

ESTUDIO PALEOMAGNÉTICO DE ROCAS DE EDAD JURÁSICA DE LA PENÍNSULA IBÉRICA Y EL SUR DE MARRUECOS

**Alicia Palencia Ortas
Directora: M^ª Luisa Osete López**

AGRADECIMIENTOS:

Quería primero que quedara reflejado mi agradecimiento al departamento de geofísica de la UCM y especialmente a su director A. Udías, así como al director del laboratorio de paleomagnetismo de la ETH de Zürich F. Heller, por haberme permitido desarrollar mi trabajo tanto aquí como allí.

Gracias Marisa, por transmitirme tu entusiasmo por la ciencia, por haberme enseñado tanto, eres muy buena directora y sin tu apoyo no estaría aquí este trabajo. La verdad es que me siento muy afortunada porque se cruzaran nuestros caminos. Gracias por tu amistad.

Casi no me lo creo, pero estoy escribiendo los últimos párrafos para la tesis. Y me lleno de alegría y emoción al recordar a todas las personas que me han acompañado en este camino, para hacerlo más fácil. Tengo que reconocer que he tenido mucha suerte por haberme encontrado con tan buena gente: que me ha enseñado tanto, que me ha apoyado en todo momento, y que me ha hecho sentir bien durante estos años. Sin ellas no habría sido posible escuchar y entender las historias que cuentan las piedras. Gracias a todos.

A los geólogos con que he trabajado, que me han enseñado a ver el campo con otros ojos: R. Vegas, A. Goy, M. Julivert, J. Sandoval, M. Miranda, JJ. Gómez, A. Hamid, A. Hafid, M. Fonseca. Y a todas las personas que me han acompañado en los trabajos al aire libre compartiendo el frío, el calor, la lluvia, la nieve, el sol, la luna y las estrellas. Ha sido una parte del todo que me ha encantado.

A mis compis (paleomagnetas y nonpaleomagnetas), a los que están o han estado, en un u otro momento y lugar: Carlos, Víctor, Gregg, Juanjo, Luca, Miriam, Cristina, Juan, JP, P. Silva, Ramón, Simo, Jack, Luismi...

A mi familia Suiza que me dio calor cuando podría haber sentido frío, por hacerme sentir como pez en el agua: Javi, Álvaro, Swenia, Thomas...

A todas las personas que quiero y están en mi corazón: a mis amigos de aquí, de allí y allá por sus ánimos incansables; Titi, siempre; mi familia y mis padres por su apoyo y amor incondicional; Ñako, por estar siempre a mi lado.

Y a quién me ha ayudado tanto, con quién comparto y hago camino al andar: a Vicente y a Carlos.

¡¡ifassisetalnifrop¡¡

ÍNDICE

CAPITULO1: INTRODUCCIÓN-RESUMEN.

1.1: Introducción.	1
1.2: Antecedentes y estado actual del tema.	2
1.2.1: La Curva de Deriva Polar Aparente (APWP) de Iberia.	2
1.2.2: El segmento Jurásico de la “APWP” de Iberia.	8
1.3: La placa Ibérica: marco geotectónico y evolución geodinámica.	11
1.4: Objetivos de la tesis.	22
1.5: Estructura de la tesis.	25
Referencias del capítulo 1	27

CAPÍTULO 2: RESULTADOS PALEOMAGNÉTICOS DEL DIQUE DE MESSEJANA PLASENCIA.

2.1: Marco geológico y antecedentes.	32
2.1.1 Estudios geocronológicos.	33
2.1.2 Estudios paleomagnéticos.	34
2.1.3 Problemas planteados.	34
2.2: Objetivos y muestreo.	37
2.3: Resultados paleomagnéticos: magnetización remanente natural (NRM) y desimanación de la NRM.	39
2.3.1: NRM y susceptibilidad inicial.	40
2.3.2: Análisis de las muestras piloto y desimanación sistemática del resto de muestras.	43
2.4: Experimentos de adquisición y desimanación de IRM. Ciclos de histéresis.	52
2.4.1: Experimentos de adquisición y desimanación de IRM.	52
2.4.2: Ciclos de histéresis y diagrama de Day.	54
2.5: Cálculo de las direcciones paleomagnéticas y análisis de los polos geomagnéticos virtuales (VGPs) obtenidos.	56

2.6: Variación Paleosecular en el dique de Messejana-Plasencia.	61
2.7: Comparación con otros estudios paleomagnéticos en rocas de edad jurásica.	69
2.8: Restricciones en la edad de emplazamiento del dique teniendo en cuenta los datos paleomagnéticos.	70
2.9: Conclusiones.	72
Referencias del capítulo 2	75

CAPÍTULO 3: RESULTADOS PALEOMAGNÉTICOS DEL DIQUE DE FOU M ZGUID (MARRUECOS).

3.1: Antecedentes: estudios geocronológicos y paleomagnéticos previos.	77
3.2: Objetivos y estrategia de muestreo.	78
3.3: Resultados paleomagnéticos	
3.3.1: NRM y susceptibilidad inicial.	80
3.3.2: Análisis de las muestras piloto y desimanación sistemática del resto de las muestras.	83
3.4: Adquisición gradual de IRM y desimanación térmica de la IRM. Ciclos de histéresis.	88
3.5: Cálculo de las direcciones paleomagnéticas.	92
3.6: Comparación de los polos paleomagnéticos del dique de Foum Zguid con otros polos de edad similar.	94
3.7: Conclusiones.	99
Referencias del capítulo 3.	101

CAPÍTULO 4: RESULTADOS PALEOMAGNÉTICOS OBTENIDOS EN LOS AFLORAMIENTOS DE EDAD JURÁSICO INFERIOR DEL SISTEMA IBÉRICO.

4.1: Introducción y objetivos.	102
4.2: La sección de Almonacid de la Cuba (CU).	105
4.2.1: Resultados paleomagnéticos: NRM y su desimanación.	107

4.2.2: Adquisición y desimanación de IRM. Ciclos de histéresis.	111
4.2.3: Cálculo de direcciones paleomagnéticas, test de inversión, test de pliegue. Discusión de los resultados.	113
4.2.4: Conclusiones.	118
4.3: Descripción de una reimanación completa de las calizas toarcienses de la sección de la Almunia de Doña Godina-Ricla.	119
4.3.1: Introducción.	119
4.3.2: Resultados paleomagnéticos: desimanación de la NRM, cálculo y discusión de las direcciones, test de pliegue.	122
4.3.3: Adquisición gradual de IRM y desimanación térmica de la IRM.	132
4.3.4: Ciclos de histéresis.	135
4.3.5: Magnetismo a bajas temperaturas.	138
4.3.6: Conclusiones.	141
4.4: Breve descripción de los afloramientos de edad Pliensbachiense-Toarciense de la Sierra de Albarracín: Villar del Cobo, Entrambasaguas y Gea de Albarracín.	143
4.4.1: Tratamiento en el laboratorio y discusión de los resultados.	143
4.4.2: Conclusiones.	147
Referencias del capítulo 4	148

CAPÍTULO 5: RESULTADOS PALEOMAGNÉTICOS DE LA PARTE CENTRAL Y ORIENTAL DE LAS ZONAS EXTERNAS DE LAS BÉTICAS.

5.1: Marco geológico y antecedentes.	151
5.2: Comportamiento magnético de las muestras.	154
5.3: Experimentos de IRM y ciclos de histéresis.	158
5.4: Cálculo de direcciones paleomagnéticas, test de inversión y de pliegue y discusión de resultados.	162
5.5: Integración de los resultados de este estudio con los de Osete et al.(2004).	165
5.5.1: Reimanación de las calizas del Subbético.	166
5.5.2: Rotaciones de bloques sobre ejes verticales.	166
5.6: Paleolatitudes de Iberia a partir de los datos obtenidos en el presente estudio y los de Osete et al.(2004).	169
5.7: Conclusiones.	171

CAPÍTULO 6: RESULTADOS MAGNETOESTRATIGRÁFICOS PARA EL LÍMITE BAJOCIENSE/BATHONIENSE (SECCIÓN DE CARCABUEY, CORDILLERA BÉTICA) Y PARA EL LÍMITE PLIENSBACHIENSE/TOARCIENSE (SECCIÓN DE ALMONACID DE LA CUBA, SISTEMA IBÉRICO).

6.1: Magnetoestratigrafía. Introducción.	175
6.2: Resumen de los estudios de magnetoestratigrafía realizados en la placa ibérica para el Jurásico.	180
6.2.1: Magnetoestratigrafía del Jurásico superior: (Titónico y Kimmeridginense).	180
6.2.2: Magnetoestratigrafía del Jurásico superior-medio (Oxfordiense, Calloviense, Bajociense y Bathoniense).	181
6.2.3: Magnetoestratigrafía del Jurásico medio-inferior (Aalenense, Toarciense, Pliensbachiense, Hettangiense y Sinemuriense).	187
6.3: Objetivos.	196
6.4: Magnetoestratigrafía del límite Bajociense/Bathoniense en Carcabuey.	197
6.5: Columna magnetoestratigráfica del límite Pliensbachiense/Toarciense de la sección de Almonacid de la Cuba.	202
6.6: Conclusiones.	210
Referencias del capítulo 6	211

CAPÍTULO 7: LA CURVA DE DERIVA POLAR APARENTE DE IBERIA (APWp) DESDE 200 Ma. COMPARACIÓN CON LA CURVA SINTÉRICA AFRICANA DE BESSE & COURTILOT (2002).

7.1: Introducción.	214
7.2: Los datos paleomagnéticos de Ibérica de 200 Ma a la actualidad. La Curva Sintética Africana de Besse & Courtillot (2002).	215
7.3: Datos paleomagnéticos de Iberia de 200 Ma trasladados a la placa Africana. Comparación con la curva Africana de Besse & Courtillot (2002).	221

7.4: Conclusiones.	228
Referencias del capítulo 7.	229
<u>CAPÍTULO 8: CONCLUSIONES.</u>	231
<u>GLOSARIO.</u>	236
Referencias del glosario	275

CAPÍTULO 1: INTRODUCCIÓN-RESUMEN.

1.1: INTRODUCCIÓN.

El campo magnético de la Tierra y la propiedad de los minerales ferromagnéticos presentes en algunas rocas de magnetizarse en este campo geomagnético (durante la época de su formación o con posterioridad), constituyen las bases del paleomagnetismo. Por tanto, esta propiedad que presentan ciertas rocas permite estudiar, previo conocimiento de la edad de la roca, la posición y las características del polo magnético terrestre correspondiente a la época de su formación, y todas las implicaciones geodinámicas que de ello se derivan. El paleomagnetismo proporciona información cuantitativa sobre la posición y el movimiento de las placas en el pasado, y en sus inicios supuso la prueba definitiva de la validez de la teoría de la Tectónica de Placas. Por otra parte, los estudios de paleomagnetismo y geocronología pusieron de manifiesto que el campo magnético terrestre había sufrido inversiones de polaridad sucesivas a lo largo de las Eras Geológicas. Este descubrimiento y la asociación de estas inversiones con las anomalías magnéticas observadas en los océanos supusieron la base argumental definitiva de la teoría de la Expansión del Suelo Oceánico. En la actualidad, el paleomagnetismo se emplea en muy diversos ámbitos como la correlación estratigráfica, el estudio del campo magnético terrestre, la arqueología, la paleoclimatología, etc.

Dentro del ámbito de la geodinámica, el paleomagnetismo aporta información de la deriva que han sufrido las placas tectónicas en el pasado. Conociendo la sucesión temporal de polos paleomagnéticos de una placa determinada, obtenidos a partir de rocas de distintas edades pertenecientes a esa placa, se construye su “Curva de Deriva Polar Aparente”. Esta curva informa del movimiento que ha tenido a lo largo del tiempo la placa a la que está referida y no de la deriva que ha sufrido el polo geomagnético, ya que la dirección del dipolo magnético, debidamente promediado en el tiempo, es indistinguible del polo geográfico de la Tierra. No obstante, existen numerosos factores que pueden complicar los estudios de paleomagnetismo: Las rocas, además de registrar el campo magnético terrestre presente durante la época de su formación, pueden estar afectadas por eventos posteriores que borran parcial o totalmente su imanación original, adquiriendo la información magnética presente en el momento en que ocurrió dicho evento (remagnetizaciones o reimanaciones). Su estudio se puede complicar aún más

por las posibles dificultades en el reconocimiento de la magnetización o magnetizaciones que poseen las rocas (solapamiento de las distintas componentes magnéticas; baja intensidad de la magnetización, que a veces es del orden de resolución de los aparatos de medida); errores en las dataciones de sus edades de formación; insuficiente conocimiento de las estructuras geológicas a las que pertenecen, etc. Estas dificultades hacen necesario que para poder llevar a cabo los estudios de paleomagnetismo, con rigor, se necesite: realizar un número alto de medidas experimentales para poder utilizar criterios estadísticos, un tratamiento de laboratorio detallado, un análisis adecuado de los datos de desimanación, un buen conocimiento de la geología de la zona de estudio, contar con correctas dataciones de las edades de formación de las rocas y con estudios adicionales de magnetismo de rocas.

1.2: ANTECEDENTES Y ESTADO ACTUAL DEL TEMA.

El presente trabajo es un estudio paleomagnético de rocas de edad jurásica de la Península Ibérica y el Sur de Marruecos que pretende aportar nuevos datos para mejorar el conocimiento de la evolución geodinámica de la Placa Ibérica en este periodo de tiempo.

1.2.1: LA CURVA DE DERIVA POLAR APARENTE (APWP) DE IBERIA.

Los primeros estudios paleomagnéticos llevados a cabo en la Península Ibérica se realizaron a finales de los años 50 en rocas de edad triásica: Clegg et al. (1957) estudiaron areniscas rojas de la Meseta obteniendo una dirección próxima a la del campo magnético terrestre actual. Posteriormente en los años 60; Blackett et al. (1960) estudiaron areniscas triásicas en el Norte de Iberia; Van der Lingen (1960) y Schwarz (1963) estudiaron capas rojas (“red-beds”) de edad Permo-triásica en Pirineos. Pero estos estudios no aportaron información destacable sobre la Evolución de la Placa Ibérica. No fue hasta finales de la década de los 60 cuando Van der Voo (1969) llevó a cabo el primer estudio paleomagnético realizado de forma sistemática en la Península Ibérica, que cubrió un amplio espacio de tiempo, más concretamente desde el Ordovícico hasta el Eoceno, donde se aporta la primera evidencia paleomagnética de la rotación antihoraria, de unos 35° aproximadamente, que experimentó la Placa Ibérica

respecto a la Euroasiática. Pese a la gran importancia de este trabajo hay que señalar que revisiones posteriores han modificado las edades que inicialmente se atribuían a algunos de los polos paleomagnéticos de este estudio: por ejemplo, el polo obtenido en andesitas de Atienza, inicialmente consideradas de edad Silúrica (430 Ma) y que posteriores estudios radiométricos dataron en torno a los 290 Ma (Hernando et al., 1980).

Desde estos primeros trabajos hasta la actualidad son muy numerosos los estudios que se han llevado a cabo en la Península Ibérica en rocas de distintas litologías y edades que han servido para una mejor comprensión de la evolución de la Placa Ibérica; no obstante, queda mucho camino aún por recorrer. Los siguientes estudios sistemáticos realizados en Iberia fueron llevados a cabo en la década de los 80: Vanderberg (1980) realizó un estudio paleomagnético en localidades de las Béticas, S. Ibérico y Norte de Iberia que pretendía definir con mayor precisión la evolución de Iberia desde el Permo-triásico hasta la actualidad. Los trabajos de Schott et al. (1981), Schott (1985) y Schott & Perés (1987 a, b y 1988) culminaron con la Curva de Deriva Polar Aparente (APWP) para Iberia desde el Carbonífero superior (*figura 1.1 a*) propuesta por Schott (1988). También en esta década Galdeano et al. (1989) y posteriormente Moreau et al. (1992) centraron sus estudios en el Jurásico superior y el Cretácico. Pero en estos trabajos las reimanaciones dificultaron a los autores la correcta interpretación de los datos así como alcanzar los objetivos inicialmente fijados. Van der Voo (1993) realizó una revisión crítica de los estudios paleomagnéticos realizados en Iberia hasta ese momento y propuso una nueva selección de polos que permiten intuir una curva de deriva de los polos de Iberia desde el Carbonífero (*figura 1.1 b*). Las discrepancias entre los datos de Van der Voo (1993) y la curva de Schott (1988) radican básicamente en la selección de polos Triásicos que efectuó cada autor. Parés & Dinarés-Turell (1994) y Osete et al. (1997) abordaron esta discrepancia de forma independiente. Osete et al. (1997) llevaron a cabo una nueva revisión de los resultados paleomagnéticos obtenidos por la comunidad científica hasta el momento y además aportaron nuevos datos que permitieron definir un segmento coherente de la Curva de deriva de los polos de Iberia desde el Carbonífero superior hasta el Triásico. La trayectoria de la curva es similar a la propuesta por Parés & Dinarés - Turell (1994). Así pues, con estos trabajos se resolvió la “forma” de la curva para esta ventana temporal (*figura 1.1.c*) aclarando la controversia antes mencionada.

Los polos paleomagnéticos “fiables” publicados para la Placa Ibérica hasta la actualidad se resumen en la *tabla 1.1* y en la *figura 1.2*.

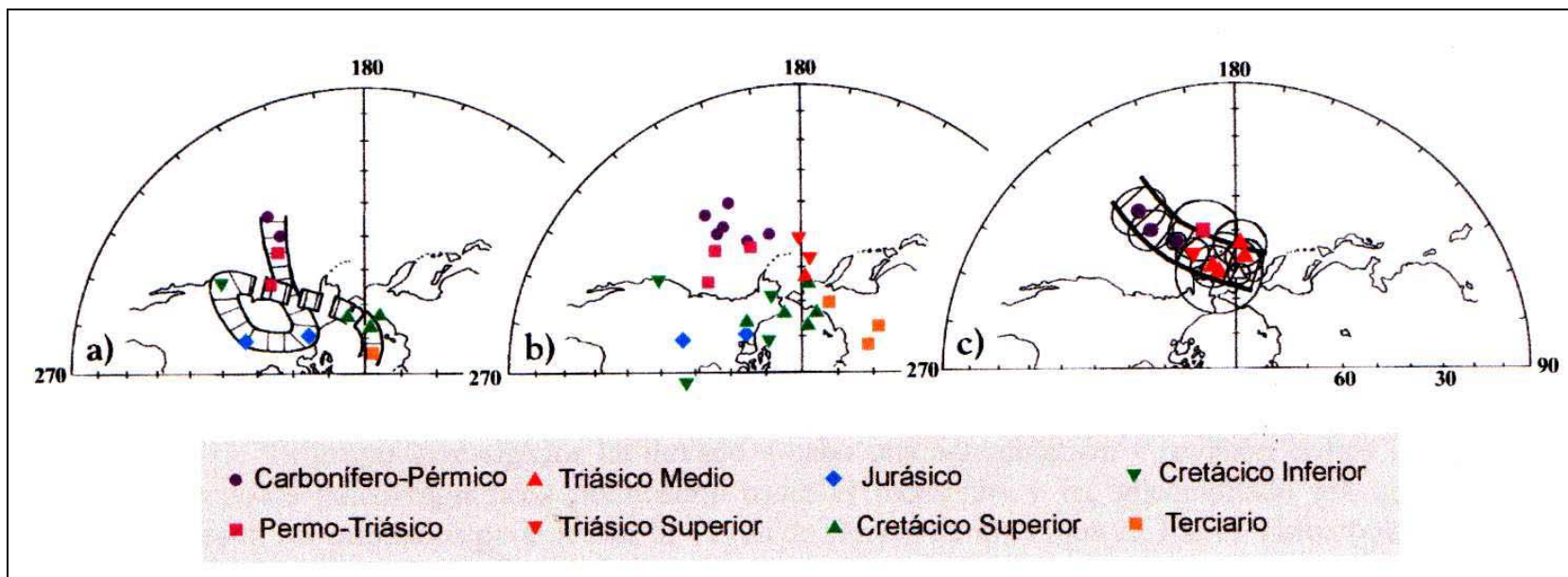


Figura 1.1: Selección de polos paleomagnéticos para la Placa Ibérica realizados por diferentes autores: **a)** Curva de Deriva de los polos de Iberia propuesta por Schott (1988); **b)** Selección de polos de Van der Voo (1993); **c)** Curva de deriva de Polos de Iberia correspondiente al intervalo Carbonífero superior-Triásico superior de Osete et al. (1997).

Sitio	Edad	SLat	Slong	N	n	Dec	Inc	$\alpha95$	PLat	Plong	dm	dp	ref
Calatrava	Mio.-Plio. (~5 Ma)	38.8	356.0	10	168	0.8	51.2	6.2	83.0	170.4	8.4	5.7	1
Valle Penedés	Mio. S. (~11-5Ma)	41.5	2.0	11	289	2	46	5	75.8	174.8	6.4	4.1	2
Ebro	Oligo.-Plio. (~24 Ma)	41.5	0.4	4	326	5.0	51.4	5.9	79.6	155.9	7.1	7.1	3
Monchique	70-74 Ma	37.3	-8.5	2	8	2	37	14	73	165.5	16.4	9.6	4
Monchique	70-74 Ma	37.3	-8.5	11	27	1	42	4.5	76.9	167.4	5.5	3.4	5
Lisboa Volcánicas	69-76 Ma	38.5	-9.2	33	176	352	40	3	72.5	197.0	3.6	2.2	6
Sintra	75-90 Ma	38.8	-9.5	8	25	359	43.5	8	76.5	174	10.0	6.2	7
Algarve Sedimentos	Alb.-Apt. (~112 Ma)	37.0	-8.0	4	35	345.7	47.8	6.5	75.5	231.7	8	8	8
Lisboa Sedimentos	Apt. (~116 Ma)	38.8	-9.4	2	16	344	47	7	73	226	9.0	5.8	9
Lisboa Sedimentos	Haut.-Barre. (~127 Ma)	38.8	-9.4	3	21	317	58	4	57	275	5.9	4.3	10
Algarve Sedimentos	Port.-Val. (~137 Ma)	37.0	-8.0	6	79	323.8	46.5	3.7	58.4	255.7	5	5	11
Algarve	Berri. (~140 Ma)	37.0	-8.0					3	61	252			12
Aguilón Sedimentos	Oxf. (~157 Ma)	41.3	-1.0	4	96	322.0	44.6	6	55.4	255.4	7.6	4.8	13
S. Ibérico calizas	Oxf. (~157 Ma)	41.0	-1.0	11	440	326.8	42.2	4	57.8	248.3	4.9	3.08	14
S. Ibérico calizas	Toar. (~185 Ma)	40.6	-1.3	1	26	342.4	55.2	5.0	75.4	255.0	7.1	5.1	15
S. Ibérico calizas	Toar. (~185 Ma)	41.0	-0.9	2	33	337.0	54.5	6.4	71.0	258.3	9.0	6.4	16
Dique Messejana-Plasencia	201-205 Ma	39.2	-6.9	12	131	340.7	47.1	6.5	70.9	236.2	7.3	7.3	17
Algarve Redbeds	Triásico S. (~217 Ma)	37.1	-8.4	7	94	345.9	23.0	10.7	62	202	9.0	9.0	18
C. Peñas (Cantabria) Redbeds	Triásico S. (~217Ma)	43.6	-5.8	6	46	4	15	10	54	168	8	8	19
Meseta Redbeds	Triásico S. (~217Ma)	38.8	-3.0	12	80	359.6	5.2	9	54	178	7	7	20
Ayllón (C. Ibérica)	Car.-Nor. (~221 Ma)	41.2	-3.1	1	30	352.0	23.4	6.1	60.1	192.3	6.5	3.5	21
Ayllón (C. Ibérica)	Lad.-Car. (~227 Ma)	41.2	-3.1	1	74	351.6	21.6	4.6	58.9	192.7	4.9	2.6	22
Alcázar Redbeds	Lad.-Car. (~227 Ma)	39.0	-3.0	2	39	359.5	23		63	177.5			23
Alcázar (Meseta Sur)	Lad.-Car. (~227 Ma)	39.2	-3.1	2	16	353.9	23.3	11.8	62.1	189.9	12.6	6.7	24
Alcaraz (Meseta Sur)	Lad.-Car. (~227 Ma)	38.8	-2.8	4	35	0.7	17.0	5.2	57.9	175.6	5.4	2.8	25
Molina (C. Ibérica)	Ani.-Lad. (~234 Ma)	40.9	-2.0	3	89	346.8	15.8	4.5	55.1	201.4	4.6	2.4	26
Tudanca (Cantabria)Redbeds	Permotriás (~245 Ma)	43.3	-4.3	8	80	340	17	7	51	209	6	6	27
C.Cantábrica Redbeds	Permotriás (~245 Ma)	43.3	-4.5	6	50	334.5	12.5	6.5	47	214.5	5.5	5.5	28
Villaviciosa (Cantabria)	Permotriás (~245 Ma)	43.3	-5.5	1	10	350	19	11	55	200	11.5	6.0	29
Asturias. Redbeds	Permotriás (~245 Ma)	43.3	-5.5	5	27	344	14	9	51	201.5	8.5	8.5	30
C. de Ermita (C. Ibérica)	Aut. (~277 Ma)	41.0	-2.0	5	15			9.3	49	193			31
Viar Intrusión (Meseta Sur)	Carb. S.-Per. I. (~286 Ma)	37.6	-5.9	3	14	155.5	10.5	13	41	208	13.2	6.7	32
Viar Redbeds (Meseta Sur)	Carb. S.-Per. I. (~286 Ma)	37.6	-5.9	3	8	151	2	6	42.5	216	6	3.0	33
Burgaco (Portugal)	Carb. S.-Per. I. (~286 Ma)	40.3	-8.3	4	17	149	11	7	35.5	211.5	7.1	3.6	34
Atienza (S. Ibérico)	~275-299 Ma	41.1	-2.9	4	48	342.7	7.5	2.6	49.6	204.6	2.6	1.3	35
Atienza (S. Ibérico)	~275-299 Ma	41.1	-2.9					14	42	208			36
Atienza (S. Ibérico)	~275-299 Ma	41.1	-2.9	6	33	159	18.5	12	35.5	203.0	12.5	6.5	37

Tabla 1.1: Selección de Polos paleomagnéticos de la Placa Ibérica publicados hasta la actualidad.

Tabla 1.1 Selección de Polos paleomagnéticos de la Placa Ibérica publicados hasta la actualidad (**continuación**):

Edad: **Mio.** Mioceno; **Plio.** Plioceno; **Alb.** Albiense; **Apt.** Aptiense; **Haut.** Hauteriviense; **Barre.** Barremiense; **Port.** Portlandiense; **Val.** Valanginiense; **Berri.** Berriasiense; **Oxf.** Oxfordiense; **Toar.** Toarciense; **Lad.** Ladiniense; **Car.** Carniense; **Ani.** Anisiense; **Lad.** Ladiniense; **Aut.** Autiniense; **Carb.** Carbonífero; **Per.** Pérmico; **S.** Superior; **I.** Inferior.

Slong y **Slat.** Longitud y Latitud de los afloramientos; **N.** Número de sitios; **n.** Número de muestras; **Dec.** Declinación; **Inc.** Inclinación; α_{95} . Semiángulo del cono de confianza (Fisher 1953) de las direcciones paleomagnéticas (en la tabla aparecen en cursiva aquéllas con un $\alpha_{95} > 12^\circ$); **Plat** y **Plong.** Latitud y longitud del polo paleomagnético; **dm, dp.** Parámetros estadísticos de error de polo paleomagnético (cuando ambos coinciden, sus valores representan el del A_{95} correspondiente).

Ref. (referencias): 1. Bógalo et al. (1994); 2. Garcés et al. (1996); 3 Barbera et al. (1996); 4. Van der Voo (1969); 5. Storetvedt et al. (1990); 6. Van der Voo & Zijdeveld (1971); 7. Van der Voo (1969); 8. Moreau et al. (1997); 9, 10. Galdeano et al. (1989); 11. Moreau et al. (1997); 12. Galbrun (1990); 13. Steiner et al. (1985); 14. Juárez et al. (1998); 15, 16. Osete et al. (2000); 17. Schott et al. (1981); 18. Parés & Dinarés-Turell (1994); 19. Parés et al. (1996); 20. Parés & Dinarés-Turell (1994); 21. Osete et al. (1997); 22. Ruiz et al. (1999); 23. Van der Voo (1969); 24, 25, 26. Osete et al. (1997); 27. Parés et al. (1996); 28. Schott & Perés (1987b); 29. Parés et al. (1996); 30. Schott & Perés (1987b); 31. Turner et al. (1989); 32, 33, 34. Van der Voo (1969); 35 Osete et al. (1997); 36 Hernando et al. (1980); 37 Van der Voo (1967).

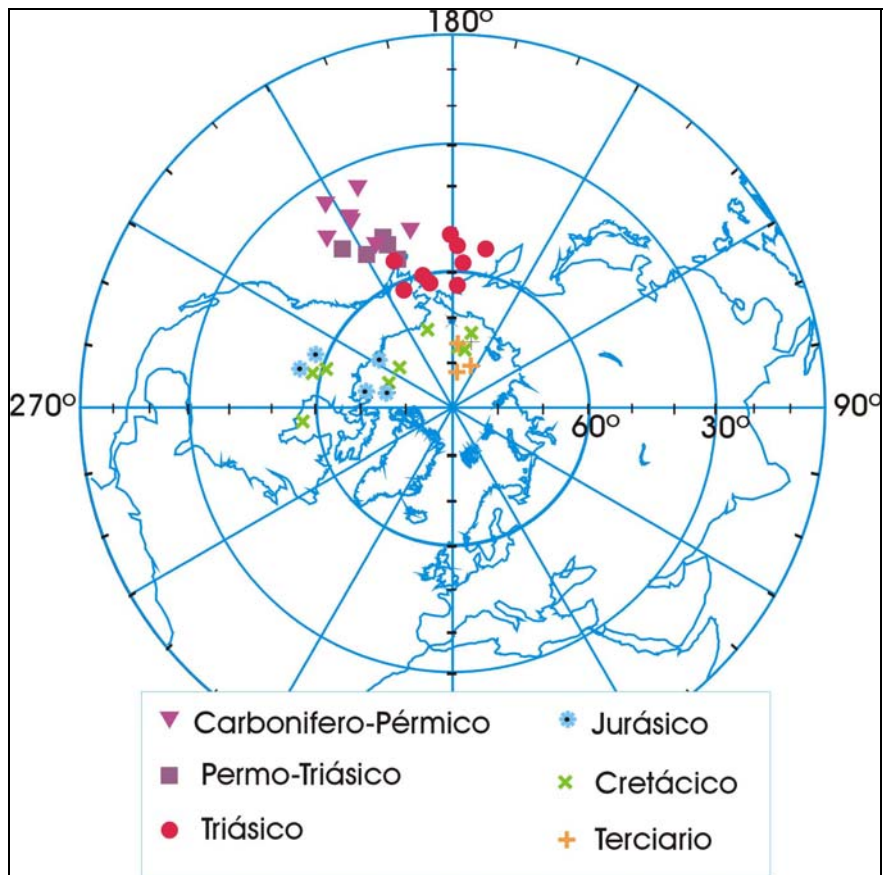


Figura 1.2: Representación en proyección de igual área (sin su cono de confianza al 95%) de los polos paleomagnéticos de la Placa Ibérica publicados hasta la actualidad (ver tabla 1.1).

Con el termino “fiable” se indica que: (i) hay razonables indicadores de que la imanación es original; (ii) los polos se han obtenido a partir de estudios paleomagnéticos realizados en zonas de “Iberia estable” donde no se han constatado grandes rotaciones de bloques; es decir, se han eliminado los polos de zonas que han sufrido rotaciones sobre ejes verticales y los obtenidos en estudios paleomagnéticos realizados en las Cordilleras Béticas, Pirineos y Cordillera Costero Catalana; (iii) se cuenta con dataciones de las edades de formación de las rocas (métodos radiométricos y/o paleontológicos); y (iv) los datos paleomagnéticos se han obtenido tras un tratamiento de desimanación adecuado y una correcta interpretación de los resultados paleomagnéticos.

Como puede observarse en la *tabla 1.1* y en la *figura 1.2* anteriores, pese a que desde finales de la década de los sesenta se han llevado a cabo numerosos estudios de paleomagnetismo en la Península Ibérica, los polos paleomagnéticos publicados hasta el momento son escasos y algunos presentan ciertas contradicciones. Es por ello por lo que

la Curva de deriva Polar Aparente de Iberia aún se encuentra pobremente definida (Van der Voo, 1993; Schott, 1988; Osete et al., 1997). Especialmente problemático es el tramo de la curva correspondiente al Mesozoico y, más en concreto, al Jurásico, un periodo temporal de especial interés a la hora de intentar conocer el papel que jugó la Placa Ibérica durante la apertura del Atlántico.

Distintos problemas introducen una gran incertidumbre en tramos importantes de la Curva de Deriva Polar Aparente de la Placa Ibérica, de los cuales los más importantes son la presencia de reimanaciones (que pueden borrar total o parcialmente la magnetización original) y la distorsión en la dirección de los polos paleomagnéticos virtuales producida por la tectónica regional (rotaciones de bloques) y/o la imprecisión en las dataciones.

Debido a esta situación, en el presente estudio se aportarán nuevos datos paleomagnéticos para la Placa Ibérica obtenidos a partir de rocas de edad jurásica y se intentarán resolver algunas de las dudas sobre los ya existentes con el fin de ampliar el conocimiento sobre su evolución geodinámica.

1.2.2: EL SEGEMENTO JURÁSICO DE LA “APWP” DE IBERIA.

Los estudios paleomagnéticos más relevantes realizados en la Península Ibérica en rocas de edad jurásica se resumen brevemente a continuación y posteriormente, en un capítulo específico, serán comentados en detalle los resultados de los estudios de magnetoestratigrafía.

a) Jurásico inferior y medio:

Se dispone de un polo paleomagnético obtenido por Schott et al. (1981) en el Dique de Messejana-Plasencia. La fiabilidad de este polo fue discutida por Juárez et al. (1996), ya que coincide con el polo correspondiente a una reimanación cretácica observada en rocas de edad jurásica de la Cordillera Ibérica (Steiner et al., 1985; Juárez et al., 1994, 1996) y en el Oeste de la Península (Galdeano et al., 1989).

También se cuenta para el periodo Toarciense (Jurásico inferior) y para el límite Toarciense-Aaleniense (Jurásico medio) con los estudios magnetoestratigráficos de calizas del Sistema Ibérico de Gialanella et al. (1996 y 1998) y los de Osete (1999) y Galbrun et al. (1990) en las Cordilleras Béticas.

Existen otros dos estudios magnetoestratigráficos llevados a cabo en secciones de calizas de las Cordilleras Béticas de edad jurásico medio: Steiner et al. (1987) y Osete

(1999). Ambos trabajos estudiaron el límite Bajociense/Bathonense. Sin embargo, en la mayoría de los afloramientos jurásicos estudiados hasta el momento en las Cordilleras Béticas se han observado reimanaciones y rotaciones de bloques alrededor de ejes verticales (Osete et al., 1988, 1989; Plaztman & Lowrie, 1992; Allerton et al., 1993; Villalaín et al., 1995, 1996), por lo que la mayoría de los estudios paleomagnéticos llevados a cabo en esta zona quedan limitados al magnetismo de rocas, a la magnetoestratigrafía y a la tectónica regional.

b) Jurásico superior:

Para el Jurásico superior se dispone de los polos, de aceptable fiabilidad, determinados por Steiner et al. (1985) y Juárez et al. (1994, 1995, 1996, 1998), a partir de estudios magnetoestratigráficos realizados en rocas del Sistema Ibérico. Juárez et al. (1994, 1996, 1998) demostraron la existencia de reimanaciones parciales cretácicas, que no impiden la determinación de la imanación original, y rotaciones de bloques aislados.

También se dispone para este periodo temporal de los estudios realizados en las Cordilleras Béticas de Villalaín et al. (1994, 1995, 1996) y Osete et al. (2004); donde se ha observado prácticamente en la totalidad de los afloramientos la presencia de importantes reimanaciones, de edad neógena, y de rotaciones de bloques alrededor de ejes verticales que pueden llegar a ser de gran magnitud. Sólo en el caso de conocerse la edad de las reimanaciones y el valor angular de la rotación, podría descontarse esta rotación de la imanación original y los polos así determinados resultarían válidos para configurar la curva de deriva polar. En el peor de los casos, si esto no pudiera hacerse, los valores de la paleolatitud de estos datos serían utilizables siempre que las rotaciones se hayan producido sobre ejes verticales (Osete et al., 2000). Recientemente, se ha realizado un análisis detallado de la cuantía de estas rotaciones en la parte central y oriental de las Cordilleras Béticas (Osete et al., 2004).

Para el final del Jurásico superior (Kimmeridgiense-Titónico) se cuenta con un estudio magnetoestratigráfico en las Cordilleras Béticas realizado por Ogg et al. (1984) y el estudio de Kirker & McClelland (1996) realizado en el Subbético occidental.

c) Límite Jurásico-Cretácico:

Por último, se dispone de un polo paleomagnético para el límite Jurásico/Cretácico derivado de un estudio magnetoestratigráfico realizado por Galbrun et al. (1990) en la región del Algarve. Este polo coincide estadísticamente con los obtenidos en el Sistema Ibérico para el periodo Oxfordense.

Es necesario recalcar el hecho de que la inadvertida presencia de reimanaciones y/o las rotaciones de bloques así como las incorrectas dataciones de las rocas estudiadas han llevado a conclusiones erróneas en muchos trabajos de paleomagnetismo previos. De hecho, numerosos estudios fueron mal interpretados [como los datos jurásicos de Stauffer y Tarling (1971); Vanderberg (1980); Platzman & Lowrie (1992), etc.] al estar asociados a eventos térmicos o químicos secundarios y/o a malas dataciones.

Tras este repaso de los estudios paleomagnéticos más importantes realizados en la Península Ibérica, se describirá a continuación la evolución geodinámica de la Placa Ibérica desde el Mesozoico hasta la actualidad, con el fin de enmarcar el trabajo dentro del ámbito de su tectónica regional y facilitar la comprensión de su estructura y posición actuales.

1.3: LA PLACA IBÉRICA: MARCO GEOTECTÓNICO Y EVOLUCIÓN GEODINÁMICA.

La configuración geológica actual de la Península Ibérica es consecuencia de su evolución tectónica. La *figura 1.3* muestra a grandes rasgos, en un mapa geológico de Iberia, la distribución de los materiales que afloran de las distintas eras geológicas, así como las fallas más importantes reconocidas hasta la actualidad. Por otro lado, en la *figura 1.4* se muestra un esquema tectónico de la Península Ibérica y sus áreas limítrofes.

La Península Ibérica constituye una unidad estructural diferenciada desde el Cretácico, hace unos 130-140 Ma (Alvarado, 1983). Ello implica que, en el marco de la tectónica de placas, podemos considerar la Península como una unidad con personalidad tectónica propia que constituye la parte emergida de la Placa Ibérica. Esta parte emergida presenta una considerable diversidad de unidades geotectónicas, lo cual no impide clasificar los terrenos que afloran en la Península en cuatro grandes conjuntos (Julivert et al., 1980):

- Terrenos Precámbricos; deformados con anterioridad al Paleozoico.
- Terrenos Paleozoicos; deformados por la orogenia Hercínica. (Los terrenos paleozoicos post-orogénicos, no deformados por la orogenia Hercínica, constituyen, en general, afloramientos muy reducidos).
- Terrenos Mesozoicos y Terciarios; deformados por la orogenia Alpina.
- Terrenos Mesozoicos y Terciarios; no deformados por la orogenia Alpina.

La Península, tal como aparece en la actualidad, comprende dos dominios fundamentales: el primero es un segmento de la Cordillera Hercínica europea y el segundo pertenece al Sistema Alpino. El dominio Hercínico ibérico, aunque aflora muy ampliamente, está oculto en una gran extensión por terrenos mesozoicos y terciarios que forman áreas de plataforma tabulares o con un grado de deformación variable. Superpuesta a todo este edificio, existe una tectónica de fracturas de edad cenozoica, autónoma con respecto a las estructuras anteriores. Este sistema de fracturas es en realidad una parte del sistema que afecta al Mediterráneo y que se expresa principalmente por un conjunto de fosas tectónicas. Sistemas de fracturas comparables afectaron el ámbito de la Península en épocas más antiguas, como por ejemplo en el Pérmico y en el Cretácico inferior.

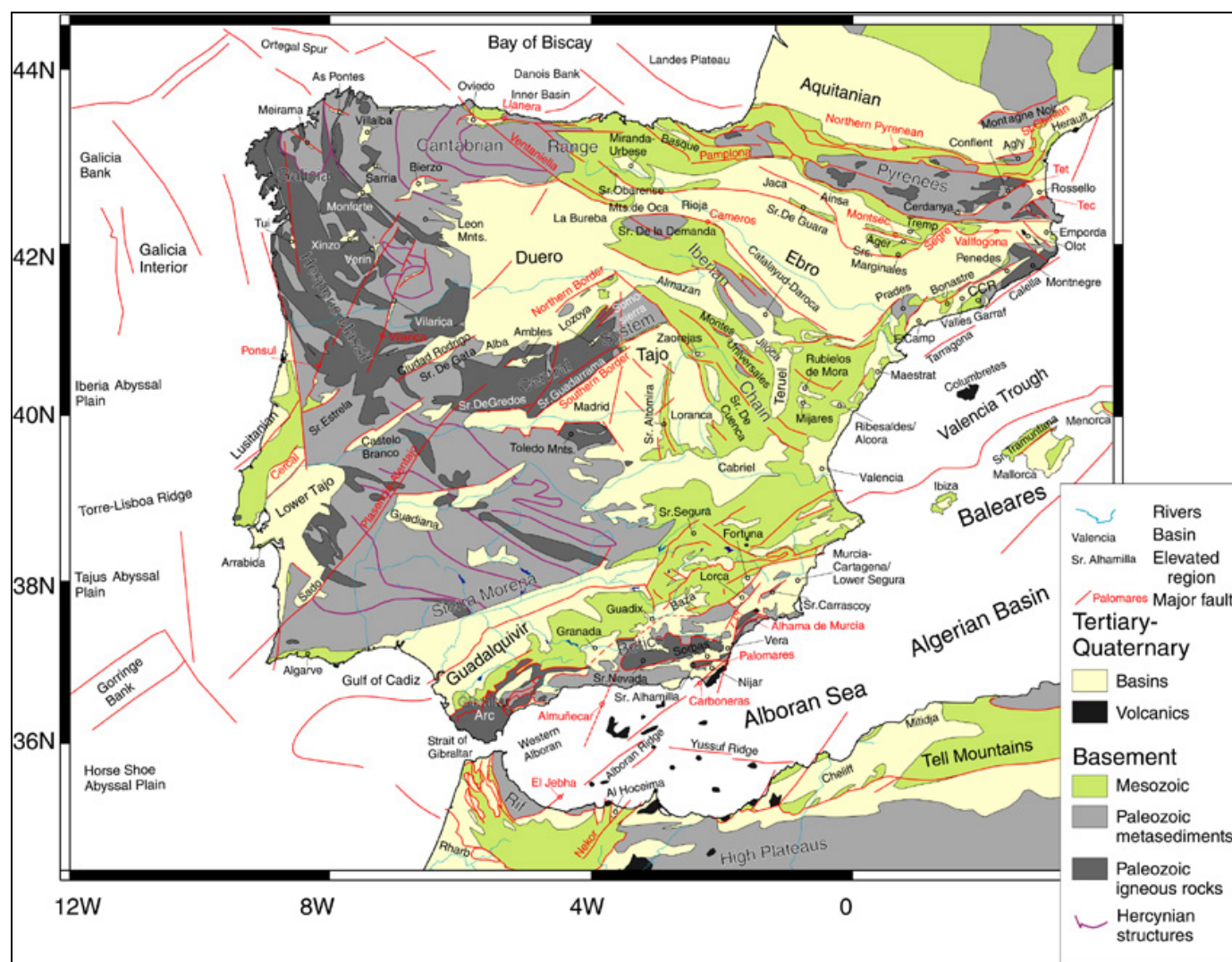


Figura 1.3: Esquema geológico de la Península Ibérica (Andeweg, 2002).

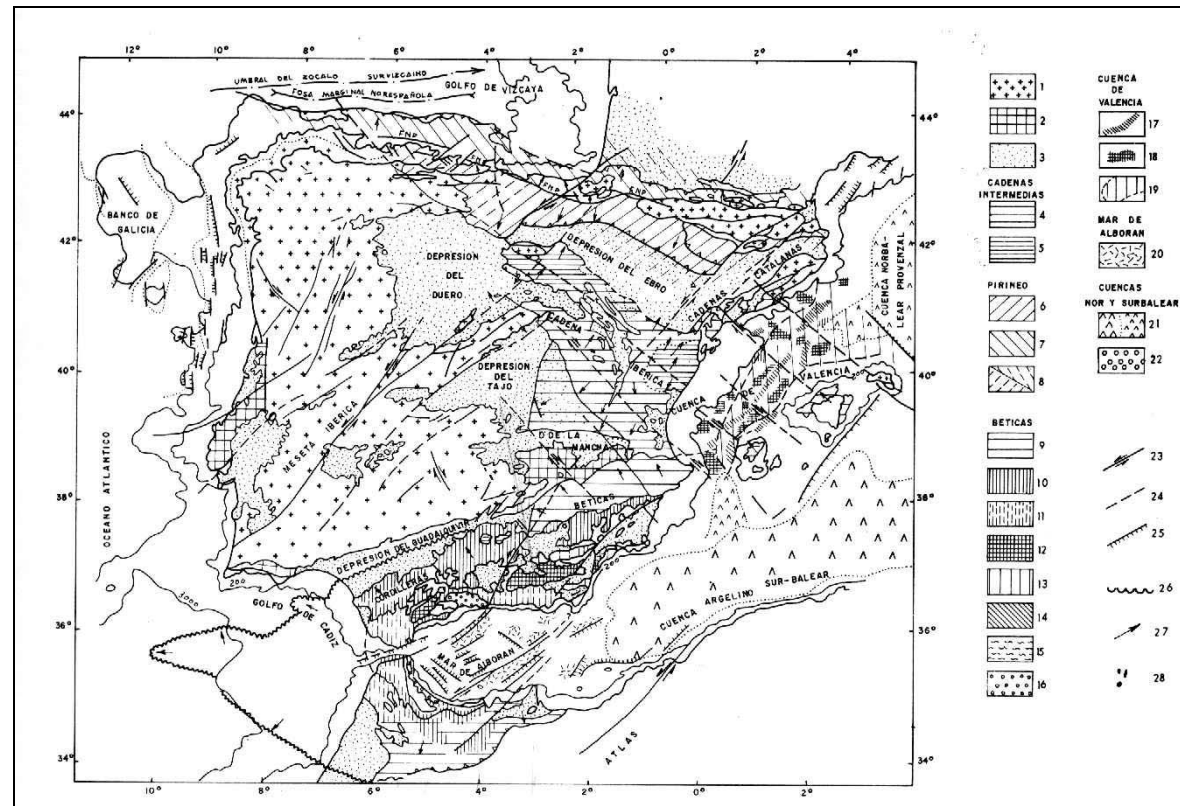


Figura 1.4: Esquema tectónico de la Península Ibérica y de las áreas limítrofes fuera de la línea de costa (Ríos, 1982). **1:** Zócalo hercínico de la Meseta en las cadenas alpínicas, excepto en la Bética; **2:** Cobertura mesozoica tabular sobre la Meseta o en la orla occidental; **3:** Depresiones terciarias; **4:** Mesozoico y terciario plegados en la Cordillera Ibérica; **5:** Sectores de Cameros y Maestrazgo con fuertes espesores de Cretácico inferior; **6:** Zona Subpirenaica despegada y equivalentes; **7:** Zona Nordpirenaica y equivalentes; **8:** Antepaís plegado al Norte y al Sur del Pirineo; **9:** Zona Prebética; **10:** Zona Subbética; **11:** Zona del Flish; **12:** Complejo Nevado-Filábride; **13:** Complejo Alpujarride; **14:** Dorsal calcárea; **15:** Conjunto de Ballabona-Cucharón; **16:** Complejo Maláguide; **17:** Áreas deprimidas; **18:** Áreas elevadas; **19:** Zona sin series mesozoicas debido a elevamiento y erosión; **20:** Rocas volcánicas neógenas o más modernas; **21:** Áreas con evaporitas finimiocenas; **22:** Graben con Cretácico inferior muy potente en la margen occidental; **23:** Falla de zócalo; **24:** Falla de zócalo supuesta u oculta; **25:** Fallas definidas por escarpes en áreas fuera de la línea de costa; **26:** Frente de los mantos de deslizamiento; **27:** Vergencia.

