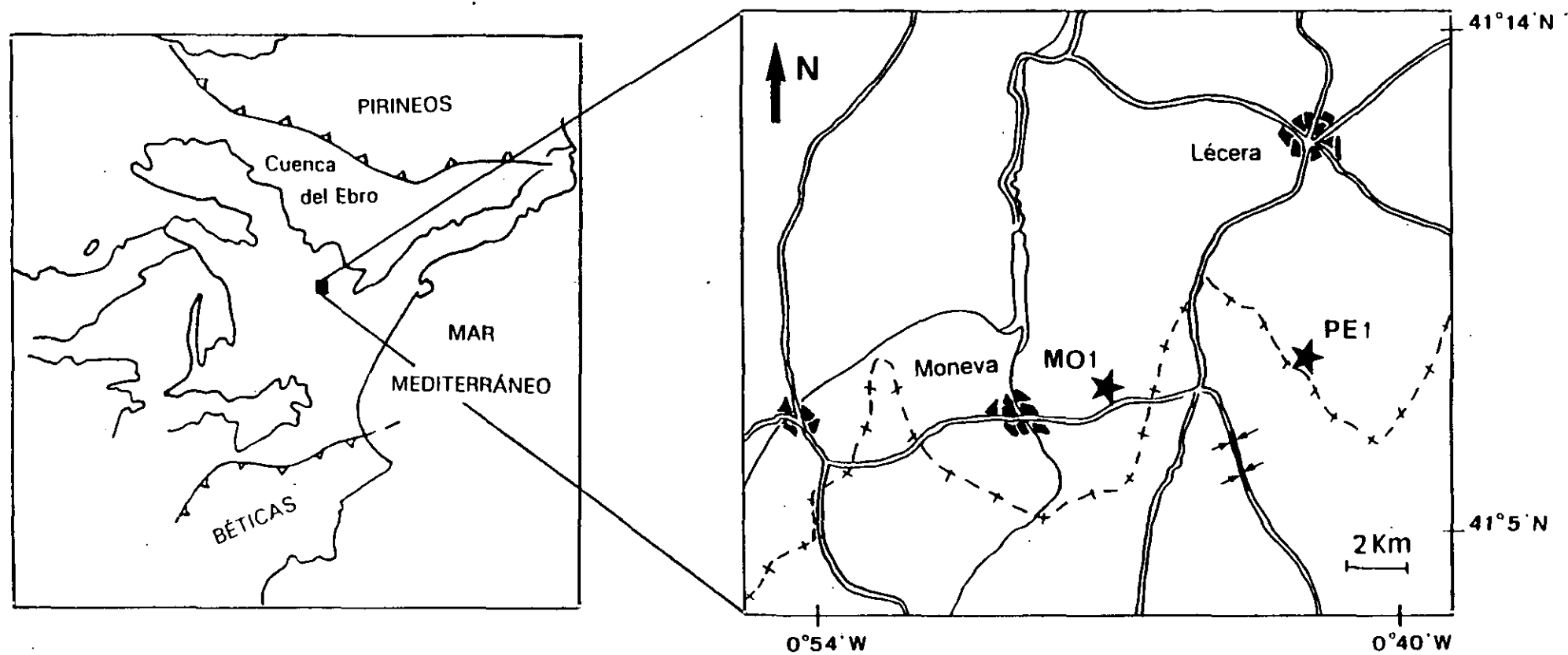


Fig. 4.3.1.- Situación geográfica de los afloramientos correspondientes a la región de Moneva y Barranco de la Peñisquera (MO1 y PE1). Mapa de I.G.M.E. No: 467, Muniesa.

edad Oligocena-Miocena (Pérez González et al., 1971; Aguirre et al., 1976), que permite la realización, también en esta zona de un test del pliegue. Las correcciones tectónicas (dirección/buzamiento) aplicadas han sido $73^{\circ}/10^{\circ}\text{SE}$ y $116^{\circ}/14^{\circ}\text{SW}$ en MO1 y PE1 respectivamente. Sin embargo, como se verá más adelante, debido al valor tan pequeño de los buzamientos, éste test no ofrece ningún resultado concluyente.

4.3.1.- Experimentos de IRM

Se han sometido un total de 7 muestras a la adquisición progresiva y desimanación térmica de 3 componentes de la IRM. Las muestras han sido seleccionadas de manera que estuvieran representadas todas las litologías presentes en los dos afloramientos estudiados.

El procedimiento seguido ha sido similar al descrito en la sección 4.2.1, es decir, el valor máximo del campo aplicado en la adquisición de la IRM ha sido de 1.5 T y los campos aplicados en las tres direcciones espaciales de la muestra para la posterior desimanación térmica han sido de 0.12T, 0.4T y 1.4T, siguiendo el método propuesto por Lowrie (1990).

De esta manera se han obtenido las curvas correspondientes para cada una de las muestras tratadas por este método. Los resultados obtenidos muestran una gran uniformidad teniendo en cuenta las diferencias en la litología presentes en esta sección.

En la figura 4.3.2 estan representados los diagramas típicos de adquisición y desimanación térmica de 3 componentes de la IRM encontrados en estos dos afloramientos. En los diagramas de adquisición de la IRM se observa la presencia de minerales de diversa coercitividad (fig. 4.3.2a), ya que ninguna muestra se satura para $H_{\text{aplicado}}=1.5\text{T}$. Este resultado se ve corroborado por los obtenidos en la desimanación térmica de 3 componentes. A diferencia de los resultados obtenidos anteriormente en la región de Tosos y Aguilón, donde minerales comprendidos dentro de un solo rango de coercitividades eran los responsables de toda la intensidad de la IRM, en estas nuevas secciones los minerales portadores de la IRM presentan tanto alta ($0.4\text{T} < H_c < 1.5\text{T}$) como media ($0.12\text{T} < H_c < 0.4\text{T}$)

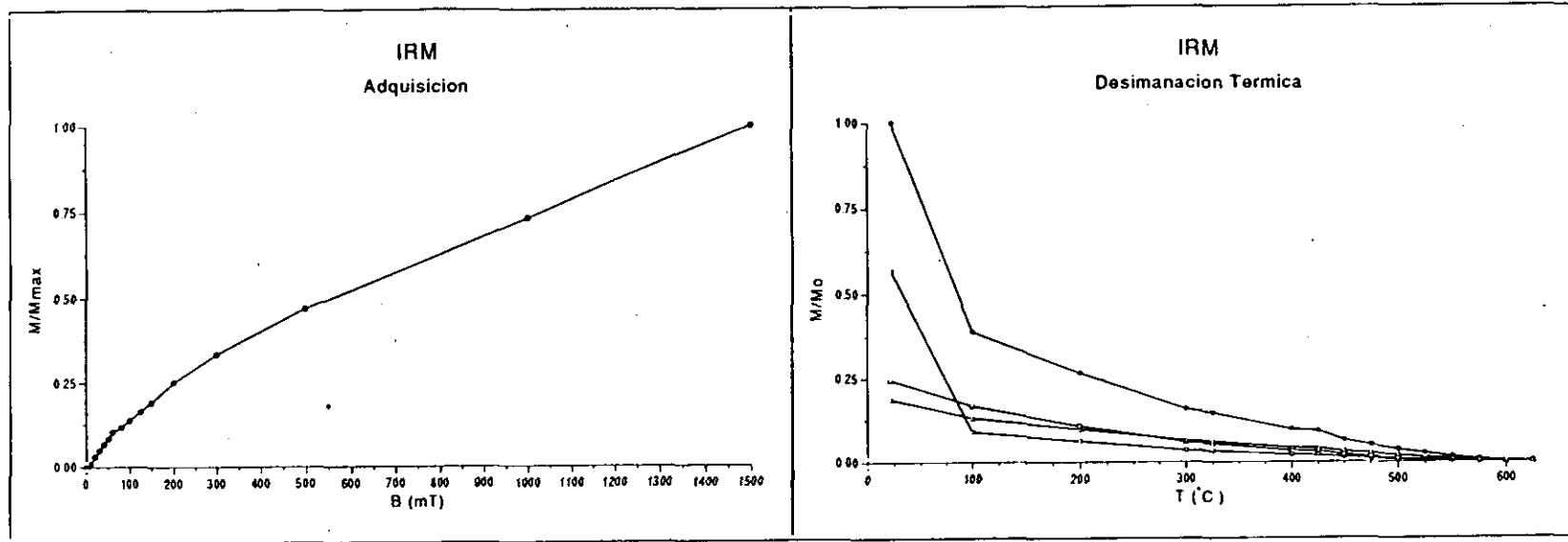


Fig 4.3.2.- Curvas típicas de adquisición y desimanación térmica de la IRM para MO1 y PE1. • representa el módulo de la intensidad de la imanación total, Δ las fases magnéticas correspondientes a $H_c < 0.12T$, O las correspondientes a $0.12T < H_c < 0.4T$ y \square representa las fases correspondientes a $H_c > 0.4T$.

y baja ($H_c < 0.12T$) coercitividad. La contribución relativa de un determinado rango de coercitividades depende de la muestra, siendo siempre mayor la contribución de los minerales de alta coercitividad en el inicio de la desimanación ($T < 100^\circ C$).

Se tiene, en primer lugar, una fase magnética de alta coercitividad, que se desimana para $T \leq 100^\circ C$ (fig. 4.2.3 b), es decir, el primer mineral identificado es la goetita. El origen de esta goetita puede ser de muy diversa naturaleza. Heller (1978), en un estudio de magnetismo de rocas en calizas jurásicas del sur de Alemania, encuentra dos clases de goetita, una de origen probablemente deposicional y otra proveniente de la alteración química de la pirita pre-existente en las muestras. En este trabajo no existen experimentos suficientes como para determinar el origen de la goetita. Sin embargo, se pueden distinguir dos tipos diferentes de muestras que contienen goetita, con y sin oolitos ferruginosos. Los oolitos ferruginosos son de carácter probablemente sinsedimentario (Meléndez com. pers.) y existen otros estudios en los que la goetita está asociada a la presencia de oolitos (Gehring y Heller, 1989; Gehring et al., 1991). Por otra parte, debido al ambiente reductor en el que estos sedimentos se formaron, es probable la presencia de pirita (ver apdo. 4.2.2), por lo que podría constituir el mineral del que proviene la goetita que se encuentra en las capas sin oolitos ferruginosos, es decir, se tendrían, en este caso, dos tipos diferentes de goetita.

A partir de esta temperatura se tiene una contribución aproximadamente equitativa de los tres rangos de coercitividades, observándose para cada una de las tres curvas correspondientes a los diferentes rangos de coercitividad, un comportamiento similar e igual al que presentaba la fase magnética de baja coercitividad en las muestras de la región de Tosos y Aguilón (fig 4.2.3 b). Es decir, existe todo un espectro continuo de temperaturas de desbloqueo que presenta dos inflexiones para todas las curvas: una primera con $T_{BMax} = 350^\circ C - 450^\circ C$, y una segunda donde se elimina ya toda la imanación, y que presenta $T_{BMax} = 575^\circ C - 580^\circ C$.

Puede decirse entonces que se distinguen dos fases magnéticas, que denominaremos A' y B' (por su paralelismo con las fases A y B presentes en las secciones anteriores), diferenciables por sus temperaturas de desbloqueo pero no por su fuerza coercitiva, es decir, cada una de dichas fases magnéticas está constituida por minerales de diferentes fuerzas coercitivas que presentan el mismo rango de temperaturas de desbloqueo. Siguiendo el mismo criterio que en la sección precedente, denominaremos A' a la fase magnética con $T_{BMax}=450^{\circ}C$ y B' a la correspondiente a $T_{BMax}=580^{\circ}C$. A partir de las temperaturas de desbloqueo observadas y de la fuerza coercitiva de los minerales puede decirse que el mineral de baja coercitividad ($H_c < 0.12T$) es magnetita o titanomagnetita, al igual que lo era en la región de Tosos y Aguilón; el mineral de coercitividad media ($0.12T < H_c < 0.4T$) corresponde también a magnetita o titanomagnetita ya que, como se ha visto (apdo. 2.3), aunque en general los granos de magnetita presentan $H_c \leq 0.12T$, existen granos de magnetita monodominio que, bien debido a su forma (granos muy alargados), o bien a su gradiente de oxidación superficial, pueden presentar coercitividades mayores de $0.12T$. La existencia de pirrotita es descartada debido a que la T_{Bmax} de este mineral es $325^{\circ}C$, temperatura inferior a la observada para este mineral de coercitividad media en todos los casos y en la que no se percibe ninguna inflexión o caída de la imanación.

Ambos minerales de media y baja coercitividad podrían ser maghemita, sin embargo es muy probable que no exista dicho mineral teniendo en cuenta el resto de los resultados, concernientes tanto a esta región como al resto de las estudiadas; la presencia o ausencia de maghemita será discutida más adelante (apdo 4.3.2-3).

Por último, el mineral de alta coercitividad es también probablemente magnetita que presenta una oxidación en la superficie de los granos (apdo. 2.3) de manera que presenta un gradiente de oxidación desde el interior del grano hasta la superficie, dando lugar a valores de su fuerza coercitiva mayores de $0.3T$ e incluso $0.4T$ (van Velzen y Zijdeveld, 1994, apdo 2.3). Esta nueva magnetita presenta un rango de temperaturas de desbloqueo similar

a los anteriores, es decir, presenta dos inflexiones en aproximadamente 450°C y 580°C. La posibilidad de que este mineral de alta coercitividad fuera hematita de pequeño tamaño de grano o cierto contenido en Ti, de manera que disminuye su T_B es rechazada por dos motivos: 1) Las dos inflexiones en la curva de desimánación de la IRM, coinciden exactamente (invariablemente en todas las muestras analizadas) con las encontradas en las otras dos clases de magnetita, y 2) la característica T_{Bmax} de la magnetita, aproximadamente 580°C, que presenta esta componente de alta coercitividad. Estas dos características llevan a la conclusión de que no se trata de hematita sino probablemente de magnetita. Serían, sin embargo, necesarios más experimentos complementarios (lo que se aleja mucho de los objetivos de esta Tesis) para determinar con certeza de qué mineral se trata.

Se tienen, entonces, tres clases de magnetita o titanomagnetita diferentes en cuanto a su fuerza coercitiva debido principalmente al diferente gradiente de oxidación superficial de los granos y, tal vez en menor medida, a la forma de los mismos. La diferencia en las temperaturas de desbloqueo entre ambas fases A' y B' puede ser debida tanto al tamaño de los granos como a su contenido en Titanio, de forma que los tres tipos de magnetita presentan una distribución continua de tamaños de grano y/o contenido en Ti.

Puede concluirse que las dos fases magnéticas diferenciables en los experimentos de IRM: A' y B', están ambas compuestas por magnetita de diferente grado de oxidación superficial de los granos, pero con diferente tamaño de los mismos y/o contenido en Ti en una y otra fase, de manera que la fase A' contiene granos más pequeños y tal vez una cierta cantidad de Ti, mientras que la fase B' contiene granos de mayor tamaño que A' y de magnetita pura o con un muy pequeño contenido de Ti.

4.3.2.- Comportamiento durante la desimanación

1) Metodología empleada

En primer lugar, con objeto de determinar la metodología a emplear con estas muestras de manera más precisa que la que pueda derivarse de los resultados de los experimentos de IRM, se estudiaron una docena de muestras piloto. Parte de estas muestras fueron sometidas a la desimanación por campos alternos decrecientes obteniéndose resultados que indican que esta técnica es, de nuevo, absolutamente inefectiva en la separación de las distintas componentes paleomagnéticas (fig 4.3.3) que, como se verá más adelante, es posible diferenciar en la desimanación térmica de la NRM. Las componentes de la

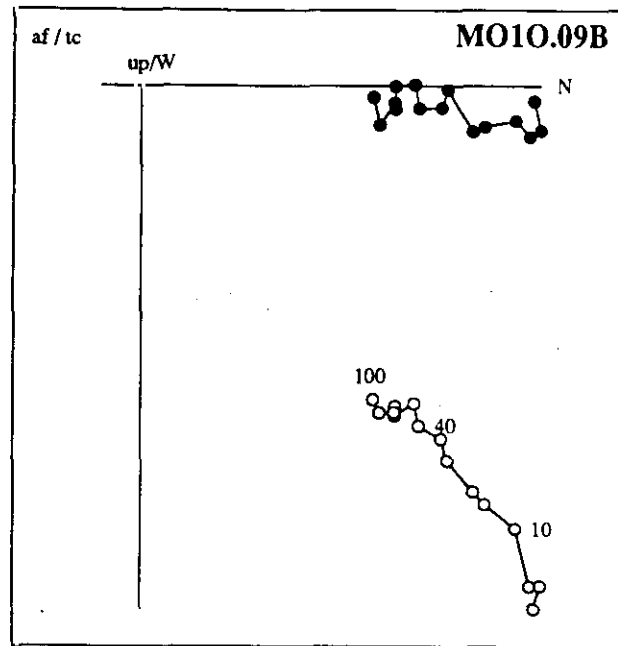


Fig 4.3.3.- Desimanación por campos alternos decrecientes de una muestra perteneciente a MO1. El campo magnético está expresado en mT.

imanación se solapan en todo el proceso de desimanación por campos alternos decrecientes, como es de esperar tras los resultados obtenidos en los experimentos de IRM, ya que las diferentes componentes paleomagnéticas se diferencian por sus diferentes T_{Bmax} y no por su espectro de coercitividades. La presencia, además de diferentes minerales de alta coercitividad hace que el tratamiento por campos alternos sea incapaz de separar las diferentes componentes de la imanación. El resto de las muestras piloto se desimanaron térmicamente, en intervalos de temperatura de 25°C, entre 0°C y 600°C.

En base a estos resultados y a los provenientes de los experimentos de IRM el resto de las muestras han sido sometidas al lavado térmico en intervalos de temperatura que oscilan entre 10°C y 100°C hasta una temperatura de 600°C. Entre 0°C y 100°C ha sido necesaria la inclusión de numerosas etapas de lavado, con el objeto de poder determinar si existe o no una dirección paleomagnética correspondiente a la goetita y su correspondiente dirección de la imanación en el caso de que exista.

De igual manera que sucedía en las muestras correspondientes a las secciones de Tosos y Aguilón, a partir de 450°C ha sido necesario un análisis especialmente meticuloso en el calentamiento y medición de las muestras debido a la contribución de la componente viscosa de la imanación, que si bien existe desde las primeras etapas del lavado, es a esta temperatura cuando su presencia enmascara completamente los resultados de la desimanación de la NRM.

La χ ha sido medida a temperatura ambiente en cada paso de la desimanación, con objeto de determinar los posibles cambios mineralógicos que hayan podido tener lugar durante el calentamiento, y las direcciones paleomagnéticas han sido determinadas por el método de "análisis de la componente principal" (Kirschvink, 1980).

2) Desimanación de la NRM

La intensidad de la NRM inicial varía entre 0.2 y 5 mA/m, independientemente del afloramiento.

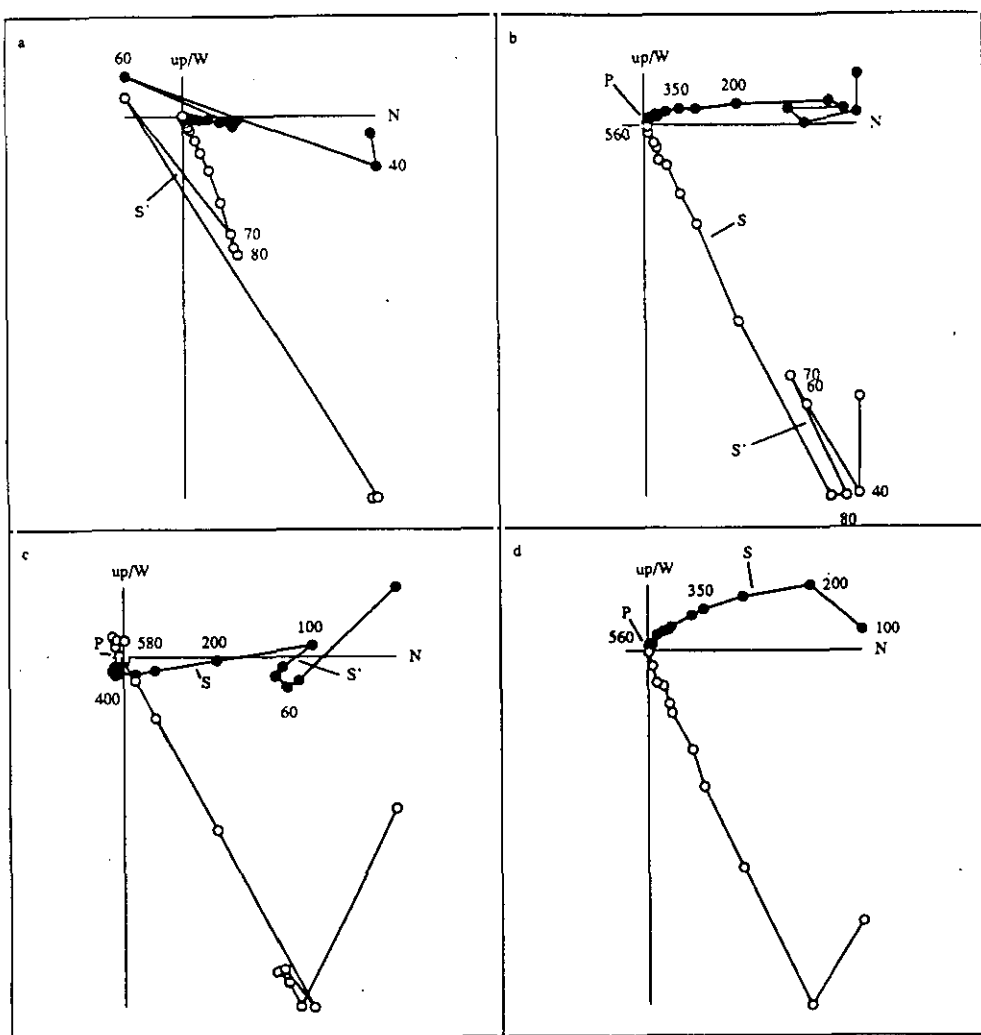


Fig 4.3.4 Diagramas de Zijderveld correspondientes a la desimanación térmica de cuatro muestras diferentes (después de la corrección tectónica) en las que pueden distinguirse las tres componentes de la imanación: S', S y P. La figura (a) corresponde a una muestra en la que la intensidad de la componente S' representa un gran porcentaje de la NRM inicial, por lo que S y P no se diferencian claramente en el diagrama. En (b) y (c) es posible distinguir las 3 componentes en un mismo diagrama. En (d) se han eliminado los primeros pasos de temperatura en otra muestra, con el fin de observar claramente S y P. Los números indican temperatura en gradso centígrados.

Durante la desimanación de la NRM pueden distinguirse 3 componentes paleomagnéticas diferenciables del campo magnético actual. Una primera componente paleomagnética asociada a la goetita con $T_{Bmax} \approx 80^{\circ}C$, a la que denominaremos componente S', cuya dirección no es posible determinar en todas las muestras y que presenta polaridad invertida de la imanación (fig 4.3.4). Tras desimanar esta componente aparecen, al igual que sucedía en la región de Tosos y Aguilón, las dos componentes (S y P) de la imanación, diferenciables ambas del campo magnético actual. Las temperaturas de desbloqueo máximas de estas componentes, corresponden a las fases magnéticas, A' y B' respectivamente, distinguibles en los experimentos de IRM. La componente S ($T_{Bmax} = 450^{\circ}C$), muestra siempre polaridad normal mientras que la componente P ($T_{Bmax} = 580^{\circ}C$) presenta alternativamente polaridades normales e invertidas (fig. 4.3.4).

Componente S'

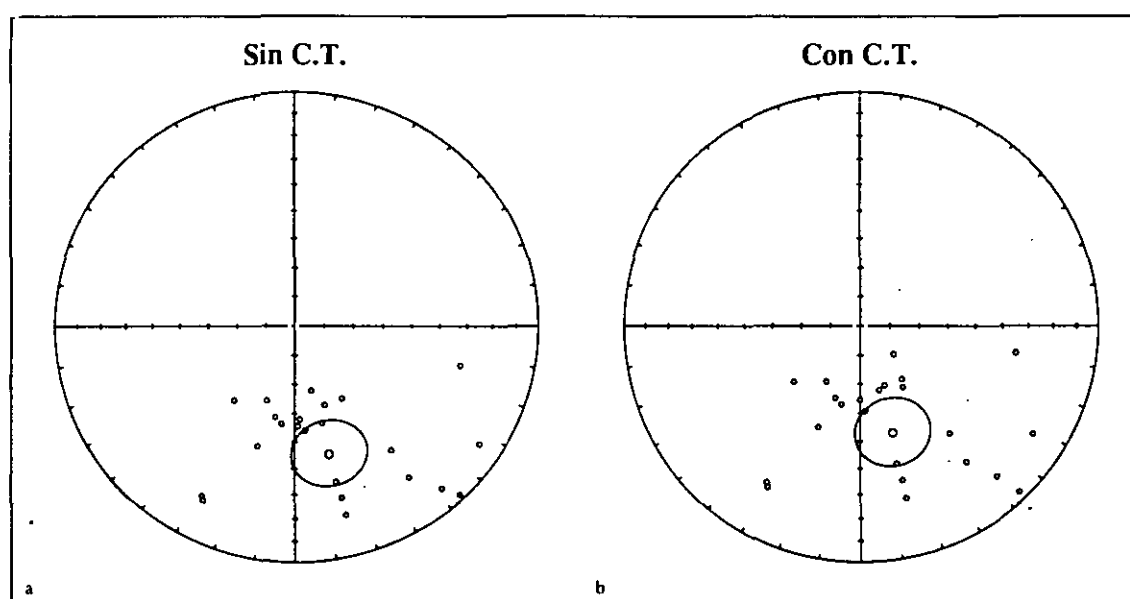


Fig. 4.3.5.- Proyección de igual área de las direcciones obtenidas para la componente S' de la imanación y círculo de confianza correspondiente antes (a) y después (b) de la corrección tectónica.

A pesar de que es posible distinguir la existencia de la primera componente asociada a la goetita en casi todas las muestras analizadas, no siempre es posible determinar cual es su dirección debido a la fuerte superposición, en muchos casos, tanto de la componente S de la imanación como de la componente viscosa natural. Este mismo hecho, provoca probablemente la gran dispersión de los datos observada para esta componente (fig. 4.3.5). La dirección media obtenida para esta componente presenta polaridad invertida (Dec=163.1, Inc=-51.4, α_{95} =, tabla 4.3.2)

Componente S

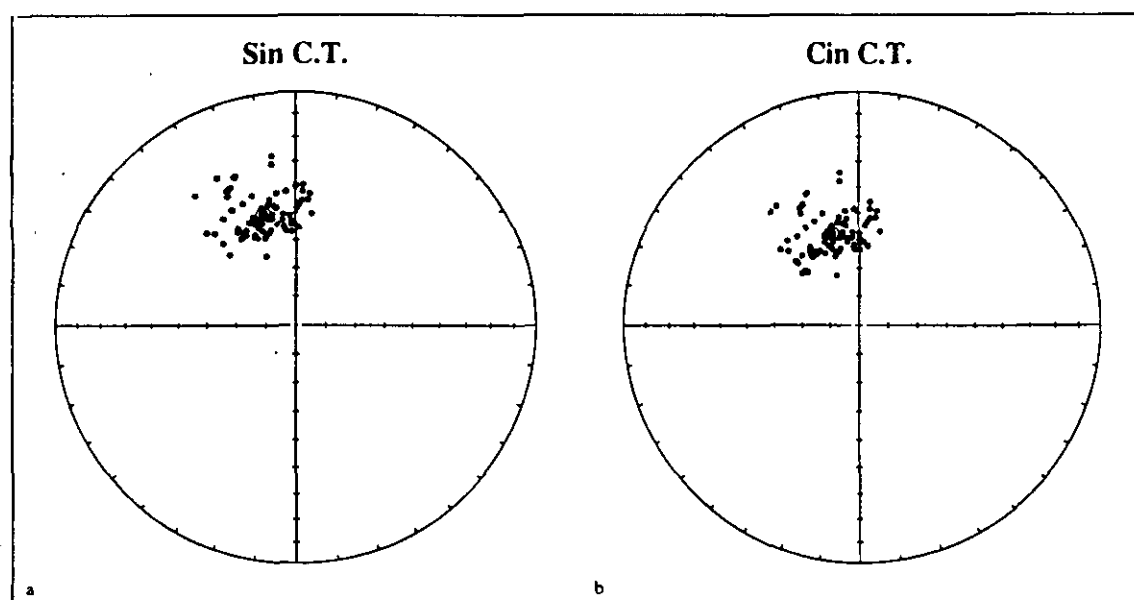


Fig. 4.3.6.- Proyección de igual área de las direcciones de la imanación obtenidas para la componente S antes (a) y después (b) de la corrección tectónica.

La dirección obtenida para la componente S (Dec=343.2°, Inc=56.1°, α_{95} =2.4, tabla 4.3.1) corresponde, al igual que sucedía en la región de Tosos y Aguilón, a una dirección de edad Cretácica en esta zona (Moreau et al., 1992; Van der Voo, 1993). En la figura 4.3.6

Componente P

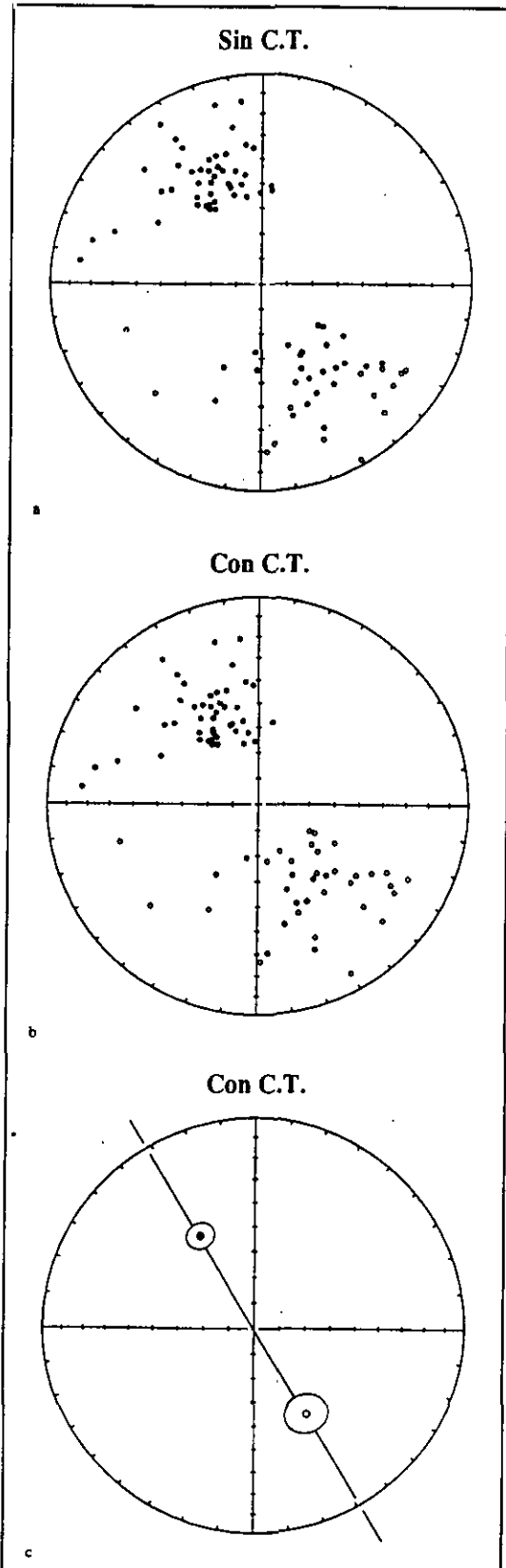


Fig. 4.2.7.- Proyección de igual área de las direcciones obtenidas para la componente P de la imanación. a) Antes de la corrección tectónica, b) después de la corrección tectónica y c) direcciones medias y círculo de confianza para las direcciones normal e invertida después de aplicar la corrección tectónica.

Sección		n	Dec	Inc	No C.T.		Dec	Inc	C.T.	
					K	α_{95}			K	α_{95}
MO1	S	66	345,1	48,8	51,4	2,5	345,5	55,8	51,4	2,5
	S'	20	164,4	-41,2	6,6	13,8	164,4	-48,2	6,6	13,8
PE1	S	10	341,9	48,1	53,1	6,7	327,8	57,2	53,1	6,7
	S'	3	169,8	-59,4	104,1	12,1	148,6	-69,4	104,1	12,1
MO1/PE1	S	76	344,7	48,7	52	2,3	343,2	56,1	48	2,4
	S'	23	164,8	-43,9	7,2	12,1	163,1	-51,4	7,1	12,2

Tabla 4.3.1.- Direcciones paleomagnéticas obtenidas para las componente S y S' de la imanación antes y después de la corrección tectónica en MO1 y PE1 y direcciones medias para ambos afloramientos conjuntamente. Se indican, en cada caso, los parámetros estadísticos (K y α_{95}) correspondientes.

Sección		n	Dec	Inc	No C.T.		Dec	Inc	C.T.	
					K	α_{95}			K	α_{95}
MO1	Normal	40	330,5	39,9	17,3	5,6	329	46,7	17,3	5,6
	Invertida	30	155,6	-43,7	9	9,3	154,6	-50,6	9	9,3
	Media (N+I)	70	332,5	41,5	12,5	5	331,2	48,3	12,4	5
PE1	Normal	5	343,5	46,5	17,2	19	330,4	55,9	17,2	19
	Invertida	8	1142,2	-37,1	12,1	16,6	131,3	-42,3	12,1	16,6
	Media (N+I)	13	329,7	41,2	12,5	12,2	317,5	48	12,5	12,2
MO1/PE1	Normal	45	331,8	40,7	17,1	5,3	329,1	47,7	17,3	5,3
	Invertida	38	152,5	-42,4	9,4	8	149	-49,2	9	8,2
	Media (N+I)	83	332	41,4	12,6	4,6	329,1	48,4	12,3	4,6

Tabla 4.3.2.- Direcciones obtenidas para la componente P de la imanación en MO1 y PE1. y direcciones medias para ambas secciones conjuntamente, antes y después de aplicar la corrección tectónica. Se indican, en cada caso, los parámetros estadísticos (K y α_{95}) correspondientes.

se representa la dirección obtenida para esta componente en proyección estereográfica de igual área.

Después de desimanar la componente S aparece la componente P (fig. 4.3.7), que representa aproximadamente un 10% de la NRM inicial, y cuya dirección (Dec=329.1°, Inc=48.4°, α_{95} =4.6, tabla 4.3.2) concuerda con la esperada para el Jurásico en esta zona (Van der Voo, 1993). Las direcciones medias normal e invertida obtenidas para esta componente son antipodales como lo demuestra el resultado obtenido en el test de inversión (McFadden y McElhinny, 1990). Este test es positivo con una clasificación B (γ =1.5°, γ_c =9.7°).

En la tabla 4.3.3 se detallan las direcciones de los paleopolos obtenidas para las tres componentes.

	Plat	Plong	α_{95}
Componente P	63.5	256.7	5.0
Componente S	76.5	273.7	3.0
Componente S'	77.22	249.5	13.3

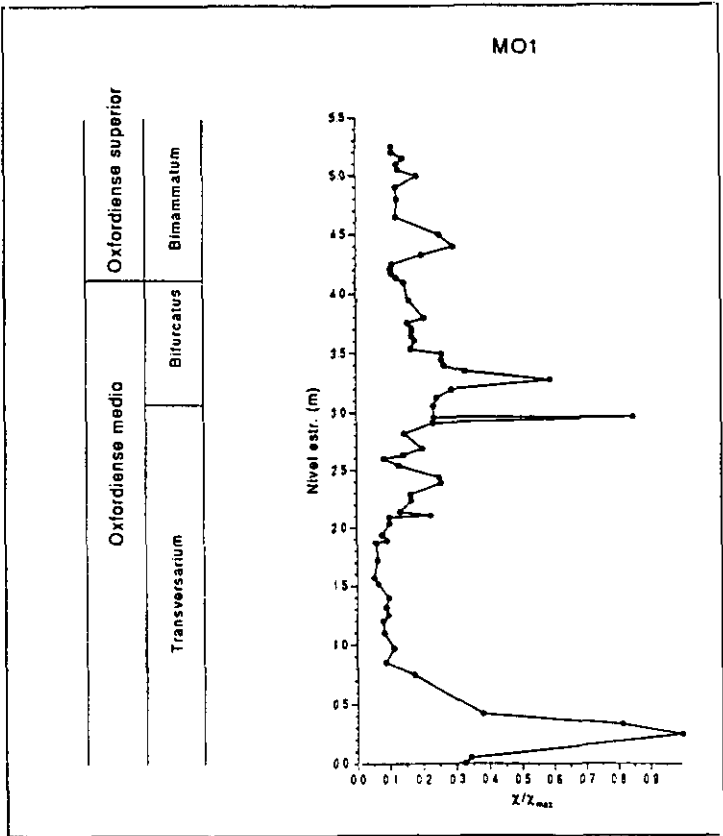
Tabla 4.3.3.- Posiciones de los paleopolos para las componentes S', S y P y valor del parámetro α_{95} correspondiente.

Como se ha mencionado en el apartado anterior, también en estos afloramientos la contribución de la componente viscosa de la imanación es muy importante en el rango de temperaturas en las que se aísla la componente P, lo que ha requerido un análisis muy meticuloso de las muestras para poder determinar adecuadamente la dirección de esta componente de la imanación.

3) Susceptibilidad magnética

La susceptibilidad inicial es muy similar en todas las muestras pertenecientes a esta zona. En la figura 4.3.8 está representado el valor de la χ inicial respecto a la posición estratigráfica que ocupan en la sección, puede decirse que, en general la χ aumenta para capas mas jóvenes sin que pueda deducirse ningún tipo de comportamiento general en este sentido. Tan sólo pueden distinguirse del resto las muestras que contienen oolitos ferruginosos, ya que presentan, en general, valores mas altos de la χ que el resto de las muestras. El valor medio de la χ es de 186.4 u.S.I. en las muestras con oolitos y de 56.9 u.S.I. en el resto. Sin embargo, no es posible correlacionar las variaciones observadas en la susceptibilidad inicial con las variaciones de la NRM.

Fig. 4.3.8.- Evolución de la susceptibilidad magnética (χ) respecto al nivel estratigráfico en la sección MO1.



En todos los pasos de la desimanación térmica se ha medido el valor de la χ con el objeto de determinar los posibles cambios mineralógicos que hayan podido tener lugar durante el calentamiento. En la figura 4.3.9 se representa la evolución de la susceptibilidad durante el

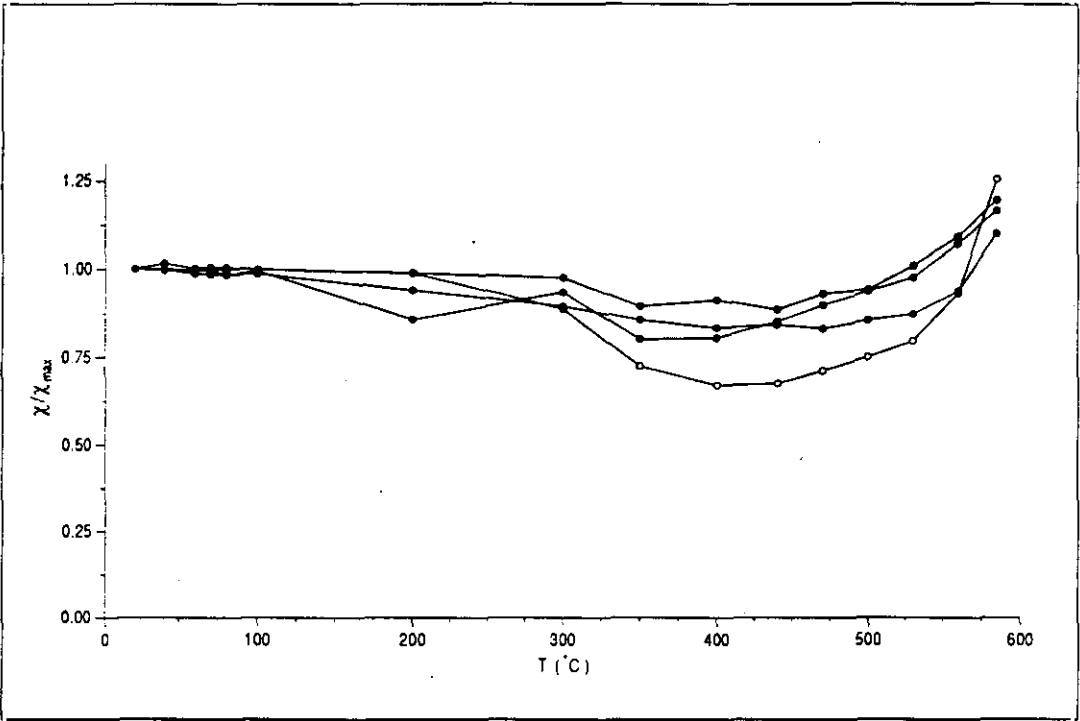


Fig 4.3.9.- Comportamiento de la susceptibilidad magnética (χ) respecto a la temperatura durante la desimanación térmica de muestras pertenecientes a MO1 y PE1. ○ corresponde a una muestra que contiene oolitos ferruginosos.

calentamiento para varias muestras típicas. El comportamiento es similar en todas las muestras independientemente de la litología a la que pertenecen. Se observa un valor constante hasta 300°C, a partir de esta temperatura el valor de la χ disminuye hasta alcanzar un valor mínimo en aproximadamente 450°C, temperatura a partir de la cual comienza a aumentar de nuevo el valor de la χ hasta alcanzar valores aproximadamente un 25% mayores que los iniciales. Esta disminución observada de la susceptibilidad es causada, probablemente, por la transformación de la goetita en hematita. Podría ser también debido a la transformación de maghemita en hematita. Sin embargo existen 2 razones para excluir la presencia de maghemita en las muestras: 1) Esto implicaría suponer que una o ambas componentes de la NRM son debidas a maghemita (al menos en parte) y dada la similitud de dichas componentes magnéticas con las obtenidas en la región de Tosos y Aguilón es considerablemente más probable que los minerales portadores de dichas componentes paleomagnéticas sean diferentes clases de magnetita; ; y 2) Como se verá más adelante, en la región de Aguatón donde existen muestras con y sin goetita, esta disminución de la χ se observa únicamente en las muestras que presentan goetita, es decir este comportamiento es debido a la alteración de la goetita y no de la hipotética maghemita. A partir de 450°C aproximadamente el valor de la χ comienza de nuevo a aumentar para alcanzar, en 600°C, valores ligeramente superiores a los de la χ_0 . Esto es debido a la aparición de minerales de mayor susceptibilidad, es decir, a la creación de magnetita. Esta magnetita podría provenir de la alteración de óxidos de Fe (Lowrie y Heller, 1982) o de la pirita pre-existente en las muestras (van Velzen y Zijdeveld, 1992). La nueva magnetita tiene un tamaño de grano muy pequeño y es la responsable del comportamiento viscoso de la imanación. Este mineral comienza a crearse, probablemente, a las mismas temperaturas a las que ocurría en la región de Tosos y Aguilón, sin embargo, en este caso se solapan ambos efectos de disminución y aumento de la χ dando lugar al tipo de curvas obtenidas (fig. 4.3.9), donde ambos efectos se anulan en la mayor parte del espectro de temperaturas.

4) Viscosidad magnética

Durante el lavado térmico de las muestras se observa un comportamiento viscoso de la imanación que aumenta proporcionalmente a la temperatura aplicada. Este comportamiento viscoso es debido a la creación de nueva magnetita a partir, como ya se ha mencionado anteriormente, de otros minerales de Fe. La principal característica de esta magnetita es su pequeño tamaño de grano de manera que su comportamiento es superparamagnético a temperatura ambiente. Esta variación mineralógica está reflejada en el comportamiento de la susceptibilidad durante el calentamiento aunque el aumento que realmente provoca la creación de estos nuevos granos de magnetita queda oculto por el efecto de la disminución en la χ causada por la creación de nueva hematita a partir de la goetita existente, de manera que la pendiente de la curva χ/T es mucho menor que la que se observaría en el caso de que no se solaparan ambos efectos. El comportamiento viscoso que presentan estas muestras es comparable al observado en el resto de las secciones estudiadas donde, en el caso de no existir goetita original (no se crea entonces nueva hematita), la curva presenta una pendiente pronunciada a partir de 350°C-450°C (Figs. 4.2.9 y 4.4.9). En la figura 4.3.10 se representa el comportamiento viscoso de estas muestras en función de la temperatura durante todo el lavado térmico. Para la medida de la viscosidad se ha utilizado el programa "visualización de la imanación" desarrollado por Lévêque (1992), que consiste esencialmente en estudiar la evolución de la intensidad de la imanación en tiempo real. De esta forma se obtiene una estimación de la influencia de la componente viscosa en la NRM y puede ser así eliminada. Para ello, las medidas se efectúan tras mantener la muestra en el interior del magnetómetro, donde el campo magnético es nulo, el tiempo necesario para que la imanación se estabilice. Cuando se alcanza este estado puede considerarse que ha sido eliminada la componente de carácter viscoso. El tiempo necesario requerido en este trabajo para la estabilización de la imanación varía entre 1 y 10 minutos dependiendo del paso de temperatura y de la muestra analizada. Una espera, en general, de 2 o 3 minutos ha

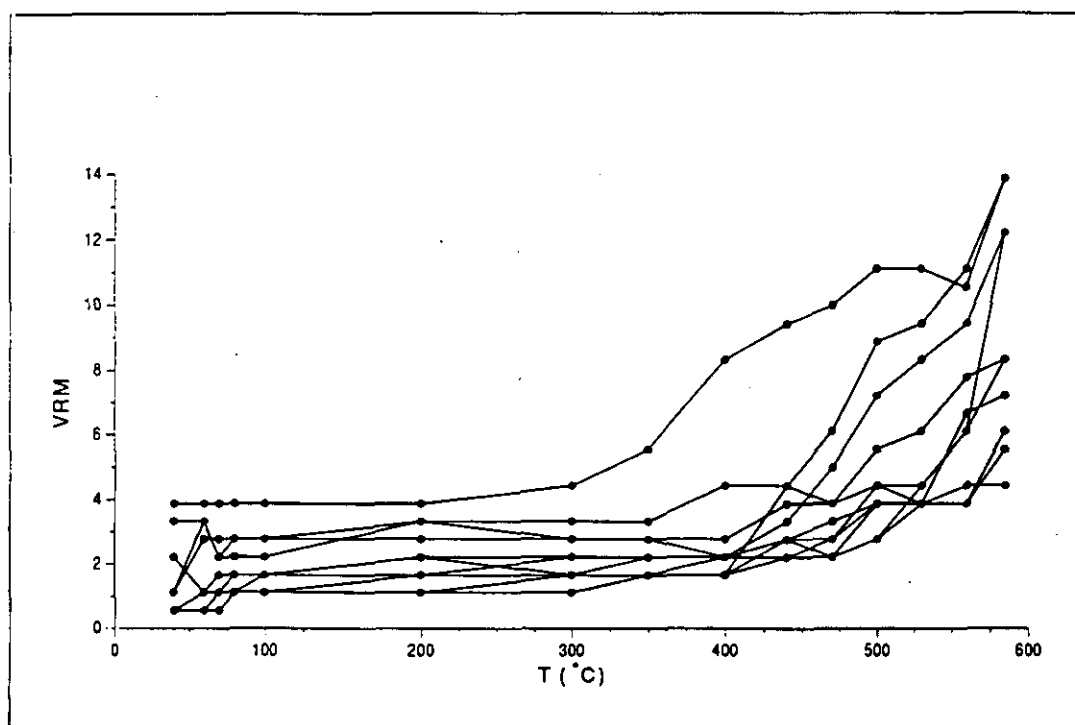


Fig 4.3.10.- Contribución de la componente viscosa de la imanación a la NRM en función de la temperatura. El eje y representa la variación de la intensidad de la imanación desde el momento en el que la muestra es introducida en el magnetómetro ($t_0=0$) hasta que se efectúa la medida (una vez que la imanación es estable), expresado en función del porcentaje de la componente máxima en t_0 (Lévêque, 1992).

ido suficiente para la eliminación de la mayor parte de la componente viscosa de la imanación. Sin embargo se tendrá siempre una cierta contribución de esta componente viscosa debido a que la temperatura en el interior del magnetómetro criogénico es siempre inferior a la temperatura ambiente de manera que puede bloquearse el momento magnético de algunas de las partículas que contribuyen a la componente viscosa (Lévêque., 1992). El resultado positivo del test de inversión obtenido para la componente primaria de la

imanación indica, sin embargo, que esta componente viscosa ha sido suficientemente bien eliminada.

Como puede observarse en la figura 4.3.10, desde el inicio del tratamiento térmico de las muestras existe una cierta contribución de la componente viscosa de la imanación que implica la presencia de una cierta concentración de magnetita con un comportamiento superparamagnético a temperatura ambiente en las muestras ya en su estado natural. Dicha concentración aumenta al crearse la nueva magnetita de pequeño tamaño de grano detectada en el estudio de la susceptibilidad magnética y responsable del comportamiento viscoso de la imanación, de manera que para $T > 400^{\circ}\text{C}$ (en algunos casos incluso a temperaturas menores) es necesario eliminar completamente, o en la mayor medida posible dicha componente viscosa, para obtener un valor fiable en la medida de la NRM.

5) Prueba del pliegue

Debido a la diferencia entre las correcciones tectónicas aplicadas en los afloramientos PE1 y MO1, existe la posibilidad de someter los datos obtenidos a una prueba del pliegue. En las figuras 4.3.5, 4.3.6 y 4.3.7 se tienen, en proyección estereográfica de igual área, las direcciones de la imanación obtenidas para las 3 componentes (S' , S y P) antes y después de la corrección tectónica. En las tablas 4.3.1 y 4.3.2 se presentan los valores de declinación e inclinación obtenidos junto con los parámetros estadísticos K y α_{95} obtenidos en todos los casos. A la vista de estos resultados puede decirse que el resultado del test es neutro, ya que se tienen valores aproximadamente iguales de ambos parámetros antes y después de aplicar la corrección tectónica a los datos. Es decir no puede discernirse en este caso si las diferentes componentes de la imanación han sido adquiridas antes o después de la formación del pliegue. Este resultado puede ser explicado por la pequeña corrección tectónica que se tiene en ambos casos. Por este motivo los valores de declinación e inclinación antes y después de la corrección tectónica no son lo suficientemente diferentes

como para obtener ningun resultado concluyente a partir del test del pliegue incremental según Tauxe y Watson (1994), obteniéndose un resultado neutro de dicho test.

Sin embargo, como más adelante se verá (apdo. 4.3.4), teniendo en cuenta la dirección de la imanación obtenida para las componentes S y P y comparando este resultado con el obtenido en las secciones anteriormente estudiadas (Tosos y Aguilón) puede decirse que ambas direcciones paleomagnéticas son de edad pre-Oligocena/Miocena. No existe una acotación tan clara en el caso de la componente S', especialmente si solo se dispone de los datos presentes en esta región, sin embargo es probable (como se discutira en el capítulo 5) que la edad de dicha componente sea muy cercana a la del resto de las componentes de la imanación, es decir, tenga también un origen pre-pliegue.

4.3.3.- Discusión y conclusiones

1) Resultados paleomagnéticos

Es posible observar la existencia de 3 componentes diferentes de la imanación en todas la muestras analizadas:

Una primera componente, S', cuyo mineral portador es la goetita y que presenta una temperatura de desbloqueo de aproximadamente 80°C y una dirección media que corresponde con una dirección Cretácica invertida de la imanación. En la figura 4.3.11 se representa la proyección en el hemisferio norte de la dirección media para esta componente junto con las obtenidas para S y P. Puede observarse que S' coincide estadísticamente con las otras dos componentes de la imanación, siéndo su dirección media muy cercana a la correspondiente a la componente S. Sin embargo, los datos obtenidos para esta componente presentan una gran dispersión ($\alpha_{95}=12.1^\circ$ y 12.2° antes y después de la corrección tectónica respectivamente) de manera que la dirección media resultante tanto antes (Dec=164.8°, Inc=-43.9°) como después de la corrección tectónica (Dec=163.1°, Inc=-51.4°), coincide también estadísticamente con una dirección invertida no rotada de la

imanación (fig 4.3.5), es decir, con una dirección de la imanación hipotéticamente adquirida con posterioridad a la rotación de la Placa Ibérica y/o a la formación del pliegue.

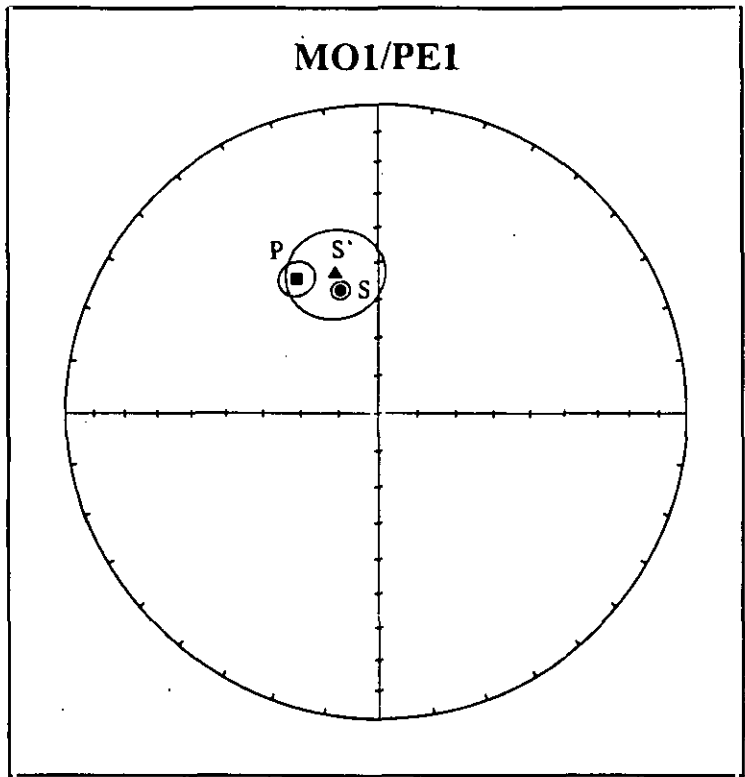


Fig 4.3.11.- Direcciones medias y círculos de confianza para las tres componentes de la imanación: S'(triángulo), S (círculo) y P(cuadrado) proyectadas en el hemisferio N.

No puede concluirse por lo tanto ningun resultado concreto concerniente a la componente S' a partir de los datos obtenidos en esta región. Esta ambigüedad se salvará con la interpretación conjunta de los resultados obtenidos en la región de Moneva y Barranco de la Peñisquera junto con los obtenidos en la región de Aguatón por lo que el origen de esta componente será discutido junto con los resultados de la región de Aguatón.

Las componentes S y P de la imanación presentan características parecidas a las ya descritas para la región de Tosos y Aguilón, si bien existen diferencias concernientes fundamentalmente a la mineralogía, como se ha descrito en el apartado 4.3.2.

La componente P presenta una intensidad de la imanación muy debil que representa un pequeño porcentaje (~10%) de la NRM inicial de las muestras. Las principales características de esta componente son las siguientes: i) presenta alternativamente polaridad normal e invertida, ii) las direcciones normal e invertida son antipodales como lo demuestra el resultado positivo del test de inversión, iii) está asociada al presencia de magnetita pura o casi pura (con un pequeñísimo contenido en Ti), que presenta diferente grado de oxidación en la superficie de los granos, y iv) la dirección obtenida para esta componente concuerda con la esperada para el periodo Jurásico en esta zona (Van der Voo, 1993).

La componente S, responsable de la mayor parte de la NRM tras la desimanación de la componente S', presenta las siguientes características: i) presenta siempre polaridad normal, ii) está relacionda con la presencia de magnetita de menor tamaño de grano que la responsable de la componente P y tal vez con cierto contenido en Ti , que presenta, al igual que en el caso de la magnetita asociada a la componente P, diversos grados de oxidación en la superficie de los granos, y iii) su dirección paleomagnética concuerda con una dirección normal Cretácica en esta zona.

El resultado del test de pliegue es neutro para esta región. Sin embargo, teniendo en cuenta las características de ambas componentes en cuanto a su dirección paleomagnética y comparándolas, además, con las componentes S y P correspondientes a la región de Tosos y Aguilón, puede decirse que la componente P es la componente primaria de la imanación, de edad correspondiente al Oxfordiense y cuyas variaciones en la polaridad reflejan los cambios de polaridad del campo magnético terrestre durante el Oxfordiense medio y superior. La componente S es interpretada, de igual manera, como una reimanación de edad Cretácica inferior cuya adquisición, como se discutió en el apartado 4.2.3, está

probablemente asociada al episodio de "rifting" que tuvo lugar durante el Barremiense Aptiense (Andrieux et al., 1989).

Este resultado corrobora los obtenidos para la región de Tosos y Aguilón concernientes a la extensión geográfica de esta reimanación.

En la figura 4.3.12 se representan conjuntamente los polos paleomagnéticos correspondientes a estas dos componentes, S y P en esta región, así como los paleopolos correspondientes. La rotación entre las componentes S y P es, en este caso, de 14.3° , resultado equivalente a la rotación entre dichas componentes encontrada en la región anterior (16°), constituyendo, de igual manera, una estimación cuantitativa de la rotación de la placa Ibérica entre las dos épocas de adquisición de las diferentes componentes de la imanación.

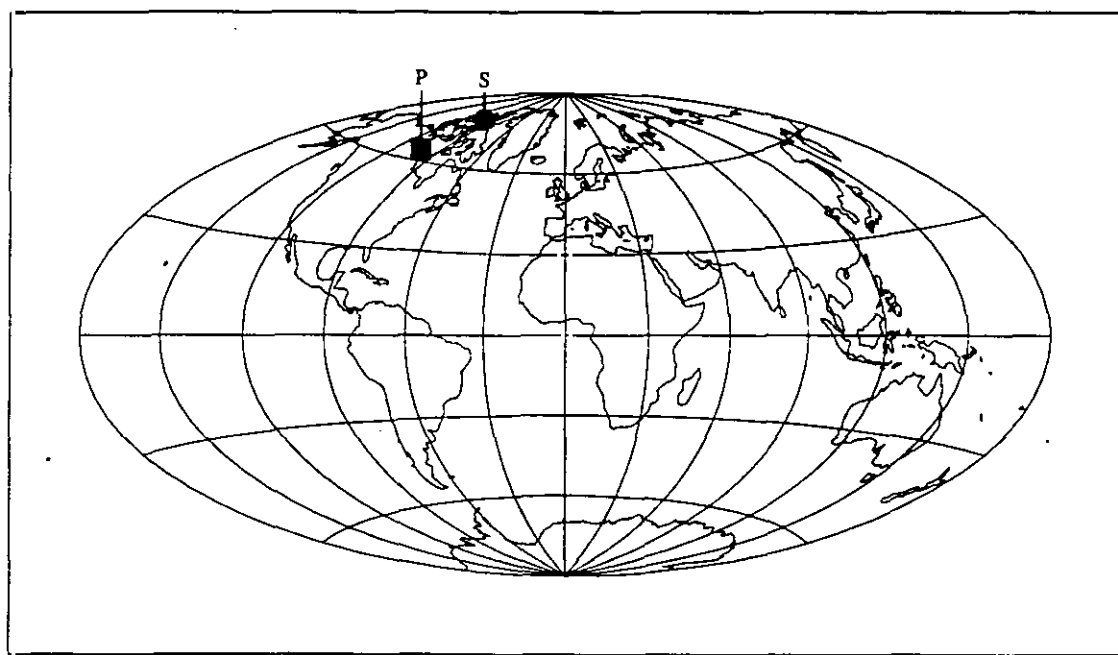


Fig 4.3.12.- Posición de los paleopolos correspondientes a las componentes P (●) y S(■) de la imanación.

Los resultados obtenidos en esta zona parecen indicar que también esta región pertenece al dominio de Iberia Estable.

2) Resultados magnetoestratigráficos

A partir de las diferentes polaridades de la imitación obtenidas para la componente P se ha elaborado una columna magnetoestratigráfica para la sección de Moneva (MO1), los datos

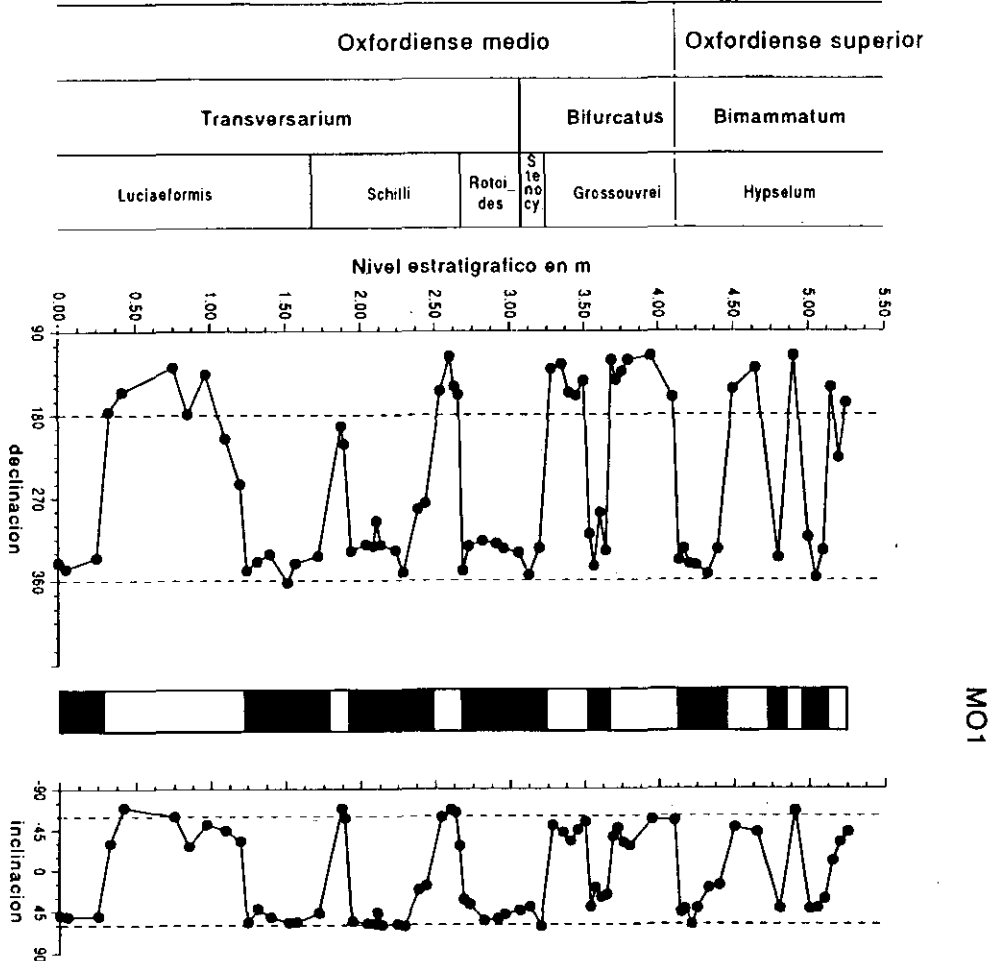


Fig 4.3.13.- Columna magnetoestratigráfica y valores de la Declinación e Inclinación respecto al nivel estratigráfico (en m) correspondiente a la sección MO1.

provenientes del afloramiento PE1 (15 testigos recogidos y analizados) no son suficientes para la elaboración de una columna magnetoestratigráfica, sirviendo en este aspecto únicamente para la corroboración de los intervalos de polaridad a los que pertenecen. En la figura 4.3.13 se representa la columna magnetoestratigráfica obtenida para la sección de Moneva (MO1). Todos los intervalos de polaridad, excepto 2 de ellos (uno normal y otro invertido en la parte superior de la columna), están representados por más de una muestra. Sin embargo, es posible correlacionar dichos intervalos representados por tan solo una muestra, entre las diferentes columnas obtenidas en el resto de las secciones estudiadas.