Durante la orogenia Hercínica los mares Protoatlántico y Centroeuropeo se cierran y hacia el final del Paleozoico encontramos el agrupamiento de las masas continentales en Pangea. En el Carbonífero inferior - Pérmico superior, Iberia formaba parte del arco Varisco junto con Bélgica, el Norte de Francia y el Sur de Inglaterra (Ziegler, 1989). Hasta la apertura del Golfo de Vizcaya en el Mesozoico superior, Iberia estaba adherida a Armonia, Norte de Francia (García Mondéjar, 1996). Los dominios estructurales a gran escala como las zonas de sutura, formadas durante esta orogenia, pueden distinguirse en la actualidad en el basamento occidental de Iberia y desempeñaron un papel importante en fases de deformación posteriores (Stapel, 1999). El Macizo Ibérico constituye un afloramiento continuo de materiales precámbricos y paleozoicos que ocupa la mayor parte de la mitad occidental de la Península Ibérica. La división de las zonas que constituyen este Macizo, en función de sus características estructurales, estratigráficas, etc, de mayor aceptación, es la propuesta por Julivert et al. (1972). No obstante, muchos de los aspectos relacionados con las estructuras hercínicas son fuente de debate en la actualidad.

La evolución geodinámica de la placa Ibérica desde el Triásico hasta la actualidad es una consecuencia de la apertura del océano Atlántico y de las interacciones entre las placas Africana y Eurasiática. Los movimientos diferenciales entre placas tectónicas crean zonas de intensa deformación localizadas en las zonas de frontera, pero esta deformación también puede transmitirse al interior de la placa. Por tanto, las zonas de deformación se sitúan en los bordes de placa o en zonas del interior directamente relacionadas con los bordes. De esta manera se han formado las cadenas intracontinentales de plegamiento que forman un cierto ángulo con los bordes de las placas, como por ejemplo el Sistema Ibérico.

En el periodo Triásico la ruptura del supercontinente Pangea se inició con la formación de numerosos rifts intracontinentales, algunos de los cuales se convirtieron en límites de placa, mientras que los otros forman tan solo un adelgazamiento litosférico intracontinental, *figura 1.5 (a)*. Se ha sugerido la existencia de una anomalía térmica en la base de la litosfera en la gran provincia magmática existente en el interior de Pangea (Vegas, 2000), *figura 1.5 (b)*. La apertura del océano Atlántico entre las Américas y África inicialmente, posteriormente Iberia y finalmente Europa, causaron grandes movimientos diferenciales entre estos continentes. Una de las características más importantes del Mesozoico en Iberia es que, en un momento u otro, todos sus márgenes estuvieron sometidos a fases de extensión.

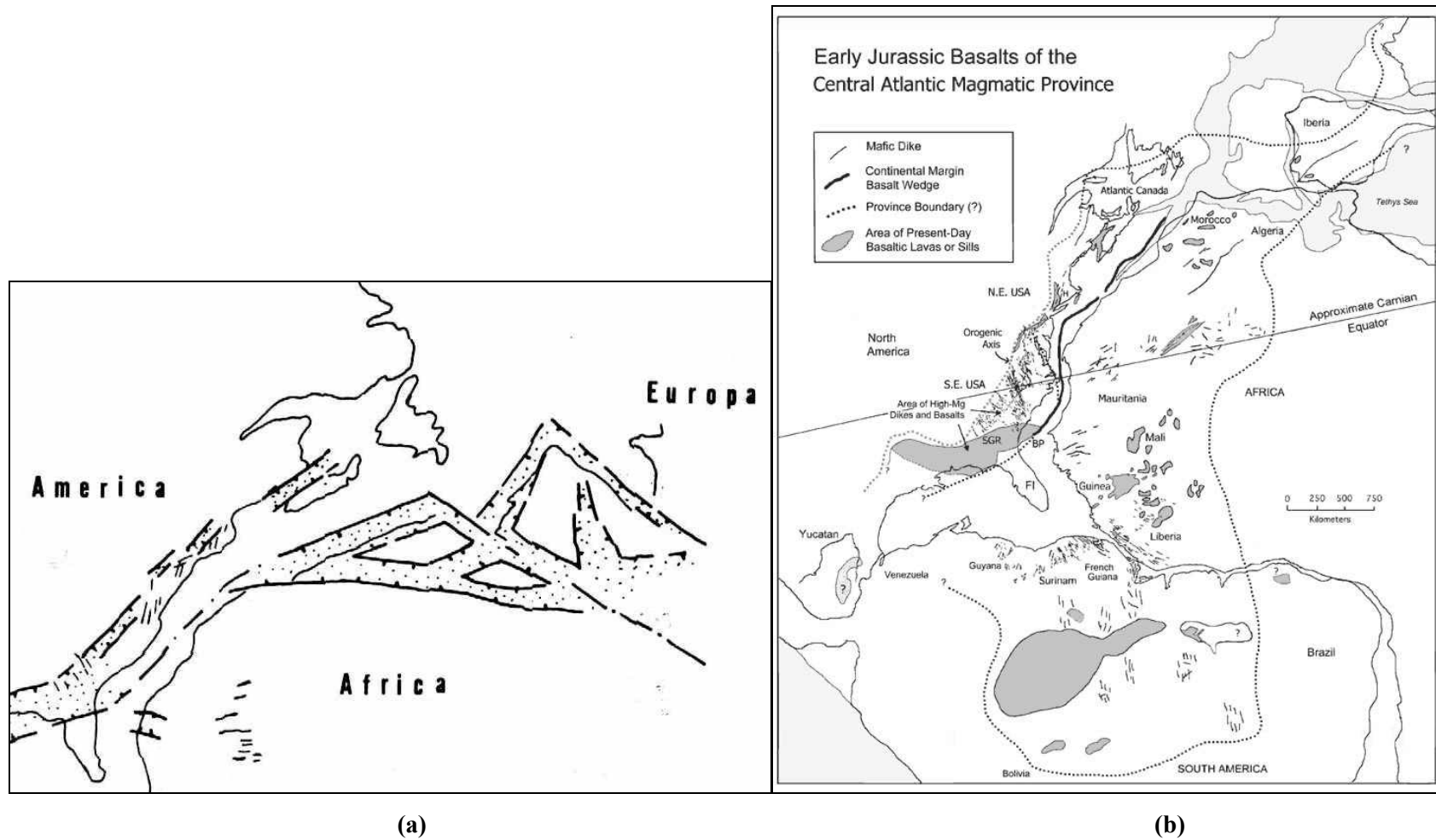


Figura 1.5: (a): Sistema de rifts intracontinentales relacionado con la ruptura de Pangea y la formación del Atlántico Central al inicio del Triásico. (Vegas, 1985). (b): Provincia magmática en el interior de Pangea en el Jurásico inferior (http://www.auburn.edu/academic/science_math/res_area/geology/camp/fig1.jpg).

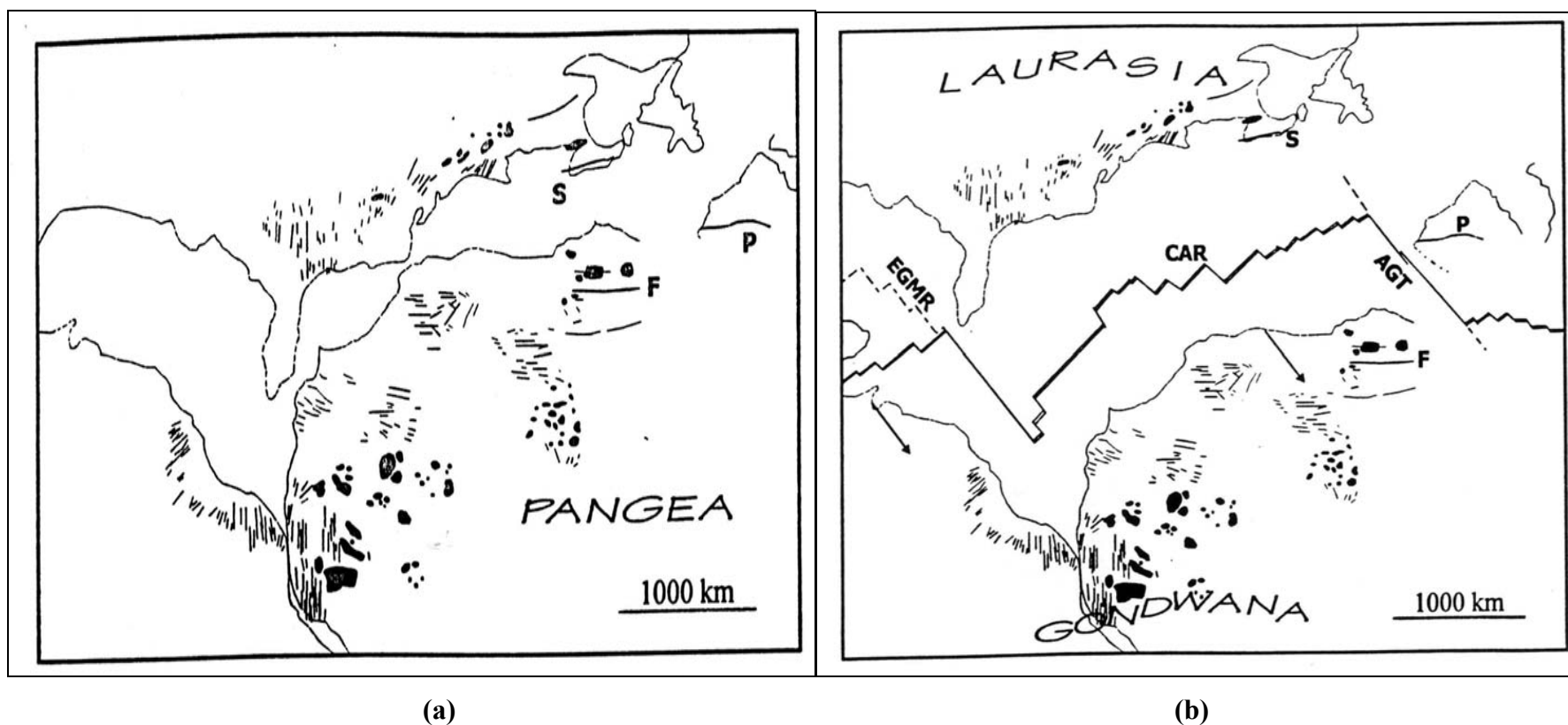


Figura 1.6: Localización de la provincia magmática en el interior del supercontinente Pangea (Vegas, 2000): (a) a los 180 Ma y (b) a los 140 Ma. En las figuras se indican las posiciones de los diques de Messejana-Plasencia (P), de Foum Zguid (F) y Sheklburne (S). AGT: transformante de Azores-Gibraltar; CAR: dorsal Centro Atlántica; EGMR: Golfo de México.

Andeweg (2002) describe la evolución de los márgenes Ibéricos en el Mesozoico en función de los “riftings” que éstos han sufrido:

(i) Margen Occidental Ibérico. Existen dos importantes periodos de rifting reconocidos, el primero durante el Triásico superior y el segundo en el Jurásico inferior. El dique de Messejana-Plasencia (Iberia), el dique de Fom Zguid (Marruecos), junto con otros diques aflorantes en el Este de los Apalaches (Norte América), están relacionados con esta actividad ígnea que se produjo en las zonas continentales que bordearon el Océano Atlántico Central asociada a la separación de África y Norte América, (*figura 1.6*; Vegas, 2000). Tras este último periodo extensivo y hasta el Jurásico superior existe un hiato regional probablemente relacionado con la apertura del Atlántico central y coincidente con la expansión oceánica en la llanura abisal de Iberia que data de 126 Ma (Whitmarsh & Miles, 1995). La tercera fase importante de extensión comienza en el Jurásico superior y su fase final, pobremente datada, ocurre a finales del Jurásico superior (*figura 1.7*) o inicios del Cretácico inferior. La separación total del Banco de Galicia (frente a la costa de Galicia) y del Flemish Cap (Norte América) se ha datado alrededor de los 118 Ma. Posteriormente, el área experimentó una subsidencia térmica regional (Stapel, 1999).

(ii) Margen Oriental Ibérico. La parte oriental de Iberia también sufrió un importante rifting en el Mesozoico, durante la apertura del Tethys Alpino, que dio lugar a la cuenca Ibérica (Salas & Casas, 1993). El extremo más occidental de esta cuenca donde se reconocen sedimentos mesozoicos relacionados con este rift está localizado en la parte más oriental del Sistema Central. Desde aquí, el engrosamiento de estas series mesozoicas aumenta rápidamente hacia el Este, hasta el Sistema Ibérico / Sierra de la Demanda. Los análisis de la subsidencia de la cuenca (Van Wess et al., 1998), así como los modelos térmicos de ésta (Fernández et al., 1995) muestran numerosos estados de rifting en el margen oriental de Iberia, los más importantes producidos en los tránsitos Pérmico-Triásico inferior y Jurásico superior-Cretácico inferior.

(iii) Margen Meridional de Iberia. Desde el Triásico hasta el Jurásico inferior (Lías inferior), en el Sur de Iberia se desarrolló una extensa plataforma de aguas someras de carbonatos y clastos. El rifting a lo largo de este margen comenzó aproximadamente en el Toarciense (Jurásico inferior, 190 Ma) y tuvo como resultado la ruptura de la

plataforma carbonatada y el ahondamiento de parte de la cuenca. Las depresiones, limitadas por fallas lístricas, se rellenaron de sedimentos. Durante el Jurásico superior (Malm inferior, 160 Ma), el rifting activo derivó a un post-rift (*figura 1.7*); y la subsidencia térmica asociada duró hasta el Cretácico (Vera, 1988). Este cambio de régimen puede correlacionarse con el desarrollo del movimiento sinistral (antihorario) transtensional a lo largo de la zona transformante entre Iberia y África (Biermann, 1995), formándose una cuenca transtensiva local (Vera, 2001).

(iv) Margen Septentrional de Iberia. En este margen, la extensión tiene como resultado la apertura del Golfo de Vizcaya hacia el final del Cretácico inferior (Aptiense, 121-112Ma), la cual continúa hasta el final del Campaniense 75 Ma (Srivastava et al., 1988).

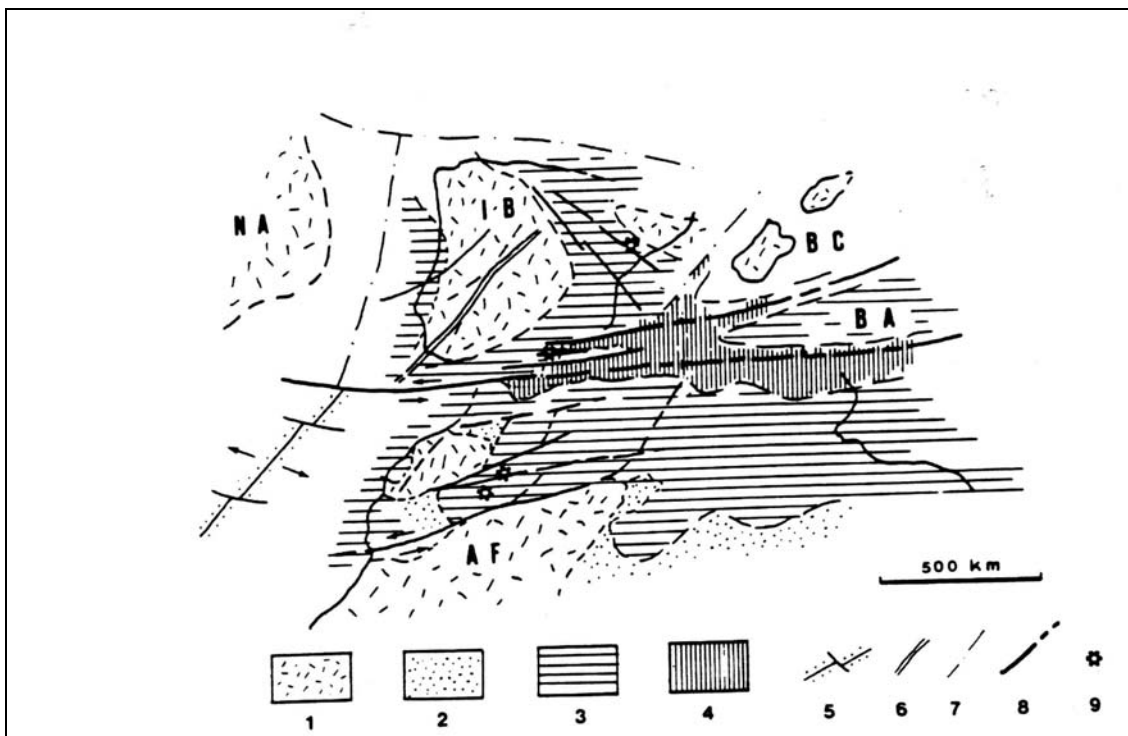


Figura 1.7: Reconstrucción paleogeográfica del área Ibero-Mogrebí en el Jurásico superior (Vegas, 1985): 1. Áreas emergidas; 2. Zonas de sedimentación continental; 3. Zonas de sedimentación de Plataforma; 4. Zonas de sedimentación hemipelágicas; 5. Dorsal activa, 6. Dique de Messejana-Plasencia; 7. Eje de Rift en cuencas intracontinentales; 8. Zonas de fractura; 9. Intrusiones volcánicas y subvolcánicas.

Aparte de la extensión generalizada en todos los márgenes Ibéricos, otro importante efecto del inicio de la expansión del suelo oceánico en la parte del Atlántico Norte de Azores (126 Ma) y del golfo de Vizcaya (115 Ma), fue el de la rotación antihoraria de Iberia respecto a Eurasia (Savostin et al., 1986). La rotación de la Placa Ibérica estuvo íntimamente ligada a la apertura del Golfo de Vizcaya, aunque actualmente no existe consenso acerca del modo en el que se produjo, cuando y cómo de rápida fue y mediante qué polo o polos de rotación se produjo. Numerosos autores sostienen que a partir del Aptiense - Albiense y hasta el Santoniense - Campaniense tuvo lugar un importante movimiento de traslación sinistral entre la placa Ibérica, ya individualizada, y la placa Europea (Olivet, 1978; Malod & Mauffret, 1990, etc). Este movimiento sinistral inducido entre Iberia y Eurasia coincidió con la colisión y la subducción en el Cretácico superior de la cuenca de Ligur en el Este de Iberia (De Jong, 1990), desarrollándose como consecuencia de ello el apilamiento de las unidades de cabalgamiento de las Béticas (Biermann, 1995). Hacia el final del Mesozoico (alrededor de los 85 Ma), la apertura del Atlántico se propaga entre Groenlandia e Irlanda, abortando el rift de la bahía de Vizcaya (Ziegler, 1988; Srivastava et al., 1990). Esta nueva configuración dinámica permitió la rotación horaria de Eurasia respecto a Iberia provocando una convergencia aproximadamente Norte-Sur entre las dos placas. Como resultado de este proceso, comienza la inversión del margen septentrional Ibérico, desarrollándose incluso la subducción / cabalgamiento hacia el Norte del margen septentrional de Iberia (en el Campaniense, según Puigdefábregas & Souquet, 1986), creándose la cadena Pirenaica. Olivet (1996) propone un movimiento de la placa Ibérica hacia el NNO a partir del Campaniense.

Durante el Terciario y el Cuaternario (Era Cenozoica), en la Península Ibérica dominan periodos de deformación compresional. La deformación relacionada con el cierre de la zona de la Bahía de Vizcaya - Pirineos progresó en el tiempo hacia el Oeste, causando la inversión de las cuencas extensionales mesozoicas (García Mondéjar, 1996). El desarrollo de la Cordillera Cantábrica está relacionado con el pequeño periodo de subducción de la corteza oceánica, previamente formada en la región de Vizcaya, al final del Cretácico superior - Eoceno inferior (Boillot & Malod, 1988) y con la convergencia subsiguiente. Según proponen Savostin et al. (1986), el fin de esta subducción coincide con la separación, alrededor de los 54 Ma, de los polos de rotación de África e Iberia (con respecto a Eurasia). Este comienzo de un limitado movimiento diferencial entre África e Iberia puede estar relacionado con la primera aparición de

flujos basálticos en el Oeste de Groenlandia (indicando el inicio de la expansión del suelo oceánico en esta área), y está impreso en el patrón de edades del suelo oceánico. Los esfuerzos relacionados con la colisión a lo largo del margen septentrional de Iberia y Eurasia se transmiten al interior de la Placa Ibérica, y producen la principal inversión de la cuenca Ibérica formando el Sistema Ibérico (Álvaro et al., 1979), la Sierra de la Demanda y la Sierra de Gredos (Oeste del Sistema Central). Alrededor de los 30 Ma, concluye la amalgama entre Iberia y Eurasia a la vez que se produce el mayor cambio en las fronteras de placas: se activa la zona de cizalla sinistral de Azores-Gibraltar al Sur de Iberia (Srivastava et al., 1990). África continúa su movimiento hacia el Este con respecto a Eurasia (incluida Iberia), causando una zona activa de movimiento sinistral entre placas al Sur de Iberia y contribuyendo a la apertura de la cuenca de Valencia y de la cuenca de Baleares hacia el Este (Sabat et al., 1995). La extensión en esta región comenzó no antes del Oligoceno en el Sur de Francia (asociado al Sistema de graben de Rhine-Bresse) y derivó progresivamente hacia el Sur (*figura 1.8*), comenzando en el Mioceno inferior (23-30 Ma) en el dominio de Alborán (Sanz de Galdeano, 1996).

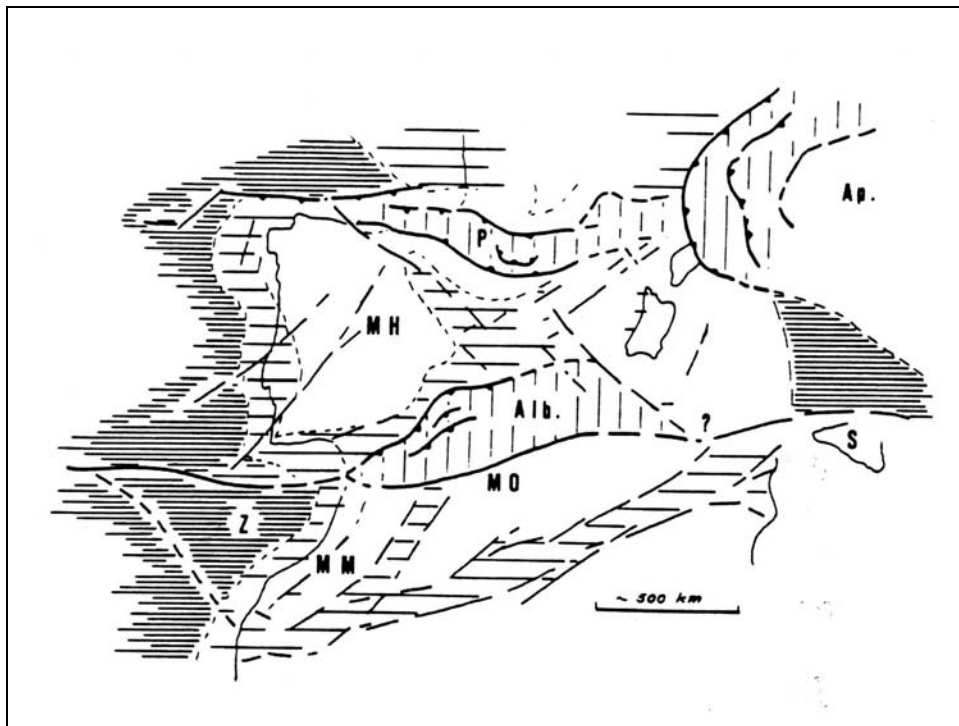


Figura 1.8: Reconstrucción paleogeográfica del área Ibero-Mogrebí en el Oligoceno medio (Vegas, 1985). El rayado vertical representa las áreas de deformación procedentes de los bordes de Iberia, Europa y África; el rayado horizontal ancho representa las zonas de deformación intraplaca (incluyendo las márgenes pasivas de Iberia y Marruecos); y 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.

Los procesos involucrados en esta extensión son hoy en día tema de debate (Ziegler et al., 2001). La apertura de las cuencas Provenzal y Valenciana han sido relacionadas con la subducción de la Placa Africana bajo la Ibero-Europea (Roca, 2001). No obstante, el sistema está localizado en la prolongación del rift cenozoico de Europa occidental y central, que no puede estar relacionado con la extensión intra arco (Ziegler, 1994; Ziegler et al., 2001).

Un cambio en la dirección de convergencia entre África y Eurasia de NNW a NW, en el Tortonense (11-7 Ma; Mazzoli & Helman, 1994), permitió el mayor desarrollo de las Béticas. La inversión tectónica también se observa en el Sistema Central en el interior de la placa Ibérica (De Vicente et al., 1996) y en el Tortonense-Messiniense en la Cuenca de Alborán (Lonergan & White, 1997).

La actividad sísmica en el Plioceno y Pleistoceno en Iberia central fue considerable (p. ej., Giner Robles, 1996). Algunos autores consideran que hubo un alto nivel de deformación interna por plegamiento a escala cortical (Cloetingh et al., 2002). Por otra parte, Janssen et al. (1993) han demostrado la existencia de un levantamiento a gran escala de varios cientos de metros en áreas de costa durante el Plioceno. La sismicidad actual (Buforn et al., 1995, 2004) y el desarrollo de nuevas zonas de cizalla en la cuenca de Alborán (Andeweg & Cloetingh, 2001) son efectos que acompañan la actual y continua convergencia entre África e Iberia.

Aunque la mayoría de los autores están de acuerdo con el esquema tectónico que se acaba de presentar, queda aún por establecer una definición detallada del mismo. Son numerosos trabajos realizados por la comunidad científica que han intentado obtener una solución cinemática para Iberia a partir de los datos que proporcionan las anomalías magnéticas oceánicas, pero aún no se ha podido establecer un buen modelo cinemático que defina el movimiento entre Iberia y Norte América, y por consiguiente entre África e Iberia y Eurasia e Iberia. Esto es debido a la corta longitud de las alineaciones magnéticas y a la falta de zonas de fractura bien definidas (Srivastava et al., 1990).

1.4: OBJETIVOS DE LA TESIS.

El objetivo general del presente trabajo consiste en obtener nuevos datos paleomagnéticos jurásicos para la Placa Ibérica y resolver algunas de las dudas que se han planteado en la literatura científica sobre algunos de los datos jurásicos ya existentes.

Para ello se ha realizado un estudio paleomagnético de rocas de edad jurásica de la Placa Ibérica y Norte de África. Finalmente, a partir de los nuevos datos obtenidos y de un análisis crítico de los datos paleomagnéticos previos, se comparan las Curvas de Deriva Polar Aparente de Iberia y África. Con ello se pretende evaluar, por un método independiente (el paleomagnetismo), el movimiento diferencial de Iberia y África determinado a partir de las anomalías magnéticas oceánicas.

Para alcanzar estos objetivos generales se han investigado muestras de roca de edad jurásica en diferentes regiones. A continuación se presentan los objetivos específicos que se han planteado en cada estudio.

(i) Diques de Messejana-Plasencia y Foug Zguid:

Con el objetivo de resolver las dudas acerca del origen primario de la imanación del dique de Messejana-Plasencia sugeridas por Juárez et al. (1996), y poder así esclarecer la validez del polo paleomagnético existente en Iberia de edad Jurásico inferior (200 Ma) determinado a partir del estudio paleomagnético de esta estructura (Schott et al., 1981), se ha realizado un estudio paleomagnético sistemático a lo largo de los 530 km en los que aflora esta estructura.

Paralelamente se estudia el Dique de Foug Zguid (Sur de Marruecos), que está relacionado junto con el de Iberia, con el magmatismo asociado a la apertura del Atlántico Norte en el Jurásico inferior. Estudios radiométricos de k-Ar realizados en el dique de Messejana-Plasencia, dieron edades comprendidas entre 148 y 186 Ma (Schermerhorn et al., 1978) y entre 134 y 109 Ma (Schott et al., 1981). Posteriores estudios radiométricos de $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, realizados en ambos diques, concluyen que ambos tienen la misma edad de intrusión de aproximadamente 200 Ma (Sebai et al., 1991 y Dunn et al., 1998), y uno muy reciente llevado a cabo en el dique ibérico dio una edad de 202 Ma (Rapaille et al., 2003). Por tanto, comparar los resultados paleomagnéticos de ambos permitirá obtener información sobre el movimiento global existente entre las placas Ibérica y Africana desde el Jurásico inferior hasta la actualidad.

(ii) Cordillera Ibérica:

Se han estudiado cinco afloramientos Toarcienses (~190 Ma) del Sistema Ibérico con el objetivo de construir dos columnas magnetoestratigráficas y obtener un nuevo polo de edad Jurásico inferior. La mayor parte del Sistema Ibérico puede considerarse representativa de “Iberia estable”, es decir, que no ha sufrido importantes deformaciones rotacionales, por lo que los datos obtenidos a partir de su estudio aportarán, en principio, datos representativos de la Placa Ibérica.

Se ha estudiado dos secciones de calizas jurásicas de la Cordillera Ibérica: La sección expandida de Almonacid de la Cuba, que abarca el límite Pliensbachiense / Toarciense (Jurásico inferior); y la sección de La Almunia de Doña Godina – Riecla, que abarca todo el Toarciense. Con este estudio se pretende establecer una columna magnetoestratigráfica de referencia para el Toarciense y un nuevo aporte de direcciones paleomagnéticas para el Jurásico inferior.

Por otra parte, se pretende también analizar las propiedades magnéticas de las reimanaciones observadas en calizas jurásicas de esta zona (Juárez et al., 1996).

También se han estudiado dos afloramientos de calizas del Jurásico inferior (Pliensbachiense y Toarciense) en Villar del Cobo, y otros dos afloramientos del Toarciense en Entrambasaguas y Gea de Albarracín con el objetivo final de poder obtener un polo Jurásico inferior para la Placa Ibérica.

(iii) Cordillera Bética:

También se estudian en el presente trabajo tres secciones de calizas nodulosas, de edades Toarciense (~190 Ma), Bajociense-Bathonienne (~176 Ma) y Kimmeridgiense (~154 Ma), de la región de Carcabuey.

Los objetivos concretos del presente estudio son: (i) realizar un estudio magnetoestratigráfico del límite Bajociense/Bathonienne en una de las secciones estudiadas, (ii) determinar las propiedades magnéticas de la amplia reimanación observada en esta región (Villalaín et al., 1996) y (iii) cuantificar las rotaciones tectónicas de esta zona.

El estudio de estos tres sitios se enmarca dentro de un trabajo más amplio que pretende investigar la rotación diferencial de la parte central y oriental de las zonas externas de las Béticas.

Para el presente estudio, se han obtenido un total de 1215 especímenes de roca, de 62 afloramientos distintos, distribuidos entre los diques de Messejana-Plasencia y Fom Zguid, los afloramientos del Sistema Ibérico y las localidades de la Cordillera Bética. La localización y las distintas litologías de los afloramientos muestreados se presenta en la *figura 1.9*.

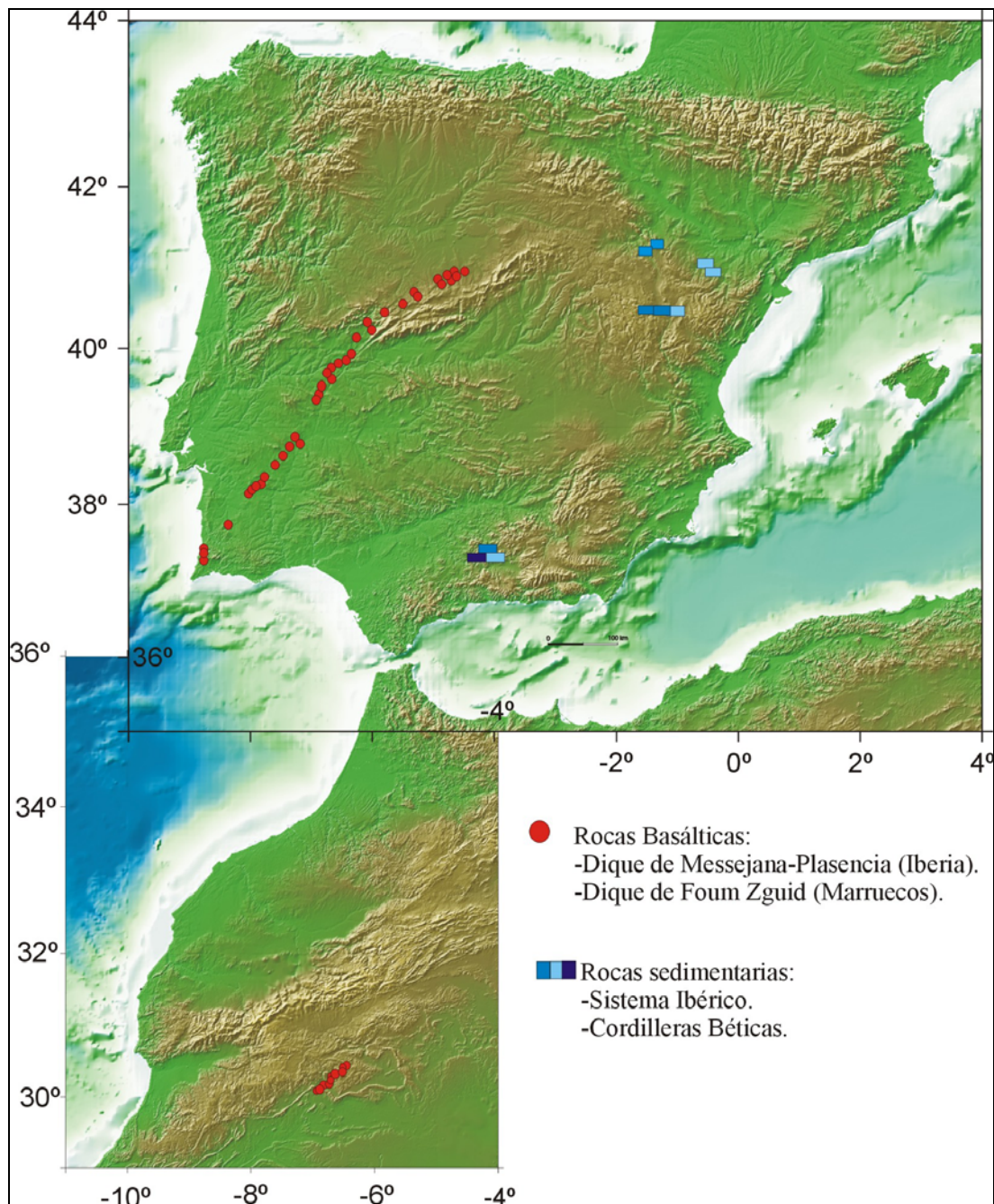


Figura 1.9: Localización de los afloramientos estudiados en el presente trabajo.

1.5: ESTRUCTURA DE LA TESIS.

Una vez que se han expuesto brevemente los antecedentes y el estado actual del tema, se ha enmarcado el trabajo en el contexto de la actividad geodinámica de la Placa Ibérica y se han descrito los objetivos del presente trabajo, se indica, a continuación, su posterior estructura.

Seguidamente, en los **capítulos 2 y 3**, se presentan los resultados paleomagnéticos de los diques de Messejana-Plasencia y Foum Zguid. Se detallan los experimentos realizados, los resultados, las interpretaciones de los resultados y las conclusiones que se derivan del estudio. Se analizarán los experimentos de magnetismo de rocas, las direcciones y los valores iniciales de la NRM, se detallará el proceso de desimanación realizado y se presentarán las direcciones de las componentes magnéticas aisladas de todos los sitios investigados en cada estructura. A continuación se determinarán los nuevos polos paleomagnéticos y se compararán con otros polos paleomagnéticos de edad jurásica. Finalmente se establecen las conclusiones más importantes de cada estudio.

En el **capítulo 4** se exponen los resultados paleomagnéticos obtenidos en los cinco afloramientos de edad jurásico inferior del Sistema Ibérico: (i) estudio del límite Pliensbachense / Toarciense realizado en la sección de calizas de Almonacid de la Cuba, (ii) descripción de una reimanación completa de las calizas Toarcienses de la sección de La Almunia de Doña Godina - Ricla y (iii) breve descripción de los afloramientos en los que no se han podido obtener resultados paleomagnéticos fiables: Villar del Cobo, Entrambasaguas y Gea de Albarracín. En este capítulo, así como en el capítulo 5, se detalla todo el proceso de estudio de modo análogo al de los capítulos 2 y 3.

El **capítulo 5** describe los resultados del estudio y análisis paleomagnético realizado en las localidades pertenecientes al Subbético externo meridional, describiendo las propiedades magnéticas de las reimanaciones encontradas y cuantificando la rotación que ha experimentado esta región.

En el **capítulo 6** se hace un repaso de los estudios magnetoestratigráficos realizados hasta la actualidad en la Placa Ibérica en secciones de edad jurásica, así como los estudios más importantes a nivel mundial que definen las columnas magnetoestratigráfica más fiables con las que se cuenta hasta la actualidad. En este capítulo se presentan las columnas magnetoestratigráficas obtenidas del estudio del límite Bajociense / Bathoniense en la sección de Carcabuey (Cordilleras Béticas), y la del estudio del Límite Pliensbachiense / Toarciense en la sección de Almonacid de la Cuba (Sistema Ibérico).

En el **capítulo 7** se construye la Curva de Deriva Polar Aparente (APWP) de Iberia desde los 200 Ma hasta la actualidad, a partir de una recopilación de datos derivados de los estudios previos realizados en la Placa Ibérica y del aporte de datos de este estudio. Se compara la Curva Ibérica con la Curva Sintética de Deriva Polar de la Placa Africana de Besse & Courtillot (2002). Para ello se han trasladado los polos Ibéricos a África, utilizando los polos de rotación de Euler (recopilados de los estudios de las anomalías magnéticas oceánicas). El objetivo de este capítulo es analizar las consistencias y divergencias de estos dos conjuntos de datos: los paleomagnéticos y los derivados del estudio de las anomalías magnéticas oceánicas.

En el **capítulo 8** se exponen las conclusiones generales del trabajo.

Por último, el **capítulo 9** recoge un glosario de términos para la mejor comprensión del trabajo.

REFERENCIAS DEL CAPÍTULO 1:

- Allerton, S., Lonergan, L., Platt, J.P., Platzman, E.S. and McClellan, E. 1993. Paleomagnetic rotations in the eastern Betic Cordillera, southern Spain. *Earth Planet. Sci. Lett.* 119, 225-241.
- Álvaro, M.R., Capote, R. y Vegas, R., 1979. Un modelo de evolución geotectónica para la cadena celtibérica. *Acta Geol. Hisp.* 14, 172-177.
- Andeweg, B., 2002. Cenozoic tectonic evolution of the Iberian Peninsula, causes and effects of changing stress fields. PhD Thesis 178 pp. Vrije Universiteit Amsterdam.
- Andeweg, B. and Cloetingh, S., 2001. Evidence for an active sinistral shear zone in the western Alboran region. *Terra Nova*, 13, 44-50.
- Barberá, X., Cabrera, L., Gomis, E. y Parés, J.M. 1996. Determinación del polo paleomagnético para el límite Oligoceno-Mioceno en la Cuenca del Ebro. *Geogaceta*, 20 (5): 1014-1016.
- Biermann, C., 1995. The Betics Cordilleras (SE Spain). Anatomy of a dualistic collision type orogenic belt. *Geologie in Mijnbouw*, 41. 167-182.
- Blackett, P.M.S., Clegg, J.A. and Stubbs, P.S.H. 1960. An analysis of rock magnetic data. *Proc. Roy. Soc. London Ser. A*, 256, 291-322.
- Bogalo, M.F., Osete, M.L., Ancochea, E. and Villalain, J.J. 1994. Estudio paleomagnético del volcanismo de campos de Calatrava. *Geogaceta* 15, 109-112.
- Boillot, G. and Malod, J., 1988. The north and north-west Spanish continental margin: a review. *Rev. Soc. Geol. España*, 1, 295-316.
- Buform, E., Sanz de Galdeano, C. and Udías, A. 1995. Seismotectonics of the Ibero-Maghrebian Region. *Tectonophysics*, 248,247-261.
- Buform, E., Bezzeghoud, M., Udías, A. and Pro C. 2004. Seismic sources on the Iberia-African Plate Boundary and their Tectonic Implications. *Pure appl. Geophys.* 161. 623-646.
- Clegg, J.A., Deutsch, E.R., Everitt, C.W.F. and Stubbs, P.H.S. 1957. Some recent paleomagnetic measurements made at Imperial College, London. *Phil. Mag. Suppl. Advan. Phys.*, 6, 22, 219-231.
- Cloetingh, S., Burov, E., Andeweg, B., Beekman, F., Andriessen, P.A.M., García Castellanos, D., De Vicente, G., and Vegas, R., 2001. Lithospheric folding in Iberia. *Tectonics*, 21 (5), 1041, 10.1029/2001TC901031.
- De Jong, K., 1990. Alpine tectonics and rotation pole evolution of Iberia. *Tectonophysics*, 184, 279-296.
- De Vicente, G., González-Casado, J.M., Muñoz Martín, A., Giner, J.L., and Rodríguez Pascua, M.A., 1996. Structure and Tertiary evolution of the Madrid Basin, in Friend, P.F. and Dabrio, C.J., (eds.) "Tertiary basins of Spain, the stratigraphic record of crustal kinematics, vol. 6, World and Regional Geology", Cambridge University Press, 263- 267.
- Dunn, A.M., Reynolds, P.H., Clarke, D.B. y Ugidos, J.M. (1998): *Can. J. Earth. Sic.* 35, 1110-1115.
- Fernández, M., Foucher, J.P., and Jurado, M.J., 1995. Evidence for the multi-stage formation of the south-western Valencia Trough. *Marine and Petroleum Geology*, 12, 101-109.
- Galbrun, B., Baudin, F., Faucarde, E. and Rivas, P. 1990. Magnetostratigraphy of the Toarcian Ammonitico Rosso limestone at Iznalloz, Spain. *Geophys. Res. Lett.* 17, 2441-2444.
- Galbrun, B., Berthou, P.Y., Moussin, C. y Azema, J. 1990. Magnétostratigraphie de la limite Jurassique-Cretacé en las faciés de plate-forme carbonatée: la coupe de Bias do Norte (Algarve, Portugal). *Bull. Soc. géol. France*, 8, VI, 1: 133-143.
- Galdeano, A., Moreau, M.G., Pozzi, J.P., Berthou, P.Y., Malod, J.A. 1989. New paleomagnetic results from Cretaceous sediments near Lisboa (Portugal) and implications for the rotation of Iberia, *Earth Planet.Sci.Letters*, 92, 95-106
- Garces, M., Agusti, J., Cabrera, L., Pares, J.M. 1996. Magnetostratigraphy of the Vallesian (Late Miocene) in the Valles-Penedes Basin (northeast Spain), *Earth Planet.Sci.Letters*, 142, 381-396
- García Mondéjar, J., 1996. Plate reconstruction of the Bay of Biscay. *Geology*, 24, 635-638.

- Gialanella, P.R. 1999. Análisis magnetostratigráficas de secuencias mesozoicas aflorantes en España e Italia. Doctorado de Investigación en Geología del sedimentario Consorcio tra le Università degli Studi di Napoli e Palermo. 123 pp.
- Gialanella, P., Villalaín, J.J. y Osete, M.L. 1996. The Toarcian/Aalenian transition in Fuentesanz section. Magnetostratigraphy. In: Ureta, S: 1st Toarcian and 4th Aalenian Working groups meeting. Fieldtrip Iberian Range GuideBook. Edit. Department of Paleontology. Universidad Complutense de Madrid. ISBN: 8484995879. Pp. 7177.
- Gialanella, P.R., Osete, M.L., Goy, A., Villalaín, J.J., Gómez, J.J. and Heller, F. 1998. Lower Toarcian magnetostratigraphy from the Iberian Range (Spain). *Geologica Carpathica*, 49, 3, 218-219.
- Giner Robles, J.L., 1996. Análisis neotectónico y sismotectónico en el sector centro-oriental de la Cuenca del Tajo. PhD thesis, 268 pp., Universidad Complutense de Madrid, Madrid.
- Hernando, S., Schott, J.J., Thuizat, R. y Montugny, R. 1980. Age des andésites et des sédiments interstratifiés de la région d'Atienza (Espagne): Etude stratigraphique, géochronologique et paléomagnétique- *Sci. Géol. Bull.* 33: 119-128.
- Janssen, M.E., Torne, M., Cloetingh, S., and Banda, E., 1993. Pliocene uplift of the eastern Iberian margin: Inferences from quantitative modelling of the Valencia Trough. *Earth Plan. Sci. Lett.*, 119, 585-597.
- Juárez, M.T., Osete, M.L., Meléndez, G., Langereis, C.G. y Zijdeveld, J.D.A., 1994. Oxfordian magnetostratigraphy of the Aquilón and Tosos sections (Iberian Range Spain) and evidence of a pre-Oligocene overprint. *Phys. Earth Planet. Inter.* 85, 195-211
- Juárez, M.T., Osete, M.L., Meléndez, G. and Lowrie, W., 1995. Oxfordian magnetostratigraphy in the Iberian Range. *Geophys. Res. Lett.* 22, 2889-2892.
- Juárez, M.T., Osete, M.L., Vegas, R., Langereis, C.G. and Meléndez, G. 1996. Palaeomagnetic study of Jurassic limestones from the Iberian Range (Spain): Tectonic implications. Morris, A. & Tarling, D.H. (eds), *Palaeomagnetism and tectonic of the Mediterranean Region*, Geological Society, London, 1996, 8396.
- Juárez, M.T., Lowrie, W., Osete, M.L., Meléndez, G., 1998. Evidence of widespread Cretaceous remagnetization in the Iberian Range and its relation with the rotation of Iberia. *Earth Planet. Sci. Letters*, 160, 729-743
- Julivert, M., Fontboté, J.M. Ribeiro, A. Y Conde, L. 1972. Mapa tectónico de la Península Ibérica y Baleares. E:1:1000000. Memoria explicativa. Inst. Geol. Min. España, Madrid.
- Julivert, M., Martínez, F.J. and Ribeiro, A. 1980. The Iberian segment of the European Hercynian foldbelt. *Mem. BRGM. n° 108, coll C6,26, Congr. Geol. Internat: Géologie de l'Europe, du Précambrien aux bassins sédimentaires post-hercyniens: 132-158.*
- Kirker, A. and McClelland, E. 1996. Application of net tectonic rotations and inclination analysis to a high-resolution palaeomagnetic study in the Betic Cordillera. Morris, A. and Tarling, D. H. (eds). *Palaeomagnetism and Tectonics of the Mediterranean Region*, Geological Society Special Publication No. 105, pp. 1932.
- Lonergan, L., and White, N., 1997. Origin of the Betic-Rif mountain belt. *Tectonics*, 16, 504-522.
- Malod, J.A. and Mauffret, A. 1990. Iberian plate motion during the Mesozoic. *Tectonophysics*, 184, 261-278.
- Mazzoli, S., and Helman, M., 1994. Neogene patterns of relative plate motion for Africa-Europe: some implications for recent central Mediterranean tectonics. *Geologische Rundschau*, 83, 464-468.
- Moreau, M.G., Canerot, J. and 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, 4: 393-402.
- Moreau, M.G., Berthou, J.Y., Malod, J.A. 1997. New paleomagnetic Mesozoic data from the Algarve (Portugal): fast rotation of Iberia between the Hauterivian and the Aptian. *Earth Planet. Sci. Lett.* 146: 689-701
- Olivet, J.L. 1978. Nouveau modèle d'évolution de l'Atlantique nord et central. Tesis doctoral. Univ. París, 234pp.