De la misma manera que sucedía en las columnas determinadas anteriormente los valores de declinación e inclinación reflejan las diferentes polaridades del c.m.t.. Sin embargo, también es posible observar, en algunas ocasiones, direcciones intermedias de la imanación, cercanas a una transición de polaridad que, posiblemente reflejan una dirección real del campo durante la transición de polaridad.

Esta sección es la más condensada de todas las estudiadas en este trabajo (aproximadamente 3 veces más condensada que la sección de Tosos) sin embargo es posible identificar, debido a la alta densidad de muestreo, todos los intervalos de polaridad anteriormente observados en las secciones de Tosos y Aguilón. La característica más importante puesta de manifiesto por estos resultados magnetoestratigráficos es, nuevamente, la alta frecuencia de cambios de polaridad observada durante todo el Oxfordiense medio y superior.

4.4.- Región de Aguatón

Esta región se encuentra situada a 35 Km al norte de Teruel (Fig. 4.4.1), 75 Km al sur de la región de Tosos y Aguilón y 65 Km al SW de la región de Moneva .

En esta zona se ha muestreado solo una sección, de edad comprendida entre el Oxfordiense medio y superior, denominada AT1.

La litología estudiada corresponde al nivel de oolitos ferruginosos y a la unidad de calizas con esponjas de Yátova, de diferente coloración (gris, gris amarillento o beis amarillento) correspondientes, al igual que en el resto de las regiones, a un ambiente de plataforma somera, encontrándose asimismo, estratificado en serie alternante de calizas y margas. La base de la sección corresponde a la capa de oolitos ferruginosos de edad oxfordiense (~1 m). Sobre esta capa oolítica se encuentra una zona constituida por capas de calizas de color beis amarillento, de unos 2.5 m de espesor, seguida por capas grises, similares a las de la región de Tosos y Aguilón, con un espesor aproximado de 5 m. Por último aparecen, en aproximadamente 1 m, a techo de la sección, capas de calizas de color gris amarillento.

En este caso la tasa de sedimentación es intermedia entre las correspondientes a las regiones anteriores. La longitud de la sección es de 9.3 m y abarca desde la Zona Transversarium (Oxfordiense medio) hasta la Zona Bimammatum (Oxfordiense superior). Se han recogido un total de 69 testigos, lo que corresponde a una densidad de muestreo de aproximadamente 1 testigo cada 20 cm.

La tectónica que afecta a esta sección es también de edad Oligocena-Miocena (Pérez González et al., 1971; Aguirre et al., 1976). La corrección tectónica aplicada (dirección/buzamiento) es 327°/77°NE.

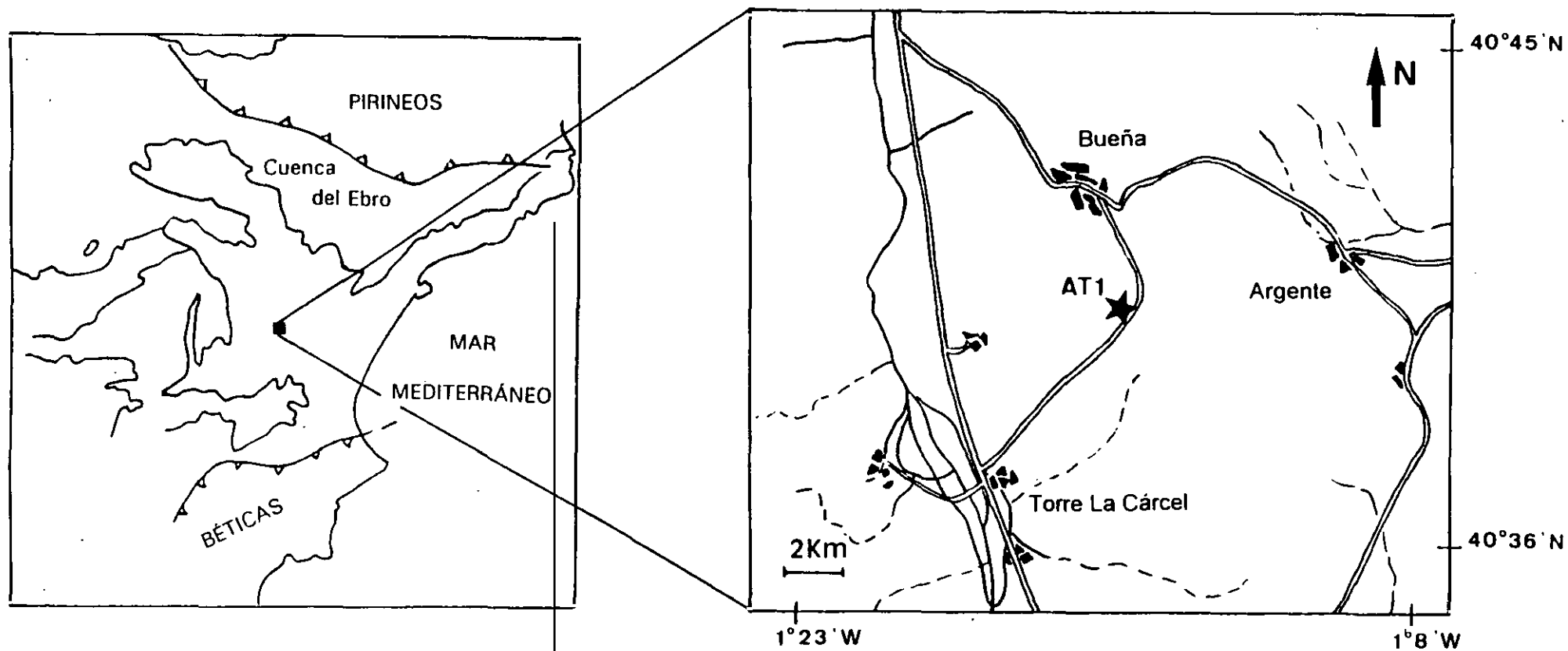


Fig. 4.4.1.- Situación geográfica de la sección de Aguatón (AT1). Mapa del I.G.M.E. No: 541 (Sta Eulalia).

4.4.1.- Experimentos de IRM

Se han seleccionado 6 muestras para ser sometidas a la adquisición progresiva (desde 0 T hasta 1.5 T) y desimanación térmica de 3 componentes perpendiculares de la IRM (Lowrie, 1990), distribuidas entre los diferentes tipos de litología presentes en el afloramiento.

La variación litológica presente en la sección queda reflejada en los resultados obtenidos en los experimentos de IRM.

Tanto en el proceso de adquisición de la IRM como durante la desimanación térmica, las muestras se comportan de manera que pueden dividirse en dos grupos diferentes, dentro de cada cual el comportamiento observado es muy uniforme en todas las muestras analizadas. En un primer grupo, correspondiente a las calizas de color gris, los resultados de los experimentos de IRM son similares a los obtenidos en la región de Tosos y Aguilón (fig. 4.4.2 a y b). Es decir, se observa una rápida saturación de las muestras, lo que indica la presencia de minerales de baja coercitividad. En la desimanación térmica se observa la presencia prácticamente exclusiva de minerales de $H_c < 0.12T$. La contribución de las fases magnéticas de alta ($0.4T < H_c < 1.5T$) y media ($0.12T < H_c < 0.4T$) coercitividad es despreciable. La T_{Bmax} de las fases magnéticas de baja coercitividad es $575^{\circ}C$ - $580^{\circ}C$ y presenta un espectro continuo de temperaturas de desbloqueo con una primera inflexión entre $350^{\circ}C$ y $450^{\circ}C$ y una segunda en $T_{Bmax}=580^{\circ}C$. Es decir, se tienen 2 fases magnéticas diferenciadas correspondientes a minerales de baja coercitividad que corresponden a las fases A y B de magnetita encontradas en las secciones de Tosos y Aguilón (los resultados de la NRM, como se verá más adelante, muestran también un comportamiento similar). La fase A presenta una $T_{Bmax} = 450^{\circ}C$ mientras que para la fase B se tiene $T_{Bmax} = 580^{\circ}C$, correspondiendo, ambas fases, a magnetita que, como ya se ha descrito en las secciones precedentes, tiene distinto tamaño de grano y/o distinto contenido de Ti.

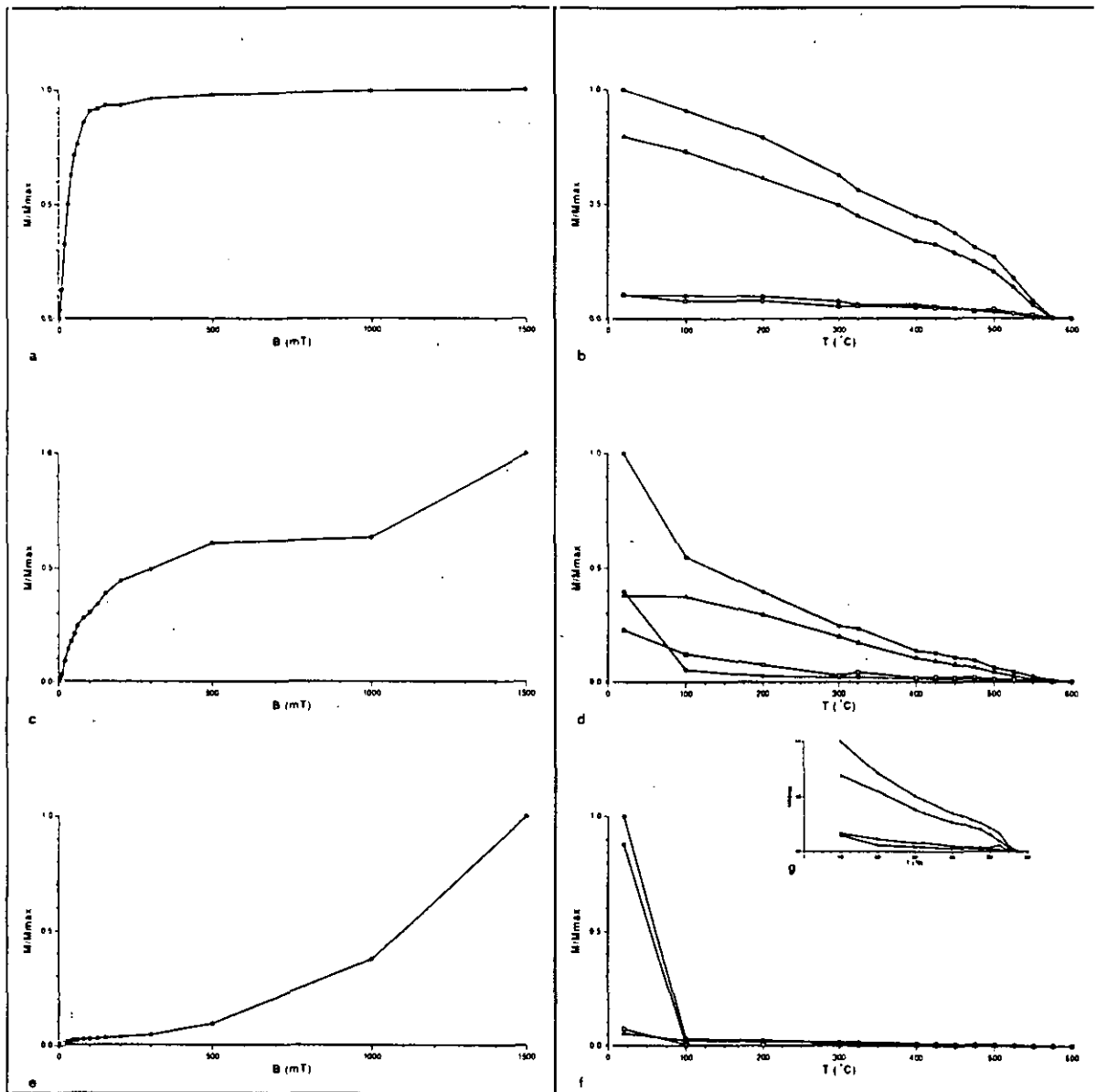


Fig 4.4.2.- Curvas de adquisición y desimancación térmica de 3 componentes, correspondientes a las diferentes litologías presentes en la sección de AT1. (a) y (b) corresponden a muestras de color gris (muestras sin goetita). El resto pertenecen a muestras con goetita: (c) y (d) a muestras de color beis amarillento, (e) y (f) a muestras de color gris amarillento (muestras con gran cantidad de goetita). El recuadro pequeño (g) corresponde una ampliación de la muestra (f), sin la goetita. • representa el módulo de la intensidad de la imanación total, Δ las fases magnéticas correspondientes a $H_c < 0.12T$, \circ las correspondientes a $0.12T < H_c < 0.4T$ y \bullet representa las fases correspondientes a $H_c > 0.4T$.

El segundo grupo de muestras está formado por las muestras correspondientes a las litologías que presentan colores amarillentos (beis amarillento y gris amarillento) y a las muestras con oolitos ferruginosos. A pesar de estas diferencias litológicas entre las muestras pertenecientes a este grupo (especialmente las muestras que contienen oolitos ferruginosos son claramente diferenciables del resto), su comportamiento frente a los experimentos de IRM es muy similar, lo que refleja la similitud en la composición mineralógica de estas muestras.

Las curvas de adquisición de la IRM (fig 4.4.2 c y e) muestran la presencia de minerales con diferentes fuerzas coercitivas, de manera que se van imanando progresivamente, sin que se alcance la saturación para valores del campo aplicado menores o iguales de 1.5 T. La desimanación térmica de las 3 componentes perpendiculares de la IRM (fig. 4.4.2 d y f) permite diferenciar las diferentes fases magnéticas. Se observa una primera fase con $T_{Bmax} \leq 100^{\circ}C$, que no se observaba en el primer grupo de muestras, correspondiente a un mineral de alta coercitividad ($H_c > 0.4T$), es decir, se trata de goetita y presenta, además, las mismas propiedades que la goetita encontrada en la región de Moneva y Barranco de la Peñisquera. El origen de la goetita presente en estas muestras puede ser de muy diversa naturaleza, pudiendo ser, además, como ya se discutió en el capítulo anterior, de diferente origen en las muestras que contienen oolitos ferruginosos que en las muestras que no presentan oolitos. La cantidad de goetita es considerablemente mayor en las muestras que contienen oolitos ferruginosos, así como en las muestras de color gris amarillento (fig 4.4.2 e y f) que aparecen en las capas más jóvenes de la sección, mientras que las capas de color beis amarillento contienen menor cantidad de dicho mineral (fig 4.4.2 c y d).

Además de esta fase magnética se encuentran de nuevo, perfectamente diferenciables las fases magnéticas A y B de minerales de baja coercitividad que se encuentran en el grupo de muestras sin goetita, cuyas T_{Bmax} son de nuevo $450^{\circ}C$ y $580^{\circ}C$ respectivamente.

También los resultados de la desimanación de la NRM corroboran la equivalencia de dichas fases con el resto de las secciones.

La contribución de las fases de coercitividad media ($0.12T < H_c < 0.4T$) es despreciable en este caso.

4.4.2.- Comportamiento durante la desimanación

1) Metodología empleada

En líneas generales la metodología es similar a la descritas en los capítulos anteriores excepto pequeñas diferencias debido a las diferencias en la mineralogía observadas en los experimentos de IRM.

Teniendo en cuenta tanto los resultados obtenidos en la IRM para esta región como los obtenidos en la desimanación de la NRM en las demás regiones, ninguna muestra ha sido sometida a la desimanación por campos alternos decrecientes, sino que todas ellas han sido desimanadas mediante el lavado térmico.

En primer lugar han sido tratadas una docena de muestras piloto repartidas entre las diferentes litologías, que han sido calentadas entre 0°C y 600°C en pasos sucesivos cada 25°C . Los resultados obtenidos indican la presencia de 2 o 3 componentes de la imanación para las muestras sin y con goetita respectivamente. Estas componentes de la imanación corresponden, asimismo, a las fases magnéticas A, B y C diferenciables en la desimanación de la IRM.

En base a estos resultados se ha desimanado el resto de las muestras entre 0°C y 600°C tomando distintos intervalos de temperatura, que oscilaban entre 10°C y 100°C , dependiendo del tipo de muestra analizada y del rango de temperatura en el que se estaban desimanando.

Para las muestras que presentan goetita ha sido necesario un tratamiento muy meticuloso en los primeros pasos del calentamiento (entre 0°C y 100°C), con el objeto de poder

determinar la dirección paleomagnética correspondiente a esta componente, ya que dicha fase magnética presentaba una T_{Bmax} extremadamente baja ($70^{\circ}C < T_{Bmax} < 100^{\circ}C$), así como una superposición, en algunos casos, de una componente viscosa natural (inicial) con T_{Bmax} del orden de $40^{\circ}C$.

A partir de $450^{\circ}C$, de igual manera que en las secciones precedentes, el peso de la componente viscosa de la imanación creada durante el calentamiento de las muestras, comienza a adquirir una importancia considerable, de forma que ha sido necesario un especial cuidado en el proceso de desimanación y medición de las muestras a partir de esta temperatura, similar al descrito en las secciones anteriores.

Asimismo se ha medido la susceptibilidad magnética a temperatura ambiente en cada etapa del lavado térmico, con objeto de determinar los cambios mineralógicos que puedan tener lugar durante este proceso.

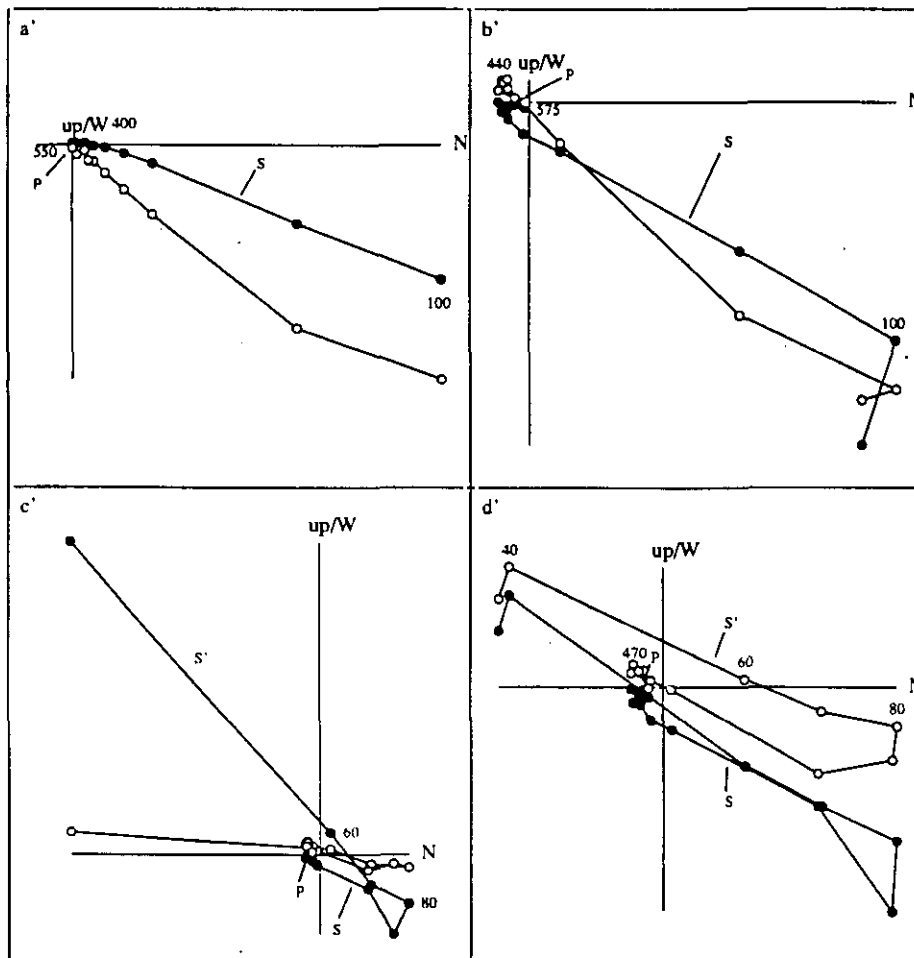
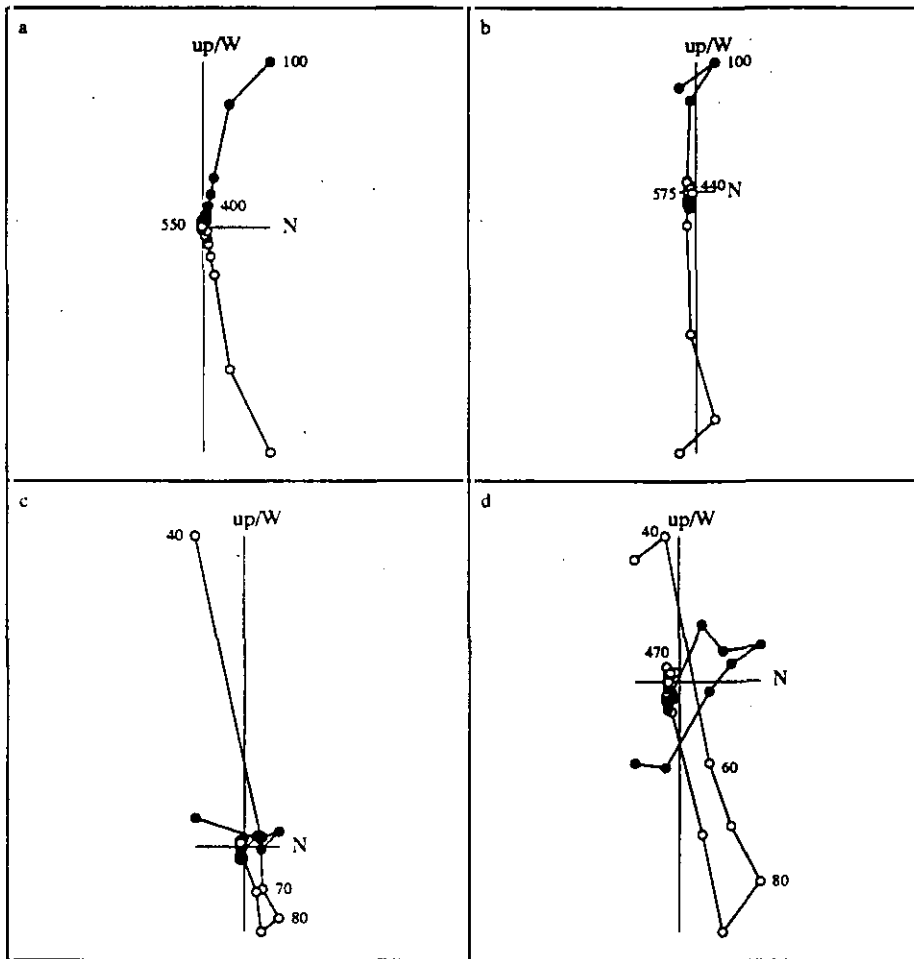
Las direcciones paleomagnéticas han sido determinadas por el método de "análisis de la componente principal" (Kirschvink, 1980).

2) Desimanación de la NRM

La intensidad de la NRM en esta sección varía entre 0.2 y 5 mA/m.

Durante la desimanación de la NRM pueden distinguirse los dos grupos de muestras que se encontraron en los experimentos de IRM.

En todas las muestras analizadas se distinguen las mismas componentes S y P de la imanación, que han estado hasta ahora presentes en todas las secciones investigadas, correspondientes también a las fases magnéticas A y B. En las muestras correspondientes al segundo grupo diferenciado en los experimentos de IRM, se distingue además una tercera componente de la imanación asociada a la goetita existente en estas muestras y correspondiente, probablemente, a la componente S' definida en la sección MO1. En la figura 4.4.3 se muestran algunos ejemplos de ambos grupos de muestras antes y después de la corrección tectónica.



←Fig. 4.4.3.- Diagramas de Zijderverld, sin corrección tectónica y con corrección tectónica, correspondientes dos muestras sin goetita (a, b y a', b') y para dos muestras con goetita (c,d y c',d'). Los números indican temperatura en grados centígrados.

Esta componente presenta una temperatura de desbloqueo muy baja ($\sim 80^{\circ}\text{C}$) y es aislada a partir de aproximadamente 40°C . El mineral portador de esta componente paleomagnética es la goetita, identificada en los experimentos de IRM. En algunos casos la intensidad de

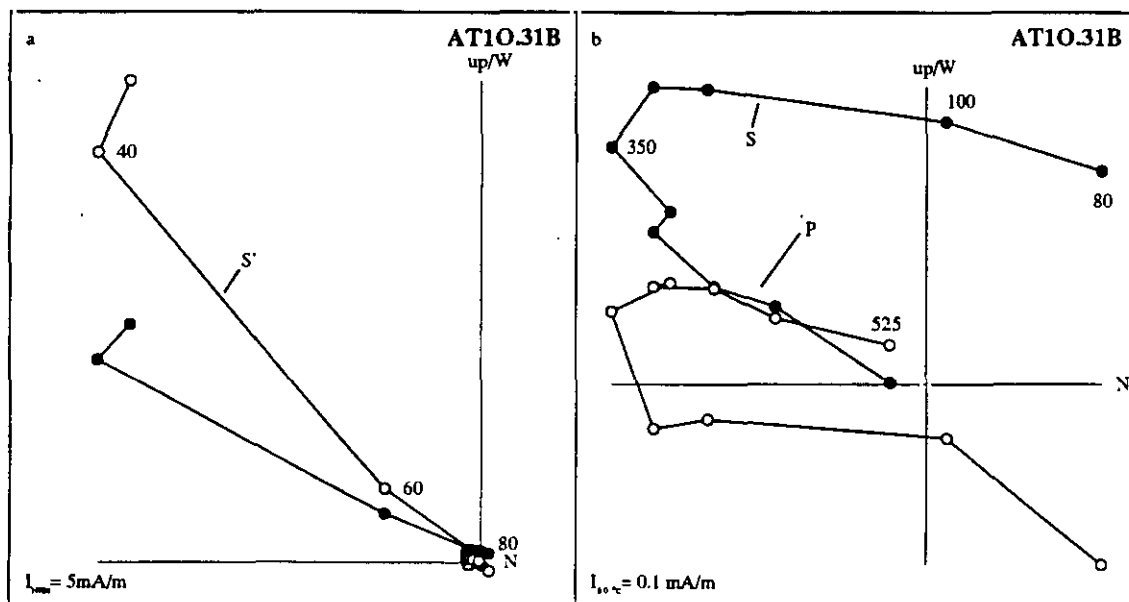


Fig 4.4.4.- Diagrama de Zijderveld correspondiente a la desimanación térmica de una muestra con oolitos ferruginosos. a) diagrama completo donde se distingue la componente S' portadora de la mayor parte de la NRM inicial. b) diagrama resultante tras eliminar los primeros pasos de temperatura con el objeto de eliminar la componente S' y de distinguir las componentes S y P (en este caso invertida) de la imanación.

esta componente constituye un alto porcentaje de la NRM inicial de las muestras (en algunos casos de incluso el 99%!, ver fig. 4.4.4), pero incluso en estos casos ha sido posible aislar, además de la componente S', las componentes S y P de la imanación, siempre y cuando el análisis de las muestras fuera lo suficientemente cuidadoso como para eliminar la componente viscosa de la imanación.

La goetita presenta, en muchas de las muestras que la contienen, una dirección invertida de la imanación (Dec= 205.6°, Inc=-41.1°, α_{95} =9.1°, tabla 4.4.1) que coincide con la dirección inversa de la obtenida para la componente S. En algunas de las muestras que presentan goetita no es posible aislar esta componente, estas muestras son precisamente las que presentan un color beis amarillento, en las que, ya en los experimentos de IRM, se había detectado un menor contenido de goetita. En estas muestras se obtienen direcciones aleatorias en las primeras etapas del lavado térmico, debido probablemente a la superposición de la componente S y de la componente viscosa natural sobre la dirección de la goetita. En la figura 4.4.5 se representan, en proyección de igual área, las direcciones de la imanación correspondientes a esta componente S' antes y después de efectuar la corrección tectónica.

Las características de las componentes S y P son similares a las observadas para las mismas componentes en las secciones anteriores. La primera componente, componente S, correspondiente a la fase A de magnetita es la componente portadora de la mayor parte de la intensidad de la NRM. Esta componente se aísla a partir de 200°C y tiene una T_{Bmax} comprendida entre 350°C y 450°C. En la figura 4.4.6 está representada la dirección de esta componente, en proyección de igual área, obtenida para todas las muestras analizadas. Puede observarse que presenta siempre polaridad normal, lo cual pone de manifiesto su carácter secundario, sin embargo, su dirección paleomagnética (Dec=27.1°, Inc=34.2°, α_{95} =2.5°, tabla 4.4.1) no coincide con la observada para la componente S en las secciones anteriores, sino que está rotada 46° hacia el E con respecto a la región de Tosos y Aguilón, y 44° en la misma dirección con respecto a la región de Moneva y Barranco de la

componente	n	Dec	Inc	No C.T.		Dec	Inc	C.T.	
				K	α_{95}			K	α_{95}
P (Normal)	26	286,6	43,6	21,1	6,3	12,5	37,1	21,1	6,3
P (Invertida)	43	105,3	-46,7	8,7	7,8	196,5	-36,8	8,7	7,8
P (N+I)	69	236,9	52,9	5,3	8,2	14,9	37	11,3	5,3
S	69	282,5	55,5	46,6	2,5	27,1	34,2	46,6	2,5
S'	17	94,3	-50,6	17,3	9,1	205,6	-41,1	17,3	9,1

Tabla 4.4.1.- Direcciones de la imanación (Dec. e Inc.), número de muestras investigadas (n) y parámetros estadísticos (K y α_{95}) para las tres componentes de la imanación presentes en la sección AT1.

Componente	AT1/AG1	AT1/AG2	AT1/AG4	AT1/TO3	AT1/PE1	AT1/MO1
P	49,1	54	55,4	47,6	57,4	43,7
S	45	56	46	41,7	59,3	41,6
S'					57	41,2

Tabla 4.4.2.- Diferencia en los valores de la declinación de las diferentes componentes de la imanación en AT1 respecto al resto de los afloramientos estudiados.

Peñisquera (tabla 4.4.2). Es decir, teniendo en cuenta el conjunto de los resultados obtenidos para todas las secciones, esta región presenta una rotación de aproximadamente 45° hacia el E con respecto a la dirección Cretácica esperada para esta zona (Moreau et al., 1992, Van der Voo, 1993).

Tras haber desimanado la componente S, aparece la componente P, que presenta una T_{Bmax} que oscila entre 540°C y 580°C y representa, al igual que en las secciones anteriores, un porcentaje muy pequeño (~10%) de la NRM inicial de las muestras. Esta es la componente correspondiente a la fase de magnetita de alta temperatura (fase B) identificada en los experimentos de IRM. Como se encontró en las restantes secciones, esta componente presenta direcciones de la imanación con polaridad normal e invertida (fig. 4.4.7).

La dirección media de esta componente (Dec=14.9, Inc=37.0, α_{95} =5.3, tabla 4.3.1) está también rotada hacia el E respecto a las regiones anteriores (51° respecto a la zona de Tosos y Aguilón y 46° respecto a la región de Moneva y barranco de la Peñisquera, tabla 4.4.2). Es decir, presenta una rotación media de aproximadamente 48.5° con respecto a la dirección Jurásica esperada para esta zona (Van der Voo, 1993).

Las direcciones medias obtenidas para las componentes normal e invertida (Fig 4.4.7, tabla 4.4.1) pasan el test de inversión (McFadden y McElhinny, 1990), obteniéndose la

clasificación B ($\gamma=3.2^\circ$, $\gamma_c=9.6^\circ$), lo que corrobora el caracter antipodal de ambas direcciones medias de la imanación, y pone, además, de manifiesto la correcta determinación de la componente P eliminando la posible superposición de cualquier otra componente magnética.

Componente S'

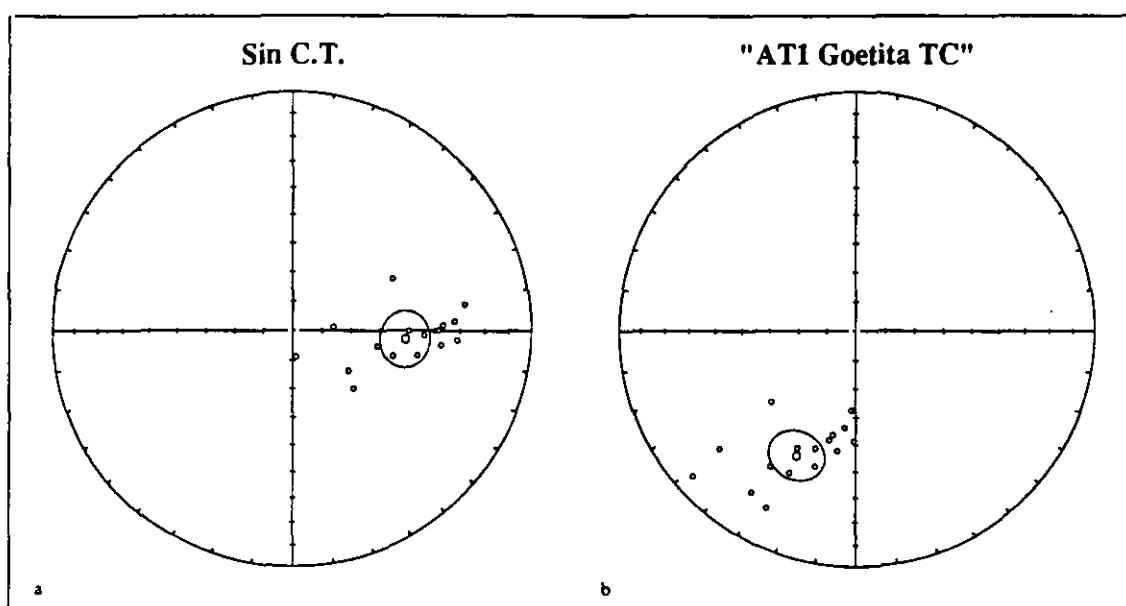


Fig 4.4.5.- Proyección de igual área de la dirección de la imanación correspondiente a la componente S' antes (a) y después (b) de la corrección tectónica.

Las direcciones medias obtenidas para las componentes normal e invertida (Fig 4.4.7, tabla 4.4.1) pasan el test de inversión (McFadden y McElhinny, 1990), obteniéndose la clasificación B ($\gamma=3.2^\circ$, $\gamma_c=9.6^\circ$), lo que corrobora el caracter antipodal de ambas direcciones medias de la imanación, y pone, además, de manifiesto la correcta

Componente S

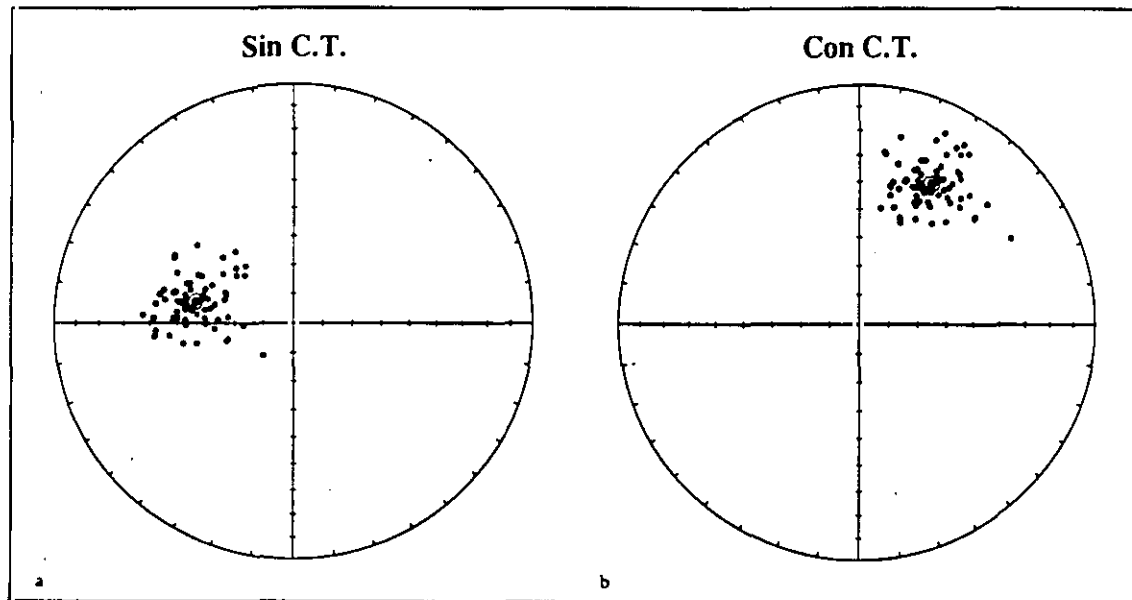


Fig 4.4.6.- Proyección de igual área de las direcciones de la imanación correspondientes a la componente S antes (a) y después (b) de la corrección tectónica.

determinación de la componente P eliminando la posible superposición de cualquier otra componente magnética.

Se observa también una diferencia en los valores obtenidos para la inclinación con respecto a los obtenidos en las diferentes regiones, tanto para la componente S como para la componente P. Esta diferencia puede tener su origen en diversas causas y será discutida en el siguiente capítulo.

Susceptibilidad magnética

El valor de la susceptibilidad inicial es muy similar en todas las muestras, excepto, al igual que en la región de Moneva y Barranco de la Peñisquera, en las muestras que contienen

Componente P

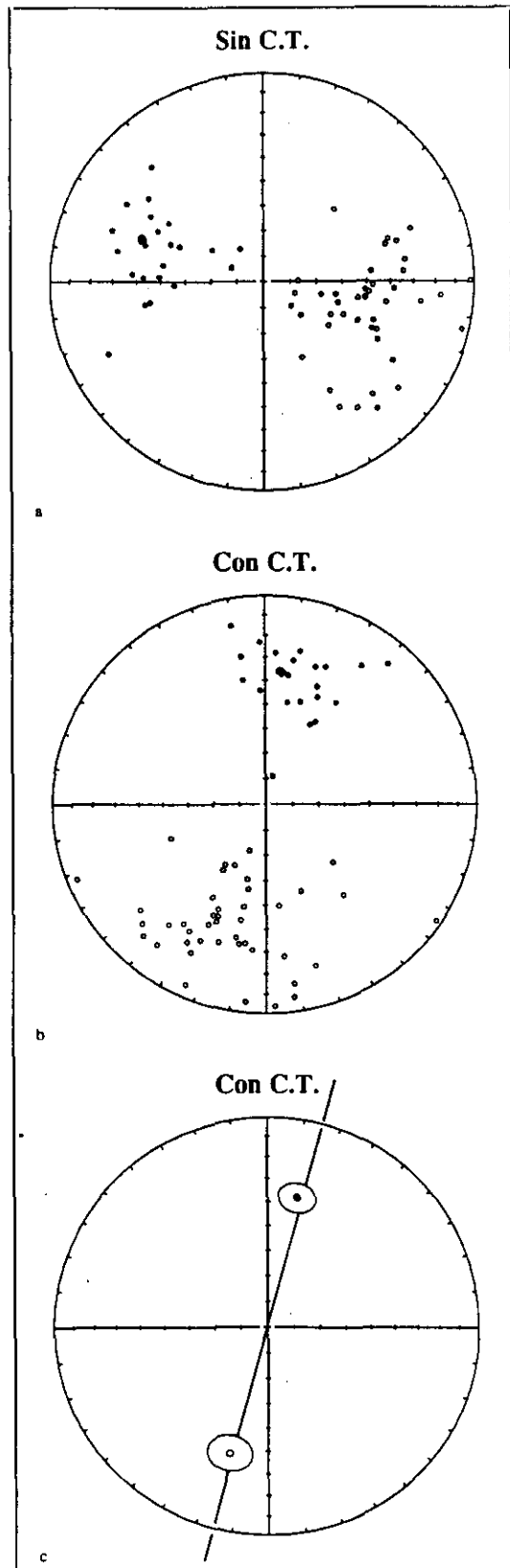


Fig. 4.2.7.- Proyección de igual área para las direcciones obtenidas para la componente P de la imanación. a) Antes de la corrección tectónica, b) después de la corrección tectónica y c) direcciones medias y círculo de confianza para las direcciones normal e invertida después de aplicar la corrección tectónica.

oolitos ferruginosos, las cuales presentan valores más altos de este parámetro. El valor medio de la χ es de 294.5 u.S.I. en las capas con oolitos y 42.4 u.S.I. en el resto. En la figura 4.4.8 se representa la evolución de la χ respecto al nivel estratigráfico para esta sección observándose, al igual que en el resto de las secciones, valores en general más altos para las capas más jóvenes.

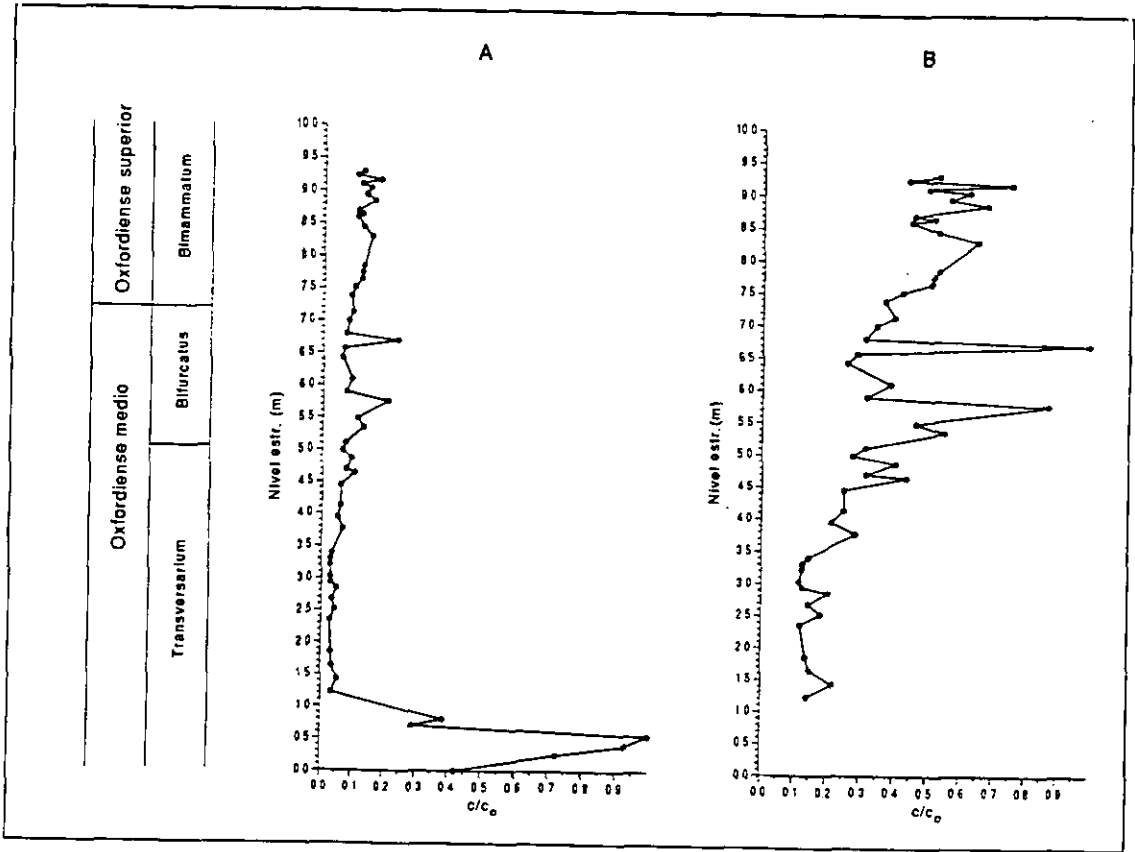


Fig 4.4.8.- Variación de la susceptibilidad magnética (χ) respecto al nivel estratigráfico de las muestras de la sección AT1. En la columna A se han representado todas las muestras mientras que en la columna B se han eliminado las muestras que contienen oolitos ferruginosos con el fin de distinguir más claramente las diferencias existentes en el valor de la c en el resto de las capas.

También en esta sección la χ ha sido medida en todos los pasos de la desimanación térmica a temperatura ambiente, con el fin de controlar los cambios mineralógicos que hayan podido ocurrir durante el proceso del calentamiento (fig 4.4.9). Pueden observarse las diferencias relacionadas con las diferentes litologías. En primer lugar las muestras de color

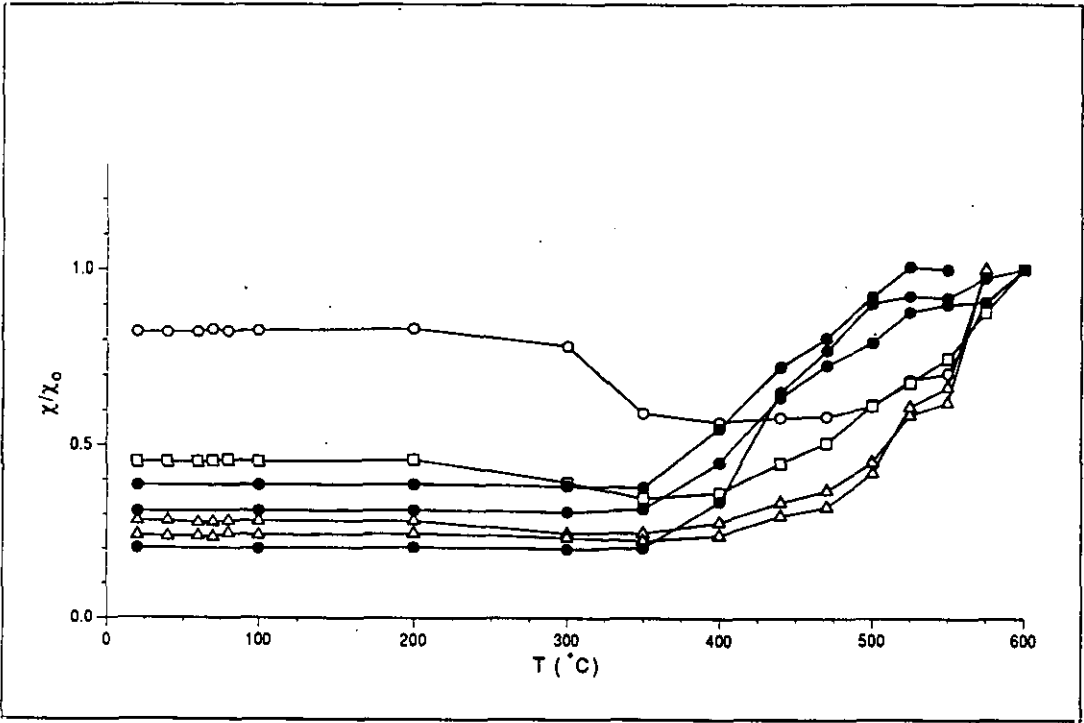


Fig 4.4.9.- Comportamiento de la χ durante el calentamiento en la desimanación térmica. Los símbolos abiertos corresponden a muestras con goetita (círculos: muestra con oolitos ferruginosos, cuadrados: muestra de color gris amarillento y triángulos: muestras de color beis amarillento) y los símbolos cerrados corresponden a muestras de color gris (muestras sin goetita).

gris (muestras sin goetita) presentan un comportamiento similar al que se observaba en las muestras pertenecientes a las secciones de Tosos y Aguilón, es decir, se mantiene constante durante las primeras etapas del lavado, hasta 350°C, aumentando considerablemente a

partir de este valor de temperatura, hasta alcanzar valores incluso 3 veces mayores que los iniciales, a 600°C. Este hecho pone de manifiesto la creación de nueva magnetita que, como se ha discutido en las secciones anteriores, proviene de la alteración de óxidos o sulfuros de Fe existentes inicialmente en las muestras. Esta nueva magnetita es la responsable del comportamiento viscoso que, también en esta sección, presentaron durante el calentamiento, todas las muestras analizadas.

El segundo grupo de muestras, compuesto por las muestras que contienen goetita, presenta un comportamiento similar al ya descrito en las secciones de Moneva y Barranco de la Peñisquera, es decir, el valor de la χ se mantiene constante hasta aproximadamente 300°C. A partir de este valor el valor de la χ disminuye de manera que, en las muestras de color gris amarillento o con oolitos ferruginosos (muestras con gran cantidad de goetita), vuelve a aumentar de nuevo a partir de aproximadamente 500°C, alcanzando su valor mínimo a temperaturas alrededor de 450°C. En las muestras que contienen menor cantidad de goetita (muestras de color beis amarillento), se observa la misma pauta de comportamiento. Sin embargo, debido al menor contenido en goetita, la disminución en el valor de la susceptibilidad que tiene lugar entre 300°C y 400°C es considerablemente menor que en las descritas anteriormente.

El valor final de la χ en las muestras que contienen mucha goetita es aproximadamente 3 veces mayor que el valor inicial en las que contienen poca goetita, observándose un menor incremento de este parámetro, durante el calentamiento, en las muestras que contienen gran cantidad de dicho mineral.

A partir de todos estos datos puede concluirse que la disminución observada en la χ es debida a la transformación de la goetita en hematita. Esta disminución de la χ se observa tan solo en las muestras que contienen goetita, siendo además más acusado en las muestras que contienen gran cantidad de este mineral, por lo que puede decirse entonces que dicha disminución es debida a la conversión de la goetita, en hematita. Esto corrobora la hipótesis

que se suponía en la región de Moneva y Barranco de la Peñisquera, en la que todas las muestras presentaban este comportamiento ya que todas ellas contenían goetita.

El posterior aumento de la χ es debido a la creación de la nueva magnetita responsable de la componente viscosa de la imanación.

Las curvas observadas para las muestras que contienen goetita presentan entonces, a partir de 300°C, un solapamiento de ambos efectos de disminución y aumento de la χ de manera que la curva corresponde a la suma de ambos, reflejando tan solo cual de los dos efectos es predominante, sin que sea posible determinar entonces, a partir de dichas curvas, ninguna estimación cuantitativa de cualquiera de los dos fenómenos.

4) Viscosidad magnética

Como se vio ya en los afloramientos anteriores, el comportamiento viscoso de las muestras constituye una de las características más relevantes del comportamiento de las mismas durante el proceso de desimanación térmica.

Este fenómeno es debido a la creación de magnetita durante el calentamiento, puesto de manifiesto en el análisis de la susceptibilidad magnética de las muestras sin goetita. Esta nueva magnetita, proviene, como ya ha sido discutido, de la alteración de óxidos y sulfuros de Fe presentes inicialmente en las muestras estudiadas y presenta, al igual que en todos los casos anteriores, un comportamiento superparamagnético a temperatura ambiente.

Para la medida y eliminación de la componente viscosa de la imanación se ha utilizado, también en este caso, el programa "visualización de la imanación" (Lévequê, 1992). Los resultados se muestran en la figura 4.4.10 donde se representa el comportamiento viscoso de las muestras frente a la temperatura durante todo el proceso del lavado térmico. Desde el inicio del tratamiento existe una contribución de la componente viscosa de la imanación. Sin embargo ésta no es importante para temperaturas menores de 350°C. A partir de esta temperatura es cuando la creación de nueva magnetita constituye un fenómeno relevante,

como se observa en la evolución de la susceptibilidad magnética, de manera que aumenta considerablemente la componente viscosa de la imanación.

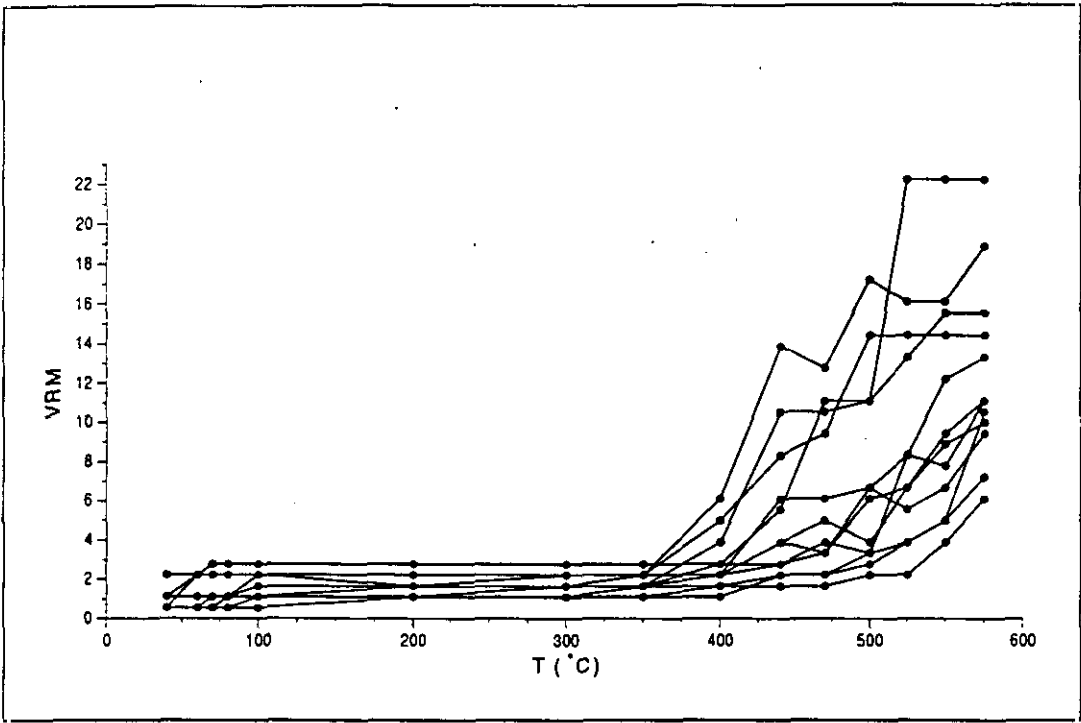


Fig 4.4.10.- Comportamiento de la componente viscosa de la imanación durante el lavado térmico, expresado en función del porcentaje de la componente máxima inicial de la intensidad de la imanación desde el momento en el que la muestra es introducida en el magnetómetro hasta que se efectúa la medida (Lévêque, 1992).

El tiempo necesario para la eliminación de la componente viscosa ha sido similar al empleado en los afloramientos anteriores, es decir, ha sido necesario mantener las muestras en ausencia de campo magnético durante un tiempo comprendido entre 1 y 10 minutos para hacer desaparecer dicha componente viscosa. Como ya se comentó anteriormente, esta componente nunca se elimina completamente debido a que la temperatura en el interior del magnetómetro (donde se ha mantenido a la muestra, en campo nulo, previamente a la

medida) es ligeramente menor que la temperatura ambiente por lo que se bloquea el momento magnético de algunas partículas. Sin embargo, el resultado positivo del test de inversión confirma, también en este caso, que dicha componente viscosa ha sido suficientemente eliminada, ya que el carácter antipodal de las direcciones normal e invertida de la componente primaria de la imanación indica que no existe ninguna superposición considerable de cualquier otra componente magnética.

El comportamiento viscoso es similar al que se observaba en la región Moneva y Barranco de la Peñisquera, aunque puede decirse que, en esta sección, se observa una contribución ligeramente mayor de la componente viscosa que la observada en la región anterior, la diferencia observada es, sin embargo, muy pequeña. No existen datos para la comparación de este fenómeno en esta zona con el observado en la región de Tosos y Aguilón, ya que para aquellas secciones no se dispone de ninguna medida cuantitativa de este comportamiento.

4.4.3.- Discusión de los resultados

1) Resultados paleomagnéticos

En esta sección puede diferenciarse la presencia de 3 componentes distintos de la imanación.

En primer lugar se diferencia una componente S' (fig. 4.4.5) relacionada con la presencia de la goetita detectada en los experimentos de IRM. Esta componente presenta una temperatura de desbloqueo siempre inferior a 100°C pero con una dirección coherente en todas las muestras en las que se distingue. La dirección obtenida para esta componente antes de la corrección tectónica (Dec=61.4°, Inc=-60.2°, α_{95} =22.7°, tabla 4.4.1) indica claramente que no se trata del campo actual y su dirección media tras la corrección tectónica presenta polaridad invertida con una rotación de 25.6° hacia el E, coincidiendo

con la rotación que presenta en esta sección la componente S de la imanación. En la figura 4.4.11 se representa la proyección de igual área de esta componente junto con las de S y P.

Las componentes S y P presentan características similares a las descritas en las secciones anteriores:

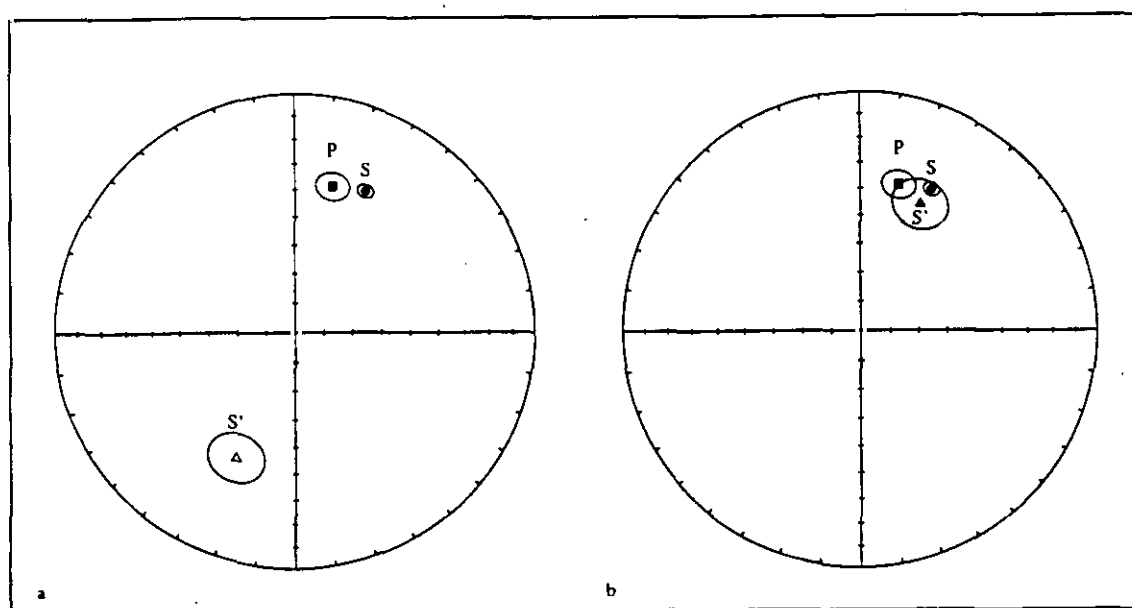


Fig 4.4.11.- (a) Direcciones medias de la imanación de las 3 componentes (S', S y P) de la imanación y círculos de confianza (α_{95}) correspondientes. En (b) se representan las tres componetes conjuntamente en el hemisferio N.

La componente S (fig. 4.4.6) representa la mayor parte de la NRM inicial en las muestras que no contienen goetita o que contienen poca goetita, y la mayor parte de la NRM, después de calentar a 100°C, en las muestras con gran cantidad de dicho mineral. Las características de esta componente son: i) Presenta siempre polaridad normal, ii) está relacionada con la presencia de magnetita de pequeño tamaño de grano o determinado contenido de titanio, iii) Presenta una dirección de la imanación antes de la corrección

tectónica que es claramente diferente del c.m.t. actual, y iv) su dirección paleomagnética (después de la corrección tectónica) presenta una rotación de 27.1° hacia el E.

La componente P de la imanación (fig. 4.4.7) representa, al igual que en las secciones anteriores un porcentaje muy pequeño de la NRM inicial. Las características de esta componente, muy similares a las de las regiones anteriores, son las siguientes: i) presenta alternativamente polaridad normal e invertida, las direcciones normal e invertida son antipodales obteniéndose una clasificación positiva (B) del test de inversión, iii) está relacionada con la presencia de magnetita pura o con muy poco contenido en Ti, y iv) presenta una dirección de la imanación rotada 14.9° hacia el E. En la tabla 4.4.3 se detallan las direcciones de los paleopolos obtenidas para las tres componentes de la imanación.

	Plat	Plong	α_{95}
Componente P	67.6	140	5.2
Componente S	58.5	123.8	2.3
Componente S'	64.5	119.2	8.5

Tabla 4.4.3.- Latitud y longitud de los polos paleomagnéticos y valor del círculo de confianza (α_{95}) para las tres componetes de la imanación.

En esta región no se dispone de datos para la realización de un test del pliegue. Sin embargo, la diferencia angular entre las componetes S y P de la imanación (figs. 4.4.11 y 4.4.12) es de 12.2°, la cual es equivalente a las encontradas en las regiones de Tosos y Aguilón y Moneva y Barranco de la Peñisquera (16° y 14.3° respectivamente). Si se comparan además las características (tanto concernientes a la mineralogía como a la polaridad de la imanación) de las componentes S y P en esta sección con las componentes S y P determinadas en las secciones anteriores (especialmente con las correspondientes a

las de la región de Tosos y Aguilón), puede concluirse que la componente P constituye la componente primaria de la imanación mientras que la componente S representa una reimanación adquirida tras una rotación de la península Ibérica de 12.2° desde la época de formación de las rocas (Oxfordiense medio y superior), es decir, ha sido adquirida coetáneamente con la componente S correspondiente al resto de las regiones estudiadas. La componente S en AT1 constituye, por lo tanto, una reimanación de edad Cretácica, o, al menos pre-Oligocena como se vio en las secciones anteriores.