- Olivet, J.L. 1996. La cinématique de la Placa Ibérique. Bull. Cent. Rech. Explor. Prod. Elf-Aquit, 20, 1:131-195.
- Ogg, J.G., Steiner, M.B., Oloriz, F., and Tavera, J.M. 1984. Jurassic magnetostratigraphy. 1. Kimmeridian-Tithonian of Sierra Gorda and Carcabuey, southern Spain. Earth Planet. Sci. Lett. 71, 147-162.
- Osete, M.L., Freeman, R. and Vegas, R., 1988. Preliminary palaeomagnetic results from the Subbetic Zone (Betic Cordillera, southern Spain): kinematic and structural implications. Phys. Earth Planet. Inter. 52, 283-300.
- Osete, M.L., Freeman, R. and Vegas, R., 1989. Palaeomagnetic evidence for block rotations and distributed deformation of the Iberian-African plate boundary. In: C. Kissel and C. Laj (Editors), Palaeomagnetic Rotations and Continental Deformation. NATO ASI Series, Mathematical and Physical Sciences, 254, Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, 381-391.
- Osete, M.L., Rey, D., Villalaín, J.J. and Juárez, M.T. 1997. The Late Carboniferous to Late Triassic segment of the apparent polar wander path of Iberia. Geologie en Mijnbouw 76, 105-119.
- Osete, M.L., Osete, C., Giallanella, P.r., y Villalaín, J.J. 2000. Paleolatitudes de la Placa Ibérica durante el Jurásico. Programas y resúmenes, II Asamblea Hispano Portuguesa de Geodesia y Geofísica, 311-312.
- Osete, M.L., Villalaín, J.J., Palencia, A., Osete, C., Sandoval, J., García Dueñas, V. New paleomagnetic data from the Betic Cordillera: Constraints on the Timing and the geographical Distribution of Tectonic Rotations in Souther Spain. 2004. Pure appl. Geophys. 161, 701-722.
- Osete, C. 1999. Estudio magnetoestratigráfico en las Cordilleras Béticas. Límites Bajociense/Bathonense y Toarciense/Aalenense. Tesina. Dept. de Estratigrafía. Facultad de C.C. Geológicas. Facultad de C.C. Geológicas. 112pp.
- Parés, J.M. and Dinarés-Turell, J. 1994. Iberian Triassic paleomagnetism revisited: intraplate block rotations versus polar wandering, Geophys. Res. Lett., 21, 2155-2158.
- Parés, J.M. and Roca, E. 1996. The significance of tectonic-related tertiary remagnetization along the margins of the Valencia trough. J. Geodyn. 22: 207-227.
- Platzman, E. and Lowrie, W. 1992. Paleomagnetic evidence for rotation of the Iberian Peninsula and the External Betic Cordillera. Southern Spain. Earth Planet. Sci. Lett. 108, 45-60.
- Puigdefábregas y Souquet, 1986Schott, J.J., Peres, A. 1987. Paleomagnetism of the Lower Cretaceous redbeds from northern Spain: evidence for a multistage acquisition of magnetization, Tectonophysics, 139, 239-253
- Rapaille, C., Marzoli, A., Bertrand, H., Féraud, G., Reisberg, L. and Fontignie, D. (2003). Geochemistry and 40 AR/(·)AR age of the European part of the Central Atlantic Magmatic Province. Geophysical Research Abstract, Vol. 5, 11791.
- Ríos, J.M. 1982. Libro Jubilar Geología de España. Tomo I. Pg 15. Pub. IGME. 1983. ISBN: 84-500-8924-7.
- Roca, E., 2001. The Northwest Mediterranean basin (Valencia Trough, Glf of Lions and Liguro-Provencal basins): structure and geodynamic evolution, in Ziegler, P.A., Cavazza, W. and Robertson, A.F.H., (eds.) "PeriTethys Memoir: Peri Tethyan Rift/Wrench Basins and Passive margins", Mem. Mus. Nal. Hist. Natur., Paris.
- Ruiz, V.C., Sopena, A., Rey, D., Villalaín, J.J. Gialanella, P. R. y Osete, M.L., 1999. Primeros resultados magnetoestratigráficos del Triásico medio - superior (Ladiniense - Karniense) en la Cordillera Ibérica occidental (Cuevas de Ayllón). Geogaceta 25, 179-183.
- Sabat, F., Roca, E., Muñoz, J.A., Verges, J., Santanach, P., Sans, M., Masana, E., Estevez, A., and Santisteban, C., 1995. Role of extension and compression in the evolution of the eastern margin of Iberia: the ESCI-Valencia Trough seismic profile. Rev. Soc. Geol. España, 8, 431-448.
- Salas, R., and Casas, A., 1993. Mesozoic extensional tectonics, stratigraphy and crustal evolution during the Alpine cycle of the eastern Iberian basin. Tectonophysics, 228, 33-55-

- Sanz de Galdeano, C.M., 1996. Tertiary tectonic framework of the Iberian Peninsula, in Friend, P.F., and Dabrio, C.J., (eds.) Tertiary Basins of Spain, the stratigraphic record of crustal kinematics, vol.6, World and Regional Geology, Cambridge University Press, 9-14.
- Savostin, L.A., Sibuet, J., Zonenshain, P., Le Pichon, X., and Roulet, M., 1986. Kinematic evolution of the Tethys belt from the Atlantic Ocean to the Pamirs since Triassic. *Tectonophysics*, 123, 1-35.
- Schott, J.J. 1985. Paléomagnétisme des séries rouges du Permian, du Trias et du Crétacé inférieur dans les Chaînes pyrénéo-cantabrique et nord-ouest ibérique. Implications géodynamiques. These, Université Louis Pasteur de Strasbourg. Institut de Physique du Globe. 382 pp.
- Schott, J.J. 1988. Lower Permian to Miocene Apparent Polar Wander Path for Iberia and its bearings on Kinematic evolution. *Cuadernos de Geología Ibérica* 12, 21-37.
- Schott, J.J. and Peres, A. 1987a. Paleomagnetism of the lower Cretaceous red beds from northern Spain. Evidence for a multistage acquisition of magnetization. *Tectonophysics*, 139, 239-253.
- Schott J.J. and Peres, A. 1987 b. Palaeomagnetism of Permo-Triassic red beds from the Asturias and Cantabrian Chain (norther Spain): evidence for strong lower Tertiary remagnetizations. *Tectonophysics*, 140, 179, 191.
- Schott, J.J. and Peres, A. 1988. Paleomagnetism of Permo-Triassic red beds in the western Pyrenees: evidence for strong clockwise rotations of the Paleozoic units. *Tectonophysics*, 156, 75-88.
- Schott, J.J., Montigny, R., 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.Letters*, 53, 457-470
- Schwarz, E.J. 1963. A paleomagnetic investigation of Permo-Triassic red beds and andesites from the Spanish Pyrenees. *J. Geophys. Res.* 68, 3265-3271.
- Sebai, A., Feraud, G., Bertrand, H. and Hanes, J. (1991). “⁴⁰Ar/³⁹Ar dating and geochemistry of tholeiitic magmatism related to the early opening of the central atlantic rift”. *Earth and Planetary Science Letters*.
- Stauffer, K.W. y Tarling, D.H., 1971. Age of the Bay of Biscay: New palaeomagnetic evidence. *Histoire Structurale du Golfe de Gascogne*. Ed. Technip, Paris (II), 2, 1-18.
- Steiner, M.B., Ogg, J.G., Melendez, G., Sequeiros, L. 1985. Jurassic magnetostratigraphy, 2. Middle-Late Oxfordian of Aguillon, Iberian Cordillera, northern Spain, *Earth Planet.Sci.Letters*, 76, 151-166
- Steiner, M.B., Ogg, J.G. y Sandoval, J. 1987. Jurassic magnetostratigraphy, 3. Bathonian-Bajocian of Carcabuey Sierra Harana and Campillo de Arenas (Subbetic Cordillera, southern Spain). *Earth Planet. Sci. Lett.* 82, 357-372.
- Storetvedt, K.M., Mitchell, J.G., Abranches, M.C., Oftedahl, S. 1990. A new kinematic model for Iberia; further palaeomagnetic results and isotopic age evidence, *Phys.Earth Planet.Interiors*, 62, 109-125, 1
- Srivastava, S.P., Verhoef, J. and Macnab, R. 1988. Results from a detailed aeromagnetic survey across the northeast Newfoundland margin. Part I and II. *Mar. Pet. Geol.*, 5, 306-337.
- Srivastava, S.P., Roest, W.R., Kovacs, L.C., Oakey, G., Levesque, S., Verhoef, J., and Macnab, R., 1990. Motion of Iberia since the Late Jurassic : Results from detailed aeromagnetic measurements in the Newfoundland Basin. *Tectonophysics*, 184, 229-260.
- Stapel, G., 1999. The nature of isostasy in western Iberia. PhD thesis, 148 pp., Vrije Universiteit, Amsterdam.
- Turner, P., Turner, A., Ramos, A., Sopeña, A. 1989. Paleomagnetism of Permo-Triassic Rocks in the Iberian Cordillera, Spain: Acquisition of Secondary and Characteristic Remanence. *J. Geol. Soc.*, London 146: 61-71
- Van der Voo, R. 1969. Paleomagnetic evidence for the rotation of the Iberian Peninsula, *Tectonophysics*, 7, 5-56
- Van der Voo, R., Zijdeveld, J.D.A. 1971. Renewed paleomagnetic study of the Lisbon Volcanics and implications for the rotation of the Iberian Peninsula, *J.Geophys.Res.*, 76, 3913-3921

- Van der Lingen, G.J. 1960. Geology of the Spanish Pyrenees north of Canfrane, Huesca province, *Estud. Geol. Inst. Invest. Geol. 'Lucas Mallada'*, Madrid, 16, 205-242.
- Van der Voo, R. 1967. The rotation of Spain: Paleomagnetic evidence from the Spanish Meseta, *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 3, 393-416.
- Van der Voo, R. (1993). "Paleomagnetism of the Atlantic, Tethys and Lapetus oceans". Cambridge University Press, 411pp.
- Van Wess, J.D., Arche, A., Bejedorff, C.G., López Gómez, J. and Cloetingh, S.A.P.L. 1998. Temporal and spatial variations in tectonic subsidence in the Iberian Basin (eastern Spain): inferences from automated forward modelling in High-resolution stratigraphy (Permian-Mesozoic). *Tectonophysics*, 300, 285-310.
- VandenBerg, J. (1980). "New paleomagnetic data from the Iberian Peninsula". *Geol. Mijnbouw* 50, 49-60.
- Vegas, R. 1985. tectónica del área Ibero-Mogrebí. En *Mecanismo de los terremotos y tectónica* (Eds: A. Udías, D. Muñoz, y E. Buforn). Ed. Univ. Complutense, 197-215.
- Vegas, R. 2000. The intrusion of the Plasencia (Messejana) dike as part of the Circum-Atlantic Early Jurassic magmatism: Tectonic implications in the southwestern Iberian peninsula. *Geogaceta*, 27, 175-178.
- Vera, J.A., 1988. Evolución de los sistemas de depósito en el margen Ibérico de la Cordillera Bética. *Rev. Soc. Geol. España*, 1, 373-391.
- Vera, J.A., 2001. Evolution of the South Iberian continental margin. In: Ziegler, P.A., Cavazza, W. and Robertson, A.F.H., (eds.) "PeriTethys Memoir: Peri Tethyan Rift/Wrench Basins and Passive margins", *Mem. Mus. Nal. Hist. Natur.*, Paris, 109-143.
- Villalaín, J.J., 1995. Estudio paleomagnético de las Béticas Occidentales y sus implicaciones tectónicas. Descripción de una reimanación regional neógena. Tesis Doctoral. Dept. Geofísica. Univ. Complutense, Madrid, 225pp.
- Villalaín, J.J., Osete, M.L., Vegas, R., García Dueñas, V., y Heller, F., 1994. Widespread Neogene remagnetization in Jurassic limestones of the South-Iberian paleomargin (Western Betics, Gibraltar Arc). *Phys. Earth Planet. Inter.* 85, 15-33.
- Villalaín, J.J., Osete, M.L., Vegas, R. y García-Dueñas, V. 1995. Evolución rotacional de las Béticas externas occidentales a partir de estudios paleomagnéticos. *Geogaceta*. 17, 120-123.
- Villalaín, J.J., Osete, M.L., Vegas, R., García Dueñas, V. y Heller, F. 1996. The Neogene remagnetization in the western Betics: a brief comment on the reliability of palaeomagnetic directions. In: Morris, A. & Tarling, D.H. (eds), 1996, *Palaeomagnetism and Tectonics of the Mediterranean Region*, Geological Society Special Publication No. 105, pp. 33-41.
- Whitmarsh, R.B., and Miles, P.R., 1995. Models of the development of West Iberia rifted continental margin at 40 degrees 30°N deduced from surface and deep-tow magnetic anomalies. *Journal Geophysical Research*, 100, 3789-3806.
- Ziegler, P.A. 1988. Evolution of the Arctic-North Atlantic and western Tethys. AAPG publications, 198pp.
- Ziegler, P.A., 1989. Evolution of Laurasia: a study in Late Paleozoic plate tectonics. 102 pp., Kluwer Academic Publishers, Dordrecht.
- Ziegler, P.A., 1994. Cenozoic rift system of Western and Central Europe: an overview. *Geologie in Mijnbouw*, 73, 99-127.
- Ziegler, P.A., Cloetingh, S., Guiraud, R., and Stampfli, G.M., 2001. Peri-Tethyan platforms: constraints on dynamics of rifting and basin inversion, in Ziegler, P.A., Cavazza, W. and Robertson, A.F.H., (eds.) "PeriTethys Memoir: Peri Tethyan Rift/Wrench Basins and Passive margins", *Mem. Mus. Nal. Hist. Natur.*, Paris, pp 9-49.

CAPÍTULO 2: RESULTADOS PALEOMAGNÉTICOS DEL DIQUE DE MESSEJANA-PLASENCIA.

2.1: MARCO GEOLÓGICO Y ANTECEDENTES.

El dique de Messejana-Plasencia es un dique de naturaleza toleítica que se extiende por la Península Ibérica de forma continua una distancia de unos 530 km, aproximadamente. Aflora desde el Sur de Portugal (Playa de Murraçao) en dirección N-NE, pasando por Messejana y Plasencia, hasta el borde norte del Sistema Central Español en las proximidades de Muñico, donde desaparece bajo la cobertera cenozoica de la Cuenca del Duero (*figura 2.1*). Junto con los diques que afloran en el Oeste de Marruecos (dique de Foum-Zguid) y en el Este de los Apalaches, está originado por la actividad ígnea asociada a la separación de África y Norteamérica que se produjo en las zonas continentales que bordearon el Atlántico Central.

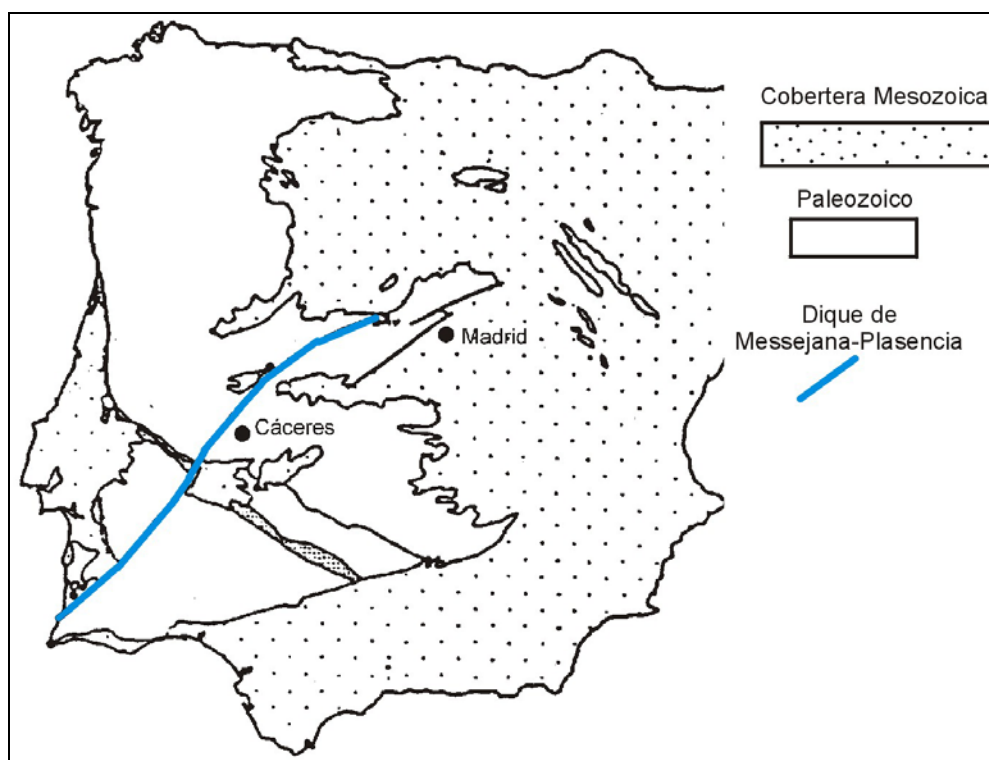


Figura 2.1: Localización del dique de Messejana-Plasencia dentro de la Península Ibérica.

Algunos autores consideran que el dique intruyó a lo largo de un accidente preexistente, de edad tardi-hercínica. Este accidente se reactivó con posterioridad regionalmente

durante el Jurásico (favoreciendo el emplazamiento del magma), y localmente durante el Terciario (con fallas normales con un “salto en la vertical” del orden de 100 metros). No obstante, la falla y el dique pueden ser casi simultáneos y resultantes del *rifting* mesozoico que originó la apertura del Atlántico Central (Schermerhorn et al., 1978; Vegas et al., 1997).

La fractura ha sido investigada por numerosos autores, siendo el principal movimiento observado el de falla con salto en dirección (“*strike-slip*”) con un desplazamiento lateral izquierdo (“*offset*”) de entre 3 km (Schermerhorn et al., 1978; Quesada García, 1960; Barros & Carvalhosa, 1965) y 30 km (Parga, 1969).

2.1.1: ESTUDIOS GEOCRONOLÓGICOS.

Se han llevado a cabo numerosos estudios geocronológicos en el dique de Messejana-Plasencia con el fin de poder datar de un modo preciso la edad de intrusión de esta espectacular estructura. Schermerhorn et al. (1978) realizaron un estudio radiométrico de K-Ar con muestra total en diferentes afloramientos de la intrusión, y obtuvieron edades comprendidas entre (148±8) Ma y (186±6) Ma. Con posterioridad, Schott et al. (1981) realizaron dataciones de K-Ar con separaciones minerales (generalmente plagioclasas) obteniendo edades comprendidas entre (134±4) Ma y (209±6) Ma. Los autores atribuyen esta dispersión a un emplazamiento polifásico del dique, y aunque no excluyen que el sistema pueda haber tenido localmente pérdidas de Argón, arguyen que las edades obtenidas reflejan sucesivas intrusiones magmáticas. Concluyen, por tanto, que la actividad del dique es polifásica y que su emplazamiento tuvo una duración comprendida entre los 160 Ma y los 200 Ma.

Los estudios geocronológicos de $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de Sebai et al. (1991) también tienen problemas debido a posibles pérdidas de Argón del sistema, y no obtienen una edad estable (“*plateau*”) que permita definir la edad de intrusión del dique. Estos autores concluyen, apoyándose en resultados de dataciones $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ realizados en otras intrusiones relacionadas con la apertura del Atlántico Central (Marruecos, Argelia, etc.) que la edad de intrusión del dique es de 200Ma, y que el dique de Messejana-Plasencia intruyó en un breve periodo de tiempo. El estudio de $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ llevado a cabo por Dunn

et al. (1998) parece indicar que la edad de intrusión del dique es de (203 ± 2) Ma. Recientemente, un nuevo estudio de $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de Rapaille et al. (2003) da edades de intrusión del dique de (202.8 ± 2.0) Ma.

2.1.2: ESTUDIOS PALEOMAGNÉTICOS.

El primer estudio paleomagnético realizado de manera sistemática a lo largo de toda la estructura fue el llevado a cabo por Schott et al. (1981). En este trabajo se investigaron 12 sitios que fueron desimanados utilizando la técnica de desimanación por campos alternos decrecientes. Los autores encontraron polaridades normales, exclusivamente, en todos los sitios estudiados. Este hecho está en aparente contradicción con la actividad polifásica del dique, postulada por los mismos autores, puesto que en el periodo de tiempo considerado existe una alta frecuencia de inversiones del campo magnético terrestre (Gradstein et al., 1994). Los resultados que obtuvieron indican una dispersión relativamente alta de las direcciones, que se relacionó con la variación paleosecular (PSV) del campo magnético terrestre (c.m.t.).

Posteriormente, Perrin et al. (1991) llevaron a cabo un estudio de paleointensidad en cinco afloramientos del dique: tres cercanos a Plasencia y otros dos próximos a la localidad de Odemira. En concordancia con el anterior estudio, las polaridades que encontraron fueron exclusivamente normales.

2.1.3: PROBLEMAS PLANTEADOS.

Teniendo en cuenta los estudios previos, se plantean los siguientes problemas que se intentarán resolver en el presente estudio:

- Por una parte, Schott et al. (1981) y Schermerhorn et al. (1978) opinaban que el emplazamiento del dique tuvo lugar de modo polifásico entre los 160 Ma y los 200 Ma, pero los estudios paleomagnéticos solo reflejan polaridades normales. En la *figura 2.2* se representa la columna magnetoestratigráfica de polaridades del campo magnético terrestre (c.m.t.), donde las magnetozonas representadas en negro indican periodos del c.m.t. de polaridad normal y en blanco de polaridad invertida. Puede observarse que el campo magnético terrestre sufrió numerosas inversiones entre los 160 Ma y los 200 Ma, y que en este intervalo temporal, un cron de polaridad normal tiene una duración

máxima de 1 Ma. Sería pues de esperar que un emplazamiento polifásico del dique hubiese registrado estos cambios, por lo que las muestras estudiadas en el dique deberían mostrar tanto polaridades normales como invertidas.

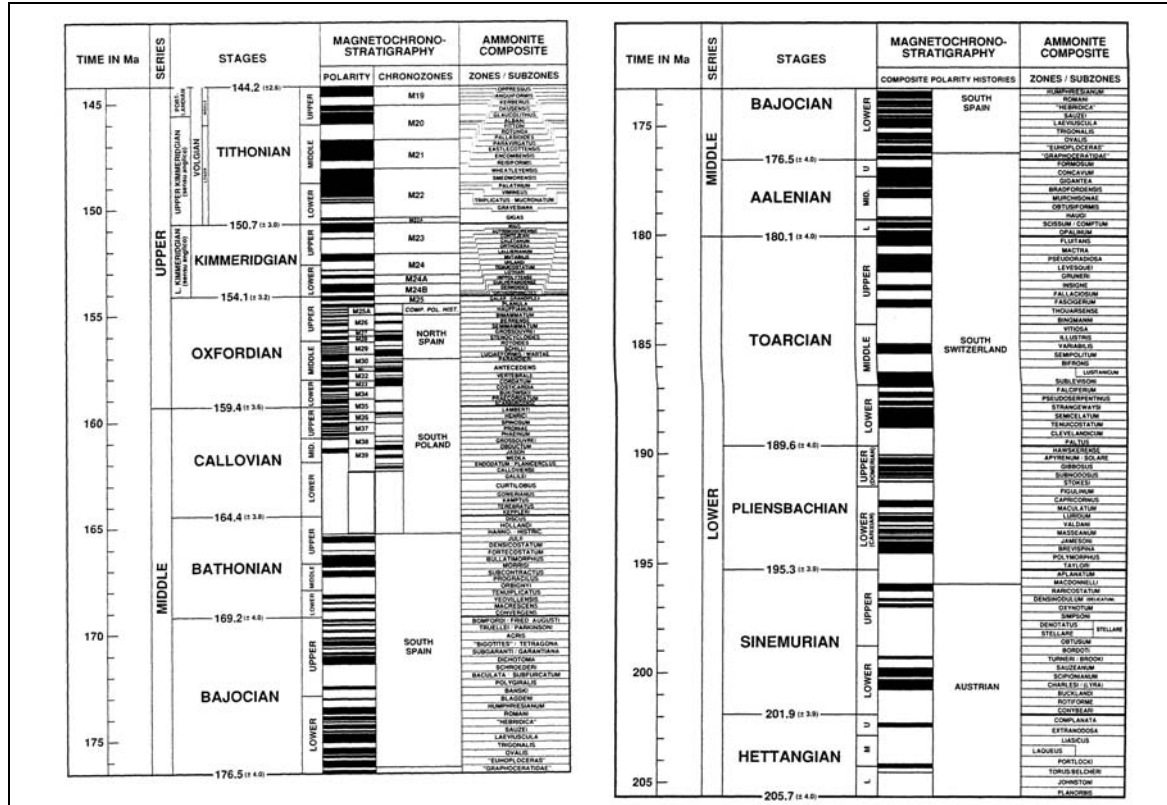


Figura 2.2: Secuencia de inversiones de polaridad (normales en negro; invertidas en blanco) del campo magnético terrestre durante el Jurásico (Gradstein et al., 1994).

- Por otra parte, Juárez et al. (1996) realizaron un estudio en calizas oxfordienses (154 - 159 Ma, según Gradstein et al., 1994) del Sistema Ibérico. Estos autores encontraron, de forma sistemática en todas las muestras, dos componentes magnéticas: una que presentaba siempre polaridad normal y otra, la de alta temperatura de desbloqueo, que presentaba tanto polaridades normales como invertidas y que fue considerada la dirección original de la imanación de las muestras estudiadas. La componente que siempre presentaba polaridades normales fue interpretada como una reimanación cretácica. La proximidad entre la dirección obtenida por Schott et al. (1981) y las direcciones cretácicas llevaron a Juárez et al. (1996) a dudar sobre el origen (primario o secundario) de la imanación de las muestras del dique; planteando, por tanto, que el dique pudo haberse reimanado completamente durante el Cretácico (ver tabla 2.I).

Tabla 2.1: Direcciones y sitios de los polos paleomagnéticos de Schott et al. (1981) y Juárez et al (1996) (P= primaria u oxfordiense; S= secundaria de edad cretácica).

estudio	sitio	Plong	Plat	A ₉₅
Schott et al. (1981)	Dique de Messejana Plasencia	236	71	7
Juárez et al. (1996)	Sistema Ibérico (P, Oxfordiense)	252	58	3
Juárez et al. (1996)	Sistema Ibérico (S, Cretácica)	238	71	2

Plong y Plat. Longitud y Latitud del polo paleomagnético; **A₉₅.** Semiángulo de dispersión fisheriano al 95% de confianza.

En la *figura 2.3* se representa en color negro la dirección del polo paleomagnético del dique calculado por Schott et al. (1981), en verde la dirección del polo de edad Oxfordiense y en rojo la del polo de la reimanación cretácica de las calizas investigadas por Juárez et al. (1996), coincidente con la del dique de Schott et al. (1981).

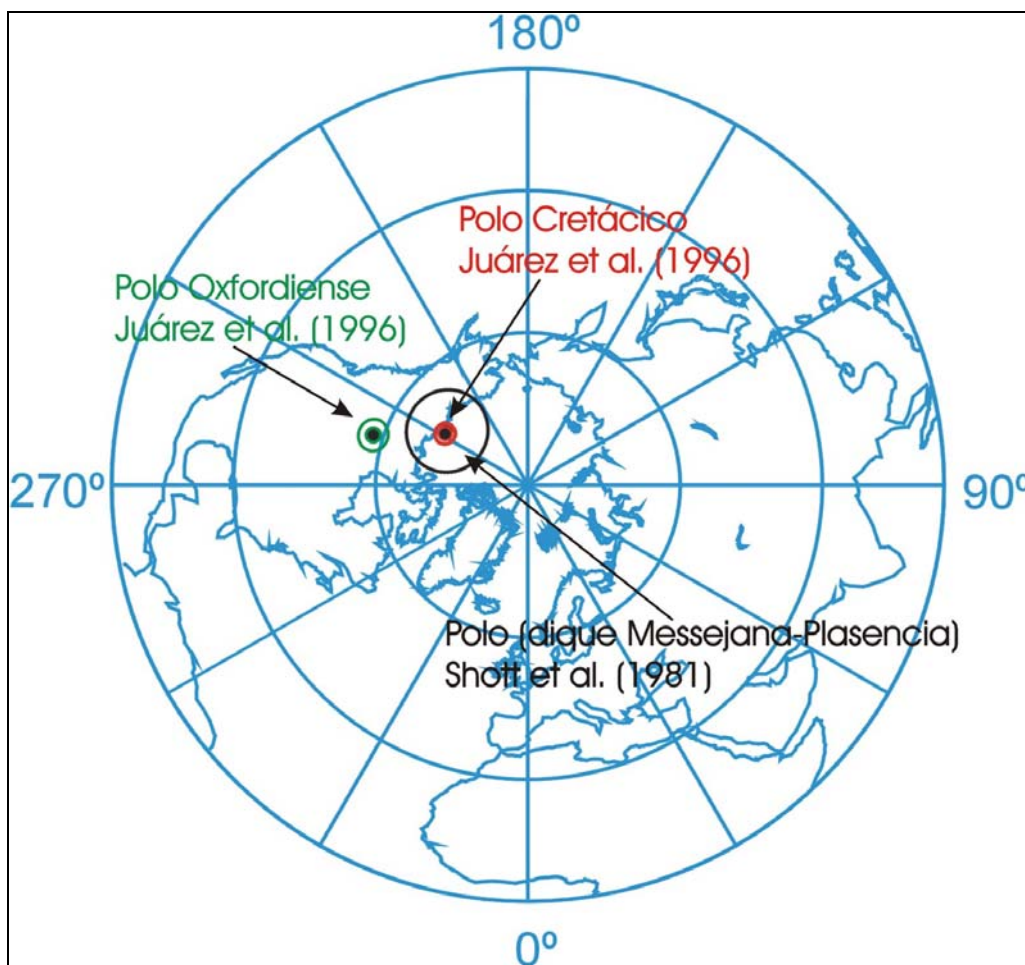


Figura 2.3: Representación polar de igual área de las direcciones del polo paleomagnético de Schott et al. (1981) para el dique de Messejana-Plasencia (en rojo), y de la de los polos de las dos componentes paleomagnéticas (primaria u oxfordiense en verde; secundaria o cretácica en negro) de las calizas oxfordienses investigadas por Juárez et al. (1996).

2.2: OBJETIVOS Y MUESTREO.

Estas aparentes contradicciones hacían necesario un nuevo estudio paleomagnético que fuera capaz de esclarecerlas. Los objetivos de este presente estudio son: (i) determinar el carácter original o secundario de la magnetización de las muestras del dique de Messejana-Plasencia, y en el caso de que la magnetización del dique sea original, (ii) estudiar si el tuvo un emplazamiento polifásico o si por el contrario intruyó en un breve periodo de tiempo; (iii) constreñir paleomagnéticamente la edad de intrusión del dique; (iii) analizar si el origen de la dispersión de las direcciones de la magnetización de las muestras es debida a la variación paleosecular del campo y (iv) calcular un polo paleomagnético para Iberia de edad Jurásico inferior.

Para llevar a cabo estos objetivos se realizaron tres campañas de campo en las que se muestrearon: 17 afloramientos de la parte portuguesa del dique (en colaboración con geólogos de la Universidad de Lisboa), 9 sitios de la parte central del dique (repartidos entre la frontera hispano-portuguesa y el borde del sistema central) y 14 sitios más en la parte norte del dique (comenzando en el Sistema Central y terminando en las proximidades de Ávila donde el dique desaparece bajo la cobertera Cenozoica). Por tanto, se muestrearon un total de 40 afloramientos (que suponen un total de 625 especímenes para su análisis paleomagnético) distribuidos a lo largo de de la traza del dique en la Península Ibérica (*figura 2.4*), desde la playa de Murraçao (al sur de Portugal), hasta la localidad de Dehesa del Cid (Ávila).

En el estudio paleomagnético realizado previamente en el dique (Shott et al., 1981), las muestras se desimanaron por campos alternos decreciente (AF), por lo que no se cuenta con datos de desimanación térmica, que suele ser más eficaz para aislar las posibles componentes magnéticas presentes en muestras que han podido sufrir reimanaciones. Por este motivo, en el presente estudio, las muestras del dique se desimanaron principalmente mediante el tratamiento térmico. También se desimanaron muestras por AF, y se realizaron experimentos de adquisición gradual de IRM, desimanación en tres ejes de la IRM y ciclos de histéresis.

Todos los afloramientos muestreados están en general separados entre sí por distancias kilométricas variables, pese a que la posición en latitud y longitud de algunos de los afloramientos aparezcan con las mismas coordenadas (*tabla 2.II*).

Los siguientes sitios constituyen la excepción a esta estrategia de muestreo:

- El afloramiento de la playa de Murraçao (Sur de Portugal) presenta un corte de decenas de metros de grosor y en el que claramente puede distinguirse el contacto del dique con las unidades que lo rodean. Esto permitirá estudiar si el comportamiento magnético de las muestras recogidas en la parte central del dique (*MS2*) difiere o no de las recogidas en los bordes (*MJ2*). Tras una primera inspección se pudo observar que las muestras de la parte central presentaban un aspecto más fresco que las que pertenecían a los bordes del dique, que parecían estar más alteradas.

- El afloramiento *JU1* se encuentra en la ribera del río Assecca y presenta una zona de afloramiento masivo de unos 15 metros de grosor con muestras que presentan una NRM de polaridad normal, que se denotan como “*JUIN*”, junto a otra zona alejada unos 20 metros del dique masivo donde se aprecia un pequeño dique (de medio metro de grosor) cuyas muestras presentan una NRM de polaridad invertida, que se denotan como “*JUIF*”. Puede ser que este pequeño dique sea una ramificación de la zona masiva, o bien otro dique independiente. Con el objetivo de estudiar en detalle este afloramiento, se realizó una segunda campaña de recogida de muestras, en la que se extrajeron testigos de pequeños bloques del dique localizados entre las dos zonas ya mencionadas: estas muestras se denotan como “*AS*”. Es la primera vez que se observa que muestras del dique de Messejana-Plasencia presenten una NRM claramente invertida.

- Por último, el sitio denominado *JU2*, que se encuentra cerca de la localidad de Juromenha, está cortado por una carretera (Km. 48 de la carretera de Elvas-Juromenha) y es de pequeñas dimensiones, por lo que sólo se pudieron extraer un total de 8 muestras. Con las siglas *JU2N* y *JU2I* se hace referencia a las muestras que presentaron polaridad normal e invertida. Tanto en este caso como en *JU1*, las muestras de cada polaridad se analizarán por separado.

En la *figura 2.4* y en la *tabla 2.II* se detalla la posición de los diferentes sitios muestreados :

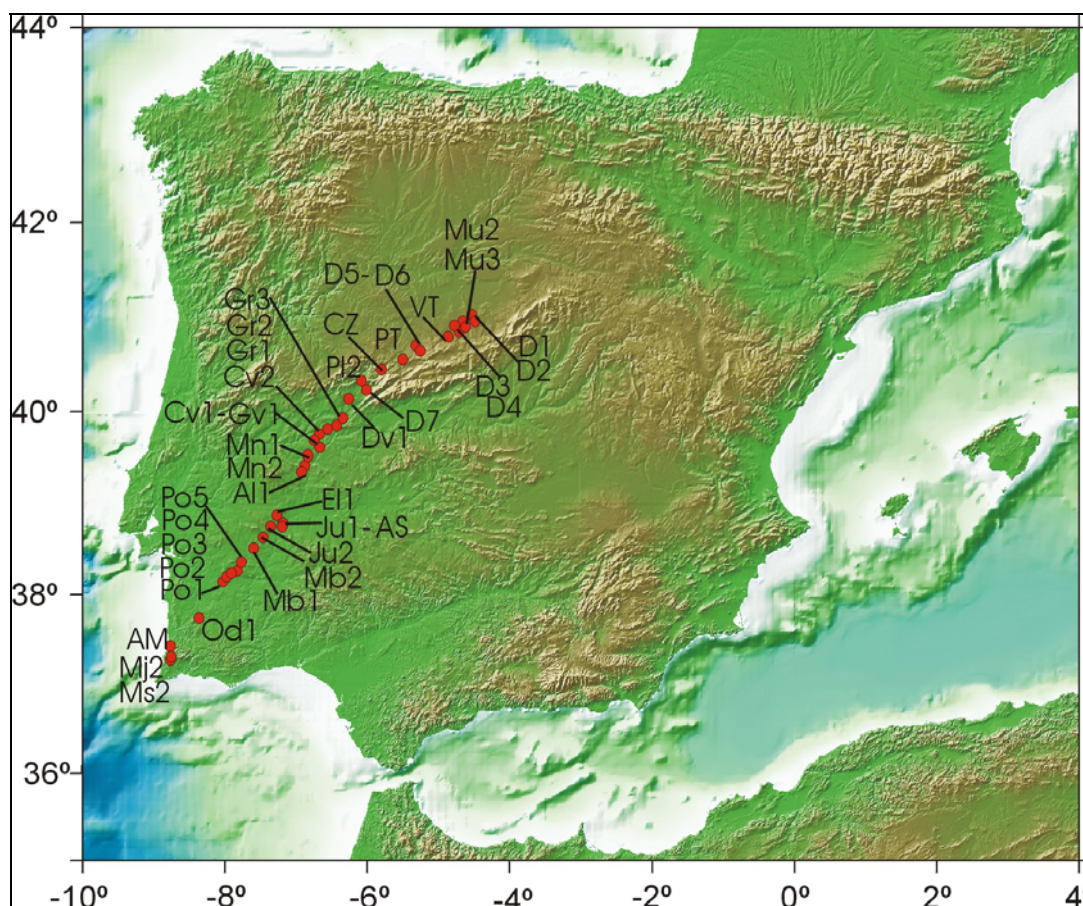


Figura 2.4: Localización de los afloramientos estudiados en el dique de Messejana-Plasencia, en un mapa topográfico de la Península Ibérica.

2.3: RESULTADOS PALEOMAGNÉTICOS: MAGNETIZACIÓN REMANENTE NATURAL (NRM) Y DESIMANACIÓN DE LA NRM.

La mayoría de las muestras de los afloramientos estudiados en el dique de Messejana-Plasencia fueron medidas en el Laboratorio de Paleomagnetismo del Departamento de Física de la Tierra, Astronomía y Astrofísica I de la Facultad de C.C. Físicas de la UCM. La medida de la imanación de las muestras se realizó con magnetómetros rotatorios “JR-5A” y “Molspin”, y la de la susceptibilidad con un “Kappabridge KLY3”. Los datos de la NRM y de la susceptibilidad inicial de las muestras de siete sitios (*D1 a D7*) que fueron medidas en el Instituto de Geofísica de la UAM (México D.F.) lamentablemente se perdieron, al igual que los valores de la susceptibilidad inicial de otros 11 sitios (ver *tabla 2.II*).

2.3.1: NRM Y SUSCEPTIBILIDAD INICIAL.

En la *tabla 2.II* se muestra, para cada sitio (exceptuando los sitios *D1* a *D7*), su localización, el valor de la dirección y de las intensidades de su NRM inicial, y el rango de susceptibilidades de sus muestras.

Tabla 2.II- Localización, direcciones paleomagnéticas de la NRM inicial, y valores máximos y mínimos de la intensidad de la NRM y de la susceptibilidad inicial de los sitios estudiados (no se incluyen los siete sitios D1-D7).

SITIO	n	Slong	Slat	Dec	Inc	k	α_{95}	Int. NRM ₀ (A/m)	X ₀ (S.I.)
MS2	18	-8.9	37.2	344.9	50.4	23.1	17.2	8 10 ⁻¹ - 3 10 ⁻¹	49 10 ⁻³ - 35 10 ⁻³
MJ2	34	-8.9	37.2	359.1	53.1	15.4	6.5	10 10 ⁻¹ - 4 10 ⁻¹	80 10 ⁻³ - 32 10 ⁻³
AM	21	-8.9	37.2	11.7	57.4	18.2	7.7	10 10 ⁻¹ - 5 10 ⁻¹	30 10 ⁻³ - 17 10 ⁻³
OD1	34	-8.6	37.6	349.1	48.0	84.5	2.7	9 10 ⁻¹ - 1 10 ⁻¹	40 10 ⁻³ - 20 10 ⁻³
PO1	24	-7.7	38.3	328.8	34.1	86.0	3.2	10 10 ⁻¹ - 4 10 ⁻¹	27 10 ⁻³ - 3 10 ⁻³
PO2	6	-7.7	38.3	330.4	58.2	122.6	6.1	10 10 ⁻¹ - 3 10 ⁻¹	22 10 ⁻³ - 7 10 ⁻³
PO3	13	-7.7	38.3	29.2	51.2	30.8	7.6	5 10 ⁻¹ - 3 10 ⁻¹	40 10 ⁻³ - 10 10 ⁻³
PO4	19	-7.7	38.3	16.8	46.9	4.7	17.4	10 10 ⁻¹ - 3 10 ⁻¹	45 10 ⁻³ - 24 10 ⁻³
PO5	21	-7.7	38.3	331.5	52.6	23.9	6.6	1 10 ⁻¹ - 2 10 ⁻¹	49 10 ⁻³ - 21 10 ⁻³
MB1	8	-7.3	38.7	346.4	55.8	211.1	3.8	8 10 ⁻¹ - 4 10 ⁻¹	49 10 ⁻³ - 27 10 ⁻³
MB2	21	-7.3	38.7	20.8	66.7	6.7	13.3	5 10 ⁻¹ - 1 10 ⁻¹	17 10 ⁻³ - 8 10 ⁻³
JU1N	13	-7.3	38.7	350.0	50.4	53.9	5.7	1 - 5 10 ⁻¹	51 10 ⁻³ - 10 10 ⁻³
JU1I	13	-7.3	38.7	96.4	-54.5	18.8	9.8	1 - 5 10 ⁻¹	51 10 ⁻³ - 10 10 ⁻³
AS	37	-7.3	38.7	310.8	39.7	2.0	23.1	1 - 5 10 ⁻¹	51 10 ⁻³ - 10 10 ⁻³
JU2N	6	-7.3	38.7	345.4	50.3	385.8	3.4	1 - 5 10 ⁻¹	41 10 ⁻³ - 17 10 ⁻³
JU2I	2	-7.3	38.7	135.2	-52.6	---	---	1 - 5 10 ⁻¹	41 10 ⁻³ - 17 10 ⁻³
EL1	33	-7.2	38.8	355.0	48.5	22	5.5	20 10 ⁻¹ - 5 10 ⁻¹	96 10 ⁻³ - 21 10 ⁻³
AL1	18	-6.8	39.3	307.0	64.3	48.4	5.0	10 10 ⁻¹ - 5 10 ⁻¹	---
MN2	12	-6.8	39.5	342.7	39.7	21.1	9.7	2 10 ⁻¹ - 10 10 ⁻¹	---
MN1	14	-6.8	39.5	343.6	21.5	55.4	5.4	30 10 ⁻¹ - 10 10 ⁻¹	---
GV1	19	-6.6	39.7	317.9	35.0	6.3	14.5	8 10 ⁻¹ - 2 10 ⁻¹	---
CV1	26	-6.5	39.7	342.0	37.6	167.4	2.2	40 10 ⁻¹ - 6 10 ⁻¹	---
CV2	14	-6.5	39.7	359.3	42.0	54.1	5.5	30 10 ⁻¹ - 10 10 ⁻¹	---
GR1	20	-6.3	39.8	340.5	23.4	66.9	4.0	10 10 ⁻¹ - 3 10 ⁻¹	---
GR2	10	-6.3	39.8	357.7	58.8	89.9	5.1	10 10 ⁻¹ - 4 10 ⁻¹	---
GR3	16	-6.3	39.8	346.8	55.3	183.7	2.7	30 10 ⁻¹ - 8 10 ⁻¹	---
DV1	24	-6.2	39.9	354.6	55.7	8.8	10.6	20 10 ⁻¹ - 6 10 ⁻¹	---
PL2	21	-6.1	40.1	338.3	65.9	102.2	3.2	2 10 ⁻¹ - 4 10 ⁻¹	---
CZ	12	-5.8	40.1	345.0	41.1	28.7	8.2	2 10 ⁻¹ - 9 10 ⁻¹	20 10 ⁻³ - 21 10 ⁻³
PT	19	-5.7	40.2	4.6	58.0	3.8	20.0	17 10 ⁰ - 4 10 ⁻¹	26 10 ⁻³ - 5 10 ⁻³
VT	15	-5.7	40.4	357.2	62.6	20.0	8.8	20 10 ⁻¹ - 6 10 ⁻¹	59 10 ⁻³ - 20 10 ⁻³
MU2	13	-4.6	40.6	10.8	35.1	2.0	40.1	50 10 ⁻¹ - 4 10 ⁻¹	21 10 ⁻³ - 10 10 ⁻³
MU3	13	-4.6	40.6	344.1	37.8	47.0	6.1	10 10 ⁻¹ - 8 10 ⁻¹	26 10 ⁻³ - 22 10 ⁻³

n. Número de especímenes; *Slong* y *Slat.* Longitud y Latitud de los afloramientos; *Dec.* Declinación; *Inc.* Inclinación; *k* y α_{95} . Parámetros estadísticos de error (Fisher 1953); *X₀*. Susceptibilidad inicial.

Del análisis de los valores de la *tabla 2.II* se puede destacar que: (i) las direcciones de la NRM inicial están en general bien agrupadas salvo en los sitios *MU2*, *PT* y *AS*, (ii) el rango de variación de la intensidad de la NRM inicial de las muestras está comprendido entre 10^{-1} A/m y 17 A/m y, (iii) todos los sitios tienen polaridades normales excepto dos de ellos, situados en las proximidades de la localidad de Juromenha (*JU11* y *JU21*), siendo la primera vez que se observa esta polaridad en muestras del dique de Messejana-Plasencia (ver también la *figura 2.5*).

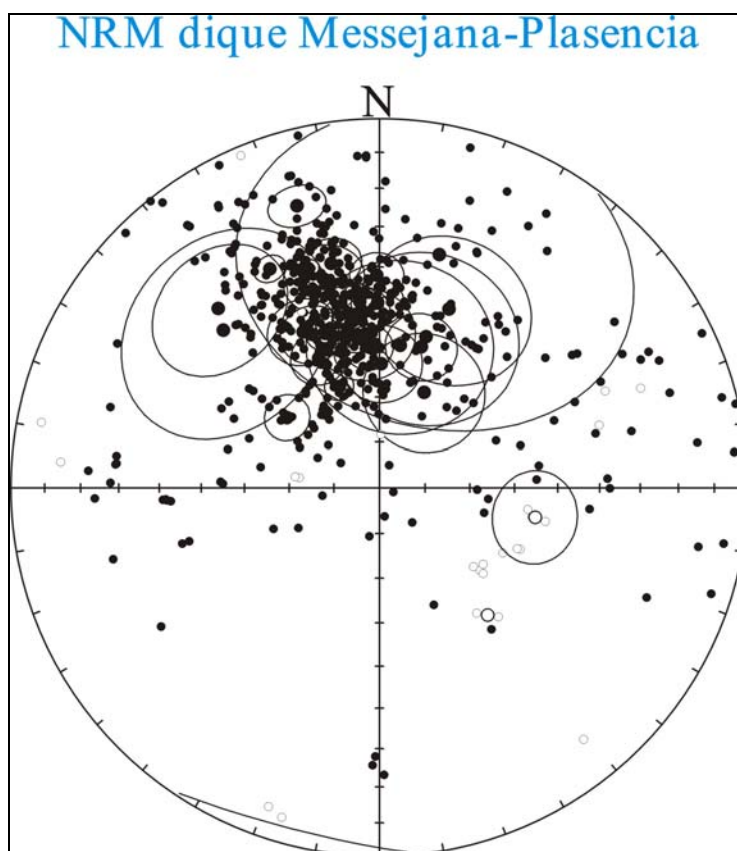


Figura 2.5: Diagrama de igual área de las direcciones medias de la NRM de los sitios del Dique de Messejana-Plasencia (en negro/blanco: polaridades normales/invertidas).

La mayoría de los sitios presentan una relación aceptable (característica de termorremanencias para materiales basálticos) entre la intensidad de la NRM inicial y la susceptibilidad inicial de las muestras, a excepción de las muestras del sitio *PT* (*figura 2.6*). Esta relación queda descrita por el índice de Koenigsberger, Q_n , que se define (Stacey, 1967) como:

$$Q_n = NRM / X * H$$

(donde NRM es la intensidad de la magnetización remanente natural; X la susceptibilidad inicial (S.I.); y H la intensidad del campo magnético terrestre).

Las muestras que cumplen $0.1 < Q_n < 10$ presentan un comportamiento estable, característico de termorremanencias en materiales basálticos. Pero en las muestras que se cumple que $Q_n > 10$, probablemente su comportamiento sea inestable debido a la presencia de IRMs adquiridas por las caídas de rayos, (p. ej., Dunlop et al., 1984).

En el afloramiento *PT* (situado en el Puerto de Tornavacas) existen muestras con las características propias de haber sufrido descargas eléctricas como consecuencia de caída de rayos: gran dispersión de las direcciones de la NRM inicial y valores anómalamente altos de la intensidad de la NRM inicial (hasta 17 A/m). La situación topográfica de este afloramiento (en un puerto de montaña) hace que aumente la probabilidad de caída de rayos con respecto al resto de los sitios. Los índices de Koenigsberger mayores de 10, que presentan algunas de las muestras de este afloramiento, corroboran el hecho de que la NRM está dominada por una Magnetización Remanente Isotérmica (IRM) provocada por la caída de rayos (*figura 2.6*).

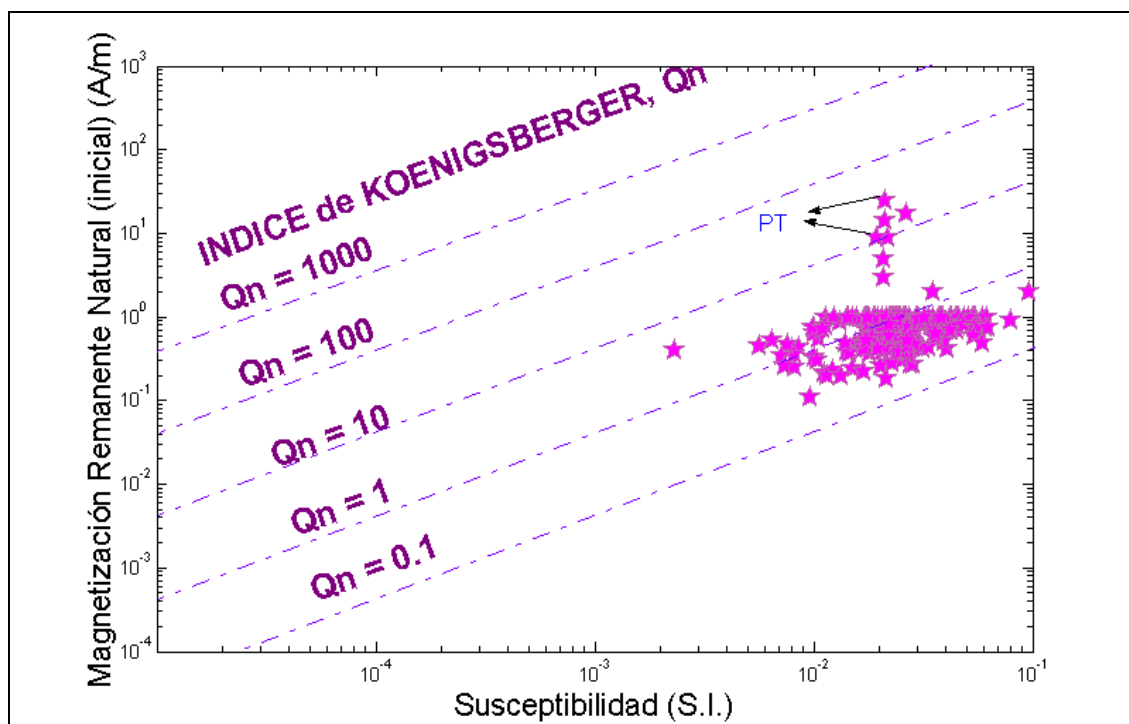


Figura 2.6: Susceptibilidad inicial frente a Intensidad de la NRM inicial de las muestras estudiadas en el dique de Messejana-Plasencia. Q_n = Índice de Koenigsberger.

2.3.2: ANÁLISIS DE LAS MUESTRAS PILOTO Y DESIMANACIÓN SISTEMÁTICA DEL RESTO DE MUESTRAS.

A continuación se describirá el comportamiento magnético de las muestras desimanadas, tanto térmicamente como por campos alternos decrecientes.

Se incluyen los 7 sitios (*D1* a *D7*) de los que, aunque se perdieron los datos de la NRM inicial, se pudo calcular no obstante las direcciones paleomagnéticas de la Magnetización Remanente Característica (ChRM) con los datos de la desimanación que se conservaron.

Se seleccionaron de una a tres muestras piloto de cada uno de los sitios muestreados para su tratamiento por lavado térmico, y el mismo número de muestras para su lavado por campos alternos decrecientes. La desimanación sistemática por campos alternos decrecientes (AF) se realizó en intervalos de 2.5 mT hasta 20.0 mT, en intervalos de 5.0 mT entre 20.0 mT y 45.0 mT, y, por último, los pasos fueron de 55.0 mT, 70.0 mT, 85.0 mT y 100.0 mT. La desimanación térmica se realizó desde 75°C hasta 475°C a intervalos de 50°C, y desde 500°C hasta 600°C o 630°C (temperaturas de desbloqueo máximas de las muestras estudiadas) con incrementos de temperatura de 10°C, 20°C y/o 25°C. La desimanación de las muestras piloto indica que, en general, para aislar la componente de magnetización remanente característica (ChRM) resulta más efectivo el lavado térmico que la desimanación por campos alternos decrecientes. Por ello, el resto de las muestras se desimanaron mediante tratamiento térmico. Los pasos de incremento de la temperatura elegidos fueron de 100°C, desde 200°C hasta 400°C, 450°C, 500°C y a continuación pasos de 25°C hasta alcanzar los 600-625°C.

Después de cada etapa de desimanación térmica se midió sistemáticamente la susceptibilidad magnética de las muestras, con el fin de controlar la posible creación de minerales magnéticos que pudieran afectar a las direcciones de la magnetización. La susceptibilidad magnética de las muestras no presenta variaciones importantes durante el proceso de calentamiento (*figura 2.7*), a excepción de los afloramientos *MS2* y *MJ2* en los que se observa a partir de los 500°C una disminución de la susceptibilidad relacionada probablemente con la destrucción de minerales magnéticos, lo cual no impide el aislamiento de la ChRM de estos sitios.

El análisis del comportamiento durante la desimanación de los especímenes permite distinguir dos grupos de muestras:

-Grupo A: muestras de polaridad normal.

-Grupo B: muestras de polaridad invertida.

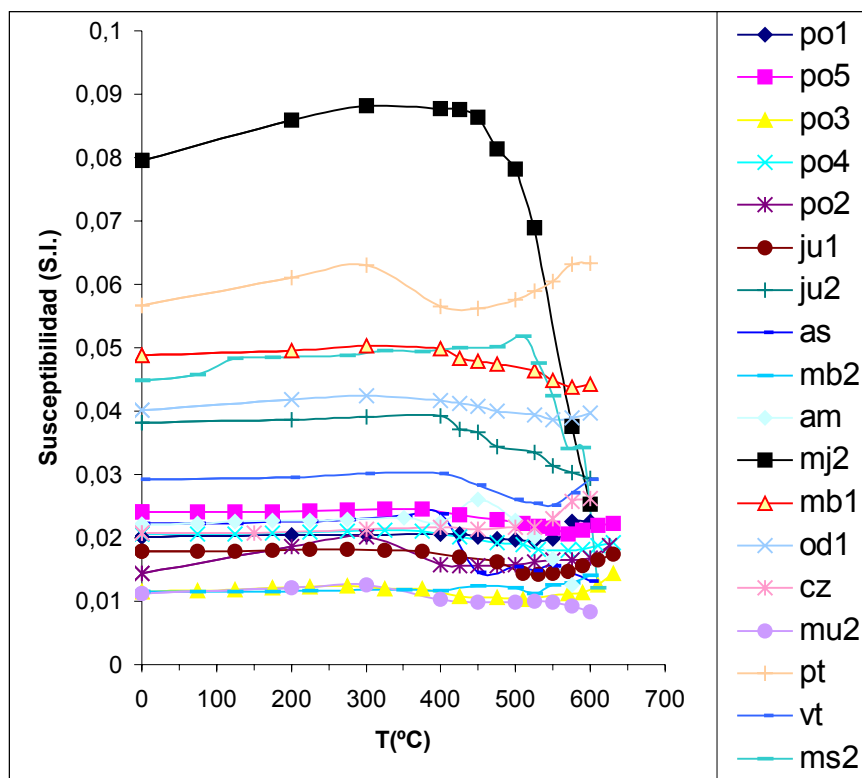


Figura 2.7: Susceptibilidad frente a la temperatura durante la desimanación térmica de algunas de las muestras de los distintos afloramientos.

GRUPO A: Muestras con componentes magnéticas de polaridad normal.

(A-i) Muestras con una componente magnética de polaridad normal:

Las muestras de los afloramientos AM, ODI, PO1, PO2, PO5, JUIN, JU2N, GVI, CV1, CV2, D2, D5, D6, CZ, VT, MU2 y MU3 presentan, después de eliminar una pequeña componente viscosa, una única componente magnética que se aísla entre 200-300°C y 600°C, temperatura a la que se desimanan completamente las muestras (figura 2.8.a). En las muestras desimanadas por campos alternos decrecientes (AF), la componente magnética presente en las muestras se aísla entre 10 mT y 100 mT (figura 2.8.b). Esta componente ha sido considerada la componente característica (ChRM) de estos sitios.

GRUPO (A-i)

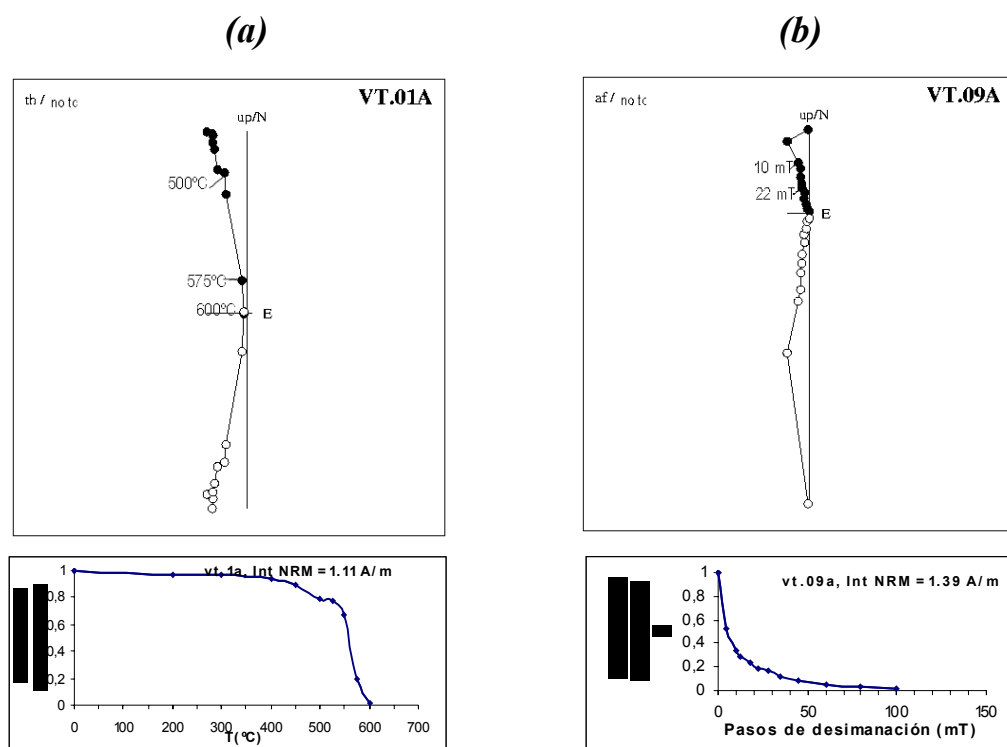


Figura 2.8.: Diagramas de Zijderveld e intensidad normalizada frente a los correspondientes pasos de desimanación. (a / b): desimanación térmica / por AF de muestras del afloramiento VT representativo del grupo (A-i) con una componente magnética.

(A-ii) Muestras con dos componentes magnéticas de polaridad normal:

Los afloramientos PO3, PO4, MBI, EL1, AL1, MN2, MN1, GR1, GR2, GR3, DVI, PL2, DI, D3 y D4, presentan dos componentes magnéticas. La componente de baja temperatura de desbloqueo se aísla entre 100°C-200°C y 400°C-450°C como máximo, mientras que la componente de alta temperatura de desbloqueo se aísla entre los 500°C y 575-600°C, temperaturas a las que se produce la desimanación completa de las muestras. Los diagramas de caída de la intensidad reflejan una caída progresiva hasta 500°C, y a partir de esta temperatura la disminución se hace más acusada. La componente que se ha considerado como característica (ChRM) es la de mayor temperatura de desbloqueo (figura 2.9.a). La componente de baja temperatura de desbloqueo probablemente ha sido adquirida por alteraciones químicas de las muestras, y sus direcciones en algunos casos son próximas al campo magnético actual por lo que no han sido tenidas en cuenta en los cálculos posteriores. En el caso de las muestras que

han sido desimanadas por AF, la primera componente puede observarse entre 5 mT y 12-15 mT y la segunda componente desde 15 mT hasta 100 mT (figura 2.9.b).

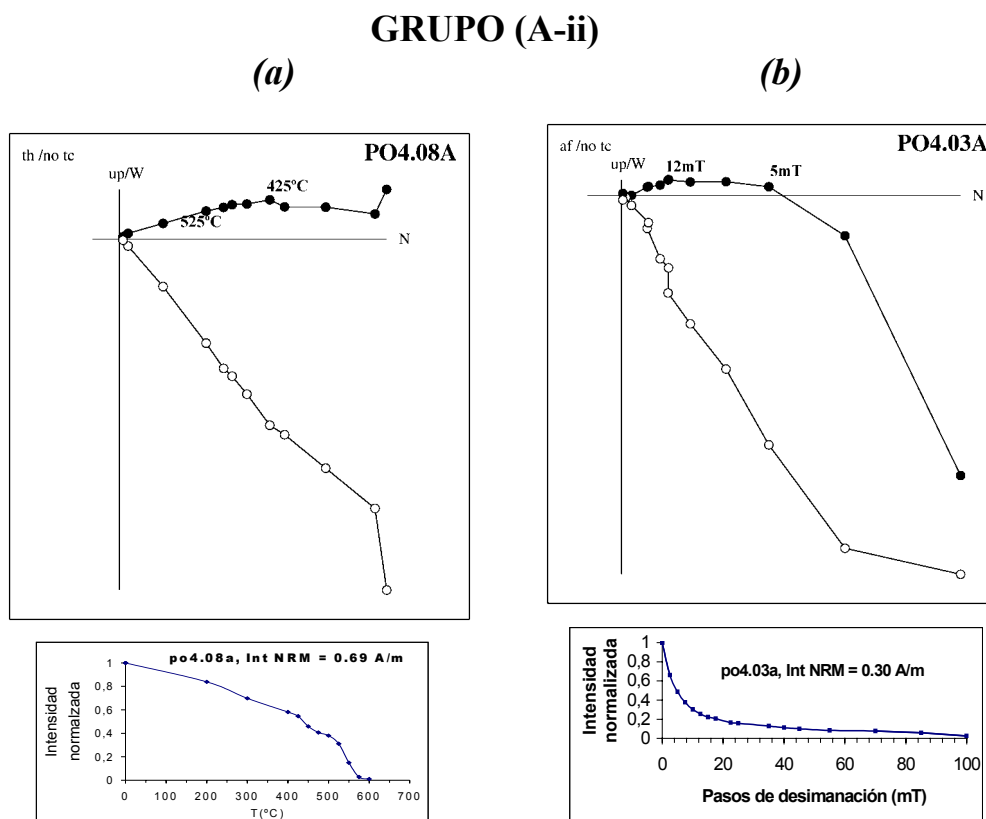


Figura 2.9: Diagramas de Zijderveld e intensidad normalizada frente a los correspondientes pasos de desimanación. **a / b):** desimanación térmica / por AF de muestras del afloramiento PO4, representativo del grupo (A-ii), con dos componentes magnéticas.

(A-iii) Afloramientos con características especiales (MS2-MJ2 y PT):

- El afloramiento de la playa de Murraçao (Sur de Portugal) presenta un corte de decenas de metros de grosor y en él se han recogido muestras tanto en la parte central del dique (MS2) como en sus bordes (MJ2). La dispersión en las direcciones de la NRM inicial de MJ2 probablemente sea debida a las alteraciones físico-químicas que sufren las muestras más cercanas a los bordes externos del dique. Esta dispersión de la NRM inicial no se observa en las muestras de la parte central (MS2). Estas últimas (MS2) presentan las mismas características que las muestras del grupo (A-i). Las muestras de los bordes presentan (MJ2) dos componentes magnéticas: la de baja temperatura de desbloqueo se aísla entre 100°C-200°C hasta 450°C, no presenta direcciones comunes en las distintas muestras del afloramiento; y la de alta temperatura de desbloqueo que se

aísla entre 500°C y 575° C y 600°C, y tiene dirección próxima al campo magnético actual y diferente de la parte central, por lo que se ha considerado una imanación secundaria reciente producida por la alteración observada en los bordes del dique y no será tenida en cuenta en cálculos posteriores. Por tanto, sólo se han considerado válidas las muestras de la parte central del dique.

- Algunas muestras del sitio *PT* han adquirido una Magnetización Remanente Isotherma (IRM) a causa de la caída de rayos. Los índices de Koenigsberger mayores de 10 que presentan algunas de las muestras de este afloramiento corroboran este hecho. Estas muestras han sido desimanadas por AF, ya que la IRM adquirida afecta principalmente a fases de baja coercitividad, mientras que la ChRM original de las muestras se observa en la desimanación por AF a partir de 20 mT (*figura 2.10.b*). Excepto las muestras afectadas por rayos, el resto (*figura 2.10.a*) presenta características análogas a los afloramientos descritos en el grupo (A-i).

GRUPO (A-iii):

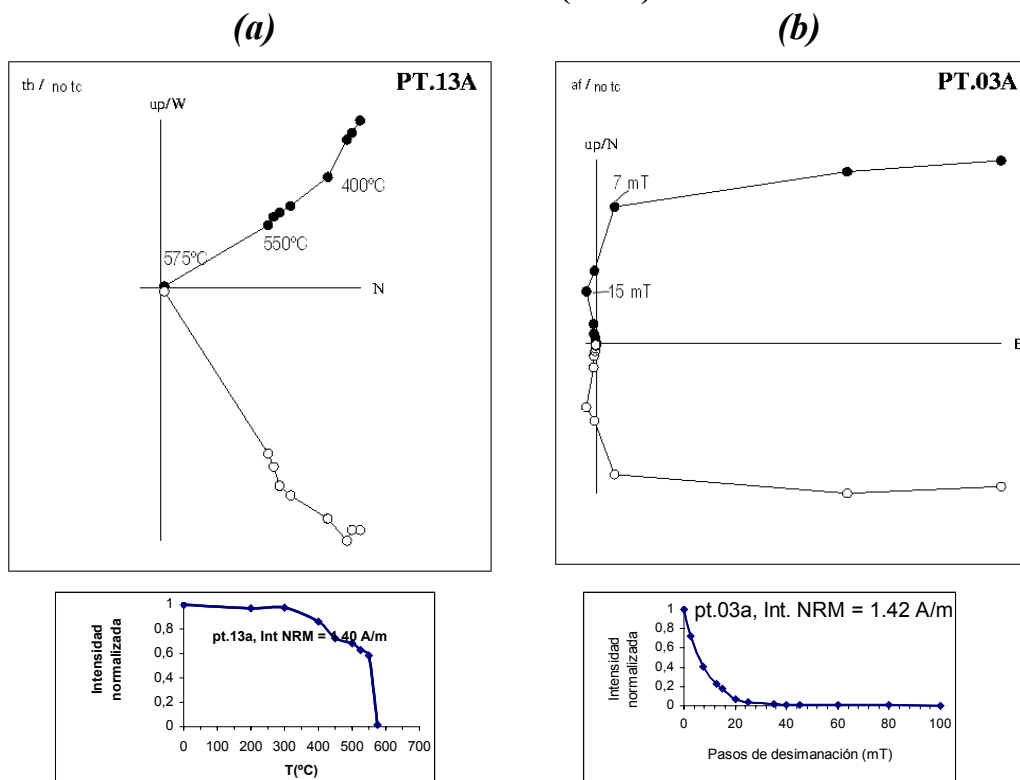


Figura 2.10: Diagramas de Zijderveld e intensidad normalizada frente a los correspondientes pasos de desimanación. **(a):** desimanación térmica de una muestra no afectada por una IRM adquirida por caída de rayos; **(b):** desimanación por AF de una muestra cuya fase de baja coercitividad ha sido afectada por descargas eléctricas.

Atendiendo a las caídas de la intensidad de la imanación durante el proceso de desimanación del GRUPO (A), se observa que:

- (1) Las caídas de la intensidad de la imanación, en las muestras sometidas a desimanación térmica, se producen principalmente a partir de 500°C (grupo A-i), aunque en algunos casos también se pueden observar caídas entre 350 y 450°C (grupo A-ii).
- (2) El campo destructor medio (C.D.M) de estos afloramientos está comprendido entre 5.0 y 23.0 mT. En la *tabla 2.III* del apartado 2.5 se resumen los valores del C.D.M. de cada afloramiento por separado.

Por todo ello, muy probablemente en los especímenes estudiados coexistan fases de titanomagnetita de bajo contenido en titanio junto a magnetita prácticamente pura.

GRUPO B: Muestras con componentes magnéticas de polaridad invertida:
Afloramientos MB2, JUII, JU2I y AS.

En estos tres afloramientos las muestras siempre presentan una o dos componentes magnéticas (alguna de ellas de polaridad invertida), después de eliminar una pequeña componente viscosa en los pasos iniciales de la desimanación.

En los casos de las muestras de los sitios *JUII* y *JU2I*, la componente de baja temperatura de desbloqueo (T_{ub}) es de polaridad normal y la de alta T_{ub} es de polaridad invertida.

En el caso de *AS*, la de baja T_{ub} es de polaridad normal y la de alta T_{ub} presenta direcciones intermedias.

Por último, en *MB2* la componente de baja T_{ub} es de polaridad invertida, y la de alta T_{ub} es de polaridad normal.

Las temperaturas de desbloqueo, T_{ub} , de estas componentes son:

- (i) En los casos de las muestras de *JUII* y *JU2I* con dos componentes magnéticas, la de baja T_{ub} se aísla al alcanzar 225°C y presenta siempre polaridad normal con una dirección próxima a la del campo geomagnético actual. La componente de alta T_{ub} se consigue aislar entre los 400°C y hasta 575°C ó 600°C, temperaturas a las que se

desimanan completamente las muestras, y presenta polaridad invertida (figuras 2.11.a y 2.11.b). La componente de alta T_{ub} se ha considerado la ChRM de las muestras de estos sitios.

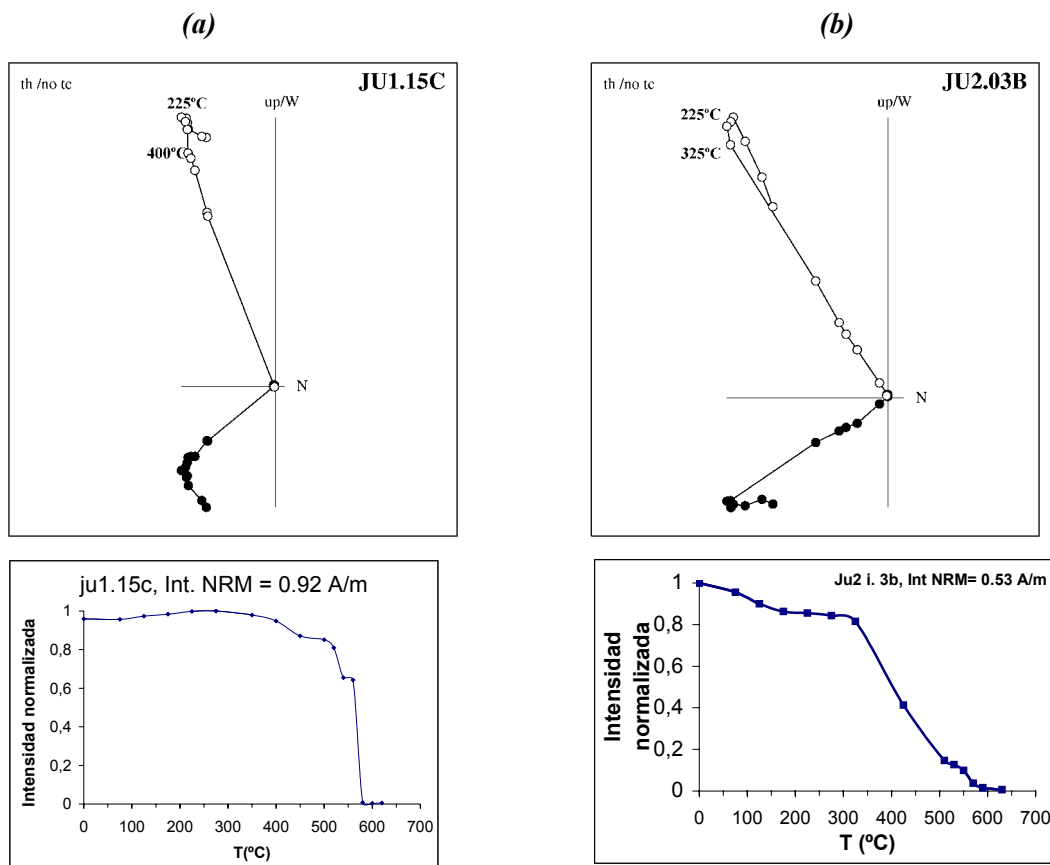


Figura 2.11: Diagramas de Zijderveld e intensidad normalizada frente a los pasos de desimación térmica correspondientes a dos muestras de polaridad invertida de los afloramientos JU11 (a) y JU21 (b), con una componente de alta T_{ub} de polaridad invertida.

(ii) Las muestras de AS, pertenecen al estudio minucioso de los bloques del dique que se encuentran entre el afloramiento del sitio JUIN (con única componente de polaridad normal) y JUII (con ChRM de polaridad invertida).

Las muestras de AS tienen dos componentes magnéticas.

La componente de baja T_{ub} , se destruye alrededor de 225°C y tiene dirección próxima a la del campo geomagnético actual, y la componente de alta T_{ub} se aísla entre 400°C y 550°C-600°C, temperaturas a las que se desimanan completamente las muestras (figura 2.12.a y 2.12.b).

Esta segunda componente de alta T_{ub} tiene, dependiendo de los casos, polaridades normales, invertidas o intermedias; en general muy dispersas entre sí, que pueden

reflejar una excursión, una transición de polaridad del campo geomagnético o direcciones anómalas adquiridas por alteración o por el calentamiento producido durante la intrusión del pequeño dique secundario.

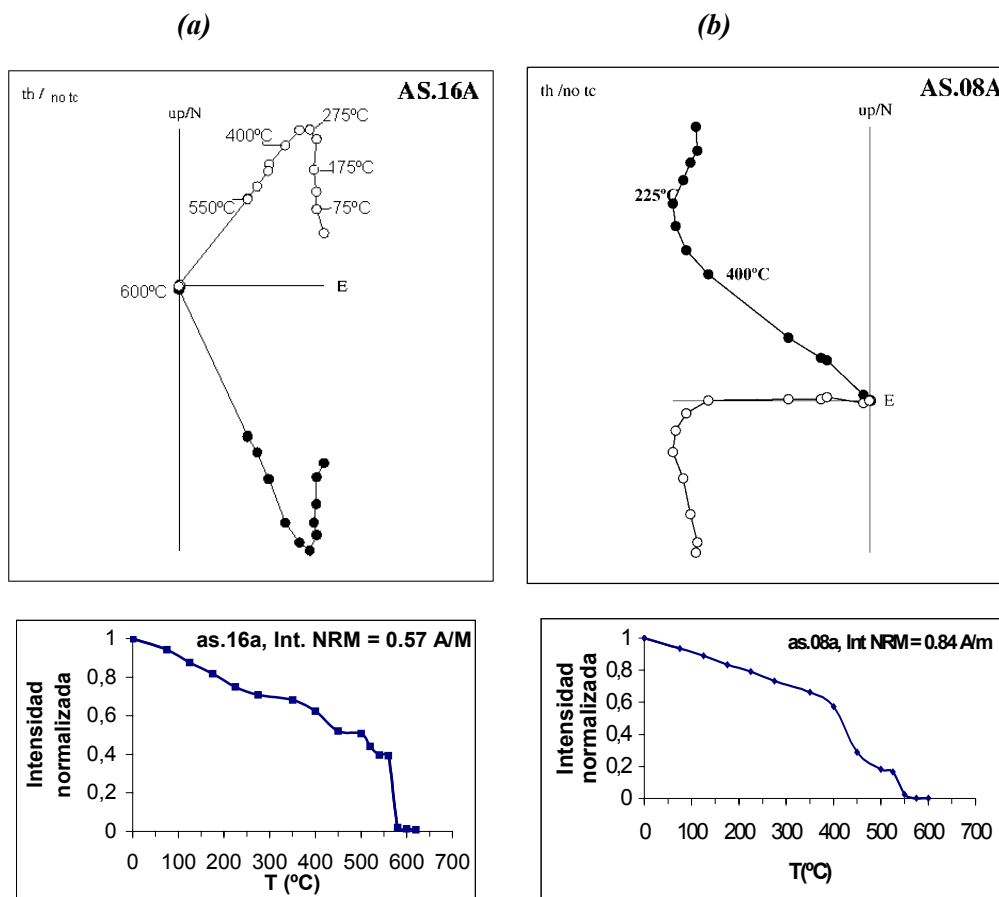


Figura 2.12: Diagramas de Zijderveld e intensidad normalizada frente a los pasos de desimantación térmica correspondientes a las desimantaciones térmicas de dos muestras del afloramiento AS, con una componente de alta T_{ub} , de polaridades invertida (a) e intermedia (b).

(iii) Las muestras de MB2 presentan una T_{ub} máxima de 600°C en las muestras con una única componente magnética de polaridad normal.

Las muestras con dos componentes magnéticas tienen una primera componente (que presenta polaridad invertida) de baja T_{ub} que se aísla entre 75°C y 400°C; mientras que la segunda componente (siempre de polaridad normal) se aísla entre los 450°C y 600°C (figura 2.13.a).

La componente de alta T_{ub} se ha considerado la ChRM de este afloramiento.

La desimantación por AF en este caso es menos eficaz a la hora de distinguir ambas componentes (figura 2.13.b).

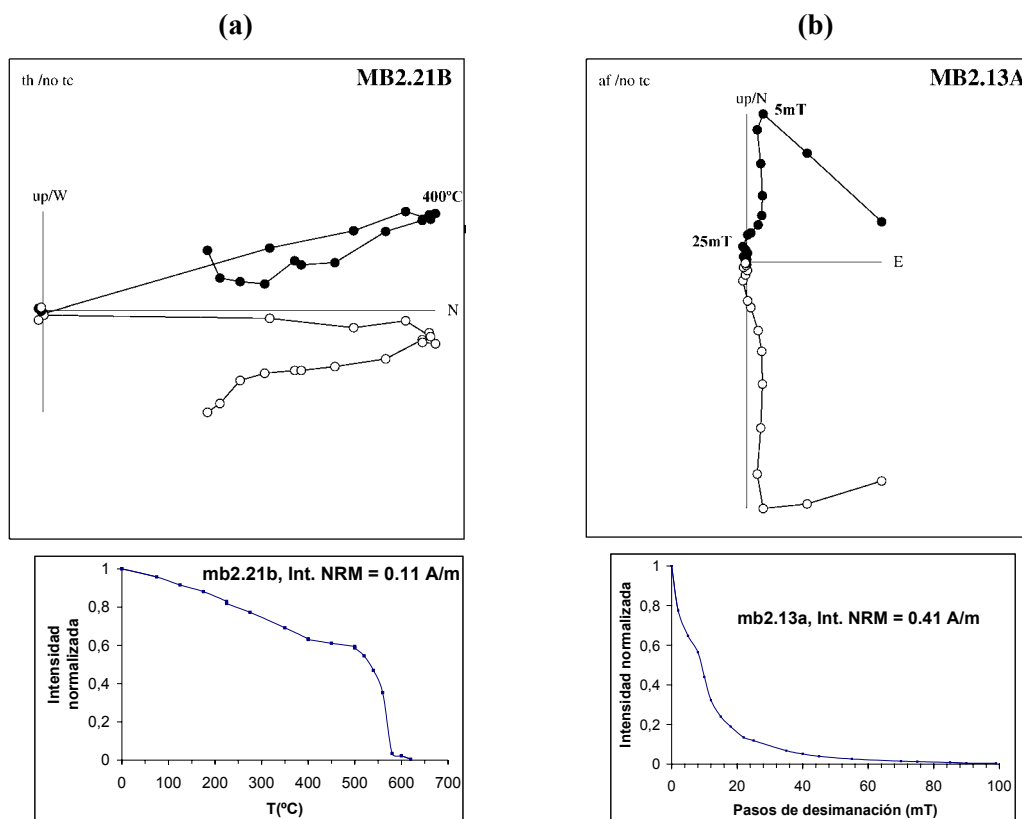


Figura 2.13: Diagramas de Zijderveld e intensidad normalizada frente a los pasos de desimanación correspondientes a las desimanaciones de dos muestras del afloramiento MB2, con una componente de baja T_{ub} de polaridad invertida. **(a):** desimanación térmica, **(b):** desimanación por AF.

Los diagramas de caída de intensidad de las muestras del GRUPO (B) durante su proceso de desimanación tanto térmica como por AF reflejan que:

(1) En el caso de la desimanación térmica, la principal caída en la intensidad de la imanación se produce entre 500°C y 600°C, por lo que los minerales portadores de la imanación de las muestras sean probablemente fases de titanomagnetita con distinto contenido en titanio junto a magnetita pura. Excepción a ello es el caso del sitio AS, donde, en algunos casos, se observan dos caídas de intensidad diferenciadas: una hasta 450°C, y otra desde 500°C hasta 600°C (temperatura a la que se produce la completa desimanación de las muestras): por lo que en las muestras de este sitio pueden coexistir fases de titanomaghemita con fases de titanomagnetita de bajo contenido en titanio.

(2) El campo destructor medio (C.D.M) de los afloramientos está comprendido entre 8.0 mT y 35.0 mT, indicando la presencia de minerales de baja coercitividad. En la *tabla 2.III* del apartado 2.5 se resumen los valores del C.D.M. de cada afloramiento por separado.

2.4: EXPERIMENTOS DE ADQUISICIÓN Y DESIMANACIÓN DE IRM. CICLOS DE HISTÉRESIS.

2.4.1: EXPERIMENTOS DE ADQUISICIÓN Y DESIMANACIÓN DE IRM.

Con el fin de identificar los minerales ferromagnéticos presentes en las rocas estudiadas se han realizado experimentos de adquisición gradual de imanación remanente isoterma (IRM) y desimanación de tres componentes ortogonales de la IRM (Lowrie, 1990): 2 T en la dirección del eje Z, 0.4 T en la dirección del eje X y 0.12 T en la dirección del eje Y. Tras la adquisición de la IRM en los 3 ejes se procedió a su desimanación mediante tratamiento térmico. De este modo se pueden separar las temperaturas de desbloqueo asociados a los minerales de alta coercitividad (eje Z) de los de media coercitividad (eje X) y de los de baja coercitividad (eje Y).

Los experimentos de adquisición gradual de IRM indican que los minerales portadores de la magnetización se saturan a campos magnéticos bajos, entre 0.1 T y 0.2 T, (*figura 2.14.a, 2.15.a y 15.c*).

Las muestras presentan una proporción entre la magnetización remanente natural (NRM) inicial y la magnetización remanente isoterma de saturación (IRMs), o índice REM ($REM = NRM / IRMs$), inferior al 10%, lo que indica (p.ej., Dunlop et al., 1984) que la magnetización característica es probablemente una termorremanencia, (*figura 2.14.b*).

La desimanación térmica de la IRM provoca caídas en las intensidades de la imanación progresivas desde 100°C hasta 575°C, temperatura ésta a la que desaparece completamente la imanación de las muestras. Se observa, además, que no hay contribución de minerales de media y baja coercitividad (*figuras 2.15.c y 2.15.d*).

Los experimentos descritos anteriormente indican que los principales minerales portadores la imanación característica son fases de titanomagnetita de bajo contenido en titanio junto a magnetita pura. Esto es consistente con las propiedades observadas durante la desimanación de la NRM. Estos datos están en acuerdo, además, con distintos estudios mineralógicos realizados en el dique previamente (Schott et al., 1981; Perrin et al., 1991), y con otro estudio paralelo de anisotropía y propiedades magnéticas realizado en las mismas muestras de este estudio por Silva et al. (2000).

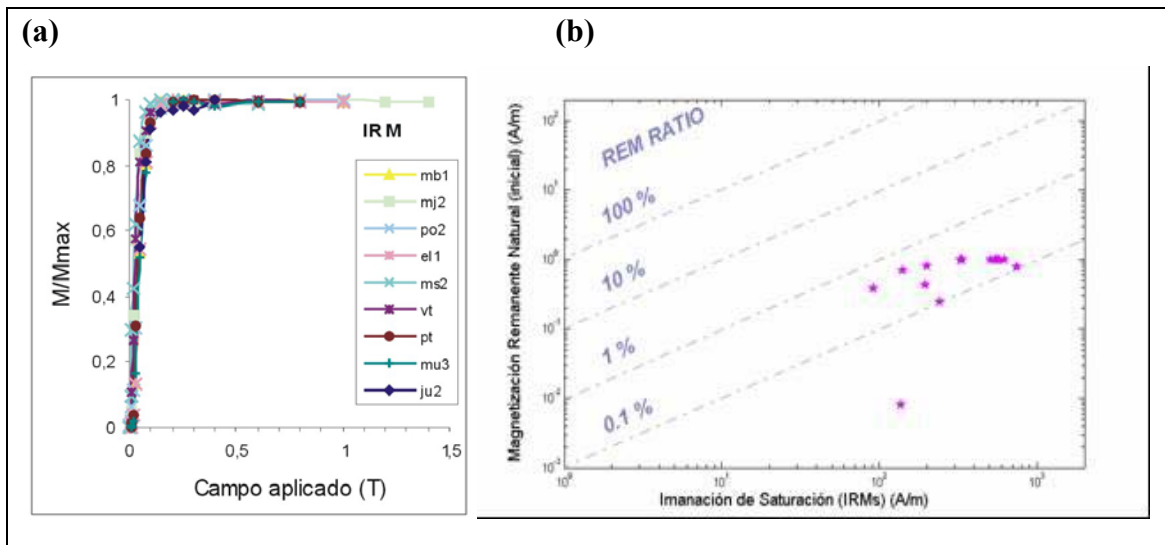


Figura 2.14: (a): adquisición gradual de la IRM de distintas muestras del dique de Messejana Plasencia. (b): Imanación de Saturación frente a NRM (Índice REM).

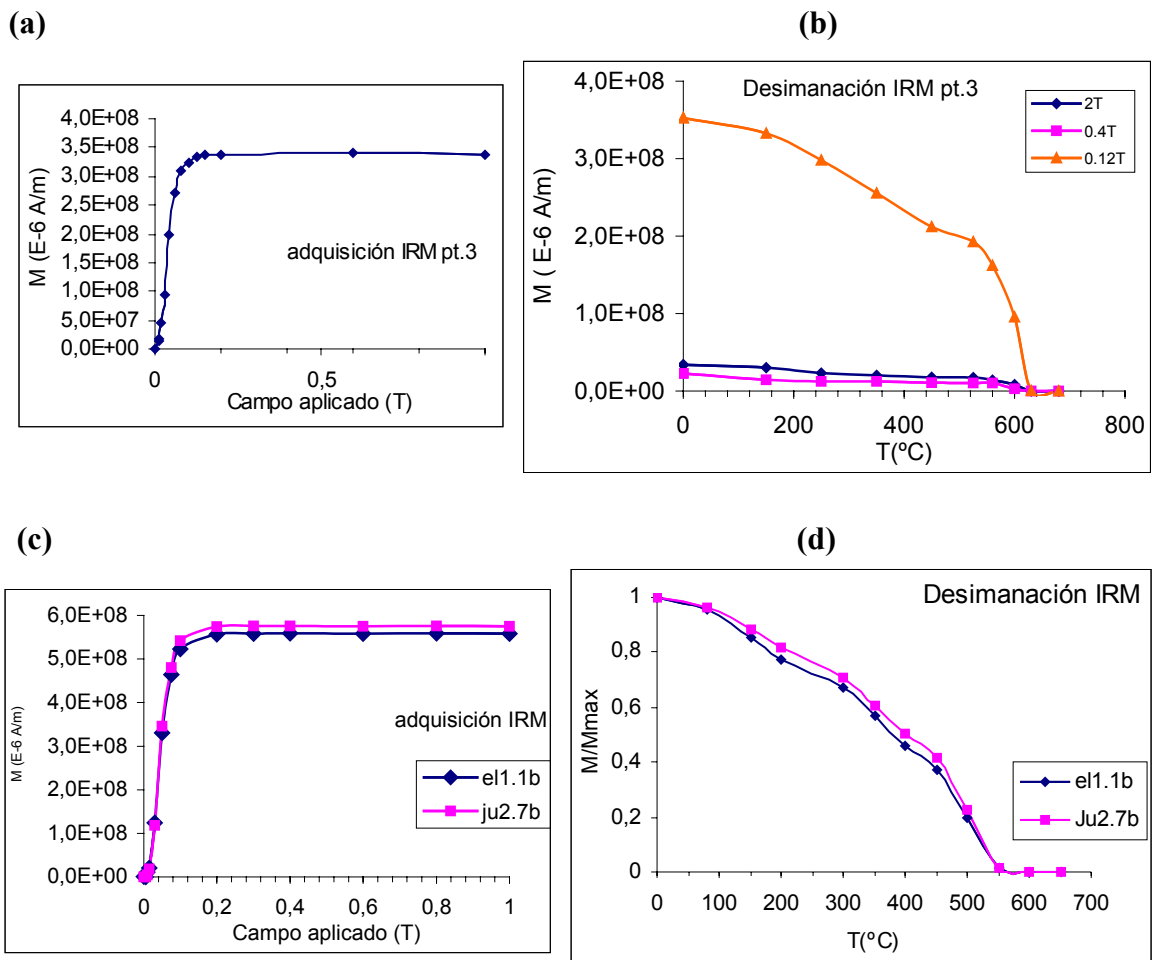


Figura 2.15 : (a), (c) Adquisición gradual de IRM y (b), (d) desimanación térmica de la IRM (en tres ejes y en uno) para muestras de diferentes afloramientos.

2.4.2: CICLOS DE HISTÉRESIS Y DIAGRAMA DE DAY.

Se han realizado ciclos de histéresis en muestras representativas de cada comportamiento magnético. Los ciclos de histéresis se obtuvieron con un Coercivity Meter desarrollado por la Universidad de Kazan. El campo máximo aplicado fue de 0.5T. Se calculó la magnetización remanente de saturación, J_{rs} ; la magnetización de saturación, J_s ; la fuerza coercitiva de la remanencia, H_{cr} ; y la fuerza coercitiva, H_c .

En la *figura 2.16* se representan ciclos de histéresis de muestras pertenecientes a los distintos grupos descritos en el apartado 2.3.2. Los ciclos de histéresis indican que las muestras presentan un comportamiento similar e independiente del grupo al que pertenecen y de la polaridad de sus componentes magnéticas: (i) ciclos simétricos y cerrados, sin que se observe contribución de minerales paramagnéticos por lo que no ha sido necesario corregir los ciclos por esta contribución; (ii) los minerales portadores de la remanencia alcanzan la saturación en campos inferiores a 0.3 T, lo que de nuevo sugiere que sean fases de titanomagnetita con bajo contenido en titanio, así como magnetita prácticamente pura los minerales magnéticos que están presentes en estas muestras.

Los parámetros de histéresis de las muestras del dique se han representado en la *figura 2.17* en el denominado diagrama de Day (Day et al., 1977), y se han comparado con las tendencias teóricas (Dunlop, 2002) de la combinación de granos monodominio (SD) y multidominio (MD) y las de granos SD y superparamagnéticos (SP), tanto para la magnetita como para la titanomagnetita (TM) con un 60 % de contenido en titanio (TM60). Los parámetros de los ciclos de histéresis se encuentran en la zona denominada PSD y la tendencia observada presenta un buen ajuste a la teórica de la magnetita, indicando la presencia de una combinación de granos MD y SD (PSD).

En resumen, todos los experimentos de magnetismo de rocas realizados en las muestras del dique de Messejana-Plasencia (NRM, IRM, ciclos de histéresis, desimanación, etc.) confirman una concentración significativa de minerales magnéticos (fases de titanomagnetita con bajo contenido en titanio y magnetita pura) idónea para el registro del campo geomagnético.