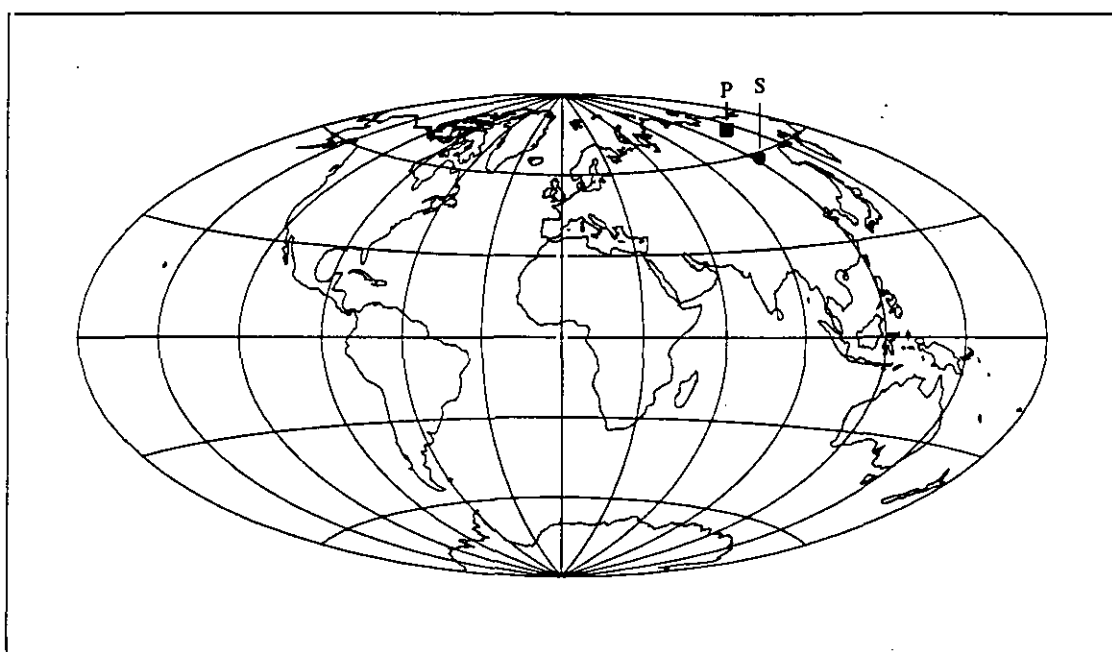


Fig 4.4.12.- Paleopolos correspondientes a las componentes S (cuadrados) y P (círculos) de la imanación en la sección AT1.

Este resultado implica la asunción de una rotación de este afloramiento con respecto a un eje vertical (o cercano a la vertical), lo cual constituye la evidencia de que no todo el Sistema Ibérico puede ser considerado como perteneciente al dominio de Iberia Estable, como había sido asumido previamente. Son necesarios, sin embargo otros estudios

paleomagnéticos en rocas de la misma y diferentes edades en esta y otras zonas del Sistema Ibérico para determinar la extensión de dicha rotación, ya que podría tratarse también de un fenómeno de carácter muy local dentro de la Cordillera. Algunos estudios recientes (Calvo, 1993) demuestran que esta zona de la Cordillera ha sufrido una tectónica muy activa.

No existen datos suficientes para la datación de dicha rotación, con los datos de los que se dispone en este trabajo es posible afirmar, tan sólo, que dicha rotación ha tenido lugar con posterioridad a la adquisición de la componente S, es decir después del Cretácico inferior, ya que esta componente se encuentra afectada por la rotación. Sin embargo, teniendo en cuenta la dirección del plegamiento que afecta a la sección estudiada, coherente con los plegamientos en esta región y con la dirección principal de plegamientos del Sistema Ibérico, puede decirse que dicha rotación es, probablemente, anterior al plegamiento, es decir pre-Oligocena.

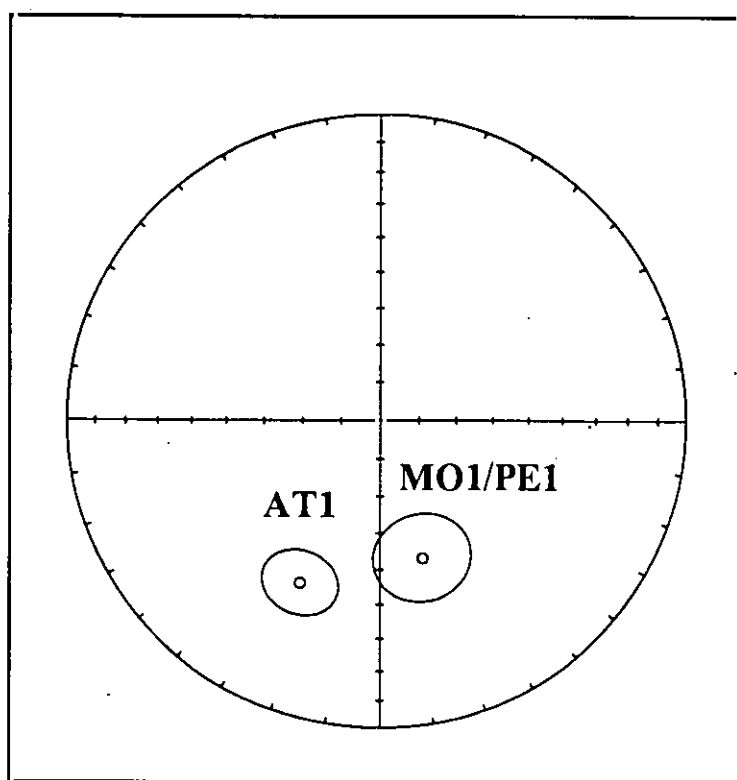


Fig. 4.4.13.- Direcciones de la imantación de la componente S' y círculos de confianza (α_{95}) correspondientes en MO1/PE1 y AT1.

En la tabla 4.4.2 se representa la rotación en las componentes de la imanación en este afloramiento respecto al resto de los afloramientos estudiados. La dirección media obtenida para la componente S' en las regiones de Aguatón y Moneva y Barranco de la Peñisquera, presenta también una rotación relativa del mismo orden de magnitud que las componentes S y P (fig 4.4.13), lo cual sugiere que también las componentes asociadas a la goetita en ambas regiones son coetáneas, estando también afectada por una rotación respecto a un eje vertical, la correspondiente a la sección AT1.

2) Resultados magnetoestratigráficos

También en la región de Aguatón ha sido posible la elaboración de una columna magnetoestratigráfica a partir de las direcciones de la imanación obtenidas para la componente primaria (P) de la imanación (Fig. 4.4.14).

De igual manera que sucedía en las columnas determinadas en el resto de las regiones, los intervalos de polaridad normal e invertida quedan determinados por las direcciones de la imanación, observándose, en algunas ocasiones, direcciones "intermedias" del c.m.t. durante la inversión de polaridad.

Es posible correlacionar dicha columna con las columnas magnetoestratigráficas obtenidas en el resto de las secciones estudiadas lo que corrobora de nuevo el carácter primario de la componente P de la imanación.

En esta sección el estudio bioestratigráfico no es tan detallado como en las secciones anteriores, por lo que la correlación con el resto de las secciones se determinará a partir de la combinación de los datos paleontológicos y magnetoestratigráficos.

La característica más relevante, al igual que en el resto de las secciones estudiadas, es la gran frecuencia de cambios de polaridad observada durante todo el periodo investigado, frecuencia que aumenta para las capas más jóvenes de la sección. Existen, también en esta sección algunos intervalos de polaridad representados por tan solo una muestra, que pueden ser, sin embargo, correlacionados con el resto de las secciones, lo cual indica que se trata

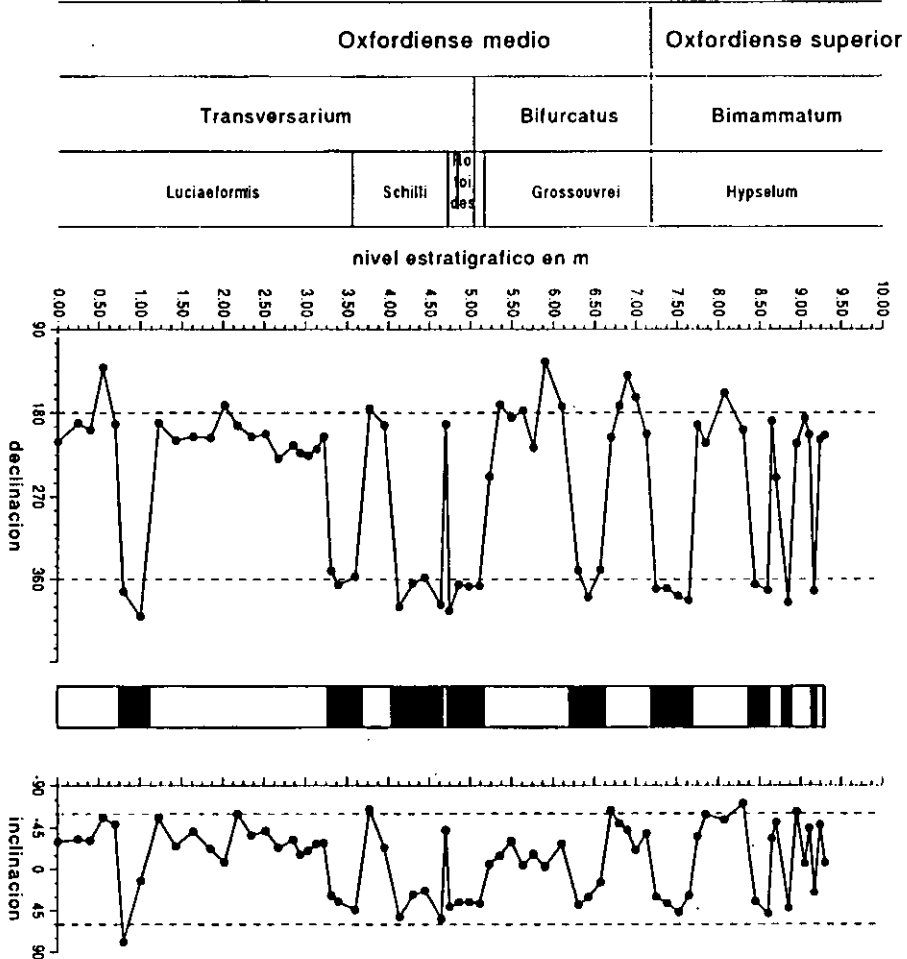


Fig. 4.4.14.- Columna magnetoestratigráfica y direcciones de la imanación (Declinación e Inclinación) respecto al nivel estratigráfico.

de auténticos cambios de polaridad y no de anomalías en determinadas muestras o medidas. Dichos intervalos han sido por lo tanto considerados, al igual que el resto, en la elaboración de la columna.

5.- DISCUSION DE LOS RESULTADOS

Se han estudiado en total 7 afloramientos distribuidos en tres zonas diferentes dentro del Sistema Ibérico (Fig 5.1). En cada uno de los afloramientos se ha desarrollado una investigación conjunta de magnetoestratigrafía, paleomagnetismo y magnetismo de rocas.

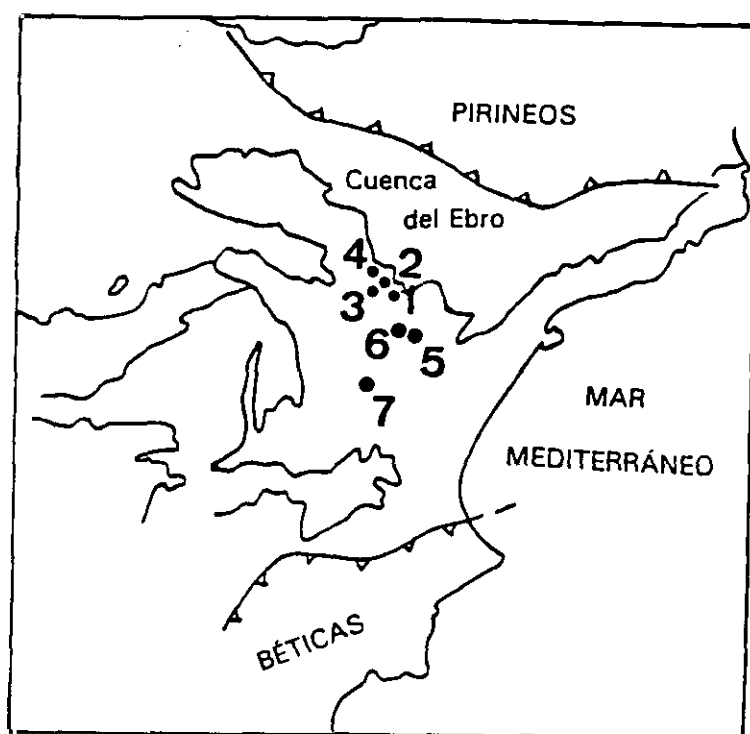


Fig. 5.1.- Situación de los afloramientos estudiados en el Sistema Ibérico.

Los resultados magnetoestratigráficos obtenidos se basan en los resultados del estudio paleomagnético, el cual permite distinguir las diferentes componentes de la imanación y determinar las direcciones correspondientes. La interpretación de estos resultados permite discernir si existe o no y cual es la componente primaria de la imanación. Las direcciones de esta componente primaria de la imanación constituyen los datos necesarios para la elaboración de una columna magnetoestratigráfica.

En todos los estudios magnetoestratigráficos la correcta interpretación de los resultados paleomagnéticos es, a menudo, imposible sin un estudio de magnetismo de rocas complementario, que permita marcar las pautas a seguir en el tratamiento de las muestras. El tratamiento en el laboratorio de las muestras de rocas, afecta a los minerales magnéticos presentes en ellas de manera que es necesario un conocimiento adecuado de los procesos que puedan tener lugar durante el tratamiento de los especímenes, con el fin de interpretar correctamente los datos obtenidos. En muchas ocasiones la interpretación de los datos paleomagnéticos en ausencia de un estudio apropiado de la mineralogía es extremadamente difícil, en ocasiones imposible, e incluso puede conducir a interpretaciones erróneas.

En este trabajo ha sido imprescindible, para la correcta interpretación de los datos paleomagnéticos, el desarrollo de un análisis en profundidad de magnetismo de rocas.

En el capítulo anterior se han presentado los resultados correspondientes a todas las secciones estudiadas considerando 3 unidades diferentes: 1) región de Tosos y Aguilón, 2) región de Moneva y Barranco de la Peñisquera y 3) región de Aguatón. El número de afloramientos estudiados es diferente en cada una de las zonas (4, 2 y 1 sitio respectivamente).

La principal característica de este estudio es la gran homogeneidad de los resultados obtenidos.

5.1.- Resultados de magnetismo de rocas

La existencia de alteraciones en la composición química de las muestras durante el tratamiento de las mismas ha hecho imprescindible un estudio en profundidad de la composición de minerales magnéticos presentes en estas rocas. Estas alteraciones afectan de manera importante a la mineralogía, hasta el punto de enmascarar completamente, en algunos casos, las direcciones de la imanación.

El objetivo de este estudio de la mineralogía magnética por lo tanto no ha sido otro que la obtención de resultados que permitieran definir el tratamiento paleomagnético adecuado.

5.1.1.- Minerales magnéticos

Para la determinación de los diferentes minerales magnéticos presentes en las muestras analizadas, los experimentos llevados a cabo han sido la adquisición y desimanación térmica de 3 componentes perpendiculares de la IRM (Lowrie, 1990), medida de la susceptibilidad magnética durante el calentamiento y medida de la componente viscosa de la imanación creada durante el calentamiento

Los resultados de los experimentos de IRM permiten diferenciar 3 tipos de muestras (Fig 5.2):

a) muestras que contienen solo minerales de baja coercitividad.

Estas muestras presentan tan solo dos componentes de la imanación (S y P) y están presentes en los afloramientos: AG1, AG2, AG4, TO3 y AT1.

Esta componente de baja coercitividad se ha interpretado como magnetita. Las curvas de desimanación de la IRM para estas muestras presentan dos inflexiones que corresponden a temperaturas de desbloqueo máximas, de aproximadamente 450°C y 580°C. Estas fases magnéticas se han observado también en el análisis de la NRM. Estos resultados sugieren la coexistencia de dos generaciones de magnetita con diferentes temperaturas de desbloqueo, es decir, diferenciables por su distinto tamaño de grano y/o diferente contenido en titanio.

Existen antecedentes de la presencia de dos generaciones de magnetita en calizas, Lowrie y Heller (1982) encuentran también dos generaciones de dicho mineral con T_{Bmax} de 420°C y 540°C , también Villalaín et al. (1994) encuentran magnetita con $T_{Bmax}= 450^{\circ}C$ en rocas de las Cordilleras Béticas.

b) Muestras que contienen minerales con un amplio rango de coercitividades.

Este grupo contiene un número de muestras considerablemente menor que el anterior.

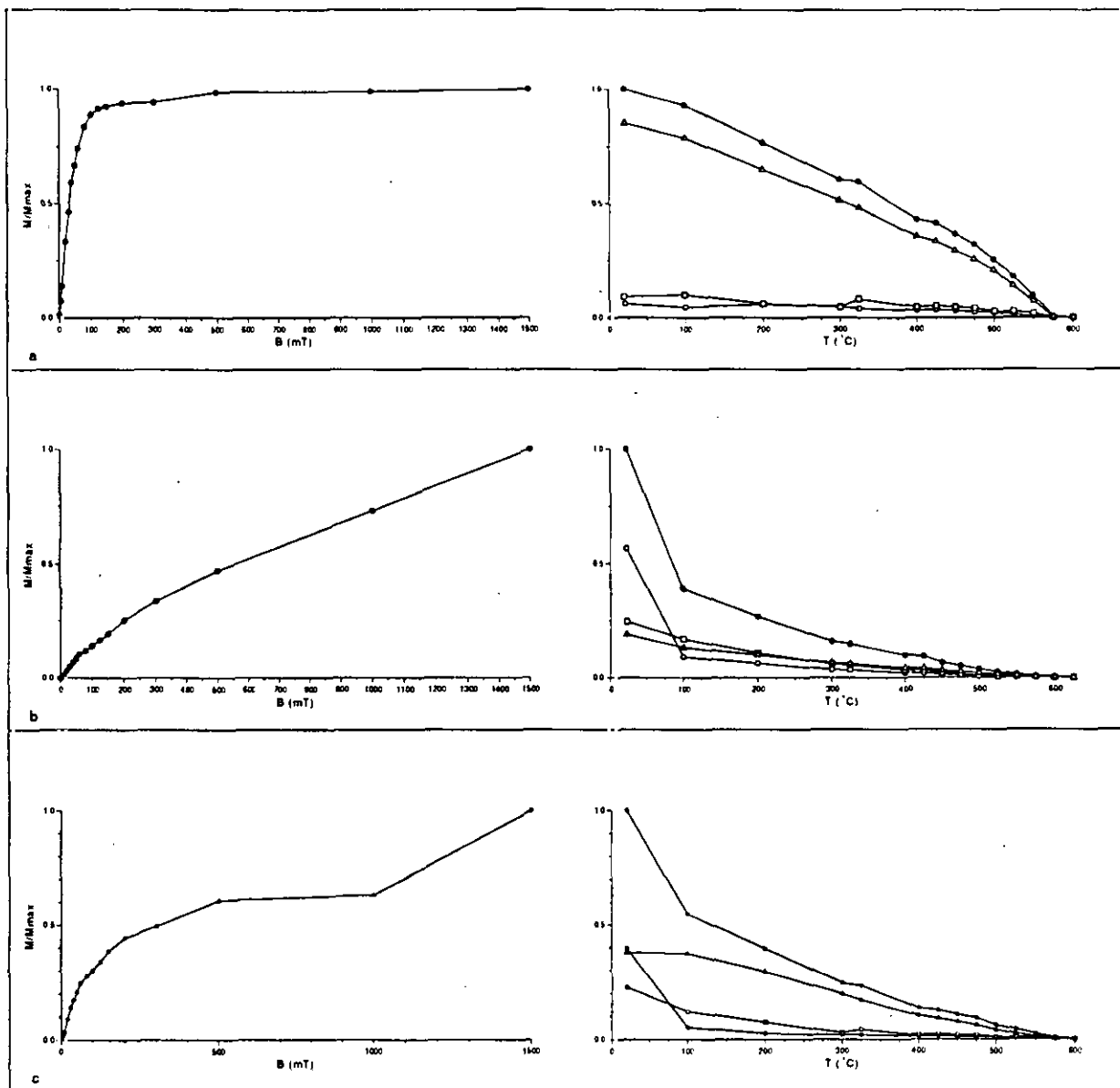


Fig 5.2.- Curvas de adquisición y desimanación térmica de 3 componentes de IRM correspondientes a los tres tipos de mineralogía presentes en las muestras analizadas. a) Muestras con magnetita de baja coercitividad, b) muestras con goetita y magnetita con diferentes rangos de fuerzas coercitivas y c) Muestras con goetita y magnetita de baja coercitividad. • representa el módulo de la intensidad de la imanación total, Δ las fases magnéticas correspondientes a $H_c < 0.12T$, \circ las correspondientes a $0.12T < H_c < 0.4T$ y \square representa las fases correspondientes a $H_c > 0.4T$.

En los experimentos de IRM se observa la presencia de minerales correspondientes a los tres rangos de coercitividad. En la desimanación térmica de la IRM se observa una primera caída de la intensidad de la imanación de los minerales de alta coercitividad a 100°C indicando la presencia de goetita en estas muestras. A partir de esta temperatura la contribución de los minerales de alta, media y baja coercitividad es equitativa, observándose dos inflexiones en las tres curvas de la desimanación de la IRM a aproximadamente 450°C y 580°C, correspondientes a dos distintas fases mineralógicas. En la desimanación térmica de la NRM se observan también dos componentes de la imanación que, por sus temperaturas de desbloqueo, se identifican con estas dos fases mineralógicas. Aparece además una tercera componente de la imanación asociada a la presencia de goetita. Esta mineralogía se encuentra presente en todas las muestras correspondientes a los afloramientos MO1 y PE1. Los tres rangos de fuerzas coercitivas distinguibles en los diagramas de desimanación de las tres componentes de la IRM se han interpretado como magnetita con diferente grado de oxidación superficial de los granos (ver discusión en apdo. 4.2.1). Si bien existen numerosos argumentos para esta interpretación son, sin embargo, necesarios más estudios de magnetismo de rocas para determinar con certeza cual es el mineral responsable de la componente de alta coercitividad y alta temperatura de desbloqueo observada.

Las diferentes temperaturas de desbloqueo son debidas también a la diferencia de tamaños de grano y/o de contenido en titanio, dando lugar a las dos inflexiones mencionadas.

c) muestras con goetita

Estas muestras presentan 3 componentes de la imanación (S', S y P) y están presentes en los afloramientos PE1, MO1 y AT1. Presentan siempre, además de la goetita, magnetita bien de baja coercitividad (como ocurre en AT1) o bien de diferentes rangos de coercitividad (en PE1 y MO1), que presenta las mismas características que las descritas en los apartados a y b. Estas muestras con goetita presentan 3 componentes diferentes de la imanación: S' asociada a la goetita y las mismas componentes que en los grupos anteriores, S y P, correspondientes a la magnetita.

El origen de esta goetita puede ser de muy diversa naturaleza, Heller (1978) encuentra dos clases de goetita en calizas de edad Jurásica del sur de Alemania, un primer tipo proveniente de la alteración de la pirita pre-existente en las muestras, y un segundo grupo cuyo origen se encuentra, probablemente, en la precipitación que puede tener lugar bajo ciertas condiciones redox, de este mineral magnético a partir de soluciones ferrosas.

En este estudio pueden distinguirse dos grupos de muestras que contienen goetita, constituidos por las muestras con y sin oolitos ferruginosos, en los que la goetita podría tener, probablemente, diferentes orígenes. Aunque el origen de los oolitos constituye aún un tema de debate, los oolitos ferruginosos presentes en estas muestras son de carácter probablemente sinsedimentario (Meléndez, com. pers.) y son siempre (en las muestras estudiadas) portadores de goetita, por lo que, al menos la goetita asociada a la presencia de oolitos ferruginosos, podría ser original en las muestras (si bien su imanación puede ser, obviamente, de origen post-sedimentario). El origen de la goetita presente en las capas que no contienen oolitos ferruginosos podría estar en la alteración de la pirita (Heller, 1978) hipotéticamente preexistente en las muestras, mineral que constituiría también el origen de la magnetita de grano fino creada durante el calentamiento y responsable del comportamiento viscoso de la imanación. La presencia de pirita en estas muestras es posible, como ya ha sido discutido anteriormente (apdo. 4.1.2-3), teniendo en cuenta el ambiente reductor en el que se formaron los sedimentos estudiados, además del hecho de que han sido encontrados fragmentos de este mineral en los alrededores de los afloramientos.

Puede concluirse entonces que se han diferenciado, a partir de los experimentos de IRM, 3 fases magnéticas teniendo en cuenta sus diferentes temperaturas de desbloqueo: una primera fase con $T_{B_{max}} \leq 100^{\circ}\text{C}$ asociada a la presencia de goetita, y dos fases que presentan mayor $T_{B_{max}}$ de aproximadamente 450°C y 580°C , correspondientes a dos fases de magnetita.

5.1.2.- Susceptibilidad y viscosidad magnéticas

La evolución de la susceptibilidad magnética durante el tratamiento térmico de las muestras depende de su contenido mineralógico, de manera que se tienen dos tipos de comportamiento en función de la presencia o ausencia de goetita (Fig.5.3).

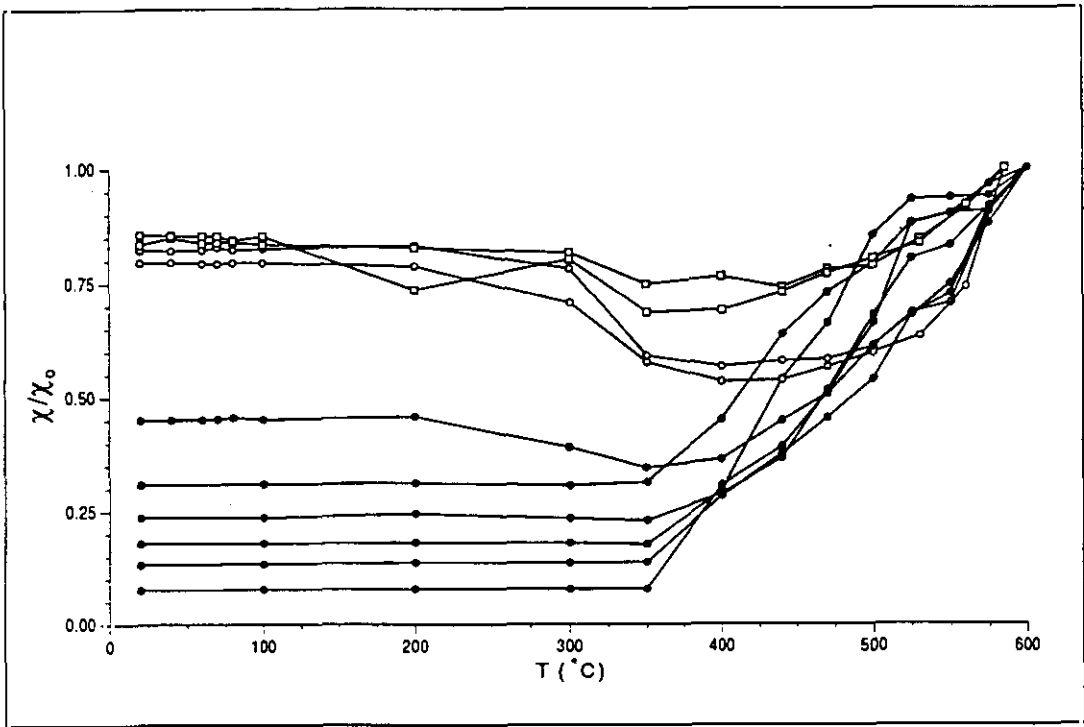


Fig 5.3.- Evolución de la susceptibilidad magnética (χ) con la temperatura durante la desimanación térmica de las muestras. Los símbolos cerrados corresponden a muestras sin goetita y los símbolos abiertos a muestras con goetita (los círculos abiertos corresponden a muestras con oolitos ferruginosos). Nótese que la χ está normalizada con respecto a su valor máximo, correspondiente a la máxima temperatura, por lo que los valores relativos iniciales (a 20 $^{\circ}\text{C}$) no representan las diferencias reales en el valor de la χ entre unas y otras muestras.

Durante el calentamiento de las muestras que no contienen goetita se observa, a partir de 350 $^{\circ}\text{C}$ aproximadamente un considerable aumento de la χ , lo que indica la creación

de un nuevo mineral de alta susceptibilidad magnética. Asociada a la aparición de dicho mineral se observa un incremento de la contribución de la componente viscosa de la imanación (Fig 5.4) que presenta un patrón similar en todas las muestras. De estos dos

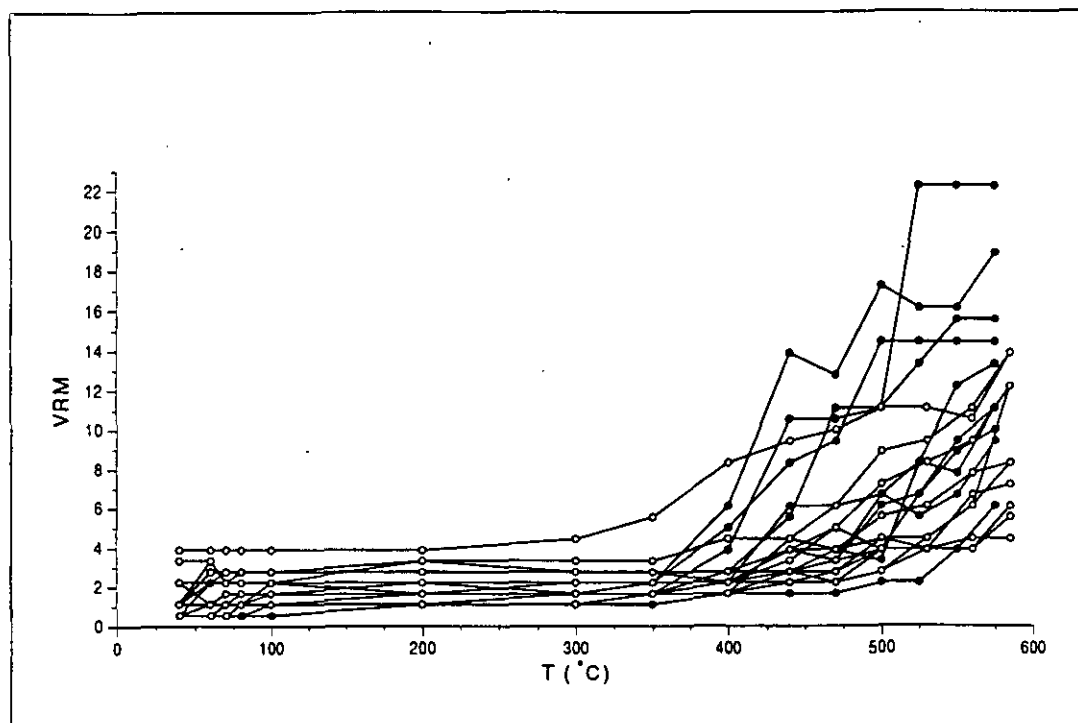


Fig.5.4.-Contribución de la componente viscosa de la imanación (expresada en función del porcentaje de la componente máxima inicial) a la NRM durante el calentamiento. Los círculos cerrados corresponden a muestras de AT1 y los abiertos a muestras de MO1 y PE1.

fenómenos se deduce que el mineral creado es magnetita de grano muy fino de manera que presenta propiedades superparamagnéticas a temperatura ambiente. Esta magnetita puede provenir bien de la alteración de óxidos de hierro (Lowrie y Heller, 1982) o de la pirita (van Velzen y Zijdeveld, 1992) existentes inicialmente en las muestras. En el primer caso, es decir, suponiendo que el origen de esta nueva magnetita fuera la alteración de óxidos de Fe, esto indicaría que es probablemente la magnetita responsable de la componente S de la imanación, el óxido de Fe alterado, ya que es

aproximadamente a la temperatura en la que es eliminada la mayor parte de la imanación correspondiente a la componente S, la temperatura a la cual la componente viscosa y la susceptibilidad magnética comienzan a aumentar (Figs. 5.3 y 5.4). En el segundo caso, considerando que esta magnetita proviene de la alteración de la pirita pre-existente en las muestras, la existencia de dicho mineral constituiría entonces también la explicación de la presencia de goetita en algunas de las muestras analizadas.

La evolución del comportamiento viscoso de las muestras es independiente de la presencia o ausencia de goetita, mientras que la evolución en la susceptibilidad se ve afectada por dicho mineral ya que, a partir de 300°C, la goetita comienza a transformarse en hematita, provocando una disminución en la χ que se superpone al aumento creado por la aparición de la componente viscosa. De esta manera la forma de las curvas χ/T en las muestras con goetita presenta un mínimo entre 400 y 450°C cuya amplitud depende de la cantidad de goetita presente en las muestras.

Cabe señalar, por último, respecto al comportamiento de la χ frente al nivel estratigráfico que, aunque es posible observar ciertas similitudes entre todas las secciones investigadas (valores crecientes, en general, para las capas más altas y valores máximos en la muestras con oolitos ferruginosos), no es posible establecer una relación unívoca que permita correlacionar los diferentes niveles entre unas y otras secciones en función de la evolución de este parámetro.

5.2. Resultados paleomagnéticos

5.2.1.- Desimanación de la NRM

El comportamiento durante la desimanación térmica de la NRM en todas las muestras analizadas, independientemente de la región o afloramiento al que pertenecen, muestra una gran uniformidad, existiendo menos diferencias incluso que las observadas en los experimentos de IRM.

Aparecen, en todas las muestras analizadas, dos componentes (S y P) de la imanación perfectamente diferenciables del campo magnético actual, que presentan diferentes características. En algunas de las muestras aparece una tercera componente de la imanación (componente S'), también diferenciable del campo magnético actual y que está asociada a la presencia de goetita. Esta componente S' aparece, por lo tanto, tan sólo en aquellas muestras que contiene este mineral.

sección		n	Dec	Inc	K	α_{95}
MO1	S	66	345,5	55,8	51,4	2,5
	S'	20	164,4	-48,2	6,6	13,8
PE1	S	10	327,8	57,2	53,1	6,7
	S'	3	148,6	-69,4	104,1	12,1
MO1/PE1	S	76	343,2	56,1	48	2,4
	S'	23	163,1	-51,4	7,1	12,2
AT1	S	69	27,1	34,2	46,6	2,5
	S'	17	205,6	-41,1	17,3	9,1
AT1-50°	S		337,1	34,2		
	S'		155,6	-41,1		
TO3	S	118	345,4	47	47,1	2,1
AG1	S	35	342,1	57	97,4	2,5
AG2	S	74	331,1	41	24,5	3,9
AG4	S	41	341,1	34	54	3
AG1/AG2/ AG4/TO3	S	268	340,9	45	31	1,7

Tabla 5.1.- Direcciones de la imanación de las componentes S y S' para cada afloramiento y cada región del Sistema Ibérico después de la corrección tectónica. En AT1 se muestra también el valor corregido por la rotación de 50° que afecta a esta sección.

Estas tres componentes de la imanación son perfectamente diferenciables entre sí en la desimanación térmica ya que presentan rangos distintos de temperaturas de desbloqueo.

La componente S' se aísla, en general, a partir de 40°C-60°C y presenta, en todas las ocasiones $T_{BMax} \leq 100^\circ\text{C}$. Está asociada a la presencia de goetita y presenta una dirección invertida de la imanación que coincide con la inversa de la dirección obtenida para la componente S (tabla 5.1).

La componente S es la portadora de la mayor parte de la NRM en casi todas las ocasiones (excepto en algunas de las muestras que contienen goetita). Esta componente se aísla, en general, a partir de 200°C y está asociada a la presencia de magnetita o titanomagnetita con una $T_{BMax} = 350^\circ\text{C}-450^\circ\text{C}$. El resultado del test del pliegue, cuando existe, es positivo, lo que indica que la edad de esta componente es pre-Oligocena/Miocena. Su dirección paleomagnética presenta siempre polaridad normal con una dirección de la imanación rotada hacia el W, que corresponde con la esperada para el periodo Cretácico en el Sistema Ibérico, en todos los afloramientos excepto en AT1, en este afloramiento esta componente presenta una dirección de la imanación rotada hacia el E (tabla 5.1).

La componente S constituye, por tanto, una reimanación de edad Cretácica que afecta a todas las regiones del Sistema Ibérico estudiadas en este trabajo.

Tras desimantar esta componente S aparece la componente P, que representa tan solo un pequeño porcentaje de la NRM inicial pero que presenta una dirección muy consistente si se elimina la componente viscosa de la imanación. El mineral responsable de esta componente paleomagnética es magnetita con una $T_{BMax} = 540-580^\circ\text{C}$. También en el caso en el que existe un test del pliegue concluyente (región de Tosos y Aguilón), éste presenta un resultado positivo para la componente P, indicando un origen pre-Oligoceno/Mioceno de esta componente magnética. La dirección de esta componente corresponde a la dirección esperada para el periodo Jurásico en esta zona, rotada hacia el W en todos los afloramientos excepto en AT1, en el que la rotación es de dirección E y, presenta polaridades de la imanación normales e invertidas alternativamente (tabla

Sección		n	Dec	Inc	K	α_{95}
MO1	Normal	40	329	46,7	17,3	5,6
	Invertida	30	154,6	-50,6	9	9,3
	Media (N+I)	70	331,2	48,3	12,4	5
PE1	Normal	5	330,4	55,9	17,2	19
	Invertida	8	131,3	-42,3	12,1	16,6
	Media (N+I)	13	317,5	48	12,5	12,2
MO1/PE1	Normal	45	329,1	47,7	17,3	5,3
	Invertida	38	149	-49,2	9	8,2
	Media (N+I)	83	329,1	48,4	12,3	4,6
AT1	(Normal)	26	12,5	37,1	21,1	6,3
	(Invertida)	43	196,5	-36,8	8,7	7,8
	Media (N+I)	69	14,9	37	11,3	5,3
AT1-50°	(Normal)		322,5	37,1		
	(Invertida)		146,5	-36,8		
	Media (N+I)		324,9	37		
TO3	Normal	64	323,8	41,7	15,5	4,7
	Invertida	54	152,5	-38,8	6	8,6
	Media(N+I)	118	327,6	40,5	8,9	4,6
AG1	Normal	23	327,3	47,5	32,9	5,4
	Invertida	12	151	-51,8	9,6	15,5
	Media (N+I)	35	325,8	50,4	10,7	7,8
AG2	Normal	33	325,1	41,8	35,6	4,2
	Invertida	41	137,1	-38	5,8	10,2
	Media (N+I)	74	320,9	39,9	9,2	5,8
AG4	Normal	19	325,5	39	50	4,8
	Invertida	22	134,7	-29,2	16,8	7,8
	Media(N+I)	41	319,5	34	21,3	4,9
AG1/AG2/ AG4/TO3	Normal	139	324,9	42,3	22,4	2,6
	Invertida	129	143,6	-38	6,6	5,2
	Media (N+I)	268	324,1	40,6	9,9	2,9

Tabla 5.2.- Direcciones de la imanación de la componente P en cada afloramiento y cada zona estudiadas después de la corrección tectónica. En AT1 se muestra también el valor corregido por la rotación de 50° que afecta a este afloramiento.

5.2). El resultado del test de inversión (McFadden y McElhinny, 1990) obtenido para las direcciones normal e invertida de esta componente es positivo con clasificación B en cada una de las regiones estudiadas y con clasificación A ($\gamma=2.7^\circ$, $\gamma_c=4.3^\circ$) para las direcciones medias obtenidas a partir de todas las regiones conjuntamente (tabla, 5.3), este resultado muestra que el volumen de datos disponible en todo el Sistema Ibérico es suficiente para eliminar perfectamente todo tipo de posibles errores o de cualquier superposición de cualquier otra componente magnética de caracter viscoso o no.

Todos estos resultados indican que la componente P constituye la componente primaria de la imanación, adquirida por lo tanto, en la época de formación de las rocas (Oxfordiense medio y superior).

componente	Dec	Inc	K	α_{95}
P (Normal)	325,4	42,8	20,4	2,2
P (Invertida)	145,1	-40,1	7,2	3,9
Media (N+I)	325,3	41,5	10,7	2,2
S	323,8	42,7	126,2	5,4
S'	159,5	-47	9,2	8

Tabla 5.3.- Direcciones medias de la imanación de las 3 componentes (P, S y S') para todo el área del Sistema Ibérico investigada.

En la figura 5.5 están representadas, en proyección de igual área, las direcciones obtenidas para cada componte en todos los afloramientos conjuntamente, mientras que en la tabla 5.3 se muestran las direcciones medias de las tres compontes de la imanación obtenidas para toda el área estudiada.

La diferencia en las inclinaciones observada entre los diferentes afloramientos puede ser debida a diversas causas. Debe descartarse la posibilidad de errores en la inclinación debidos al "shallowing" (oscilaciones en las direcciones de los granos) durante el

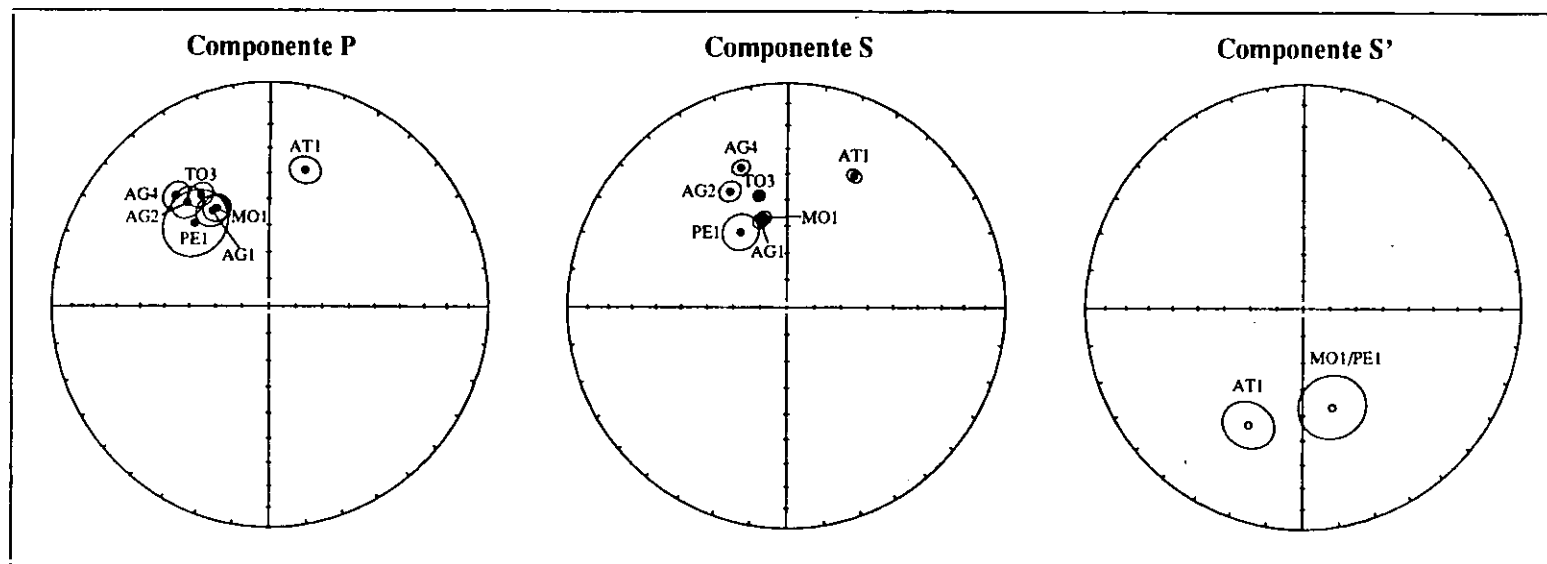


Fig 5.5.- Proyección de igual área de las direcciones de las componentes P, S y S' en todos los afloramientos estudiados.

proceso de compactación (Blow y Hamilton, 1978; Anson y Kodama, 1987; Celaya y Clement, 1988), debido a que esto implicaría menores diferencias entre las direcciones de la componente S que en las de la componente P, exactamente lo contrario de lo que ocurre. Esta diferencia refleja, por lo tanto, rotaciones en torno a ejes horizontales, es decir, estaría causada hipotéticamente por pequeños errores en la estimación de la corrección tectónica.

Teniendo en cuenta las direcciones obtenidas para las componentes S y P de la imanación, puede observarse que la rotación relativa entre ambas componentes constituye una característica común en todos los afloramientos estudiados. Esta rotación es de 16.8° en la región de Tosos y Aguilón, 14.1° en la región de Moneva y Barranco de la Peñisquera y 12.2° en la región de Aguatón. La presencia de diferentes componentes de la imanación, de características similares en todos los afloramientos del Sistema Ibérico, permite la datación de las mismas sin necesidad de un test de pliegue para cada una de las secciones estudiadas.

Si se comparan los resultados obtenidos en la región de Aguatón con el resto de las secciones puede observarse que la diferencia existente entre esta región y el resto de las zonas investigadas afecta únicamente a las direcciones de la imanación. Es decir, se tienen las mismas características mineralógicas, un comportamiento similar durante la desimanación para ambas componentes (incluyendo las características concernientes a la polaridad de las diferentes componentes), y una diferencia angular relativa equivalente entre las componentes S y P. Esto indica que las componentes S y P obtenidas en la región de Aguatón son coetáneas a las componentes S y P presentes en el resto de las regiones.

Este resultado implica:

a) La región de Aguatón ha sufrido una rotación respecto a un eje vertical o cercano a la vertical con respecto al resto de las regiones estudiadas, de forma que las direcciones de las imanaciones obtenidas en AT1 se encuentran rotadas en sentido horario respecto a las correspondientes al resto de los afloramientos estudiados. Considerando las direcciones relativas para las 3 componentes de la imanación en AT1

respecto al resto de los afloramientos (tabla 4.3.3) puede estimarse un valor de aproximadamente 50° para esta rotación. Este ha sido el valor considerado a la hora de corregir los datos de dicha sección para determinar los resultados conjuntos concernientes a toda el área estudiada.

b) La región de Aguatón se encuentra también afectada por la reimanación Cretácica ya que tanto la componente S como la componente S' de la imanación corresponden a direcciones cretácicas de la imanación, una vez corregido su valor del efecto de esta rotación.

5.2.2 Reimanaciones

De todos los resultados obtenidos se deduce la presencia de dos diferentes componentes secundarias de la imanación: una de carácter global, presente en todos los afloramientos, a la que hemos denominado componente S, y otra que aparece tan solo en determinados afloramientos y muestras y a la que hemos denominado componente S'. Como ya se ha discutido anteriormente, estas componentes de la imanación están asociadas a la presencia de magnetita (componente S) y goetita (componente S').

La componente S presenta siempre polaridad normal. De todos los resultados obtenidos para esta componente (fig 5.5) puede derivarse una dirección media: $Dec=340.5$, $Inc=45.2$, $\alpha_{95}=1.4$ (tabla 5.3).

Esta componente de la imanación ha sido interpretada como una reimanación que, por la dirección paleomagnética que presenta y el resultado positivo del test del pliegue, es considerada de edad Cretácica. Esta reimanación afecta a todos los afloramientos estudiados.

Esta reimanación fue encontrada ya por Moreau et al. (1992) en la región del Maestrazgo. Estos autores consideran que esta reimanación está ligada al evento térmico asociado al episodio de rifting, que tuvo lugar en el Cretácico inferior, probablemente en una época cercana al Barremiense (Andrieux et al., 1989). Dichos autores consideran también que la reimanación afecta tan solo levemente a las partes marginales de la cuenca. Sin embargo, los resultados de este estudio muestran que las

tres regiones estudiadas aquí han sido también reimanadas. La dirección que Moreau et al. (1992) obtienen para el Barremiense-Aptiense ($\text{Dec}=345.7^\circ$, $\text{Inc}=44.4^\circ$, $\alpha_{95}=6.9^\circ$) coincide con la dirección media que se obtiene en este trabajo para la componente S ($\text{Dec}=340.5$, $\text{Inc}=45.2$, $\alpha_{95}=1.4$). Puede considerarse por lo tanto que se trata del mismo fenómeno de reimanación (en el Cretácico inferior), que afectaría, por lo tanto, a todo el Sistema Ibérico, o al menos a un área muy extensa del mismo (Fig 5.6).

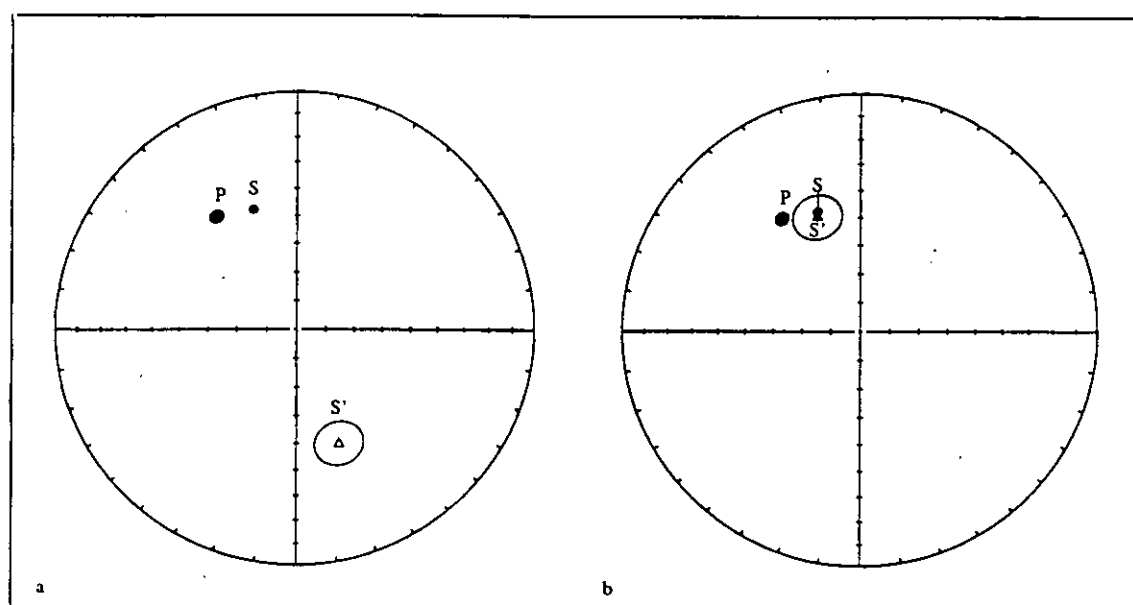


Fig 5.6.- Proyección de igual área de las direcciones medias de las tres componentes de la imanación: P (cuadrados), S (círculos) y S' (triángulos). En (b) la componente S' está proyectada en el hemisferio N para ilustrar su equivalencia con la dirección invertida de la componente S.

En la tabla 5.4 se detallan las direcciones de los polos paleomagnéticos obtenidas para las diferentes componentes de la imanación encontradas en este estudio junto con las obtenidas por otros autores desde el Jurásico medio hasta el Cretácico superior. Puede concluirse, entonces que la componente S constituye una reimanación de edad Barremiense/Aptiense, adquirida durante alguna época de polaridad normal dentro de este intervalo de tiempo, que corresponde al inicio de la Zona Tranquila Cretácica (Fig 1.1).

Edad	Plong	Plat	α_{95}	Localidad	Referencia
Jurásico medio	236	71	7,5	Messejana dyke	Schott et al. (1981)
Oxfordiense	255	55	6	Iberian Range	Steiner et al. (1985)
Berriasiense	252	61	3	Algarve	Galbrun et al. (1990)
Hauteriviense/Barremiense	275	57	4	Lisbon	Galdeano et al. (1989)
Barremiense/Aptiense	226	74	11	Iberian Range/Lisbon	Moreau et al. (1992)/Galdeano et al. (1989)
Cretácico Superior	197	66	3	Lisbon	Van der Voo & Zijdeveld (1971)
Componente P	251,1	57,4	2,3	Sistema Ibérico	Este estudio
Componente S	217,7	75,2	1,9	Sistema Ibérico	Este estudio
Componente S'	243,9	71,2	8,5	Sistema Ibérico	Este estudio

Tabla 5.4.- Direcciones de los paleopolos (Lat y Long) y círculo de confianza (α_{95}) obtenidos por diversos autores en la Península Ibérica desde el Jurásico medio hasta el Cretácico superior (Van der Voo, 1993) comparadas con las obtenidas en este estudio para las tres componentes de la imanación.

Heller (1978) estudió rocas de edad Oxfordiense del sur de Alemania que presentaban sistemáticamente polaridad normal. En la época en la que se llevó a cabo este estudio, el Oxfordiense era aún considerado como un periodo comprendido dentro de la JQZ, por lo que esta imanación fue considerada la componente primaria a la vez que un argumento a favor de la existencia de esta JQZ. Es obvio que la que fue entonces considerada como imanación primaria constituía una reimanación de polaridad normal. La posible conexión entre esta reimanación y la encontrada en el Sistema Ibérico constituye un motivo interesante de futuras investigaciones.

Los estudios anteriores concernientes al Oxfordiense medio y superior en el Sistema Ibérico (Steiner et al., 1985) consideran que esta componente de baja temperatura constituye una reimanación actual. Esto es debido a que los datos que estos autores estudian corresponden a los afloramientos de Aguilón, donde esta componente presenta una dirección muy cercana al campo actual antes de la corrección tectónica. La posibilidad de realizar un test del pliegue en este trabajo ha supuesto la clave para determinar la existencia de esta importante reimanación.

Por otra parte, en algunos de los afloramientos estudiados aparece una nueva componente: la componente S' de la imanación, cuyo mineral portador es la goetita. Esta componente presenta en todos los casos una dirección invertida de la imanación lo cual descarta la posibilidad de que se trate de una reimanación de edad actual.

La goetita es un mineral magnético generalmente despreciado en la interpretación de los estudios paleomagnéticos debido a su baja temperatura de desbloqueo máxima, su generalmente débil intensidad de la imanación y su común relación con procesos de intemperización. Sin embargo cada vez más estudios muestran que este mineral puede ser portador de componentes de la imanación de carácter muy estable (Heller, 1978; Gehring y Heller, 1989; Gehring et al., 1991; Dekkers y Rochette, 1992). El origen de la imanación presente en la goetita es, en general, de carácter químico (Dekkers y Rochette, 1992).

La dispersión de los datos que aparece en la región de Moneva y Barranco de la Peñisquera no se encuentra en la región de Aguatón, lo cual excluye en gran medida, la

posibilidad de una reimanación correspondiente a una época reciente de polaridad invertida, aunque tal hipótesis no puede ser descartada completamente debido al volumen de datos disponible para esta componente de la imanación. Es posible, por otra parte, como ya se ha comentado, que el origen de la goetita fuera diferente en unas y otras capas (con y sin oolitos ferruginosos), en este caso existe también la posibilidad de que su imanación no siempre refleje la dirección del c.m.t., sino que sea debida a otro tipo de causas (como por ejemplo las autoinversiones). Aunque esta posibilidad no puede descartarse a partir de los estudios que se han llevado a cabo en este trabajo, las direcciones de la imanación obtenidas en todos los casos junto con resultados obtenidos por otros autores sugieren que es altamente probable que dicha goetita (o al menos una parte importante de ella) constituya una "verdadera" reimanación. Se partirá, por tanto, de esta hipótesis en la discusión de los datos referentes a esta componente que se expone a continuación.

La componente S' está presente en 3 de los afloramientos estudiados (MO1, PE1 y AT1) correspondientes a dos regiones diferentes (región de Moneva y Barranco de la Peñisquera y región de Aguatón). En todos los casos, la dirección media obtenida para esta componente corresponde a la inversa de la dirección normal que se tenía para la componente S. La diferencia angular encontrada entre las direcciones medias de esta componente entre ambas regiones corresponde con la que se observa para las componentes S y P de la imanación entre las dos zonas del Sistema Ibérico, lo que indica que esta componente ha sido adquirida anteriormente a la rotación del afloramiento AT1.

La dirección media obtenida para todos los afloramientos en los que aparece esta componente (tras corregir la dirección obtenida en AT1 de la rotación que afecta a esta sección) es: Dec=159.5°, Inc=-47.0°, α_{95} =8.0°, la cual corresponde con una dirección cretácica invertida, equivalente a la dirección inversa de la componente S, el resultado del test de inversión (McFadden y McElhinny, 1990) entre las componentes S y S' de la imanación es positivo con clasificación B (γ =1.9°, γ_c =8.1°). En la figura 5.7, donde se

representan conjuntamente las direcciones puede observarse claramente la coincidencia de ambas direcciones (S y S') de la imanación.

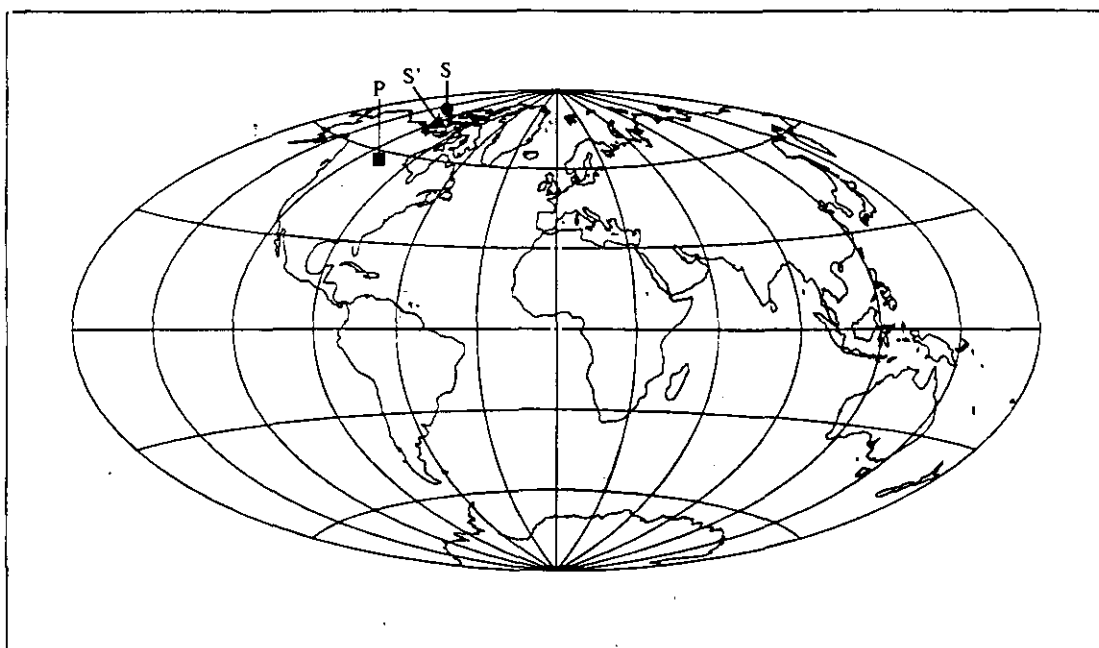


Fig 5.7.- Posiciones de los paleopolos de las 3 componentes de la imanación: P (•), S (■) y S' (Δ).

La existencia de goetita de origen pre-pliegue implica, además, el hecho de que la formación de los pliegues (en el Oligoceno-Mioceno) debió ocurrir bajo un régimen de temperaturas inferiores a 100°C, conclusión a la que llegan también Gehring y Heller (1989) y Gehring et al. (1991) para la formación, en el Mioceno, de las montañas del Jura, (Francia y Suiza) en estudios de rocas con oolitos ferruginosos, también de edad Jurásica.

No es, en este estudio, la primera ocasión en que la goetita constituye un mineral portador de imanaciones de edad probablemente muy antigua. Además de los estudios paleomagnéticos mencionados anteriormente (Gehring y Heller, 1989; Gehring et al., 1991) llevados a cabo en las montañas del Jura en los que la imanación de la goetita presenta un origen pre-pliegue, existen otras investigaciones en el campo del

magnetismo de rocas en los que la goetita es responsable de componentes claramente no actuales de la imanación. Así, por ejemplo, Heller (1978) encuentra dos tipos de goetita (sin- y post-sedimentaria) en calizas de edad Jurásica del sur de Alemania, conteniendo ambas una dirección de la imanación que este autor considera de carácter primario, ya que su dirección coincide con la obtenida para la componente supuestamente primaria de la imanación. Sin embargo, esta dirección "primaria" constituye una reimanación con polaridad normal, es decir, la goetita que este autor encuentra es coetanea con la reimanación. Esta reimanación es la misma que ha sido mencionada anteriormente en cuanto a su posible relación con la componente S de la imanación, es decir ambas reimanaciones podrían estar relacionadas con las encontradas en este estudio.

También Dekkers y Rochette, 1992, encuentran goetita con polaridad invertida, sin embargo no cuentan con datos suficientes para la determinación del origen pre o post-pliegue de dicha imanación.

A partir de todos los datos concernientes a esta reimanación dentro del Sistema Ibérico puede concluirse que la componente S' constituye, probablemente, una reimanación de edad también cretácica, adquirida en una época de polaridad invertida dentro de este periodo, muy cercana a la adquisición de la componente S de la imanación, es decir, su edad sería presumiblemente, también Barremiense-Aptiense, y habría sido adquirida durante alguno de los periodos de polaridad invertida que, aunque escasos y de corta duración, ocurren inmediatamente antes del inicio de la CQZ (Fig 1.1). Además, su carácter podría ser también muy extendido en todo el Sistema Ibérico, ya que las zonas en las que aparece esta reimanación (Moneva y Barranco de la Peñisquera y Aguatón) pertenecen a diferentes unidades de la Cordillera.

El periodo Cretácico constituye un periodo muy importante en la evolución tectónica de la Cordillera Ibérica en el que tienen lugar fuertes movimientos tectónicos (Meléndez, 1971; Villena, 1971; Alvaro et al, 1979 y Capote, 1983, entre otros), así como eventos térmicos (Andrieux et al, 1989), lo cual puede explicar perfectamente la existencia de estas importantes reimanaciones asociadas a dichos eventos geológicos.