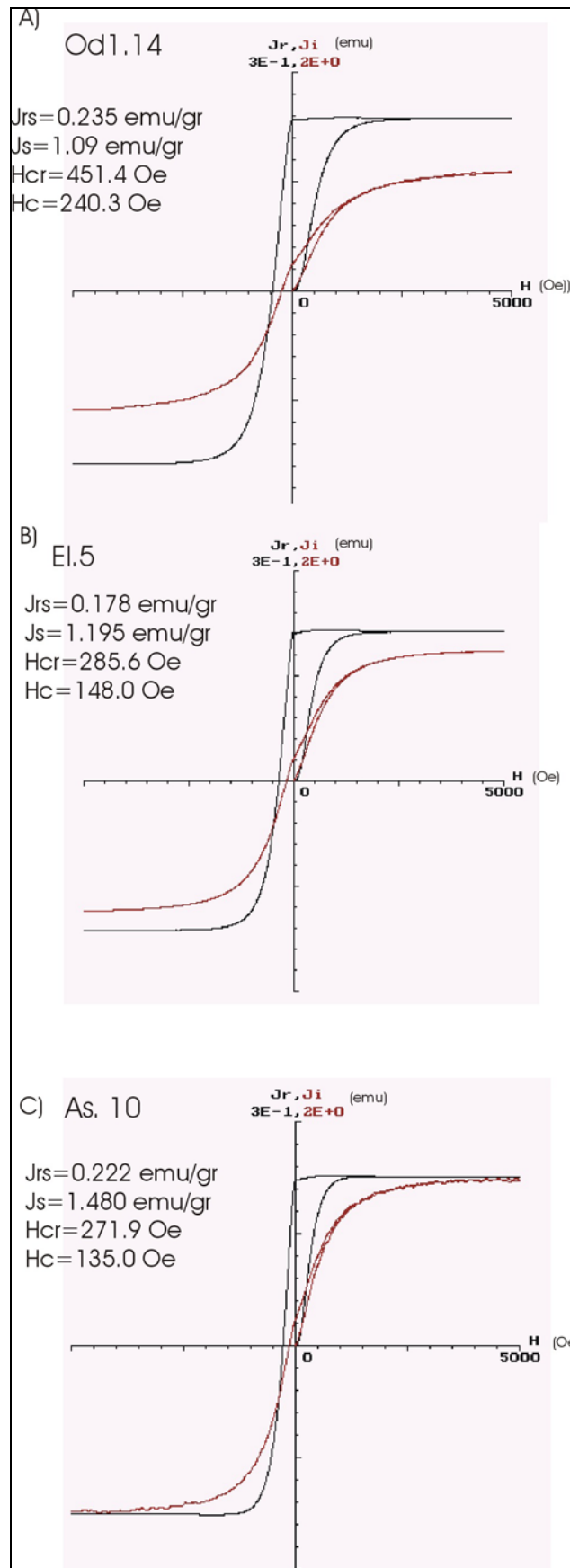


Figura 2.16 : Ejemplos de los ciclos de histéresis (en negro la magnetización remanente y en rojo la inducida) representativos de los diferentes grupos de muestras del dique de Messejana-Plasencia: (A): grupo A-i; (B): grupo A-ii; (C): grupo B.

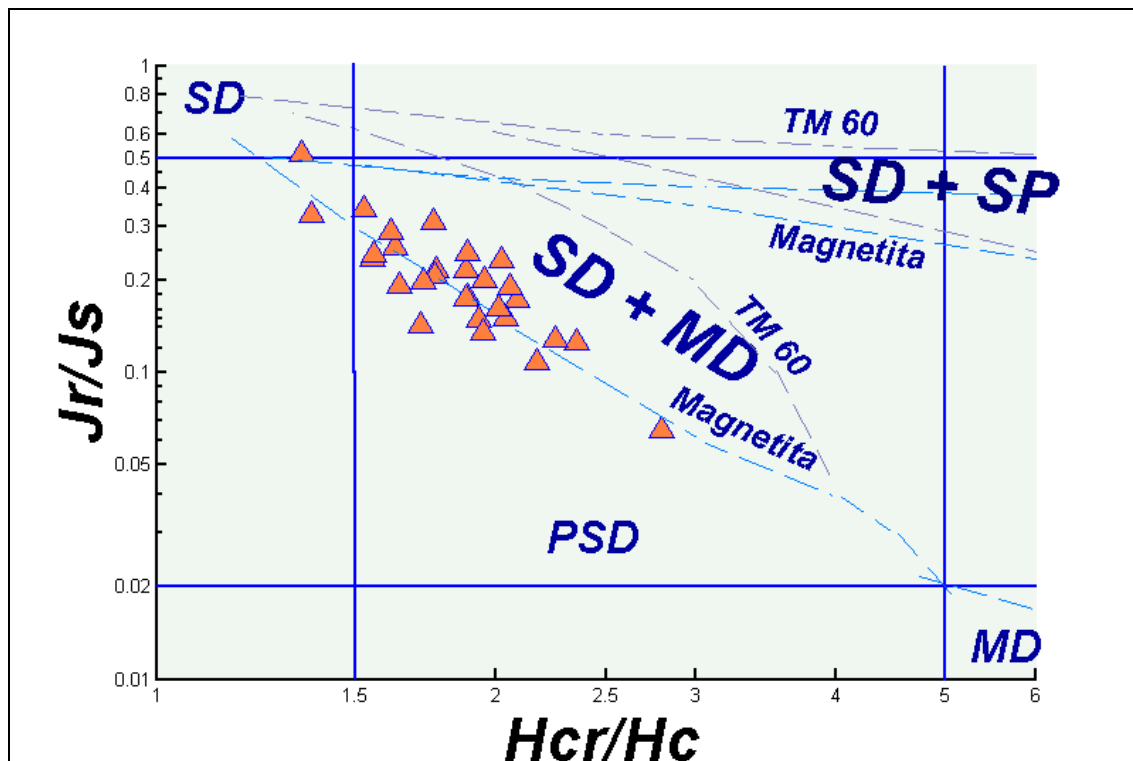


Figura 2.17 : Diagrama de Day (Day et al., 1977) de muestras representativas del dique de Messejana-Plasencia (triángulos naranjas), comparado con las curvas teóricas (Dunlop, 2002) de la magnetita y la titanomagnetita TM60 para mezclas de granos SD+MD y SD+SP. SD: monodominio; PSD: pseudo-monodominio; MD: multidominio; SP: superparamagnético; Jr: magnetización de la remanencia; Js: magnetización de saturación; Hcr: coercitividad de la remanencia; Hc: coercitividad.

2.5: CÁLCULO DE LAS DIRECCIONES PALEOMAGNÉTICAS Y ANÁLISIS DE LOS POLOS GEOMAGNÉTICOS VIRTUALES (VGPs) OBTENIDOS.

Las direcciones de las imanaciones características (ChRM) de los afloramientos estudiados en el dique de Messejana-Plasencia se han calculado por análisis de la componente principal, o PCA, (Kirschvink, 1980), tomando como mínimo para el cálculo cinco pasos de la desimanación. Se resumen en la *tabla 2.III* los valores de las direcciones de la ChRM, los polos paleomagnéticos virtuales (VGPs) correspondientes, y sus parámetros estadísticos de error asociados. Los afloramientos D5 y D6 se han unificado dada su proximidad, para que todos los sitios cuenten con el mayor número posible de muestras.

Tabla 2.III: Posición, direcciones medias y VGP's de la ChRM de los afloramientos estudiados, parámetros estadísticos de error asociados.

SITIO	Slat	Slong	n	Dec	Inc	k	α_{95}	C.D.M. (mT)	Plat	Plong	palat	dm	dp
MS2	37.2	-8.9	11	342.0	43.1	167.4	3.5	5.0-7.5	70.5	227.9	25.1	4.3	2.7
AM	37.4	-8.9	15	2.0	45.6	42.9	5.9	17.5-20.0	79.2	161.5	27.0	7.5	4.8
OD1	37.6	-8.6	11	346.6	42.1	189.0	3.3	10.0-12.5	72.5	215.9	24.3	4.1	2.5
PO1	38.2	-7.8	11	329.4	28.4	200.8	3.2	5.0-7.5	52.0	345.3	15.1	3.5	1.9
PO2	38.3	-7.7	5	332.6	57.1	227.8	5.1	10.0-12.5	68.5	269.3	37.7	7.4	5.4
PO3	38.3	-7.7	11	334.1	47.4	253.6	2.9	5.0-7.5	66.4	245.6	28.5	3.8	2.4
PO4	38.3	-7.7	11	333.5	51.3	122.6	4.1	5.0-7.5	67.5	254.0	32.0	5.6	3.8
PO5	38.3	-7.7	11	332.9	42.1	105.7	4.5	5.0-7.5	63.1	238.9	24.3	5.5	3.4
MB1	38.7	-7.3	7	342.9	54.7	263.4	3.7	12.5-15.0	75.9	253.7	35.2	5.2	3.7
MB2	38.7	-7.3	20	337.3	51.1	17.0	8.2	8.0-15.0	70.3	249.1	31.8	11.1	7.5
JU1N	38.7	-7.3	8	348.5	48.2	77.8	6.3	15.0-17.5	76.6	221.2	29.2	8.2	5.4
JU1I	38.7	-7.3	11	133.3	-61.2	681.1	1.8	20.0-35.0	54.8	283.8	42.3	2.8	2.1
JU2N	38.7	-7.3	4	346.5	47.9	187.0	6.7	17.5-22.5	75.2	225.7	29.0	8.7	5.7
JU2I	38.7	-7.3	2	139.4	-49.3	--	--	17.5-22.5	55.7	260.8	30.2	--	--
EL1	38.8	-7.2	12	342.0	45.5	58.3	5.7	5.0-7.5	70.9	230.0	27.0	7.2	4.6
AL1	39.3	-6.8	8	279.5	70.5	22.4	12.0	13.0-15.0	36.2	308.2	54.7	20.8	18.0
MN2	39.5	-6.8	10	335.4	38.2	18.2	11.6	15.0-22.0	62.3	229.8	21.5	13.7	8.1
MN1	39.5	-6.8	8	343.0	25.7	73.3	6.5	15.0-22.0	60.0	207.9	13.5	7.0	3.8
GVI	39.7	-6.6	12	339.9	44.3	264.3	2.7	14.0-16.0	68.4	230.3	26.0	3.4	2.1
CV1	39.7	-6.5	11	339.2	34.0	362.1	2.4	20.0-25.0	62.3	219.9	18.6	2.7	1.6
CV2	39.7	-6.5	5	331.1	29.9	11.6	23.4	15.0-18.0	55.4	228.5	16.0	25.9	14.4
GR1	39.8	-6.3	11	345.4	52.1	95.0	4.7	10.0-15.0	76.3	237.1	32.7	6.4	4.4
GR2	39.8	-6.3	7	355.4	54.7	114.3	5.7	15.0-20.0	84.2	213.7	35.2	8.1	5.7
GR3	39.8	-6.3	8	343.9	58.4	54.9	7.5	10.0-15.0	77.6	265.7	39.1	11.1	8.2
DV1	39.9	-6.2	12	349.3	53.1	28.4	8.3	15.0-18.0	79.4	231.0	33.7	11.5	8.0
PL2	40.1	-6.1	8	318.1	70.0	302.7	3.2	15.0-18.0	58.8	304.5	53.9	5.5	4.7
D7	40.1	-6.1	8	345.3	49.1	96.7	5.7	sólo TH	74.3	228.4	30.0	7.5	5.0
CZ	40.1	-5.8	11	343.8	41.7	632.7	1.8	10.0-15.0	68.9	219.3	24.0	2.2	1.3
PT	40.2	-5.7	10	329.2	53.6	78.9	5.5	5.0-23.0	64.9	260.2	34.1	7.7	5.3
D5-6	40.4	-5.3	11	346.4	45.0	124.4	4.1	sólo TH	75.2	218.0	26.6	5.2	3.3
VT	40.4	-5.3	10	352.7	52.8	62.7	6.1	5.0-23.0	80.9	216.7	33.4	8.4	5.8
D3	40.6	-4.6	3	344.3	56.0	179.5	9.2	sólo TH	77.1	252.2	36.5	13.2	9.5
D4	40.6	-4.6	6	330.4	42.9	89.5	7.1	sólo TH	60.8	242.1	24.9	8.8	5.4
MU2	40.6	-4.6	4	342.2	44.5	338.8	5.0	5.0-23.0	69.4	226.5	26.2	6.3	4.0
MU3	40.6	-4.6	12	341.1	30.2	429.0	2.1	5.0-23.0	60.6	214.8	16.2	2.3	1.3
D1	40.7	-4.5	5	333.5	38.6	285.7	4.5	sólo TH	60.7	233.3	21.8	5.3	3.2
D2	40.7	-4.5	3	339.6	35.7	137.6	10.5	sólo TH	62.8	221.3	19.8	12.2	7.1

Slat y Slong: Posición de los sitios ($^{\circ}$ N y $^{\circ}$ E); **n:** Número de muestras; **Dec, Inc:** Declinación, inclinación; **k, α_{95} :** Parámetros estadísticos de error (Fisher, 1953); **C.D.M. (mT):** Campo destructor medio (en militeslas), excepto en los sitios (sólo TH) desimanados térmicamente; **Plat y Plong:** Posición de los polos paleomagnéticos virtuales (VGP's); **palat:** Paleolatitud del VGP; **dm y dp:** Elipses de confianza de los VGP's.

En la figura 2.18 se representan las direcciones de la ChRM de todos los sitios que serán utilizados para el posterior cálculo de un polo paleomagnético para el dique de Messejana-Plasencia. Para el cálculo de este polo se han rechazado cuatro sitios y los motivos por los que han sido excluidos serán analizados posteriormente.

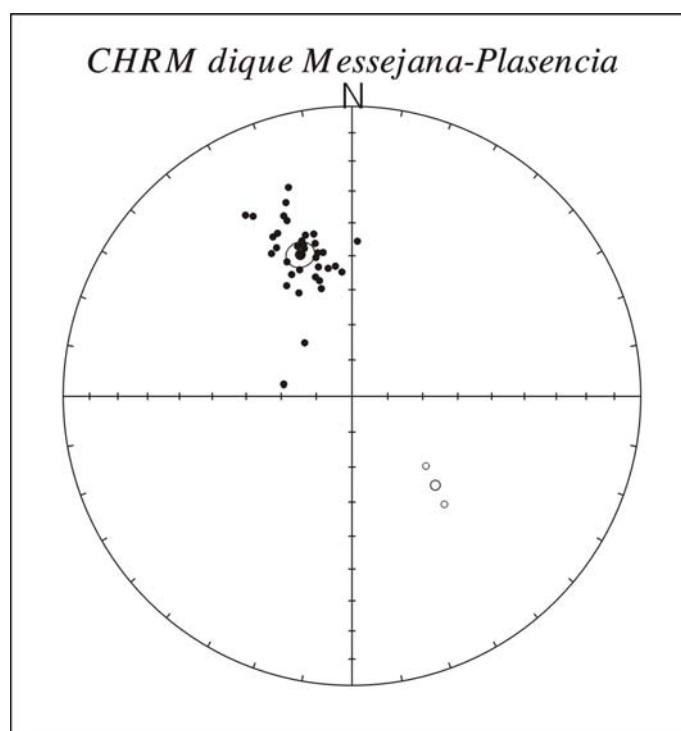


Figura 2.18: Diagrama de igual área de las direcciones medias de las ChRM de todos los sitios seleccionados para el cálculo de un polo paleomagnético para el dique (círculos pequeños en negro/blanco: polaridades normales/invertidas; círculos grandes: direcciones medias de cada polaridad, con el círculo de confianza de la dirección media de las polaridades normales).

Sólo en los afloramientos cercanos a Juromenha (*JU11* y *JU21*) y Mina de Burgalho (*MB2*) se encuentran direcciones con polaridades invertidas. Probablemente, en esta zona existió una reactivación del dique posterior a la intrusión de la parte masiva, que provocó la intrusión de pequeños diques. Los pequeños diques registraron una época de polaridad invertida del campo geomagnético (sitios con ChRM de polaridad invertida y alta temperatura de desbloqueo, T_{ub}). Por otra parte, parece que la reactivación altera la información magnética de las muestras que se encuentran en las proximidades de las nuevas intrusiones (caso de *AS*), en forma de una termorremanencia parcial (PTRM). Esta PTRM podría estar asociada a un recalentamiento de estas regiones o a una actividad hidrotermal asociada a la posterior intrusión. Esta reactivación puntual del dique, parece que también afecta al sitio de la Mina de Burgalho (que se encuentra próximo a los de Juromenha) donde las muestras adquirieron una componente invertida de baja T_{ub} , aunque conservan la imanación original de polaridad normal y alta T_{ub} .

Para conocer si se han aislado correctamente las ChRMs, se ha realizado un test de inversión (McFadden & McElhinny, 1990) a las direcciones medias de las poblaciones de polaridad normal e invertida. El resultado del test (*tabla 2.IV*) es positivo (no se

puede descartar al 95% de probabilidad que estas direcciones no sean antipodales) e indeterminado, dado que sólo se cuenta con dos sitios de polaridad invertida.

Tabla 2.IV: Direcciones medias de los afloramientos del dique y parámetros del test de inversión.

ChRM Media	N	Dec	Inc	K	α_{95}	Rsum	Parámetros del Test de inversión
Normal	35	339.9	47.5	39.5	3.8	36.090	$\gamma_0 = 16.56 < \gamma_c = 39.06; (R_0)$
Invertida	2	136.8	-55.3	--	--	1.988	
Total	37	338.8	47.5	39.5	3.8	36.090	

N. Número de sitios; *Dec. / Inc.* Declinación / Inclinación; *k, α_{95} , Rsum.* Parámetros estadísticos de error (Fisher, 1953); *Parámetros del test de inversión ($\gamma_0 / \gamma_c / R_0$).* Distancia angular entre los polos de las poblaciones de distinta polaridad / ángulo crítico / clasificación del test en función de γ_c : positivo indeterminado (McFadenn & McElhinny, 1990)

Las direcciones “pasan”, por tanto, el test de inversión de McFadenn & McElhinny (1990) ya que cumplen que $\gamma_0 < \gamma_c$. El resultado es positivo del tipo “indeterminado” ya que $\gamma_c > 20^\circ$. El hecho de que las direcciones pasen el test de inversión indica que no puede descartarse que las dos poblaciones de direcciones (normal e invertida) respondan al mismo campo dipolar. Puede entonces argumentarse que en las cercanías de Juromenha (localidad donde se han encontrado registros del campo con ambas polaridades) el dique tuvo, al menos, dos eventos de intrusión entre los que pasaron como mínimo 10.000 años (tiempo medio que tarda en invertirse el c.m.t). Por tanto, uno de los argumentos que señaló Juárez et al. (1996) como indicador de la reimanación de Dique (la presencia de polaridades exclusivamente normales) queda refutado.

A continuación, resumimos las direcciones paleomagnéticas aisladas en distintos sitios, que no se han tenido en cuenta para el cálculo del polo paleomagnético y los motivos por los que se han excluido (ver *Tabla 2.V*).

(i) El sitio *MJ2* pertenece al borde del dique en el afloramiento de la playa de Murraçao y presenta una dirección de la ChRM distinta y más dispersa que la parte central (*MS2*). Este hecho parece corroborar que las proximidades a la encajante del dique no son los lugares idóneos para un estudio paleomagnético. Por tanto, para el cálculo que posteriormente se realiza de un polo paleomagnético sólo será considerada la dirección de la parte central (*MS2*). Estudios de anisotropía magnética llevados a cabo en las mismas muestras por Silva et al. (2000) también corroboran este hecho, ya que en

MJ2, las muestras próximas a los extremos del dique presentan un grado de anisotropía magnética bastante más elevado que las muestras pertenecientes a la parte central. No se han observado diferencias direccionales entre las muestras de ambos bordes, ya que en ambos lados se registra el c.m.t. actual.

Tabla 2.V: Direcciones paleomagnéticas que no han sido tenidos en cuenta en el cálculo de un polo paleomagnético para el dique

Sitio	Slat	Slong	n	Dec	Inc	k	α_{95}	C.D.M (mT)
MJ2	37.2	-8.9	10	357.6	52.6	32.2	8.6	5.0 – 7.5
MB2 (Baja T_{ub})	38.7	-7.3	11	139.6	-7.7	15.7	11.9	8.0 – 15.0
AS (Baja T_{ub})	38.7	-7.3	23	7.4	45.8	14.3	8.3	20.0 – 35.0
AS (Alta T_{ub})	38.7	-7.3	28	305.4	-26.5	1.2	59.9	

Slat y **Slong**. Posición de los afloramientos ($^{\circ}$ N y $^{\circ}$ E); **n**. Número de muestras; **Dec**. Declinación; **Inc**. Inclinación; **k** y α_{95} . Parámetros estadísticos de error; **C.D.M** Campo destructor medio (en militeslas).

(ii) El sitio *MB2* presenta una característica peculiar respecto al resto de los sitios estudiados: dos componentes magnéticas, con la de baja temperatura de desbloqueo de polaridad invertida. Esta componente, denominada “*MB2 Baja T_{ub}*”, se considera, como ya se ha mencionado, una reimanación parcial (pTRM) que podría estar asociada a un evento posterior de hidrotermalismo de baja temperatura, debido a una reactivación del dique en esta zona, que ha coincidido con una época de polaridad invertida. La dirección de la segunda componente, que presenta siempre polaridad normal ha sido considerada la ChRM en este sitio (*tabla 2.III*) y sí será tomada en cuenta en el cálculo del polo paleomagnético.

(iii) En las cercanías de Juromenha, las muestras denominadas “*AS*” pertenecen a el estudio detallado realizado en la parte del dique que se encuentra entre las muestras de polaridad normal (*JUIN* de la zona masiva del dique), y las muestras de polaridad invertida (*JUIII* del pequeño dique situado a unos 20 metros de distancia del masivo). Los especímenes estudiados en *AS* muestran que la dirección de la componente que se aisló entre los 75°C y 225°C (denominada “*AS Baja T_{ub}*”) es próxima al campo magnético actual, por lo que se considera como una componente viscosa adquirida recientemente. La dirección de la componente de alta temperatura de desbloqueo (denominada “*AS Alta T_{ub}*”) tiene polaridades intermedias y muy dispersas con un α_{95} de 60°. Esta alta dispersión obliga a que esta componente se desestime para el cálculo del polo paleomagnético y para posteriores análisis de la dispersión de los VGPs, ya que no es un sitio representativo de la totalidad del dique.

2.6: VARIACIÓN PALEOSECULAR EN EL DIQUE DE MESSEJANA-PLASENCIA.

El estudio de la Variación Paleosecular (PSV) del campo geomagnético queda caracterizado tradicionalmente por el cálculo de la desviación angular estándar (ASD) que presenta una serie de polos geomagnéticos virtuales (VGPs) para una latitud y edad determinadas.

La ASD o dispersión angular total de un conjunto de VGPs, S_T , puede medirse en función del número de polos y sus correspondientes distancias angulares con respecto a la dirección media de éstos:

$$S_T^2 = \sum \Delta_i^2 / (N-1) \quad (1)$$

Esta dispersión observada entre los sitios, S_T , debe corregirse por la dispersión existente “en cada sitio”, S_W (producida por las fuentes de error, inherentes a cada sitio, causados fundamentalmente por la incertidumbre en la orientación de las muestras individuales), ya que en cada sitio paleomagnético se recogen varias muestras del mismo afloramiento. La dispersión geomagnética, S_F , de los VGPs resulta ser entonces:

$$S_F^2 = S_T^2 - S_W^2 / \bar{n} \quad (2)$$

Los datos con una diferencia angular mayor de 40°, con respecto a la dirección media de los VGPs tratados, se han considerado tradicionalmente como transiciones de polaridad del campo geomagnético, que por tanto deben ser eliminados previamente al cálculo de la ASD (p. ej., McElhinny & Merrill, 1975). Otros estudios, en cambio, han preferido elegir aquél ángulo de corte que delimita una distribución fisheriana de VGPs (McFadden, 1980). Posteriormente, Vandamme (1994) propuso un nuevo método para determinar el ángulo de corte que caracteriza la PSV de un conjunto de VGPs: En su estudio analizó conjuntos de 100 VGPs sintéticos, pertenecientes a una distribución fisheriana y representativos de una PSV de ASD conocida, a los que añadía un 20-25% de polos aleatoriamente distribuidos, que representaba las transiciones de polaridad o/y excursiones del campo geomagnético. Vandamme (1994) definió así un ángulo de corte crítico obtenido tras un método iterativo y convergente, dependiente de cada conjunto de VGPs, por el cual cada paso de iteración elimina los polos que sobrepasan un ángulo de corte Θ definido como:

$$\Theta (^\circ) = 1.8 S_T (^\circ) + 5^\circ \quad (3)$$

donde S_T es la dispersión entre los sitios, hasta que todos los VGPs distan de su dirección media una distancia angular inferior a θ . Vandamme (1994) también propone su método iterativo como una herramienta para eliminar con un criterio estadístico aquellos datos que podrían corresponder a transiciones de polaridad o excursiones, así como a datos afectados por errores, por la tectónica regional, etc.

Se ha estudiado la PSV de todos los datos obtenidos en el presente estudio para el dique de Messejana-Plasencia, sin aplicar ningún criterio de calidad que elimine datos a priori (uniendo los afloramientos $D5$ y $D6$ por su proximidad y exceptuando los casos anómalos anteriormente citados de $MJ2$ y AS). A continuación, se ha utilizado el método iterativo de Vandamme (1994), para determinar qué datos pueden corresponder a transiciones de polaridad y/o excursiones, así como los datos afectados de errores o por la tectónica regional, y así eliminarlos en el cálculo del Polo de Messejana-Plasencia (*tabla 2.VI*). Como en este estudio no se cuenta con un gran número de VGPs en comparación con los utilizados por Vandamme (1994), un menor número de datos aleatorios podría infravalorar la dispersión geomagnética resultante de la Variación Paleosecular (PSV). Por ello, posteriormente se ha analizado la PSV añadiendo a los datos obtenidos en este estudio los VGPs de los sitios del dique (ver *tabla 2.VII*) estudiados por Schott et al. (1981) y por Perrin et al. (1991).

La metodología iterativa empleada, para cada subgrupo de VGPs estudiado, ha sido:

- (i) La de no excluir en un principio ningún sitio en función de la latitud de sus VGPs, exceptuando los casos citados anteriormente.
- (ii) Calcular la dirección media de la selección de VGPs .
- (iii) Calcular si la distribución se ajusta a una distribución de Fisher (la distribución se considerará fisheriana cuando lo sean tanto sus longitudes como sus latitudes).
- (iv) Calcular S_T a partir de las distancias angulares Δ_i de cada uno de los N VGPs con respecto a la media de sus direcciones:

$$S_T^2 = \sum \Delta_i^2 / (N-1) \quad (4)$$

- (v) Calcular la corrección producida por la dispersión de los correspondientes VGPs “dentro de cada sitio” (S_W). El cálculo de esta corrección se ha realizado a partir de la variación de la dispersión “dentro de cada sitio” de las direcciones (declinación e inclinación) de magnetización s_W (que, a su vez, depende del número medio de muestras por sitio, \bar{n} , y del α_{95} medio de los sitios) en función de la latitud (Cox, 1970) :

$$S_W^2 / s_W^2 = 2 (1 + 3 \sin^2 \lambda)^2 / (5 + 3 \sin^2 \lambda) \quad (5)$$

(vi) Calcular S_F :

$$S_F^2 = S_T^2 - S_W^2 / \bar{n} \tag{6}$$

y calcular sus límites de confianza, superior (S_u) e inferior (S_l), al 95% (Cox, 1969).

(vii) Calcular el ángulo de corte (distancia máxima al eje de rotación) óptimo y variable para cada distribución de VGPs determinado por Vandamme (1994) con respecto a la dispersión S_F (y no S_T como en sus simulaciones de datos sintéticos):

$$\Theta = 1.8 S_F + 5^\circ \tag{7}$$

(viii) Utilizar este ángulo de corte para desechar aquellos VGPs cuya distancia angular a la media sea superior al ángulo de corte Θ .

(ix) Repetir el proceso desde el paso (ii) hasta la convergencia del método. El método converge cuando todas las distancias angulares de los VGPs con respecto a la media son inferiores al ángulo de corte y se obtiene el mismo valor de la dispersión S_F que la iteración anterior.

(x) Calcular los límites de confianza al 95% de la desviación angular estándar o dispersión geomagnética resultante (ASD, o S_F): el límite inferior (S_L) y el límite superior (S_U).

Tabla 2.VI: Recopilación de polos paleomagnéticos obtenidos, para el dique de Messejana-Plasencia, en los estudios de Schott et al. (1981) y Perrin et al., (1991).

Schott et al., (1981)	Slat	Slong	n	Dec	Inc	k	α_{95}	Plat	Plong	palat	dm	dp
A1	40.7	-4.9	11	341.5	38.5	658	1.8	65.5	220.5	21.7	2.1	1.3
A2	40.5	-5.2	8	349.5	49.0	64	7.0	76.5	217.5	29.9	9.2	6.1
P2	40.1	-6.1	11	357.5	41.0	250	2.9	73.4	182.5	23.5	3.5	2.1
P1	39.8	-6.3	13	335.0	56.5	172	3.2	70.5	264.0	37.1	4.6	3.3
C1	39.8	-6.3	13	335.0	56.5	172	3.2	71.0	221.5	37.1	4.6	3.3
C2	39.6	-6.6	11	337.0	32.0	232	3.0	60.5	222.0	17.4	3.4	1.9
CM	39.1	-7.0	16	328.5	54.0	130	3.2	64.5	263.0	34.5	4.5	3.1
AL	38.7	-7.4	8	355.5	52.0	89	5.9	83.0	204.5	32.6	8.1	5.5
POI	38.5	-7.7	8	313.5	49.5	438	2.6	51.0	265.0	30.3	3.5	2.3
POII	38.3	-7.7	7	342.0	55.5	209	4.2	75.5	259.0	36.0	6.0	4.3
O2	37.6	-8.6	11	356.0	41.5	316	2.6	76.0	186.5	23.9	3.2	1.9
O1	37.6	-8.7	14	324.0	42.5	383	2.0	57.0	249.0	24.6	2.5	1.5
Perrin et al., (1991)	Slat	Slong	n	Dec	Inc	k	α_{95}	Plat	Plong	palat	dm	dp
P2	40.0	-4.9	5	348.1	36.5	198	5.4	67.8	204.7	20.3	6.3	3.7
P1	39.9	-6.3	14	334.8	56.0	373	2.1	70.0	262.2	36.5	3.0	2.2
C1	39.7	-6.5	4	339.7	46.6	205	6.4	69.5	234.6	27.9	8.2	5.2
O2	37.6	-8.6	13	355.8	43.4	368	2.2	77.2	206.1	25.3	2.7	1.7
O1	37.6	-8.7	5	328.7	42.6	588	3.2	60.5	261.9	24.7	3.9	2.4

Slat, Slong: Posición de los sitios ($^\circ N$ y $^\circ E$); **n:** Número de muestras; **Dec, Inc:** Declinación, Inclinación; **k, α_{95} :** Parámetro de precisión y semiángulo del cono de confianza al 95% (Fisher, 1953); **Plat y Plong:** Posición de los polos paleomagnéticos virtuales (VGPs); **palat:** Paleolatitud; **dm y dp:** semiejes mayor y menor de las elipses de confianza de los VGPs.

En la *tabla 2.VII* se detallan los resultados de las diferentes iteraciones realizadas en el cálculo de la dispersión de la PSV según el método de Vandamme (1994) para cada una de las distintas agrupaciones de VGPs, así como los resultados finales de la dispersión geomagnética (ASD , o S_F), tras la convergencia del método. Los resultados del estudio de PSV realizado con los datos del dique de este estudio se muestran en la *tabla 2.VII (i)*; y añadiendo los 12 VGPs del estudio de Schott et al. (1981) y 5 más del estudio de Perrin et al. (1991), se obtienen los resultados que se presentan en la *tabla 2.VII (ii)*.

Tabla 2.VII: Resumen de los resultados obtenidos para el dique de Messejana-Plasencia en cada una de las iteraciones del método de Vandamme (1994).

(i) ESTE ESTUDIO (37 sitios) [$S_{\text{palat}} = 29.2$]

Selección	N	n	α_{95}	S_T	S_W	S_F	SI-Su	Θ	PLO	PLA	A_{95}	¿Fish.? (Plo/Pla)
Todos	37	9.0	6.0	15.9	13.1	13.1	11.3-15.6	32.6	244.7	71.0	4.7	No/No
< 32.6	35	9.0	5.9	11.8	12.8	11.0	9.4-13.2	24.7	238.0	70.5	3.5	Sí/Sí
< 24.7	33	8.9	6.1	9.9	13.2	8.9	7.6-10.7	21.0	233.4	70.5	3.1	Sí/Sí
< 24.7	33	8.9	6.1	9.9	13.2	8.9	7.6-10.7	21.0	233.4	70.5	3.1	Sí/Sí

(ii) Este estudio + Schott et al., 1981 (12 sitios) + Perrin et al., 1991 (5 sitios). [$S_{\text{palat}} = 29.0$]

Selección	N	n	α_{95}	S_T	S_W	S_F	SI-Su	Θ	PLO	PLA	A_{95}	¿Fish.? (Plo/Pla)
Todos	54	9.4	5.2	14.9	11.6	14.4	12.7-16.6	31.0	242.1	71.0	3.6	No/No
< 31.0	52	9.3	5.1	11.9	11.3	11.3	10.0-13.1	25.4	237.6	70.6	2.9	Sí/Sí
< 25.4	51	9.4	5.1	11.3	11.3	10.7	9.4-12.4	24.2	236.0	70.5	2.8	Sí/Sí
< 24.2	50	9.3	5.2	10.8	11.5	10.1	8.9-11.7	23.2	234.5	70.6	2.7	Sí/Sí
< 23.2	49	9.4	5.3	10.3	11.8	9.6	8.4-11.2	22.3	233.3	70.9	2.6	Sí/Sí
< 23.2	49	9.4	5.3	10.3	11.8	9.6	8.4-11.2	22.3	233.3	70.9	2.6	Sí/Sí

S_{palat} : paleolatitud promedio de los sitios; **Selección**: VGPs con distancias angulares hasta la media inferiores al ángulo de corte Θ de la iteración anterior; N : número de sitios utilizados inicialmente y en cada iteración; n : promedio de muestras por sitio; α_{95} : promedio del semiángulo de confianza al 95% (Fisher, 1953) de las direcciones (declinación/inclinación) de los sitios; S_T : dispersión entre sitios; S_W : dispersión en los sitios; S_F : dispersión geomagnética (desviación angular estándar, ASD , corregida); S_L y S_U : límites inferior y superior de S_F , respectivamente, al 95% de confianza (Cox, 1969); Θ : ángulo de corte óptimo (Vandamme, 1994); **PLO, PLA, A_{95}** : longitud y latitud del polo paleomagnético, y su semiángulo de confianza al 95% (Fisher, 1953); **¿Fish.?**: test sobre el carácter fisheriano o no-fisheriano (realizado en longitud / latitud) de las distribuciones de VGPs.

Tanto con los datos de este estudio como con el conjunto de datos del dique incluyendo los trabajos de Schott et al. (1981) y de Perrin et al. (1991), tras la primera iteración se eliminan dos afloramientos del dique (ALI y POI), cuyas distancias angulares a la media son además superiores a 40° (*tabla 2.VII*), resultando conjuntos de VGPs

fisherianos (de 35 y 52 VGPs, respectivamente). La aplicación del criterio, más restrictivo en cuanto al ángulo de corte resultante, de Vandamme (1994), se eliminan también los sitios *PL2*, *JUII* (de este estudio) y el sitio *S-POI* de Schott et al. (1981).

La dispersión geomagnética está bien definida en los últimos 5 Ma a partir de datos de la PSV de lavas globalmente distribuidas, ya que tienen el valor de constituir una referencia de lecturas del campo geomagnético uniformemente distribuidas tanto en el espacio como en el tiempo. Sin embargo, los datos paleomagnéticos para edades más antiguas son mucho más escasos. A pesar de ello, McFadden et al. (1991) han estimado la variación en el tiempo de la PSVL a lo largo de los últimos 190 Ma (*figura 2.19*): Para este análisis es necesario reconstruir las posiciones de las placas tectónicas usando las anomalías magnéticas oceánicas y la velocidad de formación del suelo oceánico. Se considera África fija para cada reconstrucción y se determina la dirección media del polo paleomagnético global para África. Entonces se rota este polo en coordenadas actuales al polo norte geográfico, y puede determinarse la dispersión de los VGPs alrededor de este polo. En la selección de lavas de edades comprendidas entre 110 y 195 Ma realizada por McFadden et al. (1991), con la que se compararán los resultados obtenidos en el dique de Messejana-Plasencia, los autores tomaron el criterio de selección de un ángulo de corte constante para VGPs de unos 40°, lo que proporciona valores ligeramente más altos de la dispersión que la que se hubiera calculado teóricamente considerando el criterio de ángulo de corte de Vandamme (1994).

En este trabajo, la dispersión se ha calculado con respecto a las direcciones medias de cada conjunto de VGPs, y en cada uno de ellos se comparan los resultados que se obtienen tras la aplicación de los distintos criterios para estimar el ángulo de corte crítico, que distingue las excursiones y transiciones de polaridad de la PSV “normal” del campo geomagnético (valores en negrita en la *tabla 2.VII*). Además hay que tener en cuenta que un dique tiene un tiempo de enfriamiento mucho más lento que un flujo de lava. Es de esperar que si se promedia correctamente la PSV, la dispersión obtenida sea menor que la de los flujos de lavas, ya que éstos tienen un registro puntual del c.m.t.

Los resultados de la dispersión geomagnética en el caso del dique es, inferior siempre a la producida por los datos seleccionados por McFadden et al. (1991), se reflejan en la *figura 2.17*.

El polo paleomagnético definitivo que se presenta en este estudio para el dique de Messejana-Plasencia, que atiende al criterio de fisherianidad (McFadden, 1980) de los datos es: $Plong= 238.0$, $Plat= 70.5$ y $A_{95}= 3.5$ (*tabla 2.VII*). La dispersión geomagnética en este paso es $S_F=11.0^\circ$, con $S_L=9.4^\circ$ y $S_U=13.2^\circ$.

Las sucesivas iteraciones del método de Vandamme (1994) sólo serán tenidas en cuenta para el análisis de la dispersión geomagnética, ya que el bajo número de datos y el gran agrupamiento que presentan puede eliminar datos infravalorando la dispersión natural debida a la PSV. Tras la convergencia del método de Vandamme (1994), se obtiene un valor de $S_F=8.9^\circ$, con $S_L=7.6^\circ$ y $S_U=10.7^\circ$. No obstante, el dato final de la dispersión resultante tras la convergencia del método será discutido posteriormente.

Por otra parte, Kostrov & Perrin (1996) realizaron un estudio paleomagnético en cuatro secciones de lavas del periodo Jurásico Medio en Lesotho (África), y analizando la PSV con la totalidad de los sitios muestreados, encontraron también valores bajos de la dispersión geomagnética ($S_F=14.1^\circ$; con $S_L=12.3^\circ$ y $S_U=16.5^\circ$) en comparación con los datos seleccionados por McFadden et al. (1991), como puede observarse en la *figura 2.19*.

Puede observarse que los resultados de los dos conjuntos de VGPs resumidos en la *tabla 2.VII* (ver también *figura 2.19*) arrojan resultados similares, que se pueden resumir de la siguiente manera:

- 1) Después de la primera iteración, las distribuciones de VGPs resultantes son fisherianas, tanto en este estudio como en el caso de añadir los datos de Schott et al. (1981) y los de Perrin et al. (1991), y con idénticas direcciones medias.
- 2) El método de Vandamme (1994) también converge a idénticos resultados del polo paleomagnético resultante en ambos conjuntos de VGPs, aumentando ligeramente el valor de S_F con el número de datos disponibles.
- 3) Los valores de la dispersión geomagnética, S_F , y de las direcciones medias de los VGPs no presentan grandes cambios en las sucesivas iteraciones; correspondiendo a la primera iteración el mayor cambio en estos valores.
- 4) La dispersión geomagnética, S_F , es inferior respecto a la de McFadden et al. (1991) para lavas, pero similar a la obtenida por Kostrov & Perrin (1996).

Se ha sugerido en recientes estudios que existe un periodo de baja intensidad del dipolo geomagnético en el Mesozoico (Prévot et al. 1990; Perrin et al., 1991; Prévot & Perrin, 1992; Heller et al. 2002), y que existe una posible correlación entre la baja intensidad del dipolo y bajos valores de S_F , (Kosterov & Perrin, 1996; Perrin & Shcherbakov, 1995). Parece pues que o bien el valor de S_F se subestima por el escaso número de datos y/o que su bajo valor atiende a que se promedia adecuadamente la PSV en el dique de Messejana-Plasencia, y/o bien que existe una relación entre un bajo valor del momento dipolar y de la dispersión geomagnética. No obstante, serían necesarios más estudios para esclarecer estas propuestas.

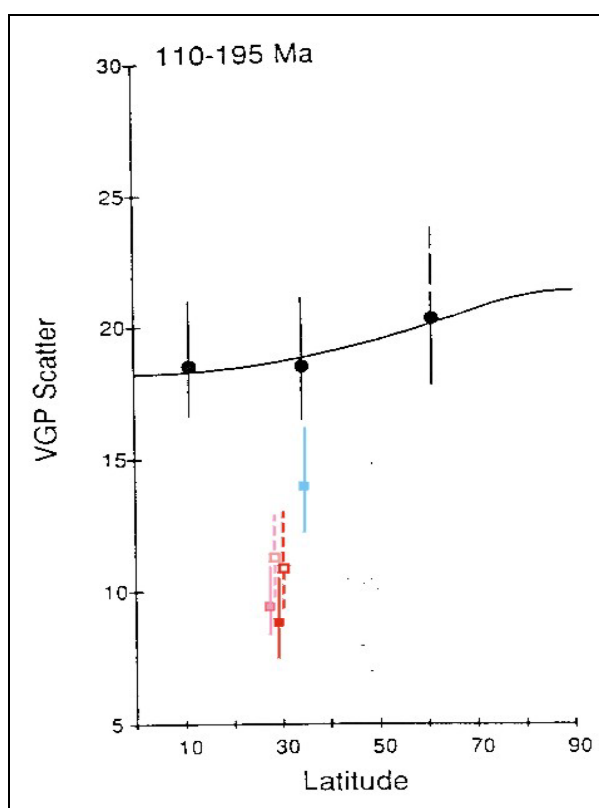


Figura 2.19: Dispersión del campo geomagnético en función de la latitud (McFadden et al., 1991) para lavas globalmente distribuidas con edades entre 110-190 Ma. Se representan (con cuadrados huecos según el criterio de fisherianidad de McFadden, 1980; y con cuadrados sólidos tras la convergencia del método de Vandamme, 1994), junto a los límites al 95% de confianza correspondientes, los valores obtenidos en el presente estudio (en rojo); así como los obtenidos (en rosa) con los datos de este estudio más los de Schott et al. (1981) y los de Perrin et al. (1991). También, el obtenido por Kosterov & Perrin (1996) con el conjunto de sus muestras (en azul).

Por otro lado se observa (figura 2.20) que el polo paleomagnético obtenido para el dique en este estudio después de la primera iteración, tras eliminar los VGPs de *POI* y *ALI*, es coincidente con los de los estudios de Schott et al. (1981) y Perrin et al. (1991).

Este polo paleomagnético, que atiende al criterio de ángulo de corte de fisherianidad (McFadden, 1980), es el que se considera característico del dique en este estudio. En este caso, el test de inversión (tabla 2.VIII) de McFadden & McElhinny (1990) también es positivo e indeterminado (R_0) con una distancia angular entre las poblaciones de distinta polaridad inferior al ángulo crítico ($\gamma_0=17.42 < \gamma_c=36.90$).

Tabla 2. VIII: Direcciones medias de los afloramientos del dique exceptuando los sitios POI Y ALI, junto a los parámetros del test de inversión.

ChRM Media	N	Dec	Inc	K	α_{95}	Rsum	Parámetros del test de inversión
Normal	33	341.0	46.5	57.6	3.3	32.444	$\gamma_0 = 17.42 < \gamma_c=36.90; R_0$
Invertida	2	136.8	-55.3	--	--	1.988	
Total	35	339.9	47.1	52.0	3.4	34.346	

N: Número de sitios; Dec / Inc: Declinación / Inclinación; k, α_{95} , Rsum: Parámetros estadísticos de error (Fisher, 1953); parámetros del test de inversión ($\gamma_0 / \gamma_c / R_0$): Distancia angular entre los polos de las poblaciones de distinta polaridad / ángulo crítico / positivo indeterminado (clasificación del test en función de γ_c , McFadenn & McElhinny, 1990)

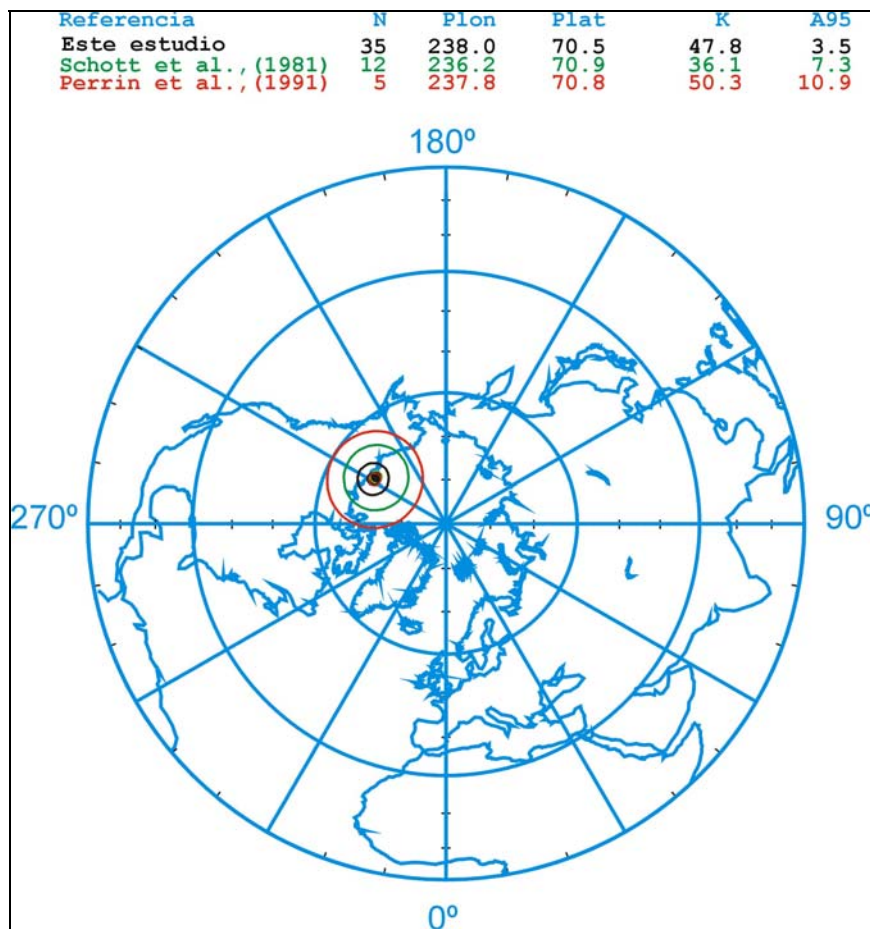


Figura 2.20: Polos paleomagnéticos y ángulos de confianza para el dique de Messejana-Plasencia: Este estudio (negro), Schott et al. (1981) (verde) y Perrin et al. (1991) (rojo).

N: Número de sitios; Plon/Plat: Longitud y Latitud del polo paleomagnético; k, α_{95} : Parámetros estadísticos de error (Fisher, 1953).

2.7: COMPARACIÓN CON OTROS ESTUDIOS PALEOMAGNÉTICOS EN ROCAS DE EDAD JURÁSICA.

En la *tabla 2.IX* se resumen los polos paleomagnéticos existentes para el Jurásico en la literatura científica internacional. En ella se han incluido, junto al polo obtenido en este estudio, dos polos obtenidos por Osete et al. (2000) en sedimentos de edad Toarciense (190-180 Ma); los polos Oxfordienses (159-154 Ma) de Steiner et al. (1986) y de Juárez et al. (1998) en sedimentos del sistema Ibérico; y el polo de la reimanación cretácica que observan Juárez et al. (1998).

Con el fin de contrastar visualmente el polo paleomagnético obtenido en este estudio con los polos jurásicos calculados para la Placa Ibérica, los polos de la *tabla 2.IX* se representan en la *figura 2.21*.

Tabla 2.IX: Recopilación de polos paleomagnéticos jurásicos y cretácicos de Juárez et al. (1998) y Steiner et al. (1986).

Polos Paleomagnéticos y edad	Plat	Plong	A₉₅
Polo Jurásico Inferior (este estudio)	238.0	70.5	3.5
Polo Toarciense SP (Osete et al., 2000)	255.0	75.4	5.1
Polo Toarciense AR (Osete et al., 2000)	258.3	71.0	6.4
Polo Oxfordiense (Juárez et al., 1998)	248.3	57.8	4.0
Polo Oxfordiense (Steiner et al., 1986)	255.4	55.4	6.0
Polo Cretácico (Juárez et al., 1998)	224.8	71.1	6.8

Plat /Plon. Latitud / longitud del polo paleomagnético, A₉₅. Semiángulo del cono de confianza al 95% de la dirección del polo (Fisher, 1953).

Se puede observar que el polo calculado para el dique en este estudio presenta valores parecidos a los polos de edad Toarciense (~ 190-180 Ma) de Osete et al. (2000) y al polo Cretácico de la reimanación de Juárez et al. (1998). Por último, su posición está alejada de los polos Oxfordienses (~ 159-154 Ma) de Steiner et al. (1986) y de Juárez et al. (1998). Por tanto, puede descartarse en principio que la imanación se adquiriera en el Oxfordiense. Y aunque la posibilidad de una reimanación Cretácica no puede ser completamente descartada, diferentes resultados de este trabajo como (i) la existencia de muestras que presentan polaridades invertidas, (ii) el resultado del test de inversión (positivo indeterminado) y (iii) los resultados de magnetismo de rocas que indican la presencia de una mezcla de granos de magnetita en estado monodominio (SD) y multidominio (MD) que tienen una remanencia magnética de probable origen térmico, apoyan la hipótesis de que la ChRM sea original y por tanto de edad Jurásico inferior.

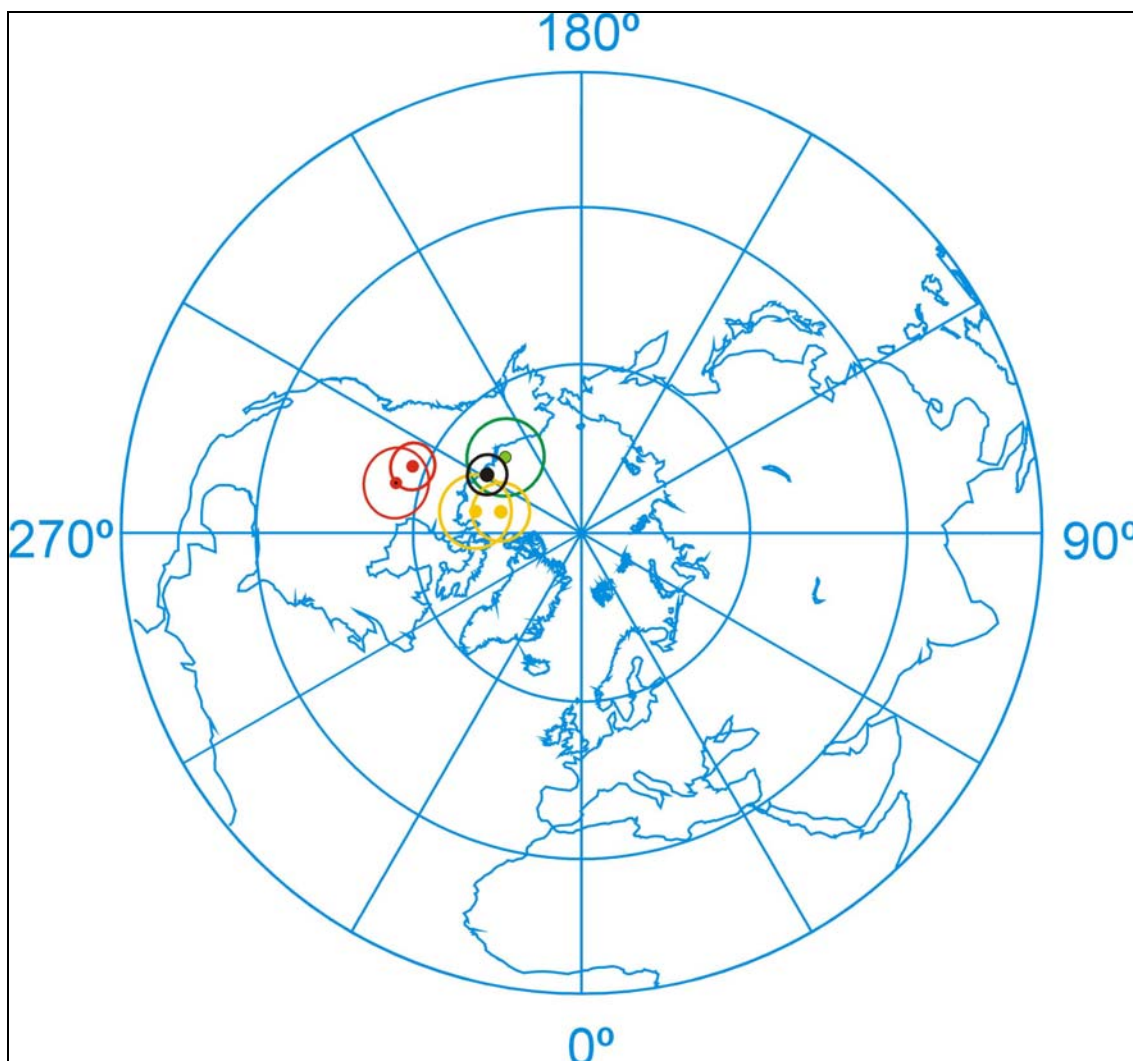


Figura 2.21: Representación en proyección de igual área de los polos paleomagnéticos de la placa Ibérica más próximos al obtenido en el presente estudio, rodeados de los correspondientes círculos de confianza al 95%: (i) Este estudio (en **negro**); (ii) Los polos Toarcienses, en color **naranja**, de Osete et al. (2000); (iii) El polo Cretácico, en color **verde**, de la reimanación de Juárez et al. (1998); y (iv) Los polos Oxfordienses, en color **rojo**, de Steiner et al (1986) y Juárez et al. (1998).

2.8: RESTRICCIONES EN LA EDAD DE EMPLAZAMIENTO DEL DIQUE TENIENDO EN CUENTA LOS DATOS PALEOMAGNÉTICOS.

Con el polo obtenido, y suponiendo que la ChRM del dique de Messejana-Plasencia sea de edad Jurásico inferior (≈ 203 Ma, atendiendo a datos radiométricos de $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, Dunn et al., 1998 y Rapaille et al., 2003), se ha calculado la paleolatitud referida a Madrid (40.5°N , 3.7°W) y su correspondiente error asociado; obteniéndose:

$$\text{Paleolatitud (Madrid)} = (29.5 \pm 3.3)^\circ$$

En la *figura 2.22* aparecen representadas las paleolatitudes de Madrid desde los 240 Ma hasta los 140 Ma (abarcando, por tanto, el Triásico y el Jurásico) calculadas a partir de los datos paleomagnéticos disponibles por Osete et al. (2000), y en esta ella se ha incluido el valor calculado en este estudio (en rojo). Atendiendo a la *figura 2.22*, el dato de paleolatitud aportado en el presente trabajo tiene un valor lógico para la edad de su emplazamiento (200 Ma). Por tanto, parece que la Placa Ibérica tuvo un rápido movimiento en latitud en el Jurásico inferior, pasando de paleolatitudes ecuatoriales en el Triásico superior (215 Ma) a paleolatitudes cercanas a la actual alrededor de los 180 Ma.

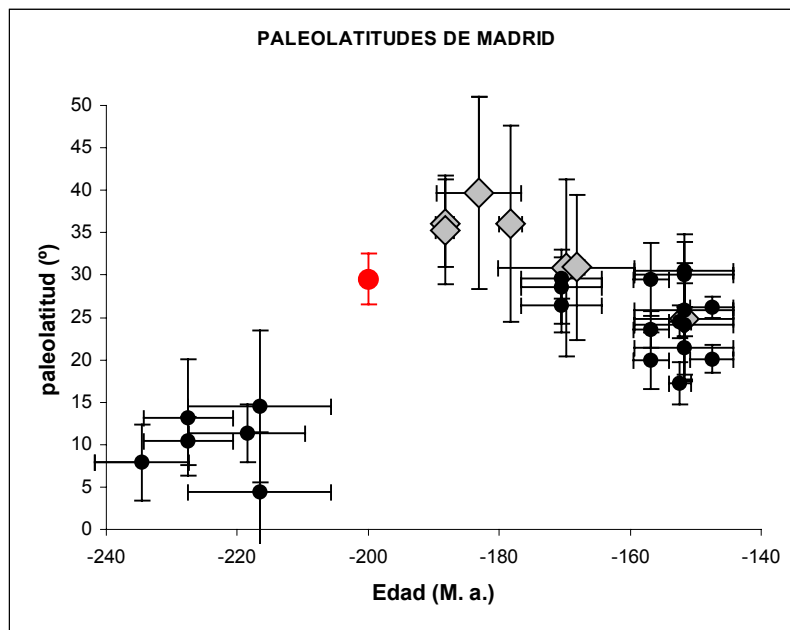


Figura 2.22: Valor de la paleolatitud del dique, atribuyéndole una edad de la ChRM de 200 Ma, obtenido en este estudio para Madrid (en rojo), comparado con el de las paleolatitudes de Madrid según Osete et al. (2000), junto a sus correspondientes incertidumbres asociadas.

Por otro lado, atendiendo a la a la escala temporal de polaridades del campo geomagnético de Gradstein et al. (1994) (*figura 2.2*), el máximo periodo de un cron de polaridad normal para el Jurásico inferior es de 1 Ma. Este dato, junto con que la mayor parte de las muestras del dique presentan polaridades normales, indica que en su mayoría, emplazó y se enfrió en un tiempo máximo de 1Ma.

La excepción se produce en la parte sur del dique, cerca de la localidad de Juromenha, donde diques de menor envergadura intruyeron en una época de polaridad invertida del campo geomagnético. Estas pequeñas intrusiones están separadas de la de mayoritaria por 10.000 años como mínimo. El hecho de que las direcciones normales e invertidas pasen el test de inversión indica que la Placa Ibérica no tuvo grandes movimientos entre las dos intrusiones. Por tanto, ambas deben de haberse producido en un intervalo de tiempo pequeño, ya que como se deduce de la *figura 2.22* la placa Ibérica durante el Jurásico inferior experimentó un considerable ascenso en cuanto a su posición en latitud.

2.9: CONCLUSIONES.

Las principales conclusiones que se pueden obtener del estudio paleomagnético realizado en 40 afloramientos distribuidos a lo largo de los 530 Km del dique de Messejana-Plasencia se exponen a continuación:

- (i) En todos los sitios estudiados, las muestras presentan una o dos componentes magnéticas que se aíslan después de eliminar una pequeña componente viscosa inicial. En el caso de una componente magnética, ésta se aísla entre 100°C y 600°C, y en el caso de dos componentes, la ChRM se aísla entre 400°C y 600°C. La ChRM presenta polaridades normales en todos los casos, excepto en dos sitios donde se han observado muestras de polaridades normales e invertidas. En los casos donde se observan dos componentes magnéticas, la de baja temperatura de desbloqueo se aísla entre 100°C y 400°C y probablemente sea debida a alteraciones termo-químicas.
- (ii) Los principales minerales portadores de la imanación de las muestras son titanomagnetitas de bajo contenido en titanio, así como magnetita prácticamente pura de distintos tamaños de grano.
- (iii) Para el cálculo del polo paleomagnético del dique, se han excluido 4 sitios por presentar direcciones anómalas debido a diversas causas: el sitio *MJ2*, por pertenecer a la parte más externa del borde del dique y no coincidir con la dirección del mismo sitio en su parte central; el sitio *AS*, por reflejar una gran dispersión entre las direcciones de

sus muestras (probablemente reflejando direcciones intermedias del c.m.t.); y por último *POI* y *ALI*, por criterios estadísticos, al no pertenecer a la distribución fisheriana del resto de VGP's del dique (a causa de una posible perturbación tectónica, por un emplazamiento local del dique en otra época, o por registrar excursiones o transiciones de polaridad del c.m.t.).

(iv) Del agrupamiento de las direcciones paleomagnéticas, se deduce la ausencia de una tectónica importante que afecte direccionalmente al dique y que el emplazamiento de la mayor parte del dique se produjo probablemente en un breve periodo de tiempo. Hay que exceptuar en los tres sitios que presentan muestras de polaridades invertidas, lo que indica que localmente se produjo el emplazamiento de otros diques de menores dimensiones.

(v) En las proximidades de la localidad Portuguesa de Juromenha, donde se ha observado la presencia de muestras de ambas polaridades, existen dos eventos intrusivos del dique separados en el tiempo por, al menos, 10.000 años. Hay que añadir que en uno de estos sitios la parte del afloramiento que presenta polaridades invertidas es de pequeñas dimensiones, y que las muestras de los alrededores registran direcciones anómalas. Este hecho indicaría que el evento de intrusión que se produjo en una época de polaridad invertida es posterior al evento principal intrusivo, que ocurrió en una época de polaridad normal. Esta reactivación del dique en esta zona podría también darse en las cercanías de la Mina de Burgalho, donde existe una reimanación parcial del afloramiento *MB2* que adquirió una componente secundaria invertida. El test de inversión realizado es positivo indeterminado por lo que no se puede descartar una dirección media común entre las muestras de ambas polaridades.

(vi) Así pues estrictamente hablando debemos decir que el emplazamiento del dique fue polifásico. Pero según los datos paleomagnéticos se puede distinguir una gran fase de emplazamiento de la gran masa del dique y una fase de menor envergadura en la que se emplazan pequeños diques (al menos en los alrededores de la región de Juromenha) en un periodo de tiempo de polaridad invertida.

(vii) Del estudio de Variación Paleosecular se obtiene, atendiendo al criterio del ángulo de corte inferior a 40° (que coincide en este estudio con el criterio de fisherianidad) un

valor de la dispersión angular $S_F=11.0^\circ$, con límites inferior y superior al 95 % de confianza $S_L=9.4^\circ$ y $S_U=13.2^\circ$. Estos valores se reducen ligeramente cuando se aplica el método iterativo de Vandamme (1994), resultando una dispersión $S_F=8.9^\circ$, con $S_L=7.6^\circ$ y $S_U=10.7^\circ$, sin que la dirección del polo paleomagnético resultante varíe significativamente. En ambos casos, los valores de la dispersión son inferiores a los encontrados por McFadden et al. (1991) a partir de una selección de datos de lavas entre 110 y 190 Ma (globalmente distribuidas en latitudes similares a las del dique) lo que corrobora que las muestras del dique promedian la Variación Paleosecular del c.m.t durante su lento enfriamiento. La aportación del resultado de este estudio es valiosa dado que se cuenta con muy pocos estudios paleomagnéticos de PSV para estas edades.

(viii) El polo calculado para el dique de Messejana-Plasencia en el presente estudio, con el criterio de que la distribución de polos sea fisheriana, tiene como valores: $Plong=238.0$, $Plat=70.5$ y $A_{95}=3.5$.

(ix) El polo calculado para el dique es similar a los polos Toarcienses de Osete et al. (2000) y al de la reimanación Cretácica de Juárez et al. (1998), quienes plantearon la posibilidad de que el dique pudiera estar completamente reimanado. El hecho de la existencia de ambas polaridades en el dique de Messejana-Plasencia, de que el test de inversión correspondiente sea positivo (indeterminado) y los estudios de magnetismo de rocas, ponen en duda la posibilidad de una reimanación del dique: las coincidencias entre las direcciones de la ChRM y de la reimanación pueden así deberse a un “lazo” en la Curva de Deriva Polar Aparente (APWP) para Iberia.

REFERENCIAS DEL CAPÍTULO 2:

- Barros, A. & Carvalhosa, E., 1965. Contribuisao para o conhecimento geológico da regio entre Portel e Fíchaló (Alentejo). Serv. Geol. Portugal. Mem 11. 132pp.
- Cox, A., 1969. Confidence limits for the precision parameter k . Geophys. J. R. Astron. Soc., **18**, 545-549
- Cox, A., 1970. Latitude dependence of the angular dispersion of the geomagnetic field. Geophys. J. Roy. Astron. Soc., **20**, 253-269.
- Day, R., Fuller, M.D., and Schmidt, V.A., 1977. Hysteresis properties of titanomagnetites: grain size and composition dependence. Phys. Earth Planet. Int., **13**, 260-266.
- Dunlop, D.J., Schutts, L.D., and Hale, C.J., 1984. Paleomagnetism of Archean rocks from northwestern Ontario: III. Rock magnetism of the Shelley Lake granite, Quetico Subprovince. Can. J. Earth Sci., vol. 21., 879-886.
- Dunlop, D.J., 2002. Theory and application of the Day plot (Mrs/Ms versus Hcr/Hc). 1. Theoretical curves and tests using titanomagnetite data. Journal of Geophysical Research, vol. 107, no B3, 10.1029/2001JB000486. EPM 4.1-4.22.
- Dunn, A. M., P. H. Reynolds, D. B. Clarke, and J. M. Ugidos, 1998. A comparison of the age and composition of the Shelburne dyke, Nova Scotia, and the Messejana dyke, Spain. Canadian Journal of Earth Sciences, v. 35, p. 1110-1115.
- Fisher, R.A., 1953. "Dispersion on a sphere". Proc. Roy. Soc. London. Ser. A. 217, 295-305.
- Gradstein, F.M., Agterberg, F.P., Ogg, J.G., Handerbol, J., Van Veen, P., Thierry, J. and Huang, Z., 1994. A mesozoic time scale. J. Geophys. Res. 99, 24.051-24.074.
- Heller, R., Merrill, R.T., and McFadden, P.L., 2002. The variation in intensity of Earth's magnetic field with time. Phys. Earth Planet. Inter., **131** (3-4), 237-249.
- Juárez, M.T., Osete, M.L., Vegas, R., Langereis, C.G. and Meléndez, G., 1996. Palaeomagnetic study of Jurassic limestones from the Iberian Range (Spain): Tectonic implications. Morris, A. & Tarling, D.H. (eds), Palaeomagnetism and tectonic of the Mediterranean Region, Geological Society, London, 1996, 83-96.
- Juárez, M.T., Lowrie, W., Osete, M.L., Meléndez, G., 1998. Evidence of widespread Cretaceous remagnetisation in the Iberian Range and its relation with the rotation of Iberia. Earth and Planetary Science Letters, **160**, 729-743.
- Kirschvink, J.L., 1980. The least-square line and plane and the analysis of paleomagnetic data. Geophys. J. Roy. Astron. Soc., **62**, 699-718.
- Kosterov, A.A. and Perrin, M., 1996. Paleomagnetism of the Lesotho basalt, southern Africa. Earth Planet. Sci. Letters, **139**, 63-78.
- Lowrie, W., 1990. Identification of ferromagnetic minerals in a rock by coercivity and unblocking temperature properties, Geophys. Res. Lett., **17**, 159-162.
- McElhinny, M. W., and R. T. Merrill, 1975. Geomagnetic secular variation over the past 5 m.y., Review of Geophysical Space Phys., **13**, 687-708.
- McFadden, P.L., and McElhinny, M.W., 1990. Classification of the reversal test in palaeomagnetism. Geophys. J. Int., **103**, 725-729.
- McFadden, P.L., Merrill, R.T., McElhinny, M.W. and Lee, S., 1991. Reversals of the Earth's magnetic field and temporal variations of the dynamo families. J. Geophys. Res., **96**, 3923-3933.
- McFadden, P.L., 1980. Determination of the angle in a Fisher distribution which will be exceeded with a given probability. Geophys. J. R. Astron. Soc., **60**, 391-396.
- Osete, M.L., Osete, C., Gialanella, P.R. y Villalaín, J.J., 2000. Paleolatitudes de la Placa Ibérica durante el Jurásico. Programas y resúmenes, II Asamblea Hispano portuguesa de Geodesia y Geofísica., 311-312.
- Parga, J.R., 1969. Spätvariszische Bruchsysteme im Hesperischen Massiv. Geol. Rundsch. **59**, 323-336.
- Perrin, M., Prevot, M., Mankinen, E.A., 1991. Low intensity of the Geomagnetic Field in Early Jurassic Time. Journal of Geophysical Research. **96**, 9, 14,197-14,210.

- Perrin, M. and Shcherbakov, V.P., 1995. Phanerozoic paleointensities obtained from volcanic rocks and the reliability of the determinations. IUGG XXI General Assembly, Boulder, USA, B116.
- Prévot, M., Derder, M.M., McWilliams, M., and Thompson, J. 1990. Intensity of the Earth's magnetic field: Evidence for a Mesozoic dipole low. *Earth Planet. Sci. Lett.* 97, 129-139.
- Prévot, M., and Perrin, M., 1992. Intensity of the Earth's magnetic field since Precambrian from Thellier-type paleointensity data and inferences on the thermal history of the core. *Geophys. J. Int.*, 108, 613-620.
- Quesada García, A., 1960. Falla de desgarre en el SW de la Península Ibérica. *Not. Com. Inst. Geol. Minero España* 58, 163-182.
- Rapaille, C., Marzoli, A., Bertrand, H., Féraud, G., Reisberg, L. and Fontignie, D., 2003. Geochemistry and 40 AR/AR age of the European part of the Central Atlantic Magmatic Province. *Geophysical Research Abstract*, Vol. 5, 11791.
- Schermerhorn, L. J. G., Priem, H. N. A., Boelrijk, N. A., Hebeda, E.H., Verdumen, E. A. Th., and 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. *Journal of Geology*, v. 86, p. 299-309.
- Schott, J. -J., Montigny, R., and 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 and Planetary Science Letters*, v. 53, p. 457-470.
- Sebai, A., Féraud, G., Bertrand, H. and Hanes, J., 1991. ⁴⁰Ar/³⁹Ar dating and geochemistry of tholeiitic magmatism related to the early opening of the central atlantic rift. *Earth Plan. Sci. Lett.* 104, 455-472.
- Silva, P.F., Miranda, J.M., Fonseca, P.E., Osete, M.L., Palencia, A. y Vegas, R., 2000. Estudio da AMS de mostrás do dique da Messejana. *Programas y resúmenes, II Asamblea Hispano portuguesa de Geodesia y Geofísica.*, 321-323.
- Stacey, F.D., 1967. The Koenigsberger ratio and the nature of thermoremanence in igneous rocks. *Earth and Planetary Science Letters*, 2, 67-68.
- Vandamme, D., 1994. A new method to determine paleosecular variation. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 85, 131-142.
- Vegas, R., Galindo, C. and Muñoz, M., 1997. K-Ar ages of the Plasencia (Messejana) dike and the early rifting in the western Iberian margin. *Vol. de Resúmenes, 2º Simp. sobre Márgenes Continentales Ibéricas Atlánticas. Univ. de Cádiz.* pp. 57-58.

CAPÍTULO 3: RESULTADOS PALEOMAGNÉTICOS DEL DIQUE DE FOUM ZGUID (MARRUECOS).

3.1: ANTECEDENTES: ESTUDIOS GEOCRONOLÓGICOS Y PALEOMAGNÉTICOS PREVIOS.

El dique de Foum Zguid es un dique de naturaleza basáltica y se encuentra situado en la región del Anti-Atlas, al Sur de Marruecos (*figura 3.1*). Esta región ha permanecido tectónicamente estable desde el fin de la orogenia Hercínica (Hailwood & Mitchell, 1971). El dique presenta una longitud de 200 Km, una anchura media de 150 m y orientación noreste elevándose unos 100 m de media respecto a las unidades que lo rodean. El dique de Foum Zguid atraviesa el plegamiento Hercínico - Precámbrico y los estratos paleozoicos del Anti-Atlas (Leblanc, 1973; Michard, 1976), y su origen está relacionado con la apertura del Atlántico Norte, al igual que el dique de Messejana-Plasencia.

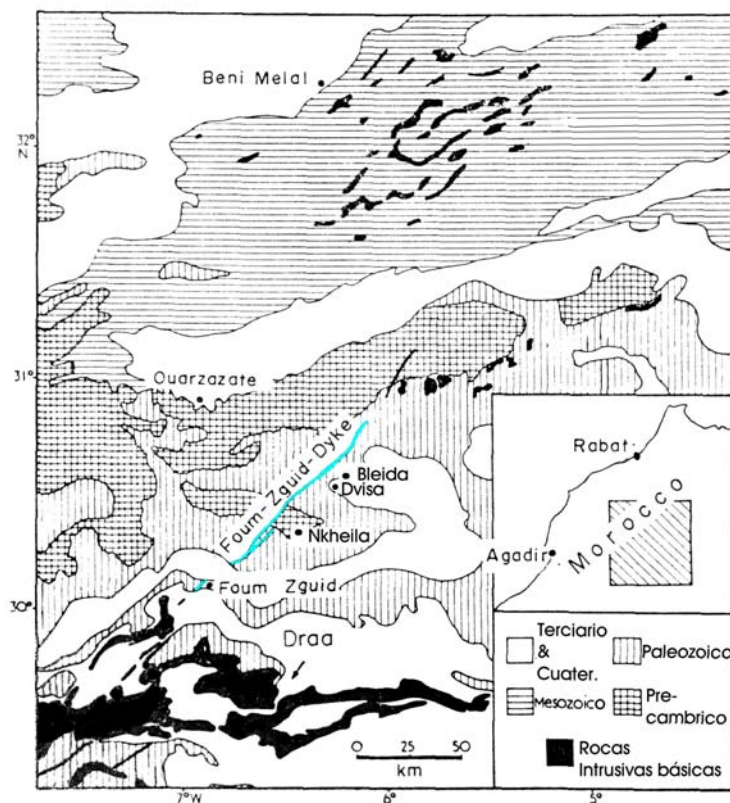


Figura 3.1: Esquema geológico de la zona del dique de Foum Zguid (en azul). Modificado de Hailwood & Mitchell (1971).

Existen dos dataciones radiométricas de K-Ar del dique de Foug Zguid: en la primera, Hailwood & Mitchell (1971) concluyeron que la edad del emplazamiento del dique de Foug Zguid estaba comprendida entre los 186 Ma y 191 Ma; en la segunda de las dataciones de K-Ar, Leblanc (1973) obtuvo edades comprendidas entre los 156 Ma y los 259 Ma. Estos estudios de k-Ar tienen grandes márgenes de error por lo que se aplicaron otros métodos radiométricos de datación con el fin de acotar la edad de emplazamiento del dique. Sebai et al. (1991) dataron el dique de Foug Zguid mediante el método de $^{40}\text{Ar} / ^{39}\text{Ar}$, obteniendo que la edad más probable de emplazamiento del dique es de 196.9 ± 1.8 Ma. En este mismo estudio los autores dataron por el mismo método el dique de Messejana-Plasencia y concluyeron que la edad más probable para el emplazamiento de ambos diques es de 200 Ma, concluyendo, además, que el emplazamiento se produjo en un breve periodo de tiempo.

El único estudio paleomagnético previo que se ha realizado en esta estructura fue llevado a cabo por Hailwood & Mitchell (1971). Estos autores estudiaron tan sólo 23 especímenes de 5 sitios de esta estructura, que fueron desimanadas por campos alternos decrecientes. Debido a la escasez numérica de los especímenes estudiados, el polo paleomagnético que obtuvieron en su estudio no alcanza el mínimo de calidad estadística exigida en la actualidad a los estudios paleomagnéticos.

3.2: OBJETIVOS Y ESTRATEGIA DE MUESTREO.

El estudio de esta estructura pretende por una parte aportar nuevos datos paleomagnéticos para la placa Africana y, por otra, comparar los resultados paleomagnéticos del dique de Foug Zguid con los del dique hispano-portugués y poder analizar la posición relativa de la placa Ibérica respecto la placa Africana en el periodo Jurásico.

El dique de Foug Zguid no es una estructura rectilínea, ni aflora continuamente. A lo largo de toda su extensión, la parte más masiva del dique aflora siguiendo una tendencia general SE-NW, y de ella nacen pequeñas ramificaciones. Se muestreó a lo largo de gran parte de la longitud del dique, tanto en la parte masiva como en distintas ramificaciones, con el objetivo de conocer si estas ramificaciones presentan distintas

direcciones paleomagnéticas que atiendan a distintas épocas de emplazamiento, o si no es así, poder concluir que la totalidad del dique estudiado intruyó en la misma época.

Para el presente estudio se han muestreado un total de 11 sitios distribuidos a lo largo del dique de Foug Zguid de los cuales se han obtenido 285 especímenes. En la *figura 3.2* se han representado en un mapa topográfico los sitios muestreados en este estudio.

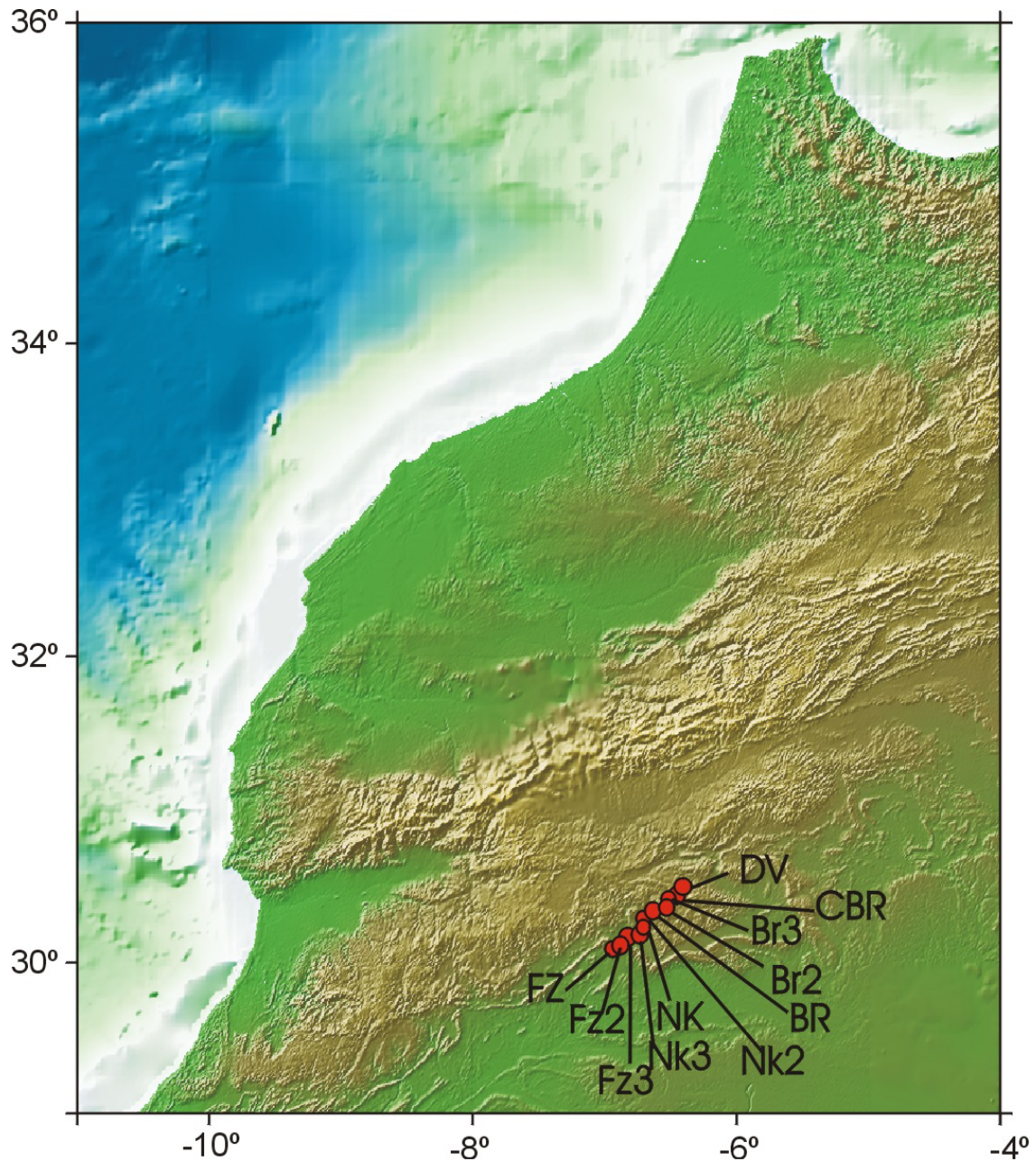


Figura 3.2: Mapa topográfico con la localización de los sitios del dique de Foug Zguid muestreados para el presente estudio (círculos rojos).

3.3: RESULTADOS PALEOMAGNÉTICOS

3.3.1: NRM Y SUSCEPTIBILIDAD INICIAL.

Las muestras de los afloramientos estudiados en el dique de Foug Zguid se midieron con un magnetómetro JR-5A, y la susceptibilidad con un Kappabridge KLY3 en el laboratorio de Paleomagnetismo del Dept. de Física de la Tierra, Astronomía y Astrofísica I de la Facultad de C. C. Físicas de la Universidad Complutense de Madrid.

La *tabla 3.1* muestra las posiciones (latitud y longitud) de los 11 sitios estudiados, así como las direcciones de la remanencia magnética natural (NRM) inicial de cada uno de ellos y los correspondientes parámetros estadísticos de error de dichas direcciones. Se indican también, los valores máximos y mínimos de las intensidades de la NRM inicial, así como los valores máximos y mínimos de la susceptibilidad magnética.

Tabla 3.1: Localizaciones, direcciones paleomagnéticas de la NRM inicial de los afloramientos. Intervalos de los valores máximos y mínimos de: Intensidad de la NRM inicial, susceptibilidad inicial (X_0).

sitio	n	Slat	Slong	Dec	Inc	k	α_{95}	Int. NRM ₀ (A/m)	X ₀ (S.I.)
FZ	30	30.1	-6.9	346.9	48.0	110.3	2.5	9 10 ⁻¹ -4 10 ⁻²	1 10 ⁻³ - 26 10 ⁻³
FZ2	25	30.1	-6.9	350.5	45.7	6.2	12.7	3 - 0.5 10 ⁻¹	9 10 ⁻⁴ -26 10 ⁻³
FZ3	28	30.1	-6.9	336.5	12.7	2.4	23.1	309 - 8 10 ⁻¹	9 10 ⁻³ - 30 10 ⁻³
NK3	20	30.2	-6.8	1.7	30.2	4.3	18.0	41- 2 10 ⁻¹	5 10 ⁻³ -19 10 ⁻³
NK	35	30.2	-6.7	322.2	68.5	1.9	25.8	73 - 1 10 ⁻¹	4 10 ⁻³ -30 10 ⁻³
NK2	32	30.2	-6.7	337.9	66.0	2.0	25.4	64 - 3 10 ⁻²	8 10 ⁻⁴ - 30 10 ⁻³
BR	26	30.4	-6.6	354.2	46.9	6.7	11.9	2 - 7 10 ⁻¹	12 10 ⁻³ -75 10 ⁻³
BR2	21	30.4	-6.6	261.0	39.4	1.5	45.7	342 - 40	24 10 ⁻³ -34 10 ⁻³
BR3	19	30.4	-6.6	355.1	42.2	87.3	3.6	2-1	19 10 ⁻³ - 33 10 ⁻³
CBR	29	30.4	-6.5	348.5	69.9	4.0	15.4	40- 2 10 ⁻¹	18 10 ⁻³ -100 10 ⁻³
DV	20	30.4	-6.5	353.3	41.4	4.7	16.9	2- 9 10 ⁻¹	19 10 ⁻³ - 31 10 ⁻³

n. Número de muestras; *Slat* y *Slong.* Longitud y Latitud de los afloramientos ; *Dec.* Declinación; *Inc.* Inclinación; *k* y α_{95} . Parámetros estadísticos de error al 95 % de confianza (Fisher, 1953). *Int. NRM₀.* Intensidad de la NRM inicial; *X₀.* Susceptibilidad inicial

Analizando dichas direcciones se puede observar que únicamente dos sitios (*FZ* y *BR3*), del total de los once estudiados, tienen direcciones de la NRM agrupadas ($\alpha_{95} < 10$), el resto de los sitios presentan direcciones de la NRM dispersas.

El rango de valores de la intensidad de la NRM de los sitios *FZ* y *DV* son los esperados para este tipo de materiales, pero los valores máximos que presentan las muestras del

resto de los sitios son anormalmente altos y pueden llegar a alcanzar los 342 A/m, como en un espécimen del afloramiento BR2. Estos valores de las intensidades de la NRM, junto con la dispersión en las direcciones de la NRM de dichos afloramientos, parecen indicar la adquisición de una imanación remanente isoterma causada por caída de rayos sobre el dique, aunque también pudiera deberse a otras causas.

En la figura 3.3 se ha representado la intensidad de la NRM inicial frente a la susceptibilidad de las muestras del dique de Foug Zguid (círculos azules). Se puede observar que hay un gran número de especímenes que tienen un índice de Koenigsberger $Q_n > 10$ (Stacey, 1967). Este nuevo dato indica, también, que la NRM de un gran número de especímenes probablemente se ha producido por fuertes descargas eléctricas (Dunlop et al., 1984). Las muestras que presentan índices de Koenigsberger $Q_n > 100$ se han rechazado en el estudio paleomagnético, ya que la NRM está dominada completamente por la remanencia magnética inducida por las fuertes descargas eléctricas que acompañan a la caída de rayos. Las muestras que presentaron $Q_n < 100$ fueron sometidas a la desimanación progresiva de la NRM, pues, en estos casos se espera que la reimanación producida por las descargas eléctricas sea parcial, y tras un proceso de desimanación adecuado se puede aislar la componente original.

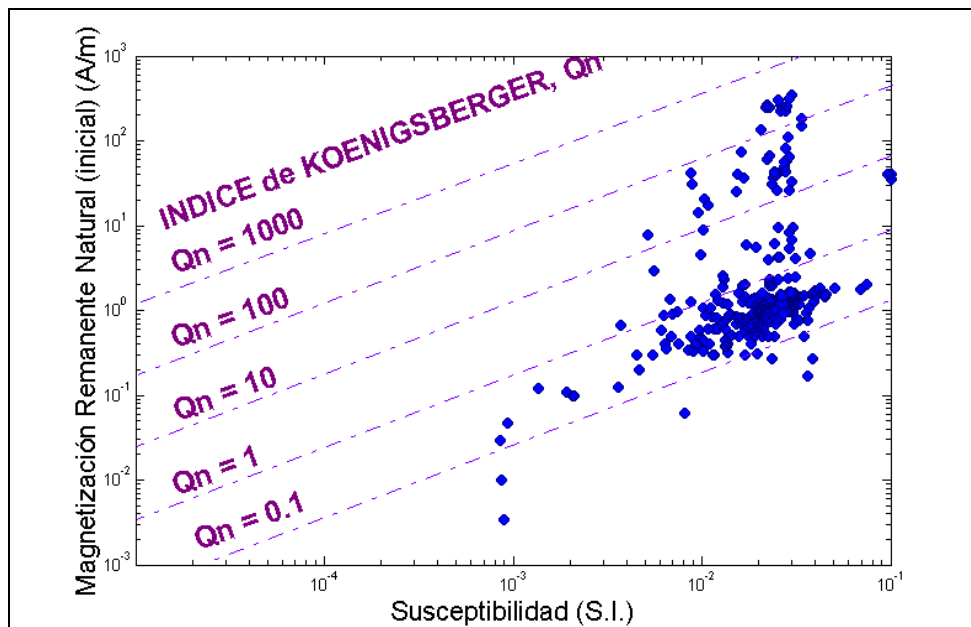


Figura 3.3: Susceptibilidad frente a Intensidad de la NRM inicial para muestras del dique de Foug Zguid (círculos azules), junto a su índice de Koenigsberger ($Q_n = NRM / \chi * H = 4 * \pi * NRM / \chi * 500$; siendo NRM. Intensidad de la imanación remanente natural; χ . Susceptibilidad inicial; H. campo magnético terrestre).

El hecho de que el dique de Foum Zguid tenga un relieve positivo (se ha erosionado menos que las unidades que lo rodean) y una susceptibilidad magnética alta, crea un efecto de “antena”, por lo que existe una gran probabilidad de que esta estructura atraiga a los rayos. En el caso del dique de Messejana-Plasencia la situación es diferente: el dique no presenta relieve positivo, por lo que el efecto de “antena” disminuye notablemente.

A pesar de la dispersión inicial en las direcciones de la NRM, el proceso de desimación al que han sido sometidas las muestras ha permitido aislar correctamente las direcciones de la ChRM de todos los sitios estudiados. En el histograma de la *figura 3.4*, se puede observar que la dispersión de las direcciones de la NRM es mucho mayor que el de la ChRM, lo cual indica que el proceso de desimación ha sido eficaz y ha permitido eliminar la IRM inducida por la caída de rayos.

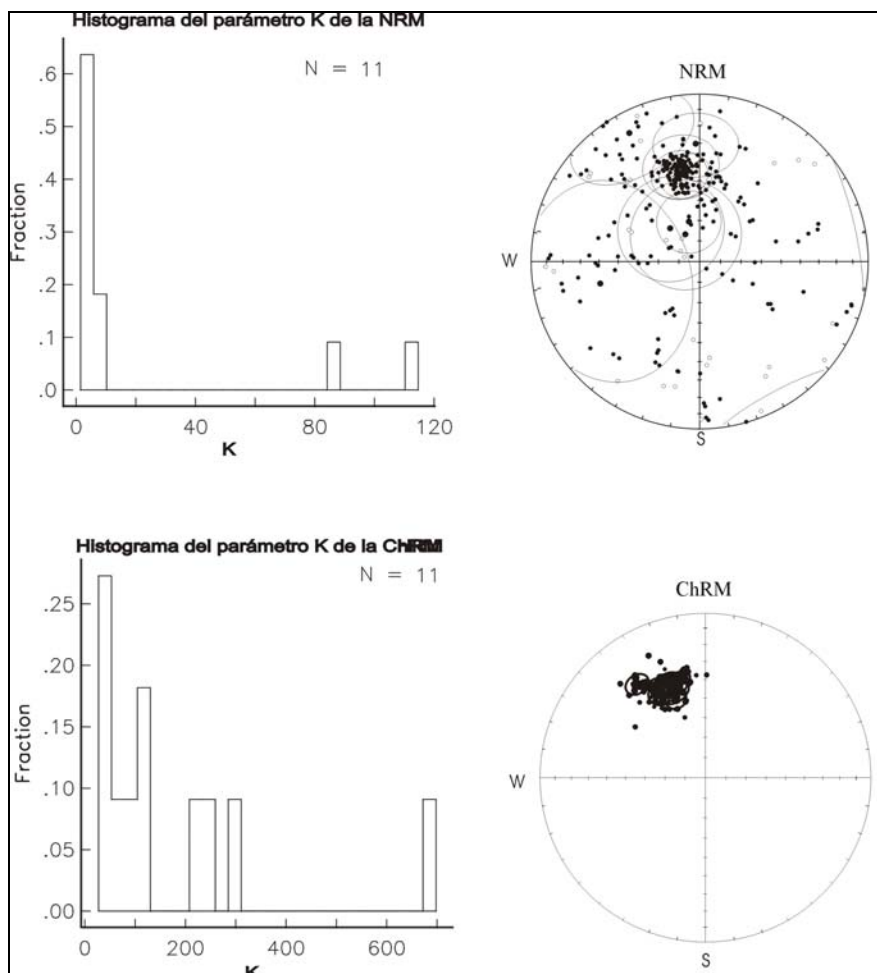


Figura 3.4: Histograma del parámetro de precisión k de las direcciones de la NRM (arriba) y de la ChRM (abajo) de los sitios estudiados en el dique de Foum Zguid. Proyecciones de igual área de las direcciones de las muestras agrupadas por sitios, y sus α_{95} , antes de ser desimadas (NRM) y después (ChRM).

3.3.2: ANÁLISIS DE LAS MUESTRAS PILOTO Y DESIMANACIÓN SISTEMÁTICA DEL RESTO DE LAS MUESTRAS.

Se han desimanado detalladamente de dos a cuatro muestras piloto por afloramiento, por desimanación térmica y por campos alternos decrecientes (AF). Los pasos de calentamiento en el proceso de desimanación térmica de las muestras piloto fueron: 150°C, 200°C, 250°C, 300°C, 400°C, 450°C, 500°C, 525°C, 550°C, 575°C, 600°C y 625°C. Tras cada paso de calentamiento en el proceso de desimanación térmica se midió la susceptibilidad magnética de las muestras para controlar la posible creación de minerales magnéticos. En el proceso de desimanación por AF los pasos aplicados a las muestras fueron: 2 mT, 5 mT, 8 mT, 10 mT, 12 mT, 15 mT, 20 mT, 25 mT, 30 mT, 45 mT, 60 mT, 80 mT y por último 100 mT. Del análisis de la desimanación de las muestras piloto se deduce que, en general, el proceso de desimanación por campos alternos decrecientes es más eficaz para identificar las distintas componentes magnéticas de las muestras que el proceso de desimanación térmica, por lo que el resto de las muestras fueron desimanadas por AF. El proceso de desimanación por AF se realizó particularizando los pasos de campos alternos decrecientes para cada espécimen de roca, teniendo en cuenta las características particulares de la reimanación existente en ellas, y utilizando en cualquier caso un número mínimo de 10 pasos de desimanación.

Tras el tratamiento de laboratorio se han observado distintos comportamientos magnéticos que se pueden resumir como:

a) Muestras que presentan una única componente magnética (además de una componente viscosa inicial, común en todo tipo de muestras):

Esta componente se consigue aislar entre 10-20 mT y 35-55 mT en los especímenes desimanados por campos alternos decrecientes y entre 300-400°C y 600°C en los desimanados térmicamente, *figura 3.5 (a)*.

b) Muestras que tienen dos componentes magnéticas con distinto grado de solapamiento entre ellas:

b1) Muestras con dos componentes no solapadas, *figura 3.5 (b)*:

La componente de baja coercitividad se aísla entre 5 mT y 10-20 mT y no presenta consistencia direccional en un mismo afloramiento por lo que probablemente sea debida a alteración hidrotermal en unos casos o a una IRM producida por la caída de rayos en otros. Esta componente no se tendrá en cuenta en cálculos posteriores. La componente de alta coercitividad se aísla entre (10-20) mT y los (35-55) mT y ha sido considerada la ChRM.

b2) Dos componentes poco solapadas, *figura 3.6 (a)*:

En este caso las dos componentes solapan un poco sus direcciones entre 15 mT y 25 mT, y la ChRM se aísla entre 25 mT y 55 mT. Aunque exista un pequeño solapamiento de direcciones se pudieron aislar segmentos rectilíneos en el diagrama de Zijderveld y el cálculo de la ChRM se pudo realizar sin problemas por medio del análisis de la componente principal (PCA, Kirschvink, 1980).

b3) Dos componentes muy solapadas, *figura 3.6 (b)*:

En este grupo se incluyen las muestras que presentaron dos componentes muy solapadas. En estos casos, las trayectorias describen un círculo máximo en una proyección de igual área. Debido al hecho de que una de las componentes (la de baja coercitividad asociada a la caída de rayos) presenta una importante dispersión, el método adecuado para analizar los datos es el de los “círculos de reimanación” (GCA, Halls, 1976).

En resumen, se puede decir que dependiendo del grado de solapamiento de las componentes existentes en las muestras, el cálculo de las direcciones de la ChRM se realiza :

- (i) por análisis de la componente principal (PCA, Kirschvink, 1980) para muestras con componentes poco o nada solapadas; o
- (ii) por análisis de círculos máximos (GCA) de reimanación (Halls, 1976), para componentes muy solapadas o
- (iii) combinando ambos métodos cuando en un sitio se presentan muestras con componentes de distintos grado de solapamiento (McFadden & McElhinny, 1988).

En las muestras que presentan dos componentes magnéticas la de mayor coercitividad se ha considerado la ChRM. Tras el proceso de desimanación y el posterior cálculo de las direcciones de la ChRM disminuyó apreciablemente la dispersión de las direcciones de la NRM inicial de todos los sitios (*figuras 3.5 (c) y 3.5 (d), 3.6 (c) y 3.6 (d)*).

Agrupando los comportamientos citados anteriormente por sitios:

- En los sitios **FZ** y **FZ2** se observan muestras que presentan una componente magnética o dos componentes magnéticas poco o nada solapadas.
- En el sitio **CBR** se observan muestras que tienen dos componentes magnéticas muy solapadas. En este caso la ChRM se calculó siempre mediante círculos de reimanación.
- En el resto de los sitios coexisten muestras que presentan los tres tipos de comportamientos descritos anteriormente por lo que se ha de utilizar la combinación de técnicas (PCA y GCA) para aislar la componente característica.