5.2.3.- Rotaciones de bloques en el Sistema Ibérico

Si se comparan los resultados obtenidos en la región de Aguatón con el resto de las secciones (tabla 4.3.3) se observa que las tres componentes de la imanación, en AT1, se encuentran afectadas por una rotación dextral respecto al resto de los afloramientos estudiados, rotación que presenta un valor muy similar en todos los casos. El valor medio obtenido es de aproximadamente 50° (tabla 4.3.3). Esto implica que esta región ha sufrido una rotación diferencial importante respecto al resto de las estudiadas, con respecto a un eje vertical o cercano a la vertical.

No se cuenta, en este trabajo, con resultados suficientes para la datación de dicha rotación. Tan solo es posible afirmar que tuvo lugar con posterioridad a la adquisición de las componentes S y P (y probablemente S') de la imanación, ya que éstas se encuentran afectadas por dicha rotación, es decir, se trata de una rotación post-Cretácica. Por otra parte, la dirección del pliegue en esta sección es NO-SE, consistente con las estructuras principales presentes en toda la Cordillera, lo que parece indicar que dicha rotación tuvo lugar, probablemente con anterioridad al plegamiento.

Este resultado concuerda, además, con estudios estructurales muy recientes llevados a cabo en esta región (Calvo, 1993) que indican que la zona en la que se encuentra la sección AT1 ha sufrido una compleja dinámica.

Este resultado, independientemente de la época en la que esta rotación tuvo lugar, evidencia la presencia de rotaciones de bloques "pequeños" dentro de la Cordillera Ibérica con respecto a ejes verticales o casi verticales, lo cual prueba que no todo el Sistema Ibérico puede ser considerado representativo de Iberia Estable, como había sido ya sugerido anteriormente por Osete (1988). La extensión de este bloque en el que se encuentra la sección de AT1 y la posibilidad de que otros bloques "pequeños" en la Ibérica, estén afectados por rotaciones respecto a ejes verticales debe ser aún estudiada.

5.2.4.- Rotación de la Placa Ibérica

Teniendo en cuenta la dirección obtenida para la componente P de la imanación (Dec= 325.3° , Inc= 41.5° , $\alpha_{95}=2.2^\circ$, tabla 5.4) puede deducirse una rotación de la Placa

Ibérica, posterior a la adquisición de esta componente, y asociada a la apertura del Golfo de Vizcaya, de 35° , resultado que es consistente con los resultados previos obtenidos por otros autores para dicha rotación (Van der Voo, 1967, 1969; Van der Voo y Zijdeveld, 1971; Shott et al., 1981; Galdeano et al., 1989).

La diferencia angular obtenida entre las componentes S y P en todos los afloramientos estudiados refleja la rotación de la Placa Ibérica entre las épocas de adquisición de ambas componentes. El valor medio que se obtiene para esta rotación relativa entre ambas direcciones de la imanación es de 14.4° (Figs 5.6 y 5.7). Este resultado permite cuantificar la rotación de la Placa Ibérica entre ambas épocas de adquisición, y entre la época de adquisición de la componente S y el momento en el que terminó el proceso de apertura del Golfo de Vizcaya. Teniendo en cuenta el carácter primario de la componente P de la imanación y si se considera, como se ha discutido anteriormente, que la adquisición de la componente S tuvo lugar en el Barremiense-Aptiense, puede deducirse que entre el Oxfordiense y el Barremiense-Aptiense tuvo lugar una rotación de la Placa Ibérica de $14.4^\circ \pm 1.8^\circ$. Este resultado concuerda con los obtenidos por Galdeano et al., (1989). Estos autores determinan una rotación de la Placa Ibérica de $27^\circ \pm 12^\circ$ entre el Hauteriviense y el Aptiense, es decir, un valor mínimo para dicha rotación, entre ambas épocas de 15° , lo que concuerda con estos resultados. Puede decirse entonces que tuvo lugar una rotación de la placa de 15° aproximadamente (casi el 50% de la rotación total) de la Península antes del Barremiense-Aptiense.

El resto de la rotación ($\sim 20^\circ$), hasta completar el giro total que sufrió la Península Ibérica, tuvo lugar, entonces, tras la época de adquisición de la componente S (Barremiense-Aptiense), durante 28 Ma aproximadamente (según la escala temporal propuesta por Kent y Gradstein, 1985) hasta el Cenomaniense, momento en el que, si no totalmente, ha concluido ya prácticamente la rotación de Iberia (Galdeano et al, 1989).

5.3.- Resultados magnetoestratigráficos

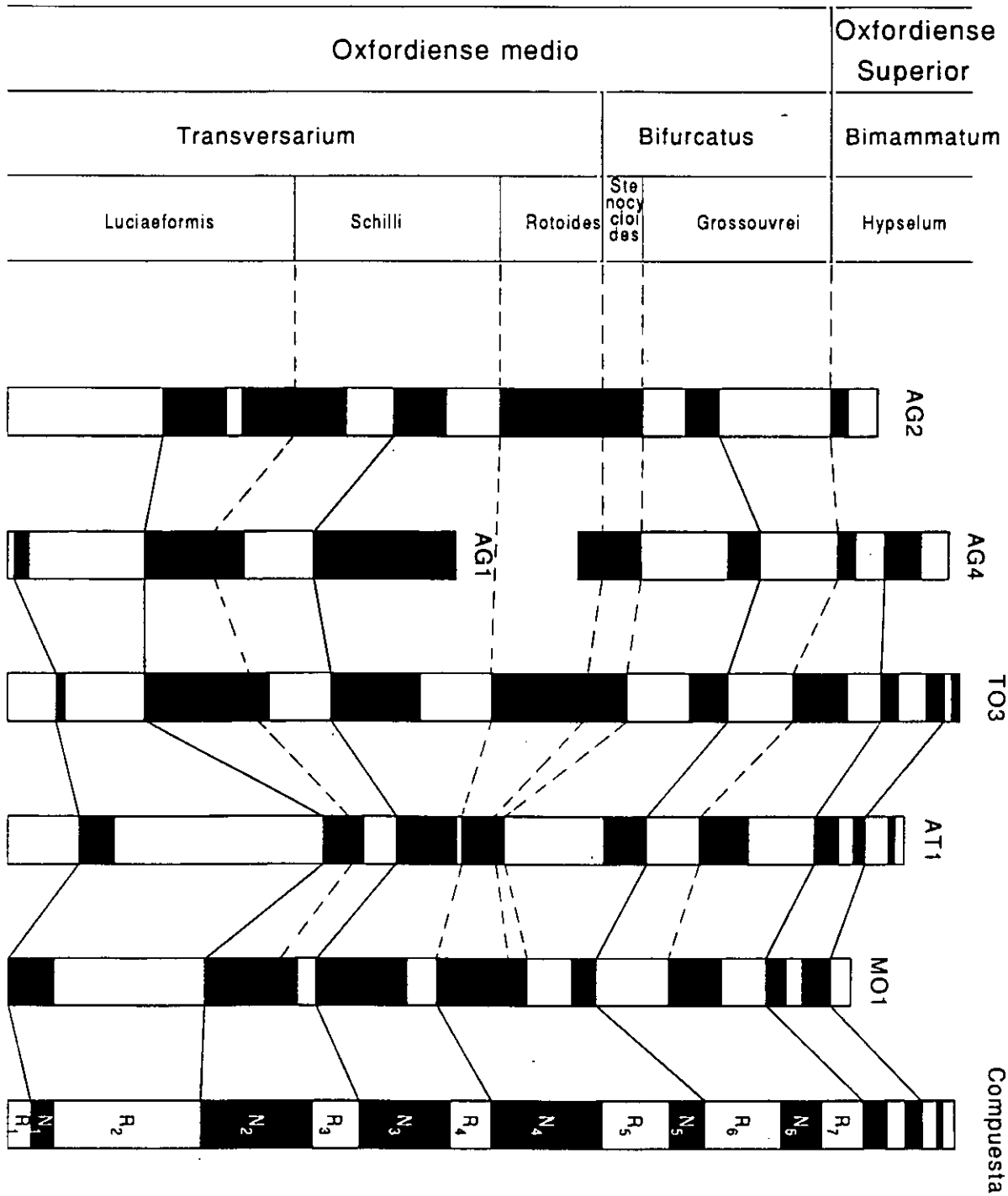
A partir de la polaridad de la imanación que presenta la componente P (primaria) de la imanación, presente en todas las muestras analizadas, ha sido posible la elaboración de una columna magnetoestratigráfica para cada una de las secciones investigadas.

De esta manera se han obtenido 6 columnas magnetoestratigráficas solapadas en el tiempo. Las diferentes columnas abarcan distintos periodos dentro del Oxfordiense medio y superior de manera que la columna compuesta resultante cubre parte de la Zona transversarium (Subzonas Luciaeformis, Schilli y Rotoides), la Zona Bifurcatus (Subzonas Stenocycloides y Grossouvrei) y parte de la Zona Bimammatum (Subzona Hypselum).

En la figura 5.8 se representa la correlación entre todas las columnas obtenidas junto con la columna compuesta resultante. La correlación entre las diferentes columnas ha sido posible gracias al meticuloso estudio paleontológico existente en todas las secciones investigadas (Meléndez, 1989; Cariou y Meléndez, 1990; Fontana y Meléndez, 1990; Meléndez y Fontana, 1991), lo que ha permitido que, a pesar de los numerosos cambios de polaridad existentes, haya sido posible la elaboración de una columna resultante para todo el periodo de tiempo considerado. El límite más conflictivo en la correlación de las biozonas y magnetozonas es el límite Rotoides-Schilli, ya que podría corresponder a una discontinuidad estratigráfica. Se tiene, sin embargo, una correlación coherente entre las secciones magnetoestratigráficas en estas dos subzonas. La investigación paleontológica existente en la región de Aguatón no es tan detallada como en el resto de las secciones por lo que la correlación se ha basado tanto en criterios bioestratigráficos como magnetoestratigráficos.

La columna compuesta ha sido elaborada tomando la longitud media de cada intervalo de polaridad en las secciones individuales. Como puede observarse, todos los intervalos de polaridad que en las columnas individuales estaban representados por una sola muestra (que aparecían especialmente en los intervalos más jóvenes, correspondientes a la parte superior de la columna) están representados en todas las secciones, por lo que se

Fig. 5.8.- Correlación entre las columnas magnetoestratigráficas obtenidas para cada una de las secciones estudiadas, junto con la columna compuesta propuesta como patrón de polaridades para el periodo de tiempo considerado. Las columnas correspondientes a las secciones MO1 y AT1 están multiplicadas por un factor de escala (2.5 y 1.5 respectivamente) con el objeto de observar mejor la correlación entre las secciones.



deduce que se trata de auténticos cambios de polaridad y no de anomalías, no representativas del comportamiento del c.m.t, que podrían aparecer en determinados niveles (cambios en la mineralogía, errores en la medida, etc). El intervalo más amplio observado corresponde a la sección AG1 y tiene una longitud de 2.25 m aproximadamente, mientras que el de menor amplitud se encuentra en la sección AT1 con una longitud menor de 0.1 m.

Una característica importante de la secuencia de polaridades obtenida es el hecho de que todos los intervalos que aparecen en la columna compuesta están representados en la mayor parte de las columnas individuales y viceversa, únicamente los primeros niveles de la sección AG2 (los 3 primeros metros aproximadamente) presentan tan solo muy leves diferencias con el resto de las secciones. Esta característica hace que, tanto las secuencias obtenidas para cada una de las secciones, pero sobre todo la columna compuesta resultante, puedan considerarse un fiel reflejo de las inversiones de polaridad del c.m.t que tuvieron, de hecho, lugar en la época considerada. El intervalo de polaridad invertida que aparece únicamente en la sección AG2 puede corresponder a múltiples causas, como, por ejemplo, cambios mineralógicos puntuales en las capas correspondientes, errores en la medida, superposición anormalmente grande de la componente viscosa de la imanación, etc., pero, en cualquier caso, no puede considerarse representativo de una verdadera inversión de polaridad del c.m.t.

La principal característica que puede observarse a partir de esta columna resultante es la gran frecuencia de cambios de polaridad existente durante el periodo de tiempo considerado, resultado que concuerda con los obtenidos anteriormente por otros autores para el Oxfordiense medio y superior (Steiner et al., 1985; Channell et al., 1990; Pozzi et al., 1993). En un periodo de tan solo 3 Ma aproximadamente se observan nada menos que 18 inversiones del campo magnético terrestre. Puede estimarse una duración aproximada de 0.5 Ma para el mayor intervalo de polaridad y de 30000 años aproximadamente para el más corto.

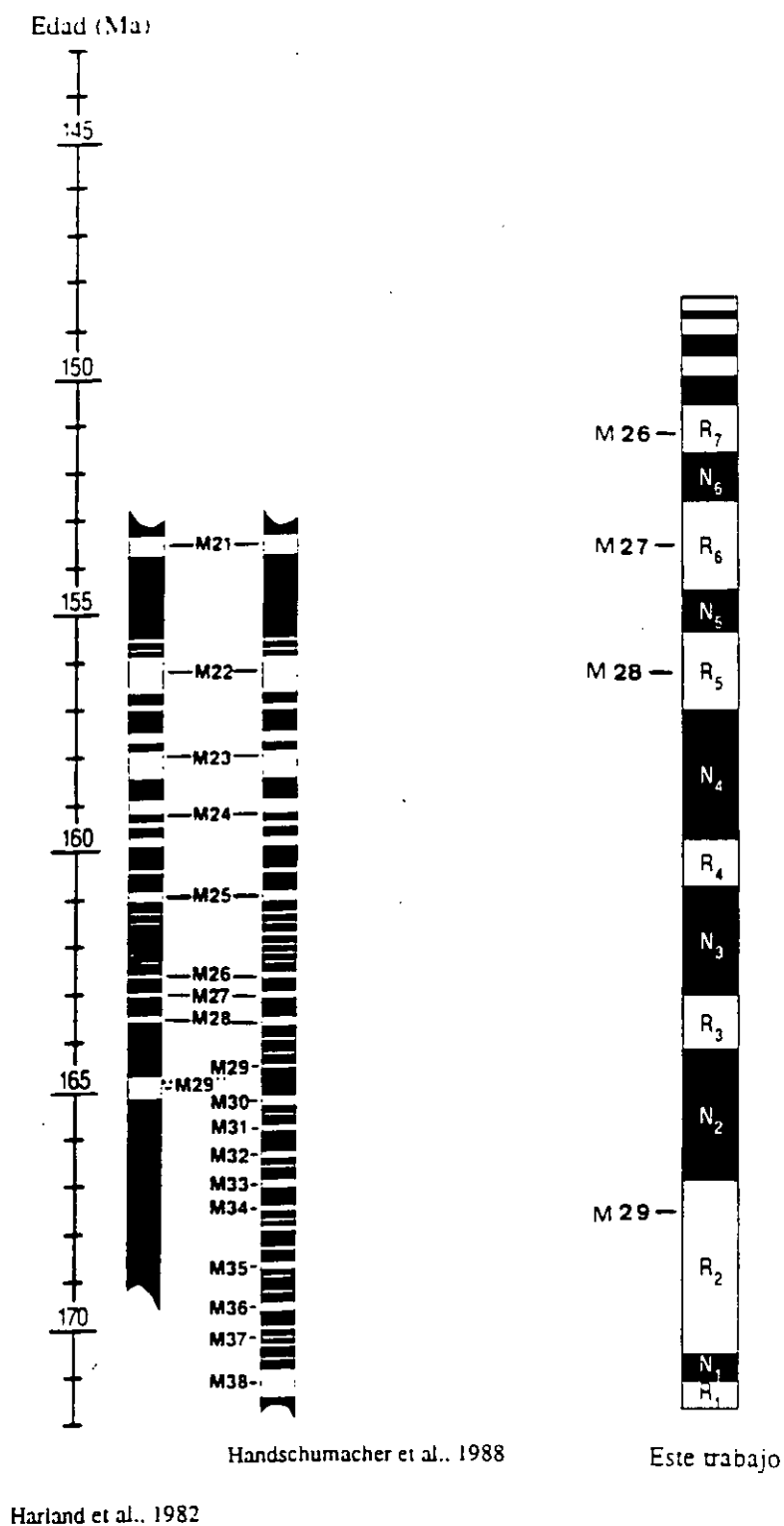


Fig. 5.9.- Comparación entre la secuencia de anomalías magnéticas marinas correspondiente al Océano Pacífico (Handschumacher et al, 1988, basada en la escala temporal de Harland, et al., 1982) y la secuencia de polaridades obtenida en este estudio.

Los resultados obtenidos son comparables con la secuencia de anomalías oceánicas del Pacífico, la secuencia Atlántica, debido a su menor velocidad de expansión, no presenta ya la suficiente resolución para este periodo de tiempo (Hailwood, 1989). En la figura 5.9 se compara la secuencia de polaridades resultante para el Sistema Ibérico con la extensión de la secuencia de anomalías Jurásicas propuesta por Handschumacher et al. (1988) basada en la escala temporal de Harland et al. (1982). El largo periodo de polaridad invertida inicial (R_1 y R_2) podría corresponder con la anomalía M29, dentro de la cual aparece un corto periodo de polaridad normal (N_1) no reflejado en la secuencia marina. A continuación se observa un largo periodo con polaridad preferentemente normal (N_2 , N_3 y N_4) que presenta dos intervalos invertidos intercalados (R_3 y R_4) y que puede hacerse corresponder con el periodo de polaridad normal comprendido entre las anomalías M29 y M28, en donde Handschumacher et al. (1988) obtienen también dos inversiones de polaridad intercaladas. R_5 , R_6 y R_7 corresponderían entonces a las anomalías M28, M27 y M26 respectivamente. A partir de este momento se observa un periodo que presenta una gran frecuencia de inversiones, correspondiente a la parte inferior del intervalo comprendido entre M26 y M25, donde no es ya posible la correlación exacta de todos los intervalos debido a su extremadamente corta duración.

A partir de todo lo expuesto puede concluirse que la escala de polaridades obtenida para el Oxfordiense medio y superior, a partir de los afloramientos del Sistema Ibérico investigados en este trabajo, constituye un fiel reflejo del comportamiento del campo geomagnético dentro del periodo considerado. Por este motivo, la secuencia resultante puede ser considerada como el patrón de polaridades del c.m.t. para el Oxfordiense medio y superior, periodo que, lejos de constituir la Zona Tranquila Jurásica, se caracteriza, precisamente, por la alta frecuencia de inversiones del campo magnético terrestre.

6.- CONCLUSIONES

De todos los resultados obtenidos en este estudio pueden extraerse las siguientes conclusiones:

1) El comportamiento paleomagnético observado es muy similar en todas las regiones estudiadas.

2) El principal mineral magnético presente en todas las secciones investigadas es magnetita. En determinadas capas de algunas secciones aparece también goetita como mineral portador de una parte de la remanencia magnética.

3) Una característica común que tiene lugar durante el tratamiento térmico de las muestras en el laboratorio, es la creación de nueva magnetita de grano muy fino y que presenta un comportamiento superparamagnético a temperatura ambiente, constituyendo en todos los casos un factor muy importante de ruido que se superpone a la componente primaria de la imanación. Esta componente viscosa ha debido ser cuidadosamente eliminada en cada una de las medidas efectuadas a partir de 350°-400°C con el fin de aislar adecuadamente la componente primaria de la imanación

4) Todas las muestras presentan dos componentes de la imanación, denominadas S y P, perfectamente diferenciables del campo magnético actual y asociadas a la presencia de magnetita. Las muestras que contienen goetita presentan, además, una tercera componente S', también diferenciable del campo magnético actual.

5) La componente P de la imanación presenta alternativamente polaridades normales e invertidas, con una $T_{Bmax}=580^{\circ}C$. El test del pliegue, cuando existe, es positivo y su dirección paleomagnética ($Dec=325.3^{\circ}$, $Inc=41.5^{\circ}$, $\alpha_{95}=2.2^{\circ}$) corresponde con la dirección esperada para el periodo Jurásico en el Sistema Ibérico (Van der Voo, 1993). Esta

componente es por lo tanto interpretada como la componente primaria de la imanación, de edad Oxfordiense medio y superior.

El test de inversión obtenido para esta componente es positivo con una clasificación A, por lo que puede concluirse que su dirección está perfectamente determinada habiéndose eliminado cualquier superposición de otras componentes de la imanación ya sean de carácter viscoso o no.

6) La componente S presenta siempre polaridad normal y constituye, en la mayor parte de los casos, la componente magnética responsable de la mayor parte de la NRM inicial (~80%), con una $T_{Bmax}=350^{\circ}C-450^{\circ}C$. El resultado del test de pliegue (cuando existe) es positivo y su dirección paleomagnética (Dec= 340.5° , Inc= 45.2° $\alpha_{95}=1.4^{\circ}$) corresponde con la dirección esperada para el periodo Cretácico en la Península Ibérica.

Esta componente ha sido interpretada como una reimanación de edad probablemente Barremiense-Aptiense. A partir de los datos obtenidos en este trabajo y los obtenidos en otras zonas del Sistema Ibérico (Moreau et al., 1992) esta reimanación parece presentar un carácter muy extendido (tal vez global) en toda la Cordillera.

7) La componente S', asociada a la presencia de goetita presenta una temperatura de desbloqueo máxima de $80^{\circ}C$ aproximadamente. Aparece únicamente en determinadas capas y presenta, en los casos en los que ha sido posible aislarla, una dirección invertida de la imanación (Dec= 159° , Inc= -47° , $\alpha_{95}=8.0^{\circ}$) que coincide con la dirección invertida de la componente S de la imanación, por lo que podría constituir una reimanación de aproximadamente la misma edad.

8) En todas las secciones estudiadas las componentes de la imanación están rotadas hacia el W, excepto en la sección más meridional: AT1 en la que éstas aparecen rotadas hacia el E. Este hecho pone de manifiesto la existencia de rotaciones de bloques "pequeños" en torno a ejes verticales dentro del Sistema Ibérico, por lo que puede concluirse que no toda la Cordillera pertenece a la unidad "Iberia Estable".

9) La rotación relativa de las componentes S y P de la imanación refleja la rotación de aproximadamente 15° que sufrió la placa Ibérica entre las épocas de adquisición de dichas componentes, asociada a la apertura del Golfo de Vizcaya, es decir, la rotación de la Placa Ibérica entre el Oxfordiense y el Barremiense-Aptiense. El resto de la rotación ($\sim 20^\circ$), hasta completar los 35° que giró la Placa Ibérica, tuvo lugar, por lo tanto, después de la adquisición de la componente S de la imanación durante el Barremiense-Aptiense.

10) La secuencia de polaridades obtenida en cada una de las secciones estudiadas, a partir de las direcciones que presenta la componente primaria de la imanación, permite la definición de una secuencia de polaridades del c.m.t. durante el oxfordiense medio y superior.

La principal característica de la secuencia obtenida es la alta frecuencia de inversiones del campo magnético terrestre durante el Oxfordiense medio y superior.

La correlación entre las diferentes secciones es unívoca debido a la combinación de los datos paleontológicos y paleomagnéticos, y la secuencia compuesta obtenida puede ser, además, correlacionada con la secuencia de anomalías magnéticas marinas correspondiente al Océano Pacífico.

La secuencia obtenida puede proponerse, por lo tanto, como el patrón de anomalías magnéticas para el Oxfordiense medio y Superior, cuya principal característica es la alta frecuencia de inversiones de polaridad del c.m.t. durante dicho periodo.

7.- REFERENCIAS

- Ade Hall, J. y Watkins, N.D. (1970). Absence of correlation between opaque petrology and natural remanence polarity in Canary Island Lavas. *Geophys. J.*, 19, 351-360.
- Aguirre, E.; Díaz Molina, M. y Pérez González, A. (1976). Datos paleomastológicos y fases tectónicas en el Neógeno de la Meseta Central Española. *Trab. Neóg. Cuatern.*, 5, 7-29.
- Akimoto, S.; Katsura, T. y Yoshida, M. (1957). Magnetic properties of $TiFe_2O_4$ - Fe_3O_4 system and their change with oxidation. *J. Geomagn. Geoelectr.*, 9, 165-178.
- Allan, D.W. (1962). On the behaviour of systems of coupled dynamos. *Proc. Camb. Phil. Soc.*, 58, 671.
- Alvaro, M.R.; Capote, R. y Vegas, R. (1979). Un modelo de evolución geotectónica para la cadena celibérica. *Acta Geol. Hisp.*, 14, 172-177.
- Alvaro, M.R. (1975). Estilolitos tectónicos y fases de plegamiento en el área de Sigüenza (borde del Sistema Central y la Cordillera Ibérica). *Estud. Geol.*, 31, 241-247.
- Andrieux, J.; Frizon de Lamotte, D. y Braud, J. (1989). A structural scheme for the western Mediterranean area in Jurassic and early Cretaceous times. *Geodin. Acta*, 3, 1, 5-15.
- Angenheister, G. y Soffel, H. (1972). *Gesteinsmagnetismus und Paläomagnetismus. Studienhefte zur Physik des Erdkörpers.* Gebr. Bornträger, Berlín, Stuttgart.
- Anson, G.L. y Kodama, K.P., (1987). Compaction-induced inclination shallowing of the post-depositional remanent magnetization in a synthetic sediment. *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 88, 673-692.
- Balsey, J.R. y Buddington, A.F. (1958). Iron-titanium oxide minerals, rocks and aeromagnetic anomalies of the Adirondack area, New York. *Econ. Geol.*, 53, 777-805.
- Banerjee, S.K.; O'Reilly, W.; Gibb, T.C. y Greenwood, N.N. (1967). The behaviour of ferrous ions in iron-titanium spinels. *J. Phys. Chem. Solids*, 28, 1323.
- Banerjee, S.K. (1971). New grain size limits for paleomagnetic stability in haematite. *Nature Phys. Sci.* 232, 15-16.
- Barbetti, M.F. y McElhinny, M.W. (1975). The lake Mungo geomagnetic excursion. *Phil. Trans. R. Soc. A.*, 281, 515-542.
- Barbier, J.C. (1953). *Le traînage magnétique de fluctuation.* Tesis doctoral. Univ. Grenoble, Francia.
- Barret, D.L. y Keen, C.E. (1975). Mesozoic magnetic lineations, the magnetic quiet zone, and sea-floor spreading in the Northwest Atlantic. *J. Geophys. Res.*, 81, 4875-4884.
- Berggren, W.A.; Kent, D.V. y Flynn, J.J. (1985). Paleogene geochronology and chronostratigraphy. En: *Geochronology and the geological record* (Ed.: Snelling, N.J.). *Mem. of the Geol. Soc.*, 10, Blackwell Scient. Publ., Oxford, 141-195.
- Berner, R.A. (1969). Goethite stability and the origin of red-beds. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 33, 267-273.
- Blow, R.A. y Hamilton, N. (1978). Effect of compaction on the acquisition of a detrital remanent magnetization in fine-grained sediments. *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 52, 13-23.
- Bonhommet, N. y Babkine, J. (1967). Sur la présence d'aimantations inversées dans la Chaîne des Puys. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 264, 92-94.
- Bonhommet, N. y Zahringer, J. (1969). Paleomagnetism and potassium-argon age determination of the Laschamp geomagnetic polarity event. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 6, 43-46.
- Briden, J.C. (1965). Ancient secondary magnetizations in rocks. *J. Geophys. Res.*, 70, 5205-5221.
- Brock, A. (1971). An experimental study of palaeosecular variation. *Geophys. J.*, 24, 303-317.
- Bryan, G.M.; Marki, R.G. y Sheridan, R.E. (1980). IPOD site surveys in the Blake-Bahama Basin. *Mar. Geol.*, 35, 43-63.
- Buchan, K.L. y Dunlop, D.J. (1976). Paleomagnetism of the Haliburton Intrusions: superimposed magnetizations, metamorphism and tectonics in the late Precambrian. *J. Geophys. Res.*, 81, 2951-2967.
- Bullard, E.C. (1955). The stability of a homopolar dynamo. *Proc. Camb. Phil. Soc.*, 51, 744-760.
- Bullard, E.C. (1978). The disk dynamo. En: *Topics in non-linear dynamics* (Ed: S. Jorna). *AIP Conf. Proc.*, 46.

- Burek, P.J. (1970). Magnetic reversals: their application to stratigraphic problems. *Am. Assoc. Pet. Geol. Bull.*, 54, 1120-1139.
- Burke, K. y Dewey, J.F. (1973). Plume-generated triple junctions: key indicators in applying Plate Tectonics to old rocks. *J. Geol.*, 81, 406-433.
- Butler, R.F. y Banerjee, S.K. (1975). Single-domain grain size limits for metallic iron. *J. Geophys. Res.*, 80, 252-259.
- Calvo, J.M. (1993). Cinemática de las fallas discontinuas en el sector central de la Cordillera Ibérica. Tesis Doctoral, Univ. Zaragoza, 355 pp.
- Cande, S.C.; Larson, R.L. y La Brecque, J.L. (1978). Magnetic lineations in the Pacific Jurassic quiet zone. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 41, 434-440.
- Cande, S.C. y Kent, D.V. (1992). A new geomagnetic polarity time scale for the late Cretaceous and Cenozoic. *J. Geophys. Res.*, 97, B10, 13917-13951.
- Canerot, J. (1974). Recherches géologiques aux confins de Chaînes Ibériques et Catalane (Espagne). *Enadinsa*, Ser. 5, 4, 517 pp.
- Capote, R. (1983). La tectónica de la Cordillera Ibérica. En: *Geología de España, Libro Jubilar J.M. Rios* (Ed. I.G.M.E.), 2, 108-120.
- Cariou, E.; Meléndez, G. y Branger, P. (1991). Définition d'une échelle biochronologique fine pour une zone d'ammonites de l'Oxfordien moyen: zone à *Transversarium* (province subméditerranéenne). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 313, 2, 703-708.
- Cariou, E. y Meléndez, G. (1990). A modified perisphinctid zonal scheme for the Middle Oxfordian of southwestern Europe (Submediterranean Province). *Seminarios de paleontología, Zaragoza (SEPAZ)*, 2, 129-151.
- Carmichael, C.M. (1959). Remanent magnetism of the Allard lake ilmenites. *Nature*, 183, 1239-1241.
- Carmichael, C.M. (1961). The magnetic properties of ilmenite-haematite crystals. *Proc. R. Soc. A.*, 263, 508-530.
- Celaya, M. y Clement, B.M. (1988). Inclination shallowing in deep-sea sediments from the north Atlantic. *Geophys. Res. Lett.*, 15, 52-55.
- Channell, J.E.T.; Ogg, J.G. y Lowrie, W. (1982). Geomagnetic polarity in the Early Cretaceous and Jurassic. *Philos. Trans. R. Soc. London*, Ser. A, 306, 137-146.
- Channell, J.E.T.; Massari, F.; Benetti, A. y Pezzoni, N. (1990). Magnetostratigraphy and biostratigraphy of Callovian-Oxfordian limestones from the Trento Plateau (Monti Lessini, northern Italy). *Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol.*, 79, 289-303.
- Clegg, J.A.; Deutsch, E.R.; Everitt, C.W.F. y Stubbs, P.H.S. (1957). Some recent paleomagnetic measurements made at Imperial College, London. *Phil. Mag. Supp. Advan. Phys.*, 6, 219-231.
- Colchen, M. (1970). Géologie de la Sierra de la Demanda (Burgos-Logroño, Spagne). Tesis doctoral. *Fac. Sc. Paris*, 559 pp.
- Collinson, D.W.; Creer, K.M. y Runcorn, S.K. (1967). *Methods in paleomagnetism*. Elsevier, Amsterdam, 609 pp.
- Collinson, D.W. (1983). *Methods in rock magnetism and paleomagnetism. Techniques and instrumentation*. Chapman and Hall, Londres, 503 pp.
- Cook, A.E. y Roberts, P.H. (1970). The Rikitake two disc dynamo system. *Proc. Camb. Phil. Soc.*, 68, 547-569.
- Cox, A. (1968). Length of geomagnetic polarity intervals. *J. Geophys. Res.*, 73, 3247-3260.
- Cox, A.V.; Doell, R.R. y Dalrymple, G.B. (1964). Geomagnetic polarity epochs. *Science*, 143, 351-352.
- Crain, I.K.; Crain, P.L. y Plaut, M.G. (1969). Long period Fourier spectrum of geomagnetic reversals. *Nature*, 223, 283.
- Creer, K.M. (1957). The remanent magnetization of unstable Keuper marls. *Phil. Trans. R. Soc. A*, 250, 130-143.
- Day, R.; Fuller, M. y Schmidt, V.A. (1977). Hysteresis properties of titanomagnetites: grain-size and compositional dependence. *Phys. Earth Planet. Int.*, 13, 260-267.
- Dekkers, M.J. y Rochette, P. (1992). Magnetic properties of Chemical remanent magnetization in synthetic and natural goethite: Prospects for a natural remanent magnetization/thermoremanent magnetization ratio paleomagnetic stability test? *J. Geophys. Res.*, 97, B12, 17291-17307.
- Dewey, J.F.; Pitman, W.C.; Ryan, W.B.F. y Bonnin, J. (1973). Plate tectonics and evolution of the Alpine system. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 84, 3137-3180.
- Díaz Molina, M. (1974). Síntesis estratigráfica preliminar de la serie terciaria de los alrededores de Carrascosa del Campo (Cuenca). *Estud. Geol.*, 30, 53-67.