Atendiendo a los diagramas de intensidad se puede señalar que:

- El campo destructor medio de las rocas del dique de Foum Zguid está comprendido entre 5 mT y 20 mT, como se puede observar en la *tabla 3.II* (apartado 3.5).
- Las muestras pierden del 40% al 80% de la imanación de la NRM al alcanzar 450°C. La imanación que permanece en las muestras tras alcanzar los 450°C se pierde al alcanzar los 575°C-600°C, temperatura en la que prácticamente quedan desimanadas.

Estas caídas en la intensidad de la imanación pueden reflejar distintos grados de alteración de los minerales magnéticos de las muestras, presencia de y/o titanomaghemitas y/o distintos grados de contenido en titanio de las titanomagnetitas presentes en ellas.

En las páginas siguientes se muestran los diagramas de Zijdeveld y las gráficas de caída de la intensidad durante la desimanación de muestras representativas de cada uno de los comportamientos descritos anteriormente. Así mismo, se representan los diagramas de igual área de la NRM y de la ChRM de los sitios a los que pertenecen (*figuras 3.5, 3.6*).

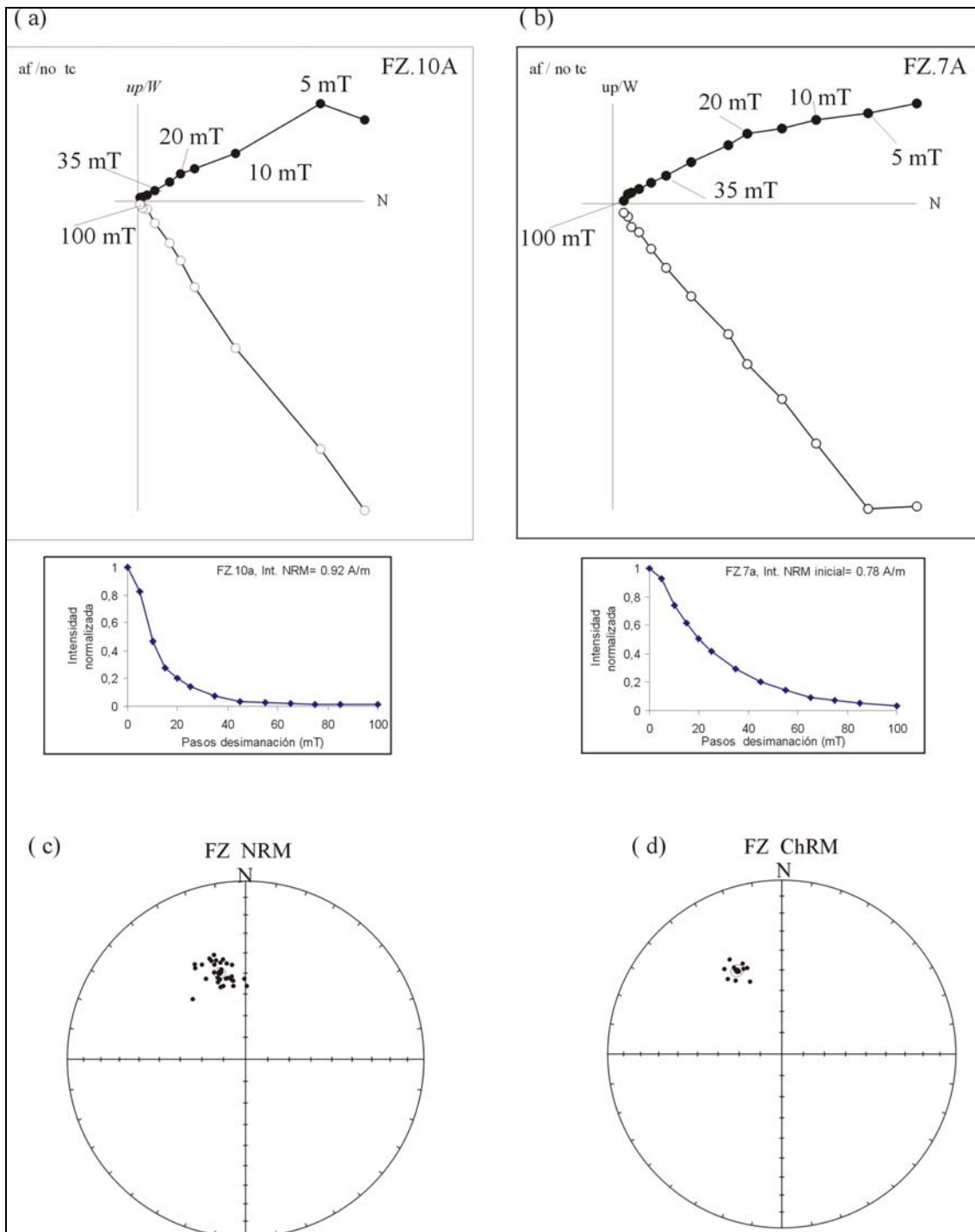


Figura 3.5: Arriba: Diagramas de Zijderveld y caídas de las intensidades correspondientes a las desimanaciones por AF de dos muestras representativas del afloramiento FZ con: una componente magnética (a), y dos componentes magnéticas (b). Abajo: Diagramas de igual área de las direcciones de la NRM (c) y de la ChRM (d).

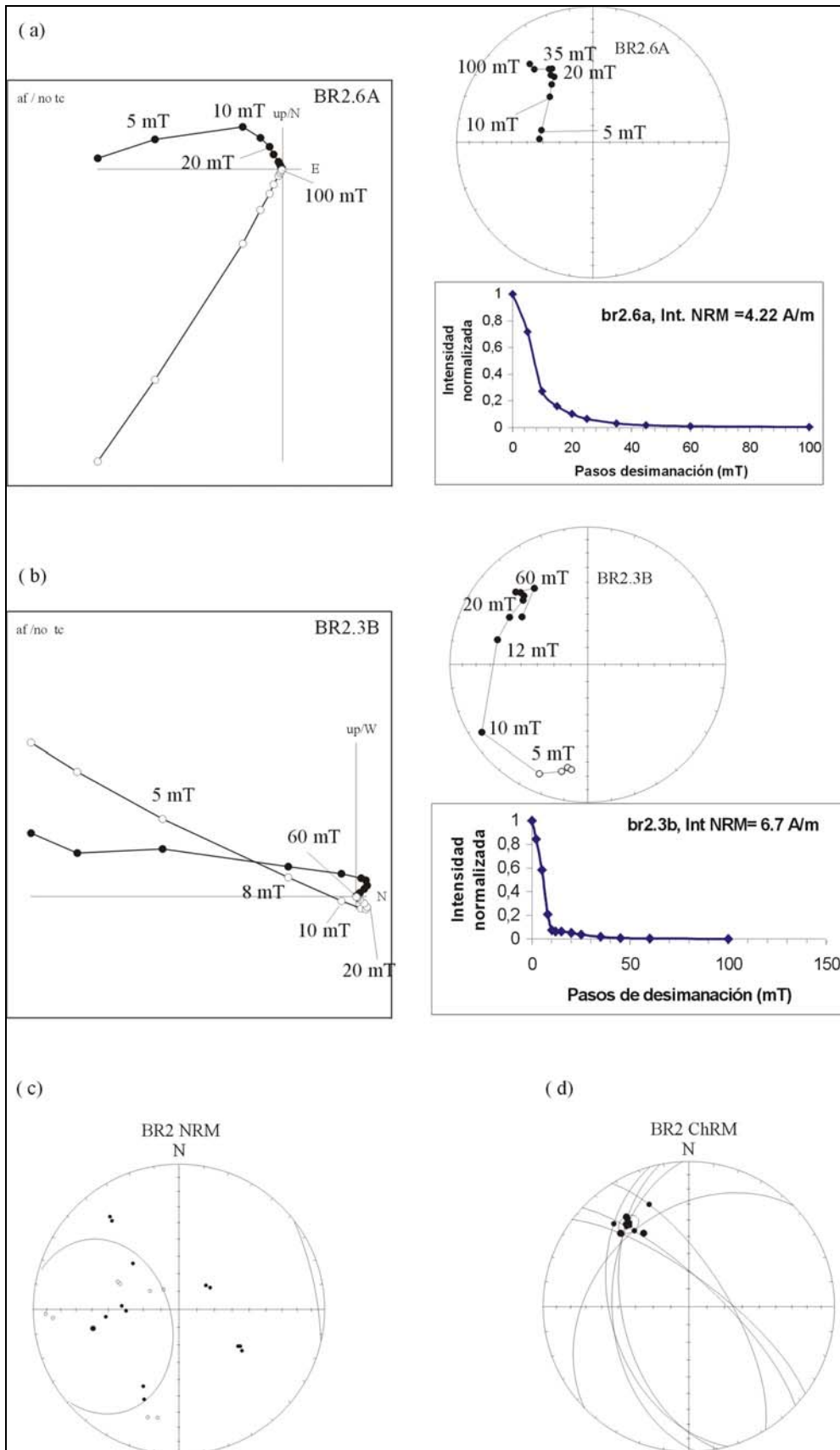


Figura 3.6: Arriba/Centro: Diagramas de Zijderveld, caídas de las intensidades y diagramas de igual área correspondientes a la desimanación de: muestra con dos componentes poco solapadas (a); muestra que tiene dos componentes magnéticas muy solapadas (b). Abajo: Diagramas de igual área de las direcciones de la NRM (c) y de la ChRM (d).

3.4: ADQUISICIÓN GRADUAL DE IRM Y DESIMANACIÓN TÉRMICA DE LA IRM. CICLOS DE HISTÉRESIS.

En la gráfica de la *figura 3.7* se ha representado la intensidad de la remanencia magnética natural inicial (NRM) frente a la imanación de saturación (IRMs) de algunas muestras del Dique de Foug Zguid (círculos azules), y muestras del Dique de Messejana-Plasencia (estrellas rosas) que son representativas de los distintos tipos de remanencia que pueden adquirir las rocas. Las muestras que han adquirido su NRM por termorremanencia presentan índices REM $< 10\%$, mientras que la muestra representativa de una remanencia debida a una IRM por la caída de rayos tienen un índice REM $> 10\%$. La muestra cercana a la encajante del dique tiene un índice REM muy bajo que probablemente este indicando diferencias de su composición química respecto a las muestras de la parte central del dique.

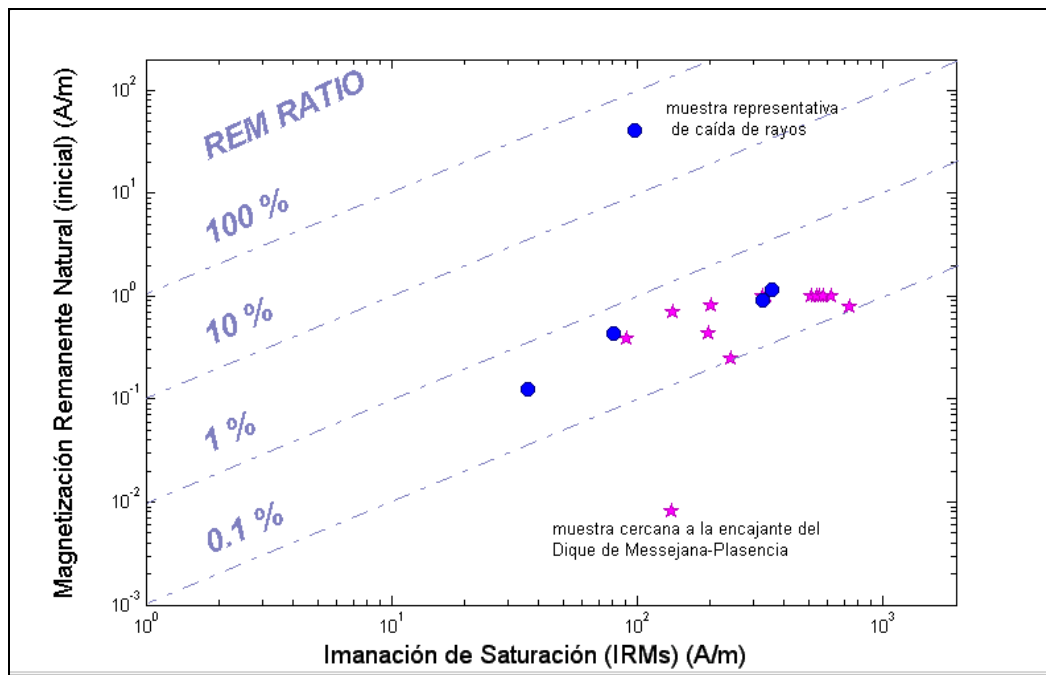


Figura 3.7: NRM frente a IRMs para muestras de los Diques de Foug Zguid (círculos azules) y Messejana-Plasencia (estrellas rosas). Índice REM = NRM/IRMs.

En algunas muestras del dique se realizaron experimentos de adquisición gradual de IRM junto con la desimanación térmica de IRM en tres ejes ortogonales, a los que se les sometió a campos de 0.12 T, 0.4 T y 2 T, respectivamente (Lowrie, 1990). Estos experimentos indican la presencia de distintas fases:

- Las muestras aparentemente más frescas se saturan a campos muy bajos (0.1 mT) y quedan completamente desimanas a 575-600°C, esto apunta con mucha probabilidad la presencia de titanomagnetitas con poco contenido en titanio y magnetitas. Un ejemplo de este caso es la muestra fz3.10a de la figura 3.8.

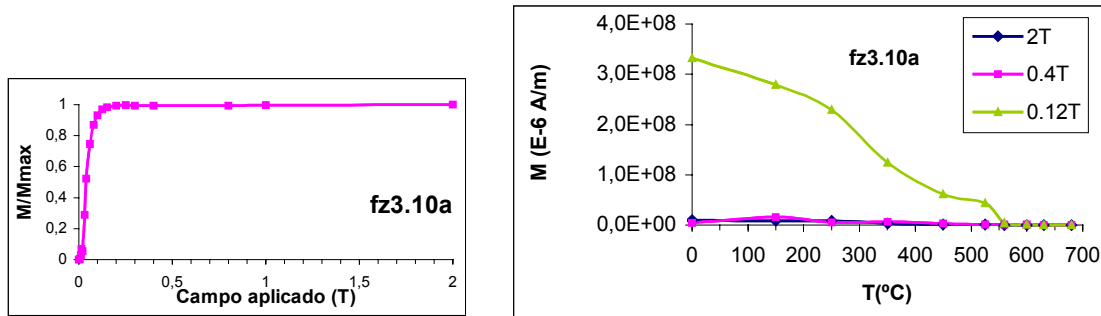


Figura 3.8: Adquisición gradual de IRM y desimación térmica en tres ejes ortogonales de la IRM

- La muestras más alteradas se saturan a campos mayores (0.3 mT) y se observa, además de minerales de baja coercitividad (titanomagnetitas y magnetitas), la presencia de minerales de media y alta coercitividad. Las temperaturas de desbloqueo máximas de las componentes de media y alta coercitividad don de 350°C y 675°C. Esto indica la presencia adicional de titanohematites y/o titanomaghemitas, que pueden estar asociados a alteraciones químicas. Pese a ello, las titanomagnetitas y magnetitas son los minerales magnéticos responsables de gran parte de la información magnética de las muestras (figura 3.9).

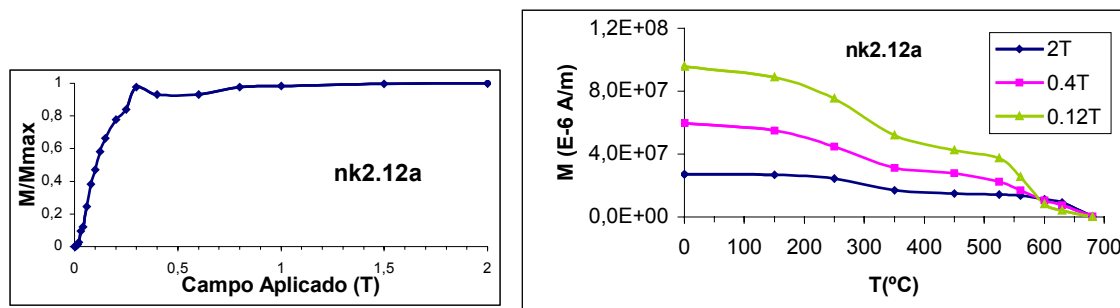


Figura 3.9: Adquisición gradual de IRM y desimación térmica en tres ejes ortogonales de la IRM

Se realizaron ciclos de histéresis en muestras representativas de cada uno de los sitios estudiados. Los ciclos de histeresis se midieron en un Coercitivity meter a temperatura ambiente y hasta un campo máximo de 0.5 T. Se determinó la magnetización remanente de saturación J_{rs} , la magnetización de saturación J_s , la fuerza coercitiva de la remanencia H_{cr} y la fuerza coercitiva H_c . Los resultados obtenidos indican que la mayoría de los ciclos obtenidos son simétricos y cerrados. No se ha observado contribución importante de minerales paramagnéticos por lo que no fue necesario corregir los ciclos por esta contribución. Ejemplos de ciclos de histéresis representativos se presentan en las *figuras 3.10 (a) y 3.10 (b)*.

En las muestras estudiadas los minerales portadores de la remanencia alcanzan la saturación en campos inferiores a 0.3 T, lo que de nuevo sugiere que sean titanomagnetitas de bajo contenido en titanio o titanomaghemitas, así como magnetita prácticamente pura los minerales portadores de la magnetización. Los parámetros de histéresis de las muestras del dique se han representado en la *figura 3.11* en el diagrama de Day (Day et al., 1977) comparandose con las tendencias teóricas descritas por Dunlop (2002) para una combinación de granos SD y MD (o SD y SP) de magnetita, y de titanomagnetita (TM) con un 60 % de contenido en titanio (TM60). Análogamente a lo que ocurría en el dique ibérico, los minerales presentes en el marroquí se ajustan bastante bien a la curva teórica de granos SD y MD de magnetita.

Estos datos están en acuerdo con otro estudio paralelo de anisotropía y propiedades magnéticas realizado en las mismas muestras de este estudio por Silva et al. (2004).

En resumen, todos los experimentos de magnetismo de rocas (desimanación de la NRM, experimentos de IRM, ciclos de histéresis, etc.) realizados en las muestras del dique de Foum Zguid confirman una concentración significativa de minerales magnéticos (que en la mayoría de los casos son titanomagnetitas de bajo contenido en titanio y magnetita y en algunos casos coexisten con titanomaghemitas o titanohematites).

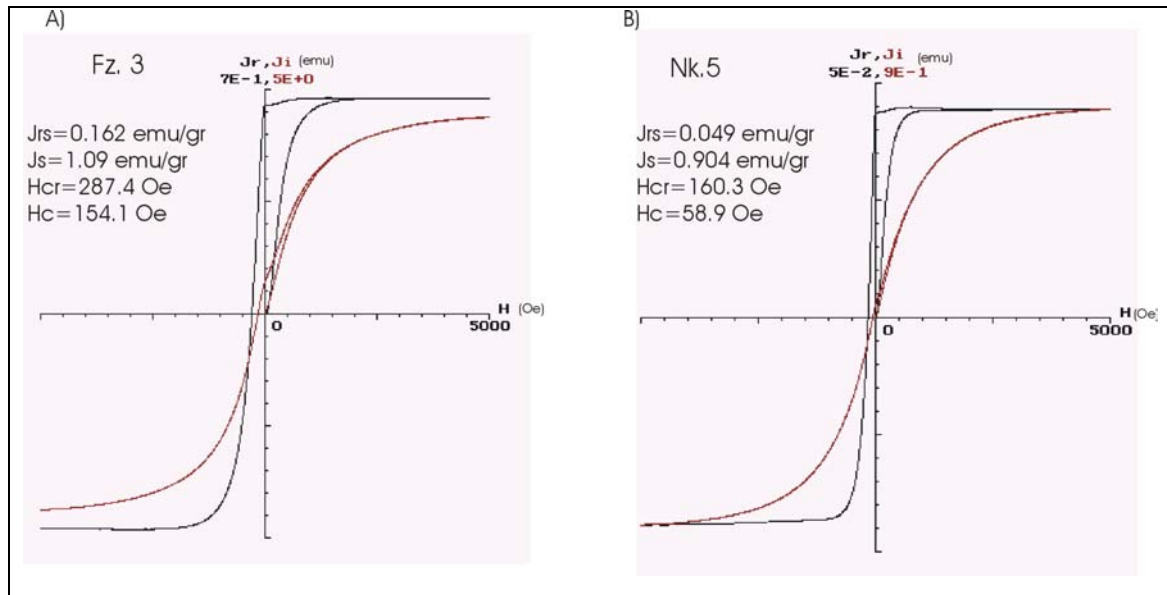


Figura 3.10: Ejemplos de ciclos de histéresis (en negro la magnetización remanente y en rojo la inducida) de muestras representativas del dique de Foun Zguid con titanomagnetitas de bajo contenido en Ti: (A): del afloramiento FZ; (B): del afloramiento FZ.

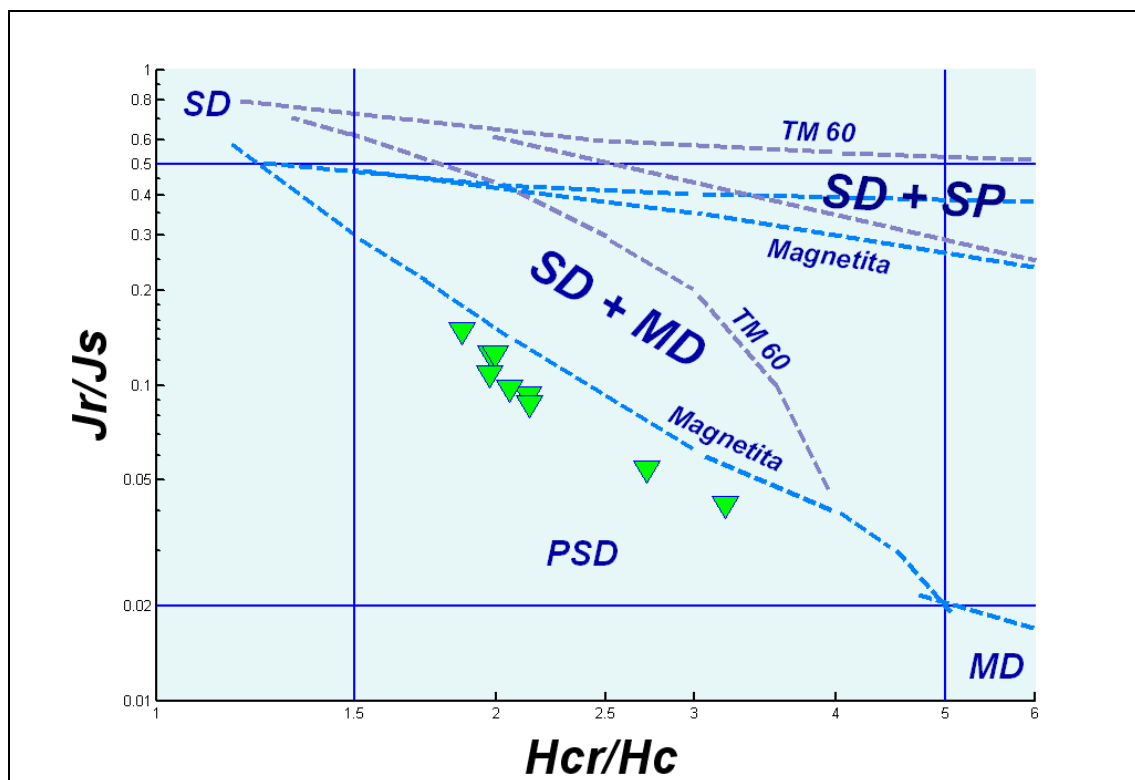


Figura 3.11: Diagrama de Day (Day et al., 1977) de muestras representativas del dique de Foun Zguid (triángulos verdes), comparado los resultados con las curvas teóricas (Dunlop, 2002) de la magnetita y la titanomagnetita TM60 para mezclas de granos SD+MD y SD+SP. SD: monodominio; PSD: pseudo-monodominio; MD: multidominio; SP: superparamagnético; Jr: magnetización de la remanencia; Js: magnetización de saturación; Hcr: coercitividad de la remanencia; Hc: coercitividad.

3.5: CÁLCULO DE LAS DIRECCIONES PALEOMAGNÉTICAS.

Todos los sitios estudiados presentan un gran agrupamiento de las direcciones de la ChRM, con α_{95} menores de 10° y en todos los sitios la polaridad del paleocampo es normal (*figura 3.12 y tabla 3.II*).

El muestreo se realizó en distintas ramificaciones del dique y las direcciones paleomagnéticas de las ChRM son indistinguibles e independientes del lugar de muestreo (a excepción del sitio BR2) lo que indica que el dique, en su mayoría, emplazó en un breve periodo de tiempo.

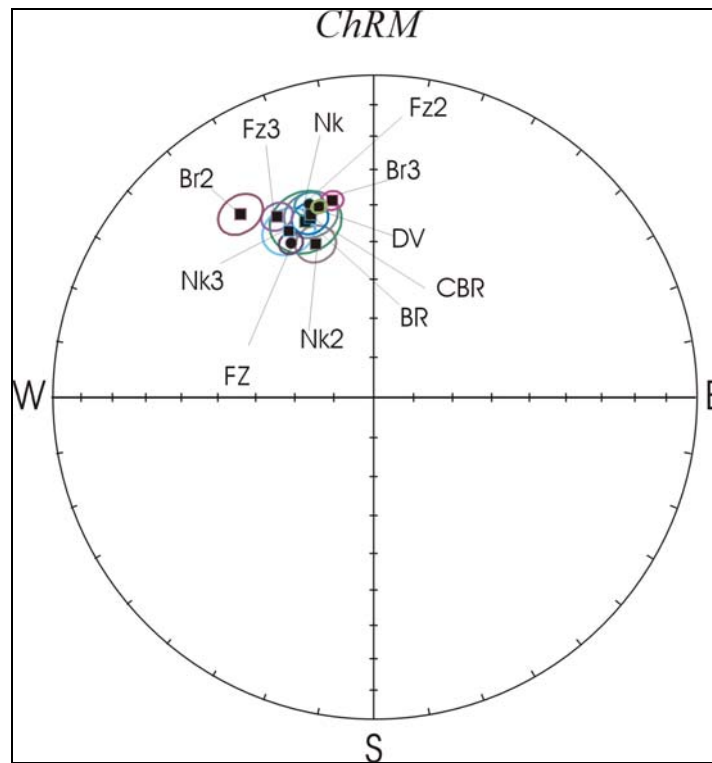


Figura 3.12: Diagrama de igual área de las direcciones medias de la ChRM de los sitios estudiados en el dique y sus correspondiente α_{95} .

En la *tabla 3.II* se resumen los polos virtuales (VGPs) calculados para cada afloramiento, el polo paleomagnético virtual (VGP) para el dique de Foum Zguid y los parámetros estadísticos de error para cada uno de los valores calculados. El valor de paleopolo calculado a partir de los VGPs obtenidos en cada uno de los sitios estudiados está bien definido y presenta un valor de A_{95} pequeño y una distribución fisheriana (*figura 3.13*).

Tabla 3 II: Posición de los afloramientos, direcciones medias de la ChRM de los afloramientos estudiados y parámetros estadísticos de error. Direcciones de los polos geomagnéticos virtuales de los distintos afloramientos, parámetros de error y polo paleomagnético.

Sitio	Slat	Slon	n PCA/GCA	Dec	Inc	k	α_{95}	C.D.M. (mT)	Plat	Plong	dm	dp	palat
FZ	30.1	-6.9	11 / 0	331.8	44.8	256.5	2.9	8.0-20.0	65.0	261.6	3.7	2.3	26.4
FZ2	30.1	-6.9	10 / 0	341.5	36.9	211.1	3.3	5.0-20.0	70.8	237.6	3.9	2.3	20.6
FZ3	30.1	-6.9	10 / 1	331.8	36.5	130.2	3.7	5.0-13.0	62.8	248.6	4.3	2.5	20.3
NK	30.2	-6.8	7 / 3	338.8	41.1	27.8	8.4	5.0-10.0	70.0	249.0	10.2	6.2	23.6
NK2	30.2	-6.7	4 / 5	339.3	47.8	90.7	4.9	5.0-12.0	72.0	264.3	6.4	4.2	28.9
NK3	30.2	-6.7	6 / 6	332.9	41.6	41.2	6.3	5.0-20.0	65.1	255.2	7.7	4.7	23.9
BR	30.4	-6.6	5 / 5	340.4	40.7	106.0	4.3	8.0-12.0	71.2	246.0	5.2	3.2	23.3
BR2	30.4	-6.6	4 / 7	323.9	30.3	69.8	5.3	5.0-15.0	54.2	248.6	5.9	3.3	16.3
BR3	30.4	-6.6	6 / 4	348.1	37.6	289.9	2.6	5.0-15.0	75.8	225.2	3.1	1.8	21.1
CBR	30.4	-6.5	0 / 10	341.0	39.8	51.0	6.2	5.0-10.0	71.3	243.3	7.4	4.5	22.6
DV	30.4	-6.5	8 / 1	344.0	38.4	672.2	1.8	5.0-10.0	73.2	235.7	2.1	1.3	21.6

Total	Slat	Slon	N	Dec.	Inc.	k	α_{95}	Plat	Plong	K	A ₉₅	palat	Fish
Media	30.3	-6.7	11	337.4	39.8	132.4	4.0	68.6	248.0	127.6	4.1	22.6	Si

Slat/Slon: Latitud y Longitud del sitio; **(PCA/GCA)** : Número de muestras a las que se ha aplicado PCA o GCA ; **Dec.:** Declinación; **Inc:** Inclinación; **k** y **α_{95} :** Parámetros estadísticos de error al 95% de confianza (Fisher, 1953) de las direcciones; **C.D.M. :** Campo destructor medio en militeslas; **Plat:** Latitud del polo; **Plong:** Longitud del polo; **dm** y **dp:** Semiejes del elipsoide de confianza al 95% alrededor del polo; **palat:** Paleolatitud del polo; **N:** Número sitios; **K** y **A₉₅:** parámetros estadísticos de error al 95% de confianza (Fisher, 1953) del polo paleomagnético; **Fish:** Test de distribución Fisheriana.

Como ya se ha mencionado, Hailwood & Mitchell (1971) calcularon un polo para el dique de Foug Zguid que tiene valores: Plat= 58.0° N, Plong= 281.0° E y A₉₅= 4°. Este polo fue calculado con sólo 23 especímenes de 5 sitios distintos que fueron desimanadas por AF y sus direcciones se aislaron entre 7.5 y 30 mT. La escasez de muestras y sitios investigados, así como el hecho de que las muestras no se desimanaran totalmente, hace que este polo no sea representativo de la totalidad del dique, no obstante los valores no difieren mucho de los obtenidos en este estudio. El polo obtenido en este trabajo cumple con los criterios de calidad más rigurosos. Por tanto puede considerarse un polo representativo de la Placa Africana.

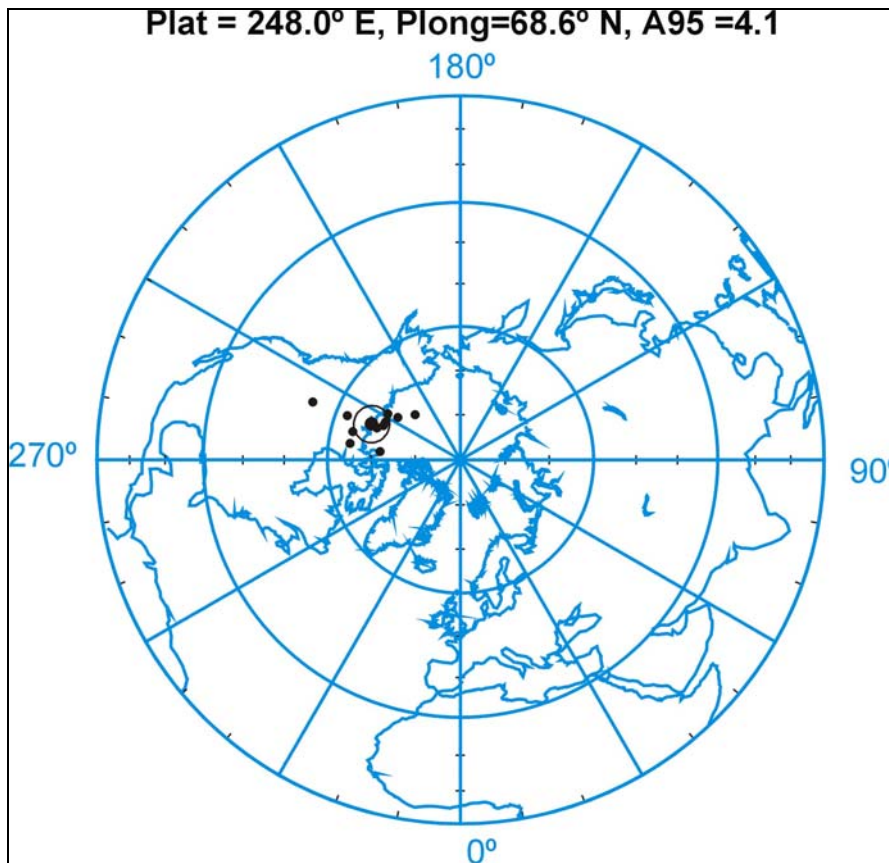


Figura 3.13: VGPs de los sitios estudiados y Paleopolo para el dique de Foug Zguid con su parámetro de dispersión A_{95} .

3.6: COMPARACIÓN DE LOS POLOS PALEOMAGNÉTICOS DEL DIQUE DE FOUM ZGUID CON OTROS POLOS DE EDAD SIMILAR.

Se ha comparado el polo obtenido en este estudio con los polos para la Placa Africana de edades similares a la del dique de Foug Zguid. Besse & Courtillot (2002) hicieron un estudio de recopilación polos paleomagnéticos de “buena calidad” para dicha placa (al menos 6 sitios y 36 muestras por polo; A_{95} menor de 15° ; correcto proceso de desmagnetización; dataciones de los sitios estudiados con errores menores de 15 Ma y comprobación de ausencia de remagnetizaciones), que se resumen en la *tabla 3.III*.

En la *figura 3.14* se representan en una proyección de igual área los polos de la *tabla 3.III*. Con círculos negros se representan los polos del noroeste de la placa Africana y sus correspondientes A_{95} , y con cuadrados rojos los polos para el Sur de la placa y sus A_{95} .

Tabla 3.III: Recopilación de polos paleomagnéticos para la placa Africana de Besse & Courtillot (2002) y polo obtenido en este estudio.

Sitio	N	Slong	Slat	Plat	Plong	K	A ₉₅	edad (Ma.)	Ref
Zimbabwe (S.A.) Makete	6	-21.8	31.2	58.6	259.7	65.8	8.3	173±8	1
Lebombo (S.A.)	22	-24	31.7	66	279	24	8	178±10	2
Lesotho (S.A.)	47	-29.3	28.6	71.6	273.5	33	3.7	180±10	3
Liberia (N.A.)	25	6.5	349.5	68.5	242.4	31	5.3	185±5	4
Zimbabwe (S.A.) Marangudzi	8	-22.1	30.7	70.2	285.1	39.9	8.9	186±6	5
Marruecos (N.A.) Draa	16	29.5	353.5	65.5	230.5	121	3.5	187±6	6
Zimbabwe(S.A.) Karoo	10	-24	31	65.4	255.1	16.4	12.3	193±10	7
Marruecos (N.A.) Foum Zguid	11	30.3	353.3	68.6	248.0	127.6	4.1	197±2	8

(S.A.) / (N.A.) : Sur / Norte de África; **N:** Número de sitios; **Slat** y **Slong:** Latitud y Longitud del sitio; **Plat** y **Plong:** Latitud y Longitud del polo; **K, A₉₅:** Parámetros estadísticos de error.

Ref: Referencias: 1 Brock (1968) (cálculo con datos de Gough et al., 1964); 2 Henthorn (1981); 3 Kostrov & Perrin (1996); 4 Dalrymple et al. (1975); 5 Brock (1968); 6 Hailwood & Mitchell (1971); 7 McElhinny & Jones (1965); 8 Este estudio.

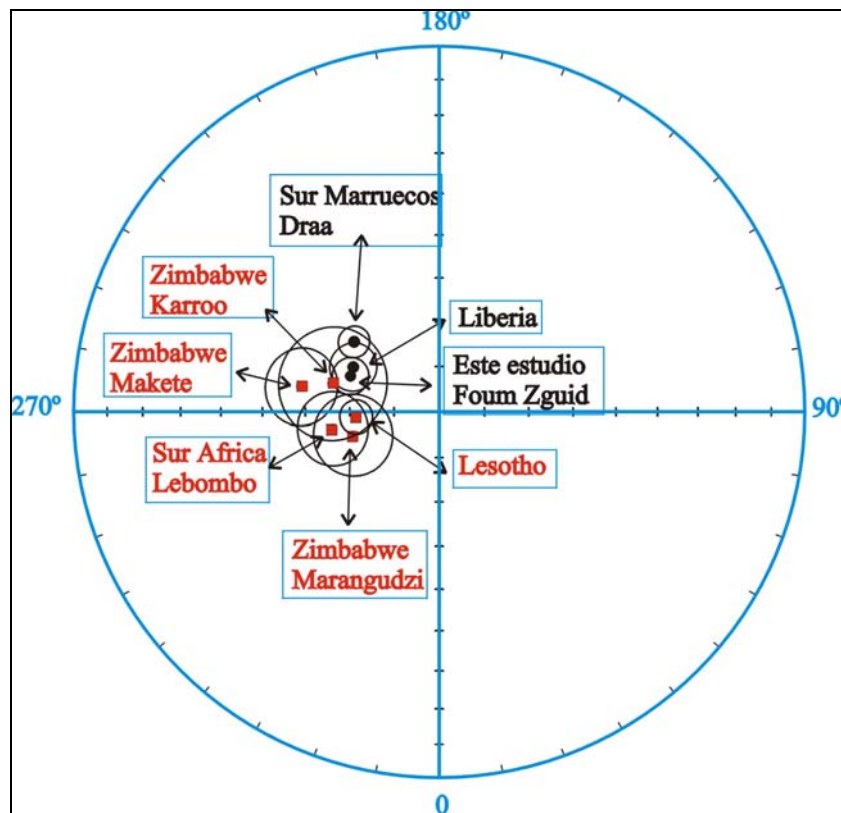


Figura 3.14: Representación de igual área de los polos con sus correspondientes A₉₅ de la Tabla 3.III. En rojo se representan los polos calculados en sitios localizados en el Sur de la placa Africana y en negro los del Norte.

Atendiendo a estos datos se puede observar que el Polo calculado en este estudio para el dique de Foug Zguid tiene un valor muy próximo a los ya existentes para el noroeste de la Placa Africana.

Se ha sugerido recientemente que la placa Africana no se comporta de un modo rígido y por tanto este comportamiento quedaría reflejado en diferencias angulares entre los polos del Sur de África y los del noroeste (Kosterov & Perrin, 1996). En la *figura 3.15* se pueden apreciar estas diferencias angulares, que no pueden, en principio, estar atribuidas a diferencias en sus edades.

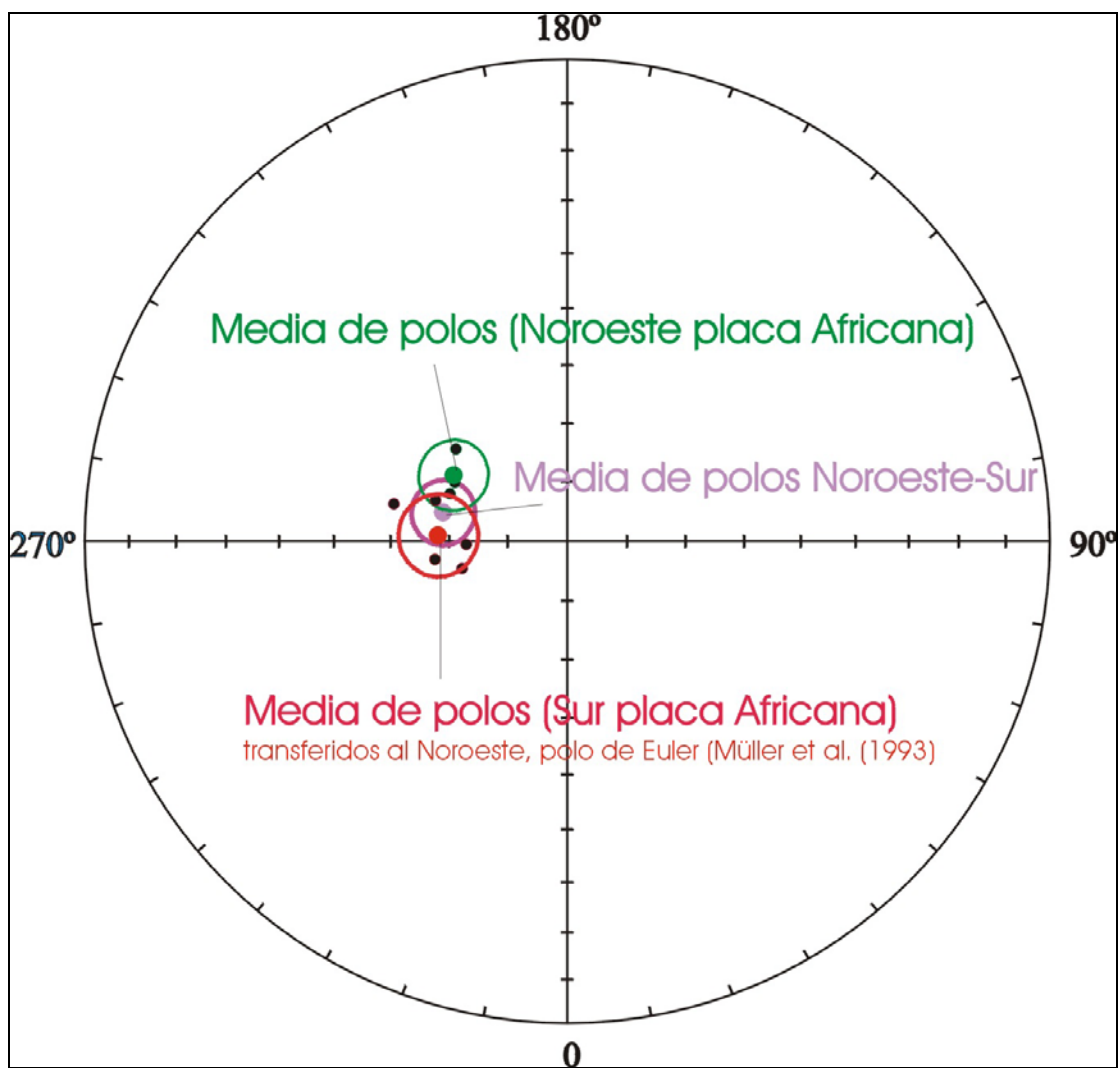


Figura 3.15: Polos paleomagnéticos para la placa Africana de la tabla 3.III separados en dos grupos: en verde los polos paleomagnéticos calculados en el noroeste, junto con su media y A_{95} , en rojo los pertenecientes al Sur junto con su media y A_{95} (transferidos al Norte el polo de Euler de Müller et al., 1993) y en color morado la media de todos.

La distancia angular existente entre la media de los polos del Sur de África de la *tabla3.III* (Plong = 269.2°, Plat = 66.8°, A₉₅= 6.8°) y la media de los del Noroeste (Plong= 239.9°, Plat=67.7° A₉₅= 5.9°) es de 11.3°. Además, la diferencia principal entre estas medias de polos paleomagnéticos está en su posición en longitud, ya que su posición en latitud es coincidente.

Si se transfieren los polos del Sur de la placa de África al noroeste (NW) utilizando el polo de Euler de Müller et al. (1993) que está definido por la anomalía M10 de 130 Ma, las diferencias angulares disminuyen ligeramente pasando a ser de 10.3°. A pesar de esta ligera disminución, ambas poblaciones son estadísticamente distinguibles según el test de McFadden & McElhinny (1990), que tiene un resultado negativo ($\gamma_0 = 10.27^\circ > \gamma_c = 7.90^\circ$). Por tanto, parece que podría existir un movimiento diferencial entre el noroeste de la placa Africana y el Sur de ésta, que no estaría definido únicamente por el polo de Euler de Müller et al. (1993) pudiendo estar relacionado, según proponen Kosterov & Perrin (1996), con que la placa Africana no se haya comportado como un bloque completamente rígido.

Se ha comparando el polo de Foum Zguid con la Curva sintética Africana para los últimos 200 Ma de Besse & Courtillot (2002), (*figura3.16*). Pese a que esta curva sintética está referida al Sur de la placa Africana, el resultado que se obtiene al transferirla al Norte no es significativamente distinto, ya que los polos de Euler existentes entre el Norte y el Sur de la placa no aportan rotaciones mayores de 1.6°.

La curva sintética Africana traza un camino aparente en el que se superponen varios tramos: uno de los tramos comunes lo comparten los polos de edad 196.7 Ma, 189.7 Ma, 178.9 Ma, 173.4 Ma, 97.6 Ma y 90.0 Ma (*figura 3.16*).

En concreto, se ha comparado el polo de Foum Zguid con el polo de edad 196.7 Ma de Besse & Courtillot (2002) que tiene valores: Plat = 252.4°, Plong = 62.2°, A₉₅= 4.3°.

El test estadístico de McFadden & McElhinny (1990) realizado con los dos polos tiene un resultado positivo tipo B ($\gamma_0 = 6.65^\circ < \gamma_c = 8.70^\circ$), por lo que se puede concluir que ambos polos son indistinguibles.

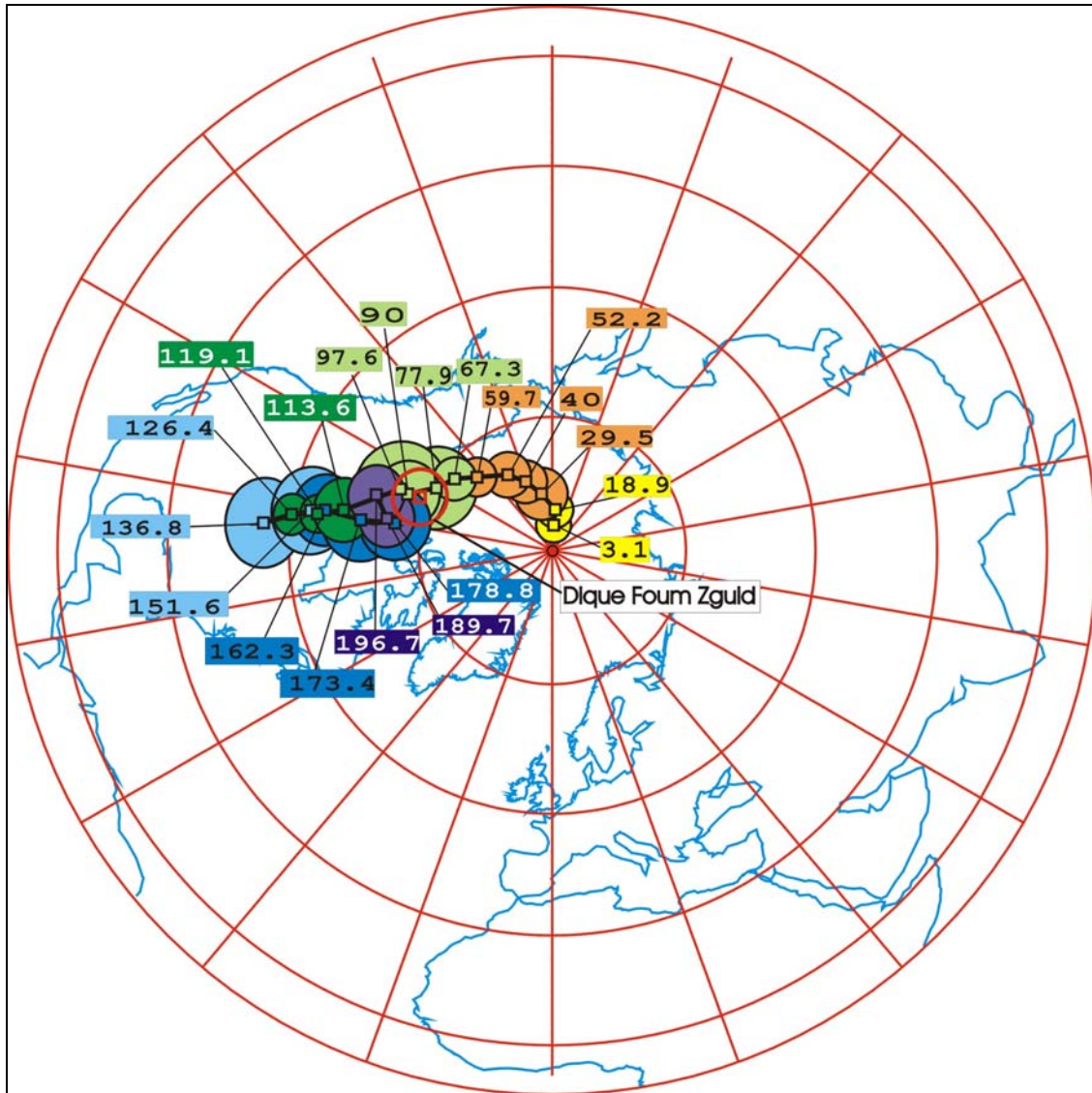


Figura 3.16: Curva sintética de deriva polar aparente (APWP) de Besse & Courtillot (2002) comparada con el polo de Foum Zguid (en rojo) obtenido en este estudio.