- Dickson, G.O.; Everitt, C.W.F.; Parry, L. y Stacey, F.D. (1966). Origin of thermoremanent magnetization. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1, 222-224.
- Dodson, R.; Dunn, J.R.; Fuller, M.; Williams, I.; Ito, H.; Schmidt, V.A. y Yee-Ming, W. (1978). Paleomagnetic record of a late tertiary field reversal. *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 373-412.
- Dunlop, D.J. (1973). Theory of the magnetic viscosity of lunar and terrestrial rocks. *Rev. Geophys. Space Phys.*, 11, 855-901.
- Dunlop, D.J. (1981). The rock magnetism of fine particles. *Phys. Earth Planet. Int.*, 26, 1-26.
- Fisher, R.A. (1953). Dispersion on a sphere. *Proc. R. Soc. Londres. A*, 217, 295-305.
- Fontana, B. (1990). El Oxfordiense medio, biozona Transversarium (Jurásico superior) en el borde sur de la Cuenca del Ebro (Cordillera Ibérica). Estudio paleontológico del género *Larcheria*. (Ammonoidea Perisphinctidae). Tesis de Licenciatura. Univ. of Zaragoza, 155pp.
- Fontana, B. y Meléndez, G. (1990). Caracterización bioestratigráfica de la zona Transversarium (Oxfordiense medio), en el sector Oriental de la Cordillera Ibérica. *Geogaceta*, 8, Soc. Soc. Geol. Esp., 76-78.
- Fontboté, J.M. y Quintero, I. (1960). Lavas almohadilladas (pillow-lavas) en los afloramientos volcánicos de la transversal Iznalloz-Jaén (Cordilleras Subbéticas). *Not. Com. Inst. Geol. min.*, 60, 85-90.
- Galdeano, A.; Moreau, M.G.; Pozzi, J.P.; Berthou, P.Y. y Malod, J.A. (1989). New paleomagnetic results from Cretaceous sediments near Lisboa (Portugal) and implications for the rotation of Iberia. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 92, 95-106.
- Gehring, A.U.; Keller, P. y Heller, F. (1991). Paleomagnetism and tectonics of the Jura arcuate mountain belt in France and Switzerland, *Tectonophysics*, 186, 269-278.
- Gehring, A.U. y Heller, F. (1989). Timing of natural remanent magnetization in ferriferous limestones from the Swiss Jura mountains. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 93, 261-272.
- Gillot, P.Y.; Labeyrie, J.; Laj, C.; Valladas, G.; Guérin, G.; Poupeau, G. y Delibrias, G. (1979). Age of the Laschamp polarity paleomagnetic excursion revisited. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 42, 444-450.
- Gómez, J.J. (1978). Características generales del Jurásico en facies carbonatadas del sector levantino de la Cordillera Ibérica (Valencia-Castellón-Cuenca). Grupo Esp. Mesoz.; Jur. Cord. Ibérica (Extr. Guía Exc.), Madrid, 8, 17 pp.
- Gómez, J.J. y Goy, A. (1979). Las unidades litoestratigráficas del Jurásico medio y superior en facies carbonatadas del Sector Levantino de la Cordillera Ibérica. *Est. Geol.*, 35, 569-598.
- Goy, A.; Gómez, J.J. y Yébenes, A. (1976). El Jurásico de la ramam castellana de la Cordillera Ibérica (mitad norte). Unida des litoestratigráficas. *Est. Geol.*, 32, 391-423.
- Goy, A. y Suárez Vega, L.C. (1983). El Jurásico. En: *Geología de España, Libro Jubilar J.M. Rios* (Ed. I.G.M.E.), 2, 62-79.
- Guimerà, J. y Alvaro, M. (1990). Structure et évolution de la compression alpine dans la Chaîne Ibérique et la Chaîne côtière catalane (Espagne). *Soc. Géol. France*, 8, 2, 339-348.
- Hailwood, E.A. (1989). *Magnetostratigraphy*. Geol. Soc. London. Spec. Report, 19, 84 pp.
- Halls, H.C. (1976). A least-squares method to find a remanence direction from converging remagnetization circles. *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, 45, 297-304.
- Handschumacher, D.W.; Sager, W.W.; Hilde, T.W.C. y Bracey, D.R. (1988). Pre-Cretaceous tectonic evolution of the Pacific plate and extension of the geomagnetic polarity reversal time scale with implications for the origin of the Jurassic "Quiet Zone". *Tectonophysics*, 155, 365-380.
- Handschumacher, D.W. y Kroenke, L. (1978). An extended time scale of mesozoic geomagnetic reversals, *EOS*, 59, 266.
- Harland, W.B.; Cox, A.V.; Llewellyn, P.G.; Pickton, C.A.G.; Smith, A.G. y Walters, R. (1982). *A Geologic Time Scale*. Cambridge Univ. Press, Cambridge, 131 pp.
- Harland, W.B.; Armstrong, R.; Cox, A.; Craig, L.; Smith, A. y Smith, D. (1990). *A geologic time scale 1989*. Cambridge Univ. Press., Nueva York. 263 pp.
- Hayes, D.E. y Rabinowitz, P.D. (1975). Mesozoic magnetic lineations and the magnetic quiet zone of northwest Africa. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 28, 105-115.
- Hedley, I.G. (1971). The weak ferromagnetism of goethite (α -FeOOH), *Z. Geophys.*, 37, 409-420.
- Heirtzler, J.R.; Dickson, G.O.; Herron, E.M.; Pitman, W.C. III y Le Pichon, X. (1968). Marine magnetic anomalies, geomagnetic field reversals and motions of the ocean floor and continents. *J. Geophys. Res.*, 73, 2119-2136.
- Heirtzler, J.R. y Hayes, D.E. (1967). Magnetic boundaries in the north Atlantic Ocean. *Science*, 157, 185-187.

- Heller, F. (1977). Paleomagnetism of upper Jurassic limestones from southern Germany, *J. Geophys.*, 42, 475-488.
- Heller, F. (1978). Rockmagnetic studies of Upper Jurassic limestones from southern Germany. *J. Geophys.*, 44, 525-543.
- Herzenberg, A. (1958). Geomagnetic dynamos. *Phil. Trans. R. Soc. A*, 250, 543-585.
- Hijab, B.R. y Tarling, D.H. (1990). Possible high-frequency geomagnetic polarity changes in Lower-Middle Jurassic carbonates in Irak. *Phys. Earth. Planet. Int.*, 64, 342-347.
- Hilgen, F.J. (1987). Sedimentary Rhythms and high-resolution chronostratigraphic correlations in the Mediterranean Pliocene, *Newslett. Stratigr.*, 17, 109-127.
- Hilgen, F.J. (1991). Astronomical calibration of Gauss to Matuyama sapropels in the Mediterranean and implication for the geomagnetic Polarity Time Scale. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 104, 226-244.
- Hilgen, F.J. y Langereis, C.J. (1989). Periodicities of CaCO₃ cycles in the Mediterranean Pliocene: Discrepancies with the quasi-periods of the Earth's orbital cycles? *Terra Nova*, 1, 409-415.
- Hillhouse, J. y Cox, A. (1976). Brunhes-Matuyama polarity transition. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 29, 51-64.
- Hoffman, K.A. y Day, R. (1978). Separation of multicomponent NRM: a general method. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 40, 433-438.
- Hoffman, P. (1973). Evolution of an early Proterozoic continental margin: the Coronation geosyncline and associated aulacogens of the north western Canadian Shield. *Phil. Trans. R. Soc. London A*, 273, 547-581.
- Horner, F. y Heller, F. (1983). Lower Jurassic magnetostratigraphy at the Breggia Gorge (Ticino, Switzerland) and Alpe Turati (Como, Italy). *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, 73, 705-718.
- Imbrie, J.; Hays, J.D.; Martinson, D.J.; McIntyre, A.; Mix, A.; Morley, J.J.; Pisias, N.J.; Prell, W.L. y Shackleton, N.J. (1984). The orbital theory of Pleistocene climate: Support from a revised chronology of the marine δO_{18} record. En: *Milankovitch and Climate* (Eds.: A.L. Berger et al.). NATO ASI, C, 126, 269-305.
- International Subcommission on Stratigraphic Classification. (1979) Magnetostratigraphic polarity units, a supplementary chapter. *International Stratigraphic Guide. Geology*, 7, 758-783.
- Irving, E. y Pullaiah, G. (1976). Reversals of the geomagnetic field, magnetostratigraphy and relative magnitude of palaeosecular variation in the Phanerozoic. *Earth Sci. Rev.*, 12, 35-64.
- Ishikawa, Y. y Syono, Y. (1963). Order-disorder transformation and reverse thermoremanent magnetism in the FeTiO₃-Fe₂O₃ system. *J. Phys. Chem. Solids*, 24, 517-528.
- Ito, K. (1980). Chaos in the Rikitake two disc dynamo system. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 51, 451.
- Jacobs, J. A. (1984). Reversals of the Earth magnetic field. Adam Hilger Ltd., Bristol, 230 pp.
- Johnson, R.J.E.; Van der Voo, R. y Lowrie, W. (1984). Paleomagnetism and late diagenesis of Jurassic carbonates from the Jura Mountains, Switzerland and France. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 95, 478-488.
- Julivert, M.; Fontboté, J.M.; Ribeiro, A. y Conde, R.N. (1972). Memoria explicativa del mapa tectónico de la Península Ibérica y Baleares. *Inst. Geol. y Min. de España*, 113 pp.
- Julivert, M.; Fontbote, J.M.; Ribeiro, A. y Conde, L. (1974). Mapa tectónico de la Península Ibérica y Baleares. *Mem. exp. I.G.M.E.*, 113 pp.
- Kent, D.V. y Gradstein, F.M. (1985). A Cretaceous and Jurassic geochronology. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 96, 1419-1427.
- Khranov, A.N. (1958). Paleomagnetism and its applications to geological problems (Ed.: Irving, E.). Wiley, Nueva York, 75 pp.
- Kirschvink, J.L. (1980). The least-squares line and plane and the analysis of paleomagnetic data. *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, 62, 699-718.
- Kono, M. (1971). Intensity of the Earth's magnetic field during the Pliocene and Pleistocene in relation to the amplitude of mid-ocean ridge magnetic anomalies. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 11, 10-17.
- Kono, M. (1972). Mathematical models of the Earth's magnetic field. *Phys. Earth Planet. Int.*, 5, 140.
- LaBrecque, J.L.; Kent, D.V. y Cande, S.C. (1977). Revised magnetic polarity time scale for the Late Cretaceous and Cenozoic time. *Geology*, 5, 330-335.
- Laj, C.; Nordemann, D. & Pomeau, Y. (1979). Correlation function analysis of geomagnetic field reversals. *J. Geophys. Res.*, 84, 4511.
- Langereis, C.G.; Zachariasse, W.J. y Zijdeveld, J.D.A. (1984). Late Miocene magnetobiostratigraphy of Crete. *Marine micropaleontol.*, 8, 261-281.
- Larson, R.L. y Hilde, T.W.C. (1975). A revised time-scale of magnetic reversals for the Early Cretaceous and Late Jurassic. *J. Geophys. Res.*, 80, 2586-2594.

- Larson, R.L. y Pitman, W.C. (1972). World-wide correlation of Mesozoic magnetic anomalies and its implications. *Geol. Soc. Am. Bull.* 83, 3645-3662.
- Le Borgne, E. (1960). Etude expérimentale du traînage magnétique dans le cas d'un ensemble de grains très fins dispersés dans une substance non magnétique. *Annals. Geophys.*, 16, 445-494.
- Lévêque, F. (1992). Confrontation des données biochronologiques et magnetostratigraphiques dans les gisements continentaux du Paleogène européen. Etalonnage temporel de l'échelle biochronologique mammalienne. Tesis Doctoral, Univ. Montpellier II, 249 pp.
- Lotze, F. (1929). Stratigraphie und Tektonik des Keltiberischen Grundgebirges (Spanien). *Abh. Ges. Wiss. Gött. Math. Phys. Kl.*, nueva serie, 14, 2, 320 pp.
- Lowes, F.J. y Wilkinson, I. (1968). Geomagnetic dynamo: an improved laboratory model. *Nature*, 198, 1158.
- Lowrie, W. (1973). Viscous remanent magnetization in oceanic basalts. *Nature*, 219, 717-718.
- Lowrie, W. (1988). Magnetostratigraphy and the geomagnetic polarity record. *Inst. Geophys., ETH, Zurich, Cont.* 567, 95-120.
- Lowrie, W. (1990). Identification of ferromagnetic minerals in a rock by coercivity and unblocking temperature properties. *Geophys. Res. Lett.* 17, 159-162.
- Lowrie, W. y Alvarez, W. (1981). One hundred million years of geomagnetic polarity history. *Geology*, 9, 392-397.
- Lowrie, W. y Chanell, J.E.T. (1985). A summary of magnetic stratigraphy investigations for the Paleogene, Cretaceous and Jurassic. En: *The Chronology of the Geological Record* (Ed.: N.J. Snelling). *Mem. Geol. Soc.*, 10, Blackwell Scientific Publications, Oxford, 131-134.
- Lowrie, W. y Heller, F. (1982). Magnetic properties of marine limestones. *Rev. Geophys. Space Phys.*, 20, 2, 171-192.
- Lowrie, W. y Kent, D.W. (1978). Characteristics of VRM in oceanic basalts. *J. Geophys.*, 44, 297-315.
- Malkus, W.V.R. (1972). Reversing Bullard's dynamo. *Trans. Am. Geophys. Union*, 53, 617.
- Martinson, D.G.; Pisias, N.G.; Hays, J.D.; Imbrie, J.; Moore, T.C. y Shackleton, N.J. (1987). Age dating and the orbital theory of the Ice-Ages: Development of a high resolution 0 to 300,000-year chronostratigraphy. *Quat. Res.*, 27, 1-29.
- Masche, J. y Phillips, J. (1972). Smooth zones in the south Atlantic. *Nature*, 240, 80-84.
- McElhinny, M.W. (1964). Statistical significance of the fold test in paleomagnetism. *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, 8, 338-340.
- McFadden, P.L. (1990). A new fold test for paleomagnetic studies. *Geophys. J. Int.*, 103, 163-169.
- McFadden, P.L. y McElhinny, M.W. (1982). Variations in the geomagnetic dipole 2: Statistical analysis of VDMs for the past 5 million years. *J. Geomag. Geoelec.*, 34, 163-189.
- McFadden, P.L. y McElhinny, M.W. (1990). Classification of the reversal test in paleomagnetism. *Geophys. J. Int.*, 103, 725-729.
- Meléndez, G.; Sequeiros, L. y Brochewicz-Lewinski, W. (1982). Lower Oxfordian in the Iberian Chain (Spain) Part II. Ammonite Fauna. *Bull. Ac. Sc. Pol. (Sc Terre)*, 30, 3-4, 173-181.
- Meléndez, G. (1971). Estudio geológico de la serranía de Cuenca en relación a sus posibilidades petrolíferas. Tesis Doctoral, Univ. Complutense, Madrid, 2 T.
- Meléndez, G. (1984). El Oxfordiense en el sector central de la Cordillera Ibérica (provincias de Zaragoza y Teruel). *Doct. Thesis, Univ. Complutense, Madrid*, 543 pp.
- Meléndez, G. (1989). El Oxfordiense en el sector central de la Cordillera Ibérica (Provincias de Zaragoza y Teruel). *Inst. Fernando el Católico. Inst. Est. Turolenses*, 418 pp.
- Meléndez, G. y Fontana, B. (1991). Sobre la posición estratigráfica de *Perisphinctes Wartae* Bukowski y el desarrollo de la biozona rotoides (biozona *Transversarium*), Oxfordiense medio en la Cordillera Ibérica Nororiental. *Geogaceta*, 10, 38-42.
- Meléndez, G. y Fontana, B. (1994). Biostratigraphic correlation of middle Oxfordian sediments in the Iberian Chain (eastern Spain). *Proc. 3rd, Oxfordian-Kimmeridgian Meeting, ISJS, Warsaw, 1992. Acta Geologica Polonica*. 43, 3-4, 193-211.
- Mercator, P.L. (1926). *Terr. Magn. Atmos. Elect.*, 31, 187-190.
- Merrill, R.T.; McElhinny, M.W. y Stevenson, D.J. (1979). Evidence for long term asymmetries in the Earth's magnetic field and possible implications for dynamo theories. *Phys. Earth Planet. Int.*, 20, 75.
- Moreau, M.G.; Canerot, J. y Malod, J.A. (1992). Paleomagnetic study of Mesozoic sediments from the Iberian Chain (Spain). Suggestions for Barremian remagnetization and implications for the rotation of Iberia. *Bull. Soc. Geol. France*, 163, No 4, 393-402.

- Morley, J.J. y Hays, J.D. (1981). Towards a high resolution, global, deep-sea chronology for the last 750,000 years. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 53, 279-295.
- Moskowitz, B.M. y Banerjee, S.K. (1981). A comparison of the magnetic properties of synthetic titanomagnetites and some oceanic basalts. *J. Geophys. Res.*, 86, B12, 11869-11882.
- Nagata, T.; Uyeda, S. y Akimoto, S. (1952). Self reversals of thermoremanent magnetism of igneous rocks. *J. Geomag. Geoelec.*, 4, 22-38.
- Nagata, T. (1961) *Rock magnetism*. Maruzen Co. Ltd., Tokyo.
- Nagata, T. y Uyeda, S. (1959). Exchange interaction as a cause of reverse thermoremanent magnetism. *Nature*, 184, 890-891.
- Néel, L. (1949). Théorie du traînage magnétique des ferromagnétiques au grains fins avec applications aux terres cuites. *Ann. Geophys.*, 5, 99-136.
- Néel, L. (1950). Théorie du traînage magnétique des substances massives dans le domaine de Rayleigh. *J. Phys. Radium, Paris*, 11, 49-61.
- Néel, L. (1955). Some theoretical aspects of rock magnetism. *Adv. Phys.*, 4, 113-190.
- Nozières, P. (1978). Reversals of the Earth's magnetic field: an attempt at a relaxation model. *Phys. Earth Planet. Int.*, 17, 55-74.
- O'Reilly, W. y Banerjee, S.K. (1966). Oxidation of titanomagnetites and self-reversal. *Nature*, 211, 26-28.
- Ogg, J.G.; Channell, J.E.T.; Winterer, E.L. y Baumgartner, P.O. (1981). Magnetostratigraphy of Oxfordian and Kimmeridgian cherts and Siliceous limestones of northern Italy. *Int. Assoc. Geomagn. Aeron. Bull.*, 45, 209-210.
- Ogg, J.G.; Steiner, M.B.; Oloriz, F. y Tavera, J.M. (1984). Jurassic magnetostratigraphy I. Kimmeridgian-Tithonian of Sierra Gorda and Carcabuey, southern Spain. *Earth. Planet. Sci. Lett.*, 71, 147-62.
- Ogg, J.G.; Steiner, M.B.; Wieczorek, J. y Hoffmann, M. (1991). Jurassic magnetostratigraphy, 4. Early Callovian through Middle Oxfordian of the Krakow Uplands (Poland). *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 104, 488-504.
- Ogg, J.G. y Lowrie, W. (1986). A magnetic polarity time scale for the Early Cretaceous and late Jurassic. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 76, 341-349.
- Ogg, J.G. y Steiner, M.B. (1985). Jurassic magnetic polarity time scale-current status and compilation. En: *Jurassic stratigraphy* (Eds.: O. Gichelson y A. Zeiss). *Dan. Geol. Surv. Spec. Publ.*, 1-16.
- Opdyke, N.D.; Kent, D.V. y Lowrie, W. (1973). Details of magnetic polarity transitions recorded in a high deposition rate deep-sea core. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 20, 315-324.
- Osete, M.L. (1988). Estudio del magnetismo remanente de las rocas de interés paleomagnético en España. Tesis Doctoral. Univ. Complutense, Madrid. 475 pp.
- Parés, J.M.; Banda, E. y Santanach, P. (1988). Paleomagnetic results from the southeastern margin of the Ebro basin (northeastern Spain) evidence for a Tertiary clockwise rotation. *Phys. Earth Planet. Int.*, 52, 267-282.
- Parker, E.N. (1969). The occasional reversal of the geomagnetic field. *Astrophys. J.*, 158, 815.
- Pérez Gonzalez, A.; Vilas, L.; Brell, J.M. y Bertolín, M. (1971). Las series continentales al este de la Sierra de Altomira. I congr. Hispano-Luso-Americano de Geol. Econ., 1, Sec. 1, 357-376.
- Petersen, N. (1982). *Gesteinsmagnetismus*. Institut für Allgemeine und Angewandte Geophysik, Munich, 70 pp.
- Poehls, K.A.; Luyendyk, B.P. y Heitzler, J.R. (1973). Magnetic smooth zones in the world's oceans. *J. Geophys. Res.*, 78, 6985-6997.
- Pozzi, J.P.; Barthès, V.; Thibaut, J.; Pocachard, J.; Lim, M.; Thomas, T. y Pages, G. (1993). Downhole magnetostratigraphy in sediments: Comparison with the paleomagnetism of a core. *J. Geophys. Res.*, 98, B5, 7939-7957.
- Prevot, M.; Mankinen, E.A.; Gromme y Coe, R.S. (1985). How the geomagnetic field vector reverses polarity. *Nature*, 316, 230-234.
- Riba Ardieu, O. (1983). La Cordillera Ibérica, generalidades. En: *Geología de España, Libro Jubilar* J.M. Rios (Ed. I.G.M.E.), 2, 423-426.
- Riba, O. (1959). Estudio geológico de la Sierra de Albarracín. Tesis Doctoral, Inst. Lucas Mallada. C.S.I.C. monogr. 16, 283pp.
- Richter, G. (1937). Über die magnetische Nachwirkung am Carbonyleisen. *Ann. Phys.*, 29, 605-635.
- Rikitake, T. (1958). Oscillations of a system of disk dynamo. *Proc. Camb. Phil. Soc.*, 54, 89.
- Roots, W.D. (1976). Magnetic smooth zones and slope anomalies: a mechanism to explain both. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 31, 113-118.

- Salas, R. y Casas, A. (1993). Mesozoic extensional tectonics, stratigraphy and crustal evolution during the Alpine cycle of the eastern Iberian basin. *Tectonophysics*, 288, 33-55.
- Schermerhorn, L.J.G.; Priem, H.N.A.; Boelrijk, A.I.M.; Hebeda, E.H.; Verdurmen, E.A.T. y Verschure, R.H. (1978). Age and origin of the Messejana Dolerite Fault-dike System (Portugal and Spain) in the light of the opening of the North Atlantic Ocean. *J. Geol.*, 86, 299-309.
- 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.
- Shimizu, Y. (1960). Magnetic viscosity of magnetite. *J. Geomagn. Geoelectr.*, Kyoto, 11, 125-138.
- Simpson, J.F. (1966). Evolutionary pulsations and geomagnetic polarity. *Bull. Geol. Soc. Am.*, 77, 197.
- Smith, B. y Prévot, M. (1977). Variation of the magnetic properties in a basaltic dyke with concentric zones. *Phys. Earth Planet. Int.*, 14, 120-136.
- Solé Sabaris, L. (1952). Geografía física. En: *Geografía de España y Portugal*, 1 (Ed.: M. Terán). Muntaner y Simón, Barcelona.
- Steiner, M.B.; Ogg, J.G.; Melendez, G. and Sequeiros, L. (1985). Jurassic magnetostratigraphy, 2. Middle-Late Oxfordian of Agulón, Iberian Cordillera, northern Spain. *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 76, 151-166.
- Steiner, M.B. (1980). Investigation of the geomagnetic field polarity during the Jurassic. *J. Geophys. Res.*, 85, 3572-3586.
- Steiner, M.B. y Helsey, C.E. (1975a). Reversal pattern and apparent polar wander for the Late Jurassic. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 86, 1537-1543.
- Steiner, M.B. y Helsey, C.E. (1975b). Late Jurassic magnetic polarity sequence. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 27, 108-112.
- Steiner, M.B. y Ogg, J.G. (1987). Oxfordian magnetic polarity pattern-reply to comment by R.E. Sheridan and K.A. Suydam. *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 85, 323-325.
- Street, R. y Wooley, J.C. (1949). A study of magnetic viscosity. *Proc. Phys. Soc. A*, 62, 562-572.
- Tauxe, L.; Kylastra, N. y Constable, C. (1991). Bootstrap statistics for paleomagnetic data. *J. Geophys. Res.*, 96, B7, 11723-11740.
- Tauxe, L. y Watson, G.S. (1994). The fold test: an eigen analysis approach. *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 122, 331-341.
- Thellier, E. (1951). Propriétés magnétiques des terres cuites et des roches. I. de *Phys. et Radium*, 12, 205-218.
- Tivey, M. y Johnson, H.P. (1981). Characterization of viscous remanent magnetization in single- and multi-domain magnetite grains. *Geophys. Res. Lett.*, 8, 217-220.
- Tivey, M. y Johnson, H.P. (1983). The characterization of viscous remanent magnetization in large and small magnetite particles. *J. Geophys. Res.*, 89, 543-552.
- Turner, P. (1975). Depositional magnetization of Carboniferous limestones from the Craven basin of northern England. *Sedimentology*, 22, 563-581.
- Ulrych, T.J. (1972). Maximum entropy power spectrum of truncated sinusoids. *J. Geophys. Res.*, 77, 1396.
- Urrutia, J. y Valencio, D.A. (1990). Magnetostratigraphy of a middle Jurassic red-bed sequence from southern Mexico. *Phys. Earth Planet. Int.*, 64, 237-246.
- Uyeda, S. (1958). Thermoremanent magnetism as a medium of paleomagnetism, with special reference to reverse thermoremanent magnetism. *Japan J. Geophys.*, 2, 1-123.
- Valencio, D.A. (1980). *El magnetismo de las rocas*. Ed. Univ. Buenos Aires. 351 pp.
- Van der Voo, R. (1967). The rotation of Spain: Palaeomagnetic evidence from the Spanish Meseta. *Palaeogeog. Palaeoclim. Palaeoec.*, 3, 393-416.
- Van der Voo, R. (1969). Paleomagnetic evidence for the rotation of the Iberian Peninsula. *Tectonophysics*, 7, 1, 5-56.
- Van der Voo, R. (1993). *Paleomagnetism of the Atlantic, Tethys and Lapetus Oceans*. Cambridge University Press, 411 pp.
- Van der Voo, R. y Lowrie, W. (1979). A preliminary magnetic study of Jurassic limestones from the Swiss Jura Mountains and adjacent areas. *Eos Trans. AGU*, 60, 569.
- Van der Voo, R. y Zijdeveld, J.D.A. (1971). Renewed paleomagnetic study of the Lisbon volcanics and implications for the rotation of Iberian Peninsula. *J. Geophys. Res.*, 76, 3913-3921.
- Van Hoof, A.A.M. y Langereis, C.G. (1992). The upper Kaena sedimentary geomagnetic reversal record from southern Sicily. *J. Geophys. Res.*, 97, B5, 6941-6957.

- Van Velzen, A.J. y Zijdeveld, J.D.A. (1992). A method to study alterations of magnetic minerals during thermal demagnetisation applied to a fine-grained marine marl (Trubi formation, Sicily). *Geophys. J. Int.*, 110, 1, 79-90.
- Van Velzen, A.J. y Zijdeveld, J.D.A. (1994). Effects of weathering on single domain magnetite in early Pliocene marine marls. *Geophys. J. Int.*, enviado.
- Vegas, R. & Banda, E. (1982). Tectonic framework and Alpine evolution of the Iberian Peninsula. *Earth Evolution Sci.*, 4, 320-343.
- Vegas, R. (1985). Tectónica del área Ibero-Mograbí. En: *Mecanismo de los terremotos y tectónica* (Eds: A. Udías, D. Muñoz y E. Buforn). Ed. Univ. Complutense, 197-215.
- Viallard, P. (1973). Recherches sur le cycle alpin dans la chaîne Ibérique suddocidentale. Tesis doctoral, Travaux du lab. de Géol. Méd. Associé au C.N.R.S.. Univ. Paul. Sabatier. 445 pp.
- Viallard, P. (1980). Les Iberides (Chaînes Ibérique et Catalane): interprétation de la fracturation majeure fini-Oligocène. *C.R. Acad. Sc. Paris*, 291, 873-876.
- Villalaín, J.J.; Osete, M.L.; Vegas, R.; Garcia-Dueñas, V. y Heller, F. (1994). Widespread Neogene remagnetization in Jurassic limestone of the South-Iberian paleomargin (West Betics, Gibraltar Arc). *Phys. Earth. Planet. Int.*, en presa.
- Villena, J. (1971). Estudio geológico de un sector de la Cordillera Ibérica comprendido entre Molina de Aragón y Monreal (Provincias de Guadalajara y Teruel). Tesis Doctoral. Fac. C.C. Granada, 290 pp.
- Vine, F. J. y Matthews, D.H. (1963). Magnetic anomalies over ocean ridges. *Nature*, 199, 947-949.
- Wescott-Lewis, M.F. & Parry, L.G. (1971). Thermoremanence in synthetic rhombohedral iron-titanium oxides. *Aust. J. Phys.*, 24, 735.
- Wilson, R.L. y Watkins, N.D. (1967). Correlation of petrology and natural magnetic polarity in Columbia Plateau basalts. *Geophys. J.*, 12, 405.
- Zijdeveld, J.D.A. (1967). A.C. Demagnetization of rocks: Analysis of results. En: *Methods in Paleomagnetism* (Eds.: D.W. Collinson, K.M. Creer y S.K. Runcorn). Elsevier, Amsterdam.