A continuación se compara el polo paleomagnético obtenido a partir del estudio del dique de Messejana-Plasencia con el polo obtenido para el dique de Foum Zguid. En la *figura 3.17* se representan y recopilan los datos para ambos diques. El polo calculado para el dique de Foum Zguid es indistinguible al 95% de confianza del polo calculado para el dique de Messejana-Plasencia según el test de McFadden & McElhinny (1990) con resultado positivo tipo B ($\gamma_0 = 3.97^\circ < \gamma_c = 7.97^\circ$). Es decir, los dos polos paleomagnéticos de 200 Ma, pertenecientes en la actualidad a dos placas litosféricas (Africana e Ibérica), son estadísticamente indistinguibles. Teniendo en cuenta sólo los polos de 200 Ma la interpretación que se deduce es que ambas placas han tenido un

movimiento global en latitud y en rotación sobre ejes verticales (movimientos que puede detectar el paleomagnetismo) de cuantías similares. Hay que tener en cuenta que los movimientos de placas que tengan lugar a lo largo de los paleo-paralelos no los detecta el paleomagnetismo. En el capítulo 7 del presente estudio se comparan las curvas de deriva polar aparente de ambas placas para poder analizar los movimientos relativos existentes entre ellas en los últimos 200 Ma.

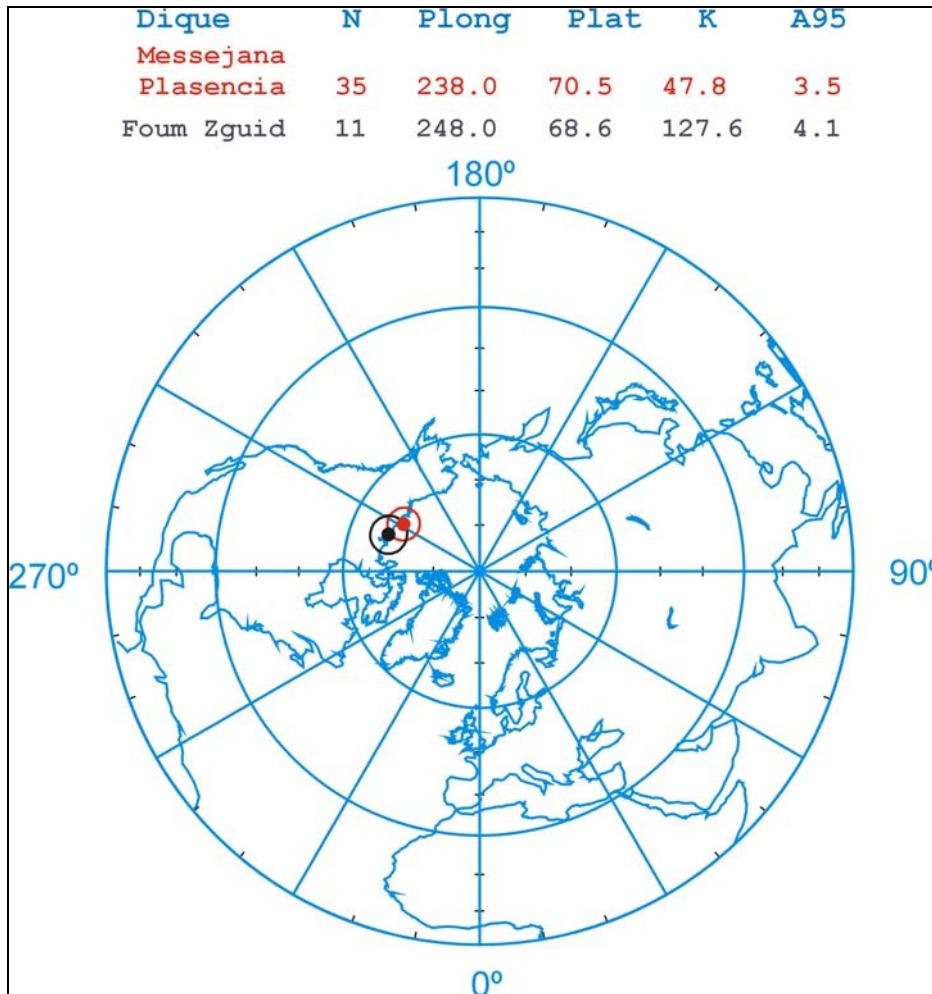


Figura 3.17: Paleopolos de los diques de Messejana – Plasencia (rojo) y de Foum Zguid (negro) y representación de igual área.

3.7: CONCLUSIONES.

Del estudio paleomagnético realizado en 11 sitios del dique de Foum Zguid, situado en el Sur de Marruecos, podemos concluir:

(i) Las muestras estudiadas presentan una o dos componentes magnéticas con distinto grado de solapamiento debido a la presencia de una IRM causada por caídas de rayos y/o alteraciones químicas.

(ii) Se ha podido aislar la ChRM en los 11 sitios estudiados y siempre presenta polaridades normales y un gran agrupamiento de sus direcciones.

(iii) Los minerales portadores de la ChRM son titanomagnetitas de bajo contenido en titanio, así como magnetita prácticamente pura (mezcla de granos SD y MD).

(iv) No se han observado grandes diferencias en las direcciones de la ChRM entre sitios que pertenecen a distintas ramificaciones del dique por lo que podemos concluir que estas son coetáneas. El gran agrupamiento de las direcciones de la ChRM, junto con que éstas tengan exclusivamente polaridad normal, indica que el dique de Foum Zguid intruyó en un breve periodo de tiempo. Se puede acotar este periodo de tiempo en menos de 1 Ma, que es el máximo tiempo de un cron de polaridad normal en el Jurásico inferior según Gradstein et al. (1994).

(v) Se ha calculado un nuevo polo paleomagnético para al dique de Foum Zguid de valores: $Plat=68.6^{\circ}N$, $Plong=248.0^{\circ}E$ y $A_{95}=4.1^{\circ}$, que cumple los criterios de calidad exigidos para ser considerado como un polo representativo de la Placa Africana.

(vi) El Polo del dique marroquí es indistinguible de los polos existentes para el noroeste de la Placa Africana de edades similares.

(vii) El valor del Polo calculado en este estudio para el dique de Foum Zguid es indistinguible del polo para el dique de Messejana-Plasencia, por lo que se desde el punto de vista paleomagnético se podría concluir que probablemente las Placas Africana e Ibérica han tenido movimientos similares desde el Jurásico hasta la actualidad o que los movimientos entre estas placas se han producido según la paleolongitud ya que si hay un movimiento según un paralelo magnético el paleomagnetismo no lo detecta. No obstante en el capítulo 7 se comparan las APWps de cada una de las placas para analizar sus movimientos relativos durante el Mesozoico y el Cenozoico.

REFERENCIAS DEL CAPÍTULO 3:

- Besse, J. and Courtillot, V., 2002. Apparent and true polar wander and the Geometry of the magnetic Field in the last 200 Million Years, *J. Geophys. Res.*, v. 107, NO. B11, 2300, doi:10.1029/2000JB000050.
- Brock, A., 1968. Paleomagnetism of the Nuanetsi igneous province and its bearing upon the sequence of Karroo igneous activity in Southern Africa. *J. Geophys. Res.* 73, 1389-1397
- Dalrymple, G., Grommé, S. y White, W., 1975. Potassium-argon age and paleomagnetism of diabase dykes in Liberia: Initiation of Central atlantic rifting. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 86 399-411.
- Day, R., Fuller, M.D., and Schmidt, V.A., 1977. Hysteresis properties of titanomagnetites: grain size and composition dependence. *Phys. Earth Planet. Int.*, 13, 260-266.
- Dunlop, D.J., Schutts, L.D., and Hale, C.J., 1984. Paleomagnetism of Archean rocks from northwestern Ontario: III. Rock magnetism of the Shelley Lake granite, Quetico Subprovince. *Can. J. Earth Sci.*, vol. 21., 879-886.
- Dunlop, D.J., 2002. Theory and application of the Day plot (Mrs/Ms versus Hcr/Hc). 1. Theoretical curves and tests using titanomagnetite data. *Journal of Geophysical Research*, vol. 107, no B3, 10.1029/2001JB000486. EPM 4.1-4.22.
- Fisher, R.A., 1953. Dispersion on a sphere. *Proc. Roy. Soc. London. Ser. A.* 217, 295-305.
- Gough, D.I., Brock A., Jones, D. L. y Opdyke, N.D., 1964. The Paleomagnetism of the ring complexes at Baranguzi and the Mateke hills, *J. Geophys. Res.*, 69, 2499-2507.
- Hailwood, E.A. and Mitchell, J.G., 1971. Paleomagnetic and radiometric dating results from the Jurassic intrusions in South Morocco. *Geophys. J.R. Astro. Soc.* 24, 351-364.
- Halls, H.C., 1976. The use of converging remagnetization circles in paleomagnetism. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 16, 1-11.
- Henthorn, D.I., 1981. The magnetostratigraphy of the Lebombo Group along the Olifants River, Kruger National park. *Ann. Geol. Surv. S. Afr.* 15 No.2, 1-10.
- Kirschvink, J.L., 1980. The least-square line and plane and the analysis of paleomagnetic data. *Geophys. J. Roy. Astron. Soc.*, 62, 699-718.
- Kosterov, A.A. and Perrin, M., 1996. Paleomagnetism of the Lesotho basalt, southern Africa. *Earth Planet.Sci.Letters*, 139, 63-78.
- Leblanc, M. M., 1973. Le grand dyke de dolerite de l'Anti-Atlas et le magmatisme jurassique du Sud marocain: *C.R. Acad. Sci. Paris*, t.276, serie D, 2943-2946.;
- Lowrie, W., 1990. Identification of ferromagnetic minerals in a rock by coercivity and unblocking temperature properties, *Geophys. Res. Lett.*, 17, 159-162.
- McElhinny, M.W. y Jones, D.L., 1965. Palaeomagnetic measurements on some Karroo dolerites from Rhodesia. *Nature*, 206, 921-922.
- McFadden, P. L., and McElhinny, M.W., 1988. The combined analysis of remagnetization circles and direct observations in paleomagnetism, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 87, 161-172
- Michard, A., 1976. *Eléments de Géologie Marocaine: Notes Mémoires Serv. Géol. Maroc*, No. 252, 408p.
- Müller, R.D., Royer, J. and Lawver, L.A., 1993. Revised plate motions relative to hotspots from combined Atlantic and Indian Ocean hotspot tracks. *Geology* 21, pp. 275-278.
- Sebai, A., Feraud, G., Bertrand, H. and Hanes, J., 1991. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating and geochemistry of tholeiitic magmatism related to the early opening of the central atlantic rift. *Earth Plan. Sci. Lett.* 104, 455-472.
- Silva, P.F., Marques, F.O., Henry, B., Mateus, A., Lourenço, N., Miranda, J.M., and Vegas, R., 2004. Results of a preliminary study of magnetic properties in the Foug-Zguid (Morocco) and Messejana dykes (Portuguese segment). *Resúmenes de la 4ª Asamblea hispano-portuguesa de geodesia y geofísica*, 479-480.
- Stacey, F.D., 1967. The Koenigsberger ratio and the nature of thermoremanence in igneous rocks. *Earth and Planetary Science Letters*, 2, 67-68

CAPÍTULO 4: RESULTADOS PALEOMAGNÉTICOS OBTENIDOS EN LOS AFLORAMIENTOS DE EDAD JURÁSICO INFERIOR DEL SISTEMA IBÉRICO.

4.1: INTRODUCCIÓN Y OBJETIVOS.

El Sistema Ibérico está localizado en el nordeste de la Península Ibérica, y constituye una cadena plegada de dirección general NO-SE que se extiende a lo largo de 430 km desde Burgos hasta la costa entre Castellón y Valencia. Esta cordillera ha sido tradicionalmente dividida (*figura 4.1*) en tres unidades geográficas: (i) la unidad noroccidental, formada por la Sierra de la Demanda y Cameros; (ii) la unidad central, de orientación NW-SE, subdividida en dos alineaciones montañosas: al NE, la Rama Aragonesa, y al SW, la Rama Castellana, que confluyen al SE en la Sierra de Javalambre; y (iii) el sector levantino, que presenta límites difusos y zonas de unión con la Cordillera Costero Catalana y con las Sierras Subbéticas.

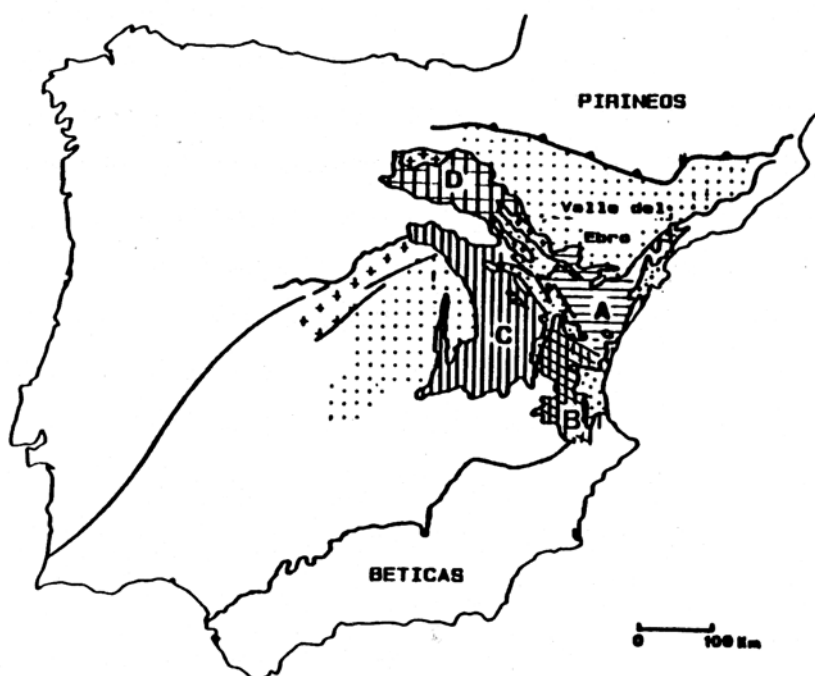


Figura 4.1: Sistema Ibérico. Situación en la Península Ibérica y división geográfica: A) Rama Aragonesa, B) Sector Levantino, C) Rama Castellana y D) Sierras de la Demanda y Cameros. (Osete, 1988).

El Sistema Ibérico no presenta los caracteres de las cadenas alpinas propiamente dichas, por este motivo ha sido clasificado como de tipo intermedio entre éstas y las de plataforma (Julivert et al., 1974) y corresponde a un orógeno paratectónico. Debido al carácter intracratónico de la Cordillera Ibérica y su disposición perpendicular al orógeno Alpino Bético-Balear, Álvaro et al. (1979) proponen un modelo de evolución de tipo aulacógeno (figura 4.2).

En la evolución del Sistema Ibérico se reconocen tres etapas: Graben, Transición y Flexura con algunas desviaciones e interrupciones debidas a la especial situación del aulacógeno Celtibérico respecto al sistema de grandes placas litosféricas en el que se inserta la Península Ibérica.

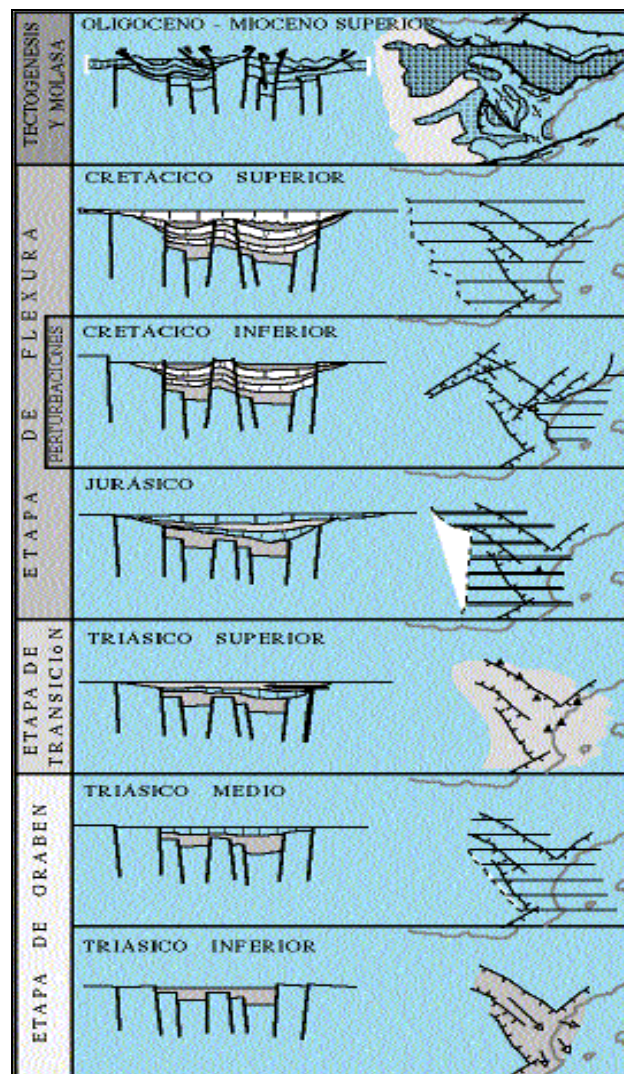


Figura 4.2: Evolución de la Cordillera Ibérica según el modelo de aulacógeno de Álvaro et al. (1979)

La Cordillera Ibérica es una típica cordillera de zócalo y cobertera, donde los materiales del basamento están formados por rocas Precámbricas y Paleozoicas (Colchen, 1970) estructuradas en el ciclo hercínico y afectadas posteriormente por la tectónica de fracturación tardihercínica.

La formación de tipo aulacógeno comenzó en el Buntsandstein como un graben articulado sobre fallas tardihercínicas. La formación del graben puede considerarse dentro del proceso de distensión generalizada que marca el comienzo de la fragmentación continental y la separación de Norteamérica respecto África.

Tras la etapa de graben tiene lugar una etapa caracterizada esencialmente por la sedimentación tipo arcilloso, disminuye la subsidencia diferencial en la cuenca y aparecen las primeras manifestaciones volcánica básicas, más abundantes en las inmediaciones del punto caliente situado entre Valencia y Castellón. En términos geodinámicos, esta etapa constituye una transición a fases en las que el estiramiento se incrementa notablemente con un importante adelgazamiento cortical, que en el Jurásico, sobre todo en el Toarciense, alcanza valores muy importantes. Al final del Jurásico, se detecta en toda la Cordillera un periodo de inestabilidad que culmina en varias etapas de fuertes movimientos tectónicos. La inestabilidad tectónica entre el Jurásico terminal y el Cretácico inferior, junto con el importante cambio en la paleogeografía asociado a la misma, puede ligarse al giro de la Península causado por la apertura del Golfo de Vizcaya (Álvaro et al., 1979; Capote, 1983).

Durante la orogenia Alpina tiene lugar la última fase de evolución de la cuenca, que corresponde a su deformación compresiva y que comenzó al final del Cretácico, estructurándose como una cadena de doble vergencia. Sin embargo, no es hasta el Terciario (en el Oligoceno-Mioceno) cuando se produce una verdadera deformación de la Cordillera.

Los estudios paleomagnéticos previos realizados en el Sistema Ibérico han demostrado que, en general, puede considerarse como una zona representativa de Iberia estable (Juárez et al., 1998; 1986; Osete et al., 1997), aunque localmente pueden producirse rotaciones alrededor de ejes verticales (Juárez et al., 1996). Por tanto, es de esperar que nuevos estudios paleomagnéticos, en regiones que no han sufrido importantes

deformaciones, aporten datos representativos de la Placa Ibérica. El objetivo de los estudios de cinco afloramientos jurásicos del Sistema Ibérico es el de obtener un polo paleomagnético de buena calidad para la Placa Ibérica de edad Pliensbachiense-Toarciense. Con tal fin se estudiarán las secciones de calizas de Almonacid de la Cuba, las de Almunia de Doña Godina y Riela y tres afloramientos de la Sierra de Albarracín.

Seguidamente (apartado 4.2) se expondrán los resultados obtenidos en la sección de Almonacid de la Cuba, en la que no se pudo conseguir el objetivo inicial de aporte de direcciones paleomagnéticas para Iberia estable, ya que la zona de estudio presenta rotaciones de bloques que serán cuantificados y descritos. A pesar de ello se pudo aislar la componente original de las muestras de esta sección y realizar una columna magnetoestratigráfica para el límite Pliensbachiense / Toarciense que será descrita en el capítulo 6.

Por otro lado, Juárez et al. (1996, 1998) encontraron en sus estudios que las calizas Oxfordiense del Sistema Ibérico presentaban una importante reimanación parcial que no les impidió aislar la componente original presente en las rocas. En el caso de las calizas de la Almunia de Doña Godina y Riela se han encontrado afloramientos completamente reimanados. En el apartado 4.3 se describirán los resultados obtenidos en estas secciones de calizas, que tampoco permiten alcanzar los objetivos iniciales puesto que las muestras presentan una reimanación total, pero su descripción aporta información valiosa para investigar cuál es el mecanismo que provoca estas importantes reimanaciones.

Por último, en el apartado 4.4, se describirán brevemente los resultados de los afloramientos de la Sierra de Albarracín, cuyas muestras no presentaron buenas propiedades magnéticas para el registro del c.m.t.

4.2: LA SECCIÓN DE ALMONACID DE LA CUBA (CU).

La sección de Almonacid de la Cuba se encuentra situada dentro de un pequeño afloramiento de materiales del Jurásico en las estribaciones más septentrionales de la Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica y es, probablemente, una de las secciones

donde los materiales del tránsito Pliensbachiense/Toarciense tienen un mayor desarrollo y presenta un buen control bioestratigráfico y temporal. Además, es una de las secciones donde se han registrado un mayor número de ammonoideos en toda la placa Ibérica (Comas-Rengifo et al., 1999).

Estructuralmente, la sección pertenece a un segmento del arco de Belchite-Aguilón, constituido por materiales mesozoicos y paleogénos, que en este sector presenta dirección NW-SE. En una transversal por Almonacid de la Cuba, la estructura se corresponde a un pliegue anticlinal, desarrollado en los materiales jurásicos, con marcada vergencia hacia el NE (ver *figura 4.3*).

El tránsito Pliensbachiense/Toarciense, en secciones de la Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica, ha sido estudiado por Mouterde (1971) y posteriormente ha sido motivo de numerosos trabajos (Sequeiros et al., 1978; Arias et al., 1992; Herrero, 1992, etc).

La sección estudiada está compuesta por una sucesión alternante de margas y calizas (Formación Turmiel) y de margas y calizas bioclásticas (Formación Barahona). La localización de la sección *CU* estudiada (41.3°N, 0.8°W) se señala en la *figura 4.3*. Su dirección de capa/buzamiento es 149°/39° S. Tras dos campañas de muestreo, se han obtenido un total de 69 especímenes, distribuidos uniformemente a lo largo de toda la sección. La litología de las capas de la sección *CU* varía de color desde el gris típico de las calizas bioclásticas de la formación de Barahona, hasta el color rojo de las calizas de la formación de Turmiel, en la parte superior de la sección.

Con el fin de poder realizar una prueba de pliegue, se muestreó, además, un afloramiento (denotado en adelante como *ACI*) situado a 1.8 km al SE de la sección, en el que se muestreó la biozona "Spinatum". Estas capas presentan dirección de capa/buzamiento de 120°/66° S. Pese a que este afloramiento (*ACI*) se encuentra en el mismo lado del pliegue que la sección *CU* (*figura 4.3*), ambos presentan una corrección tectónica distinta que, en principio hace que se pueda aplicar la prueba del pliegue. Sin embargo, la dirección estratigráfica tiene una diferencia de 29° de un afloramiento a otro. Esta discrepancia observada en superficie, permite sospechar que la estructura del

anticlinal no sea tan sencilla como la esquematizada en la figura 4.3. La pequeña dimensión del afloramiento ACI sólo permitió obtener 18 especímenes.

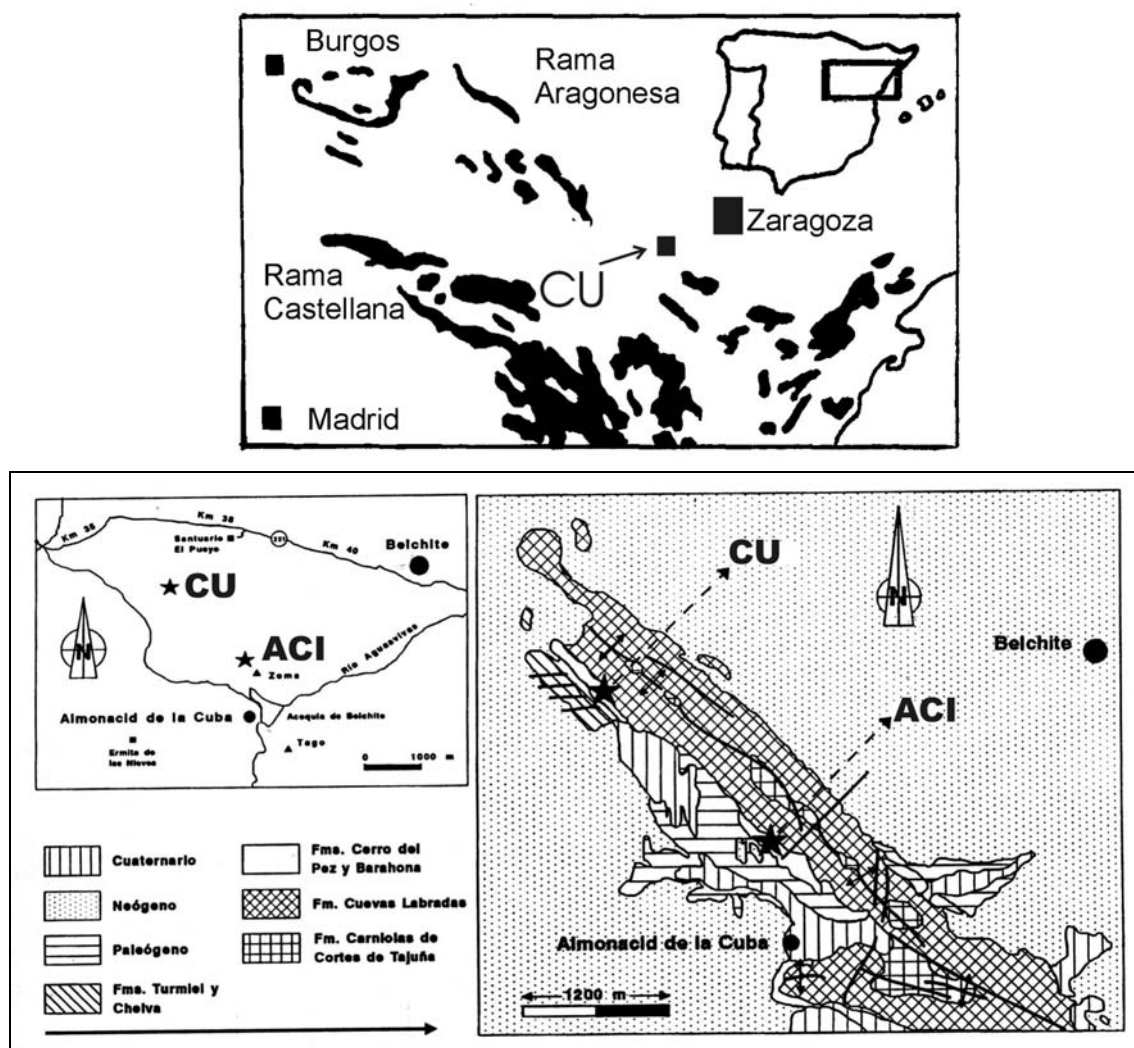


Figura 4.3: Localización de las secciones estudiadas CU y ACI.

4.2.1: RESULTADOS PALEOMAGNÉTICOS: NRM Y SU DESIMANACIÓN.

La remanencia magnética natural (NRM) de las muestras estudiadas fue medida, dada su débil intensidad, con un magnetómetro criogénico 2G; la susceptibilidad magnética con un Kappabridge KLY-2 y KLY-3; y los experimentos de adquisición y posterior desimanación de la remanencia magnética inducida (IRM) con un imanador de impulsos ASC y un magnetómetro rotatorio JR5-A. Estas medidas se han realizado en

el laboratorio de Paleomagnetismo del ETH en Zürich y en el laboratorio de paleomagnetismo de Madrid.

Las direcciones de la NRM inicial de los dos afloramientos estudiados *CU* y de *ACI* están bien agrupadas, presentando en ambos casos un parámetro de dispersión angular $\alpha_{95} < 10^\circ$, y son próximas, antes de realizar la corrección tectónica, a la del campo magnético actual. En la *tabla 4.1* se resumen las direcciones de la NRM inicial, el rango de valores iniciales de la intensidad de la NRM y de la susceptibilidad inicial de las muestras, tanto para el afloramiento *CU* como para *ACI*.

Tabla 4.1: Direcciones paleomagnéticas y parámetros estadísticos de la NRM inicial antes y después de la corrección tectónica. Valores máximos y mínimos de la intensidad de la NRM inicial (NRM_0), y de la susceptibilidad inicial (χ_0), de los afloramientos *CU* y *ACI*.

NRM		sin corrección tectónica				con corrección tectónica				NRM ₀ (A/m)	χ_0 (S.I.)
sitio	n	Dec	Inc	k	α_{95}	Dec	Inc	k	α_{95}		
CU	69	1.2	59.0	18.7	4.1	290.0	57.9	18.7	4.1	5 10 ⁻³ -	8.8 10 ⁻⁶ -
ACI	18	2.2	67.9	26.6	6.8	221.7	43.3	26.6	6.8	6 10 ⁻⁵	7.89 10 ⁻⁵

n. Número de muestras; **Dec.** Declinación; **Inc.** Inclinación; **k** y α_{95} . Parámetros estadísticos de error (Fisher, 1953).

Se seleccionaron 9 muestras piloto para desimanar dos especímenes, de cada una de ellas, tanto térmicamente (TH) como por campos alternos decrecientes (AF). En la desimanación térmica de las muestras piloto los pasos de temperatura fueron: 50°C, 75°C, 120°C, 150°C, 200°C, 300°C, 400°C, 450°C, 475°C, 500°C, 520°C, 540°C, 560°C, 580°C, 600°C, 625°C, 650°C, 675°C y 700°C. Después de cada una de estas etapas se midió la susceptibilidad de las muestras con objeto de controlar la posible creación de nuevos minerales durante el calentamiento. Los intervalos de desimanación por AF en las muestras piloto fueron de 5.0 mT (hasta 20.0 mT), de 10.0 mT (entre 20.0 y 60.0 mT), y de 20.0 mT (entre 60.0 y 160.0 mT).

El análisis de las muestras piloto reveló que la desimanación térmica es la más efectiva para aislar las componentes magnéticas de las muestras; por lo que el resto de las muestras se desimanaron sistemáticamente mediante este proceso.

Las principales características observadas durante la desimanación son:

- a) Se observa, en todas las muestras de ambos afloramientos (*CU* y *ACI*), una componente magnética que presenta siempre polaridad normal y una dirección próxima al campo magnético actual antes de efectuar la corrección tectónica. Esta componente se aísla entre 75°C y 150°C en algunas muestras y entre 75°C y 300°C en otras (*figuras 4.4 a, 4.4 b*). Esta componente de baja temperatura de desbloqueo (T_{ub}), que se denota como “*CU 1C*” o “*ACI 1C*”, probablemente está asociada únicamente a la goethita (en los casos en los que la T_{ub} máxima es de 150°C) y a la goethita junto con otra fase de mayor temperatura de desbloqueo (maghemita y/o sulfuros de hierro, con T_{ub} máxima es de 350°C). Esta primera componente magnética es responsable del 50% - 80% de la intensidad de la NRM inicial.
- b) Existe una segunda componente estable presente en ambos afloramientos *CU* y *ACI*, denotada como “*CU 2C*” y “*ACI 2C*”, que se aísla entre los 200°C-350°C y 650°C-700°C. Esta segunda componente tienen una intensidad muy débil, variando entre el 40% y el 20% de la intensidad de la NRM inicial. En el caso del afloramiento denominado *CU*, esta componente presenta tanto polaridades normales (*figura 4.4 b*) como invertidas (*figura 4.4 a*); pero en el caso de *ACI* es siempre de polaridad invertida. La desimanación completa de las muestras se produce a una T_{ub} máxima de 650°-700°C. Se considera que esta segunda componente es la componente de magnetización característica (ChRM) de las muestras.
- c) La presencia de minerales de alta coercitividad en las muestras hace completamente ineficaz la desimanación por campos alternos decrecientes (AF). En las *figuras 4.4 c*, y *4.4 d* se ilustra la desimanación de una misma muestra sometida a la desimanación térmica y por AF, respectivamente. Esta última técnica no consigue desimantar el 50% de la intensidad de la NRM inicial.
- d) Considerando las T_b de la ChRM y los resultados de la desimanación por campos alternos decrecientes podemos deducir que probablemente la hematites es el mineral portador de la ChRM.
- e) El análisis de la variación de la susceptibilidad magnética con la temperatura, durante la desimanación térmica de las muestras, revela la creación de minerales magnéticos a partir de 600°C (*figura 4.5*), si bien ello no impide la caracterización de la ChRM.

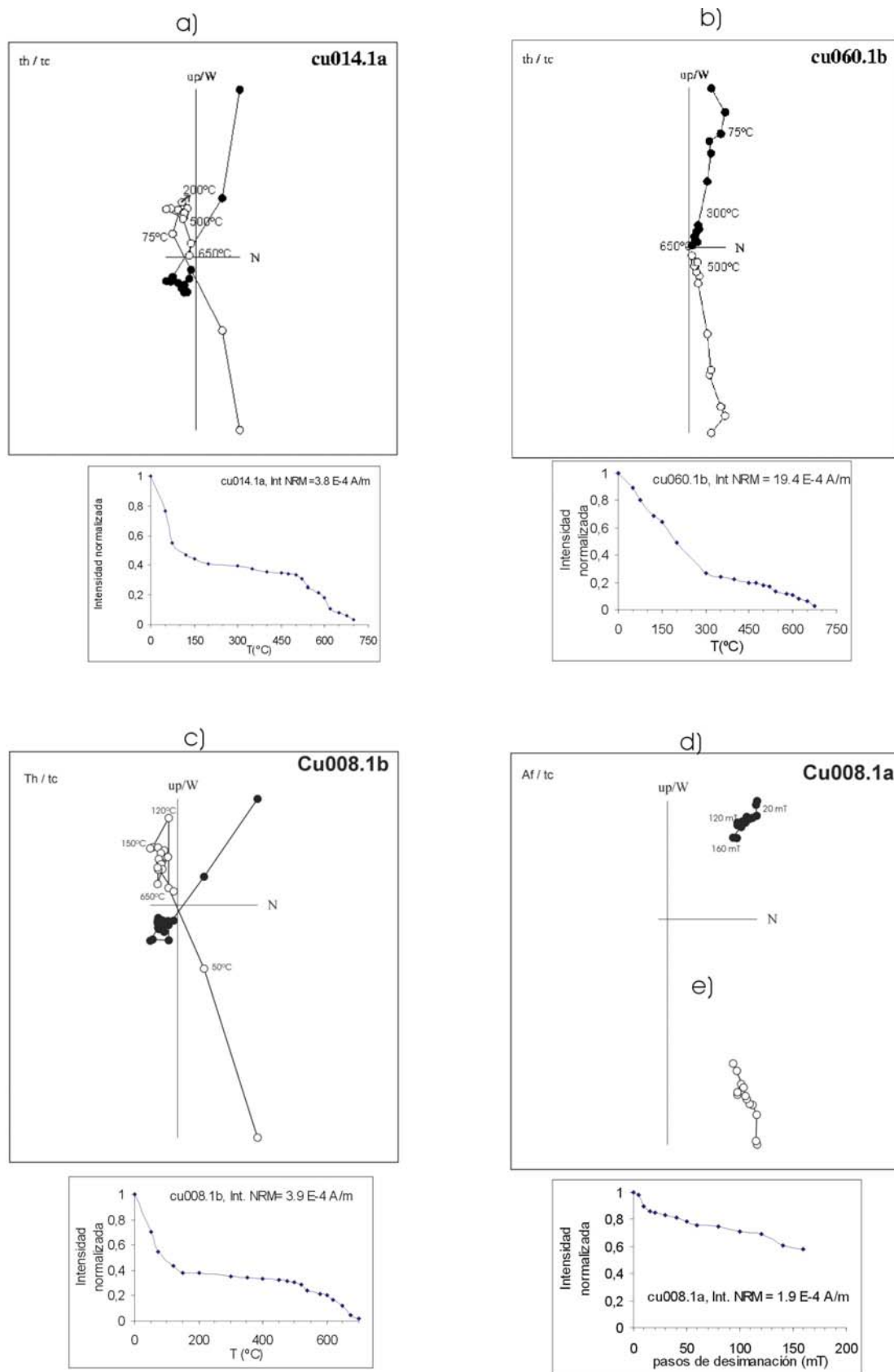


Figura 4.4: Diagramas de Zijderveld y caídas correspondientes de la intensidad (normalizada) frente a los pasos de desimagnación (temperatura o campo), de: **(a), (b):** la desimagnación térmica de dos muestras de CU de polaridad invertida y normal **(c) y (d):** la desimagnación por AF y térmica de dos especímenes de una misma muestra de CU.

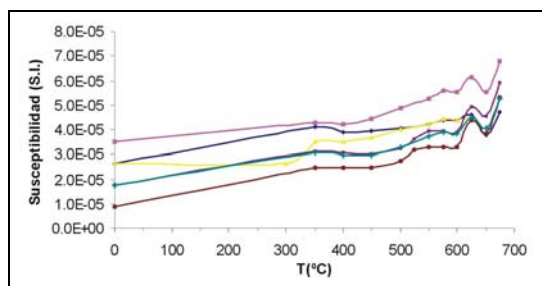


Figura 4.5: Susceptibilidad frente a temperatura de las muestras de CU y ACI.

4.2.2: ADQUISICIÓN Y DESIMANACIÓN DE IRM. CICLOS DE HISTÉRESIS.

Se realizaron experimentos, en muestras representativas de las distintas litologías presentes en la sección, de adquisición gradual de magnetización remanente isoterma (IRM) en uno y tres ejes ortogonales (sometiéndolas a campos de 0.12 T- 0.4 T y 2 T respectivamente), seguidos de la desimanación térmica de la IRM (Lowrie, 1990).

Los resultados de estos experimentos permiten englobar las muestras en dos grupos diferenciados:

GRUPO A: Muestras que no alcanzan la imanación de saturación al ser sometidas gradualmente a impulsos magnéticos con un pico máximo de 2T.

La desimanación térmica de la IRM en tres ejes indica que estas muestras poseen principalmente minerales de alta coercitividad. Aparecen dos caídas importantes de la intensidad de la imanación (figura 4.6): una importante producida a unos 100°C, indicando la presencia de goethita, y otra producida a 625-700°C, asociada a su contenido en hematites.

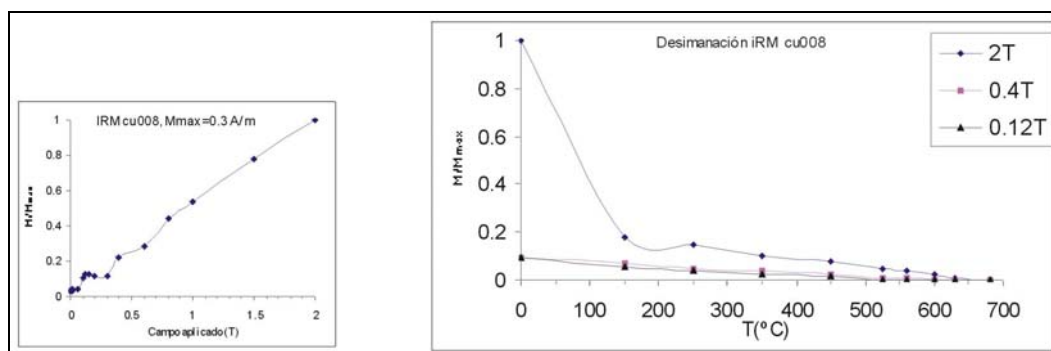


Figura 4.6: Adquisición gradual de IRM y desimanación térmica de la IRM adquirida en tres ejes ortogonales, para una muestra con minerales de alta coercitividad.

GRUPO B: Muestras que presentan dos fases magnéticas de baja y alta coercitividad. Durante la adquisición gradual de IRM de estas muestras se observa un incremento de la imanación a campos bajos y una tendencia a la saturación a campos bajos, pero presentan también una fase de alta coercitividad, pues no se logra alcanzar la imanación de saturación a un campo pico de 2 T.

En las gráficas de la desimanación de la IRM adquirida en tres ejes ortogonales queda patente la presencia de minerales de alta coercitividad, que dominan la IRM, así como una pequeña fracción de minerales de baja coercitividad. Los minerales de baja coercitividad pierden su imanación al alcanzar los 600°C, indicando la presencia de magnetita. Los minerales de alta coercitividad quedan completamente desimanados a 700°C, indicando la presencia de hematites (*figura 4.7*).

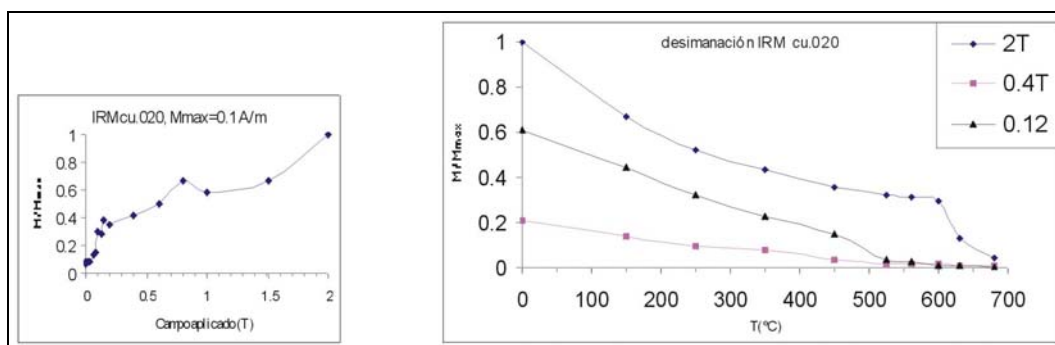


Figura 4.7: Adquisición gradual de IRM y desimanación térmica de la IRM adquirida en tres ejes ortogonales, para una muestra con minerales de baja y alta coercitividad.

Los ciclos de histéresis realizados a temperatura ambiente y hasta un campo máximo de 0.5 T, con un Coercivity meter, no logran que las muestras alcancen su imanación de saturación debido a la presencia de minerales de alta coercitividad. Se distinguen dos tipos de ciclos: (i) unos en los que la forma cóncava hacia arriba de la curva de la remanencia indica claramente la contribución de la goethita (*figura 4.8 A*) y (ii) otros en los que esta contribución no está tan clara, y que no alcanzan la saturación por la presencia de la hematites (*figura 4.8 B*).

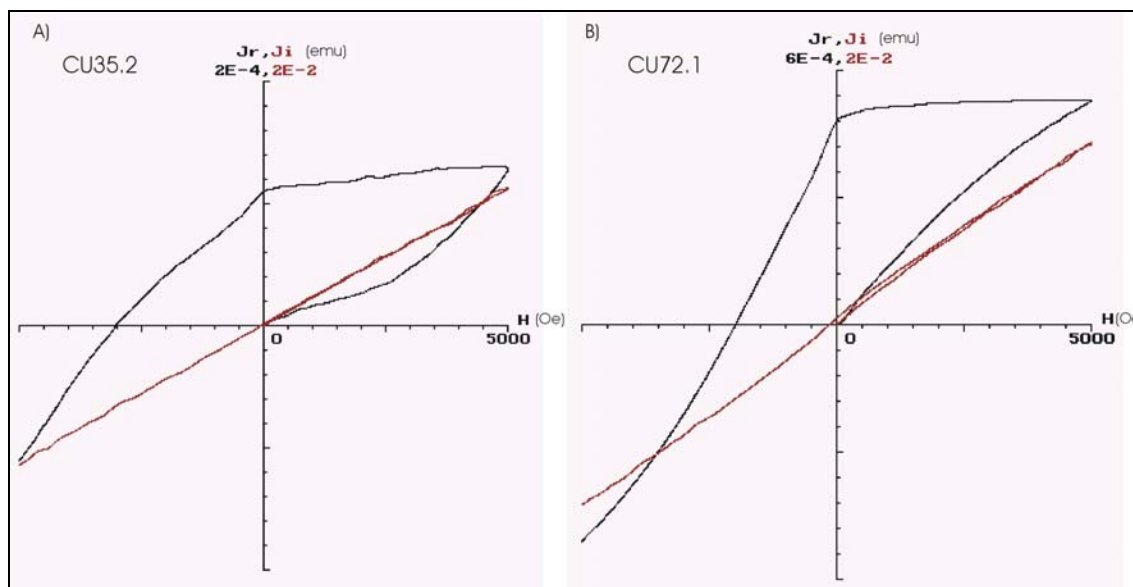


Figura 4.8: Ciclos de histéresis (en negro la magnetización remanente, y en rojo la inducida) de dos muestras del afloramiento CU, en los que puede apreciarse la contribución de goethita (A) y de hematites (B).

4.2.3: CÁLCULO DE DIRECCIONES PALEOMAGNÉTICAS, TEST DE INVERSIÓN, TEST DE PLIEGUE. DISCUSIÓN DE LOS RESULTADOS.

Se muestran en la *tabla 4.II* las direcciones obtenidas de las componentes 1C y 2C de los afloramientos (CU y ACI), calculadas a partir de los diagramas de Zijdeveld mediante el análisis de la componente principal (PCA), así como las direcciones medias resultantes antes y después de realizar la correspondiente corrección tectónica y los parámetros del test de pliegue realizado que serán comentados posteriormente.

Los resultados paleomagnéticos indican que la componente 1C (de baja temperatura de desbloqueo), denominada CU 1C y ACI 1C, presenta siempre polaridad normal y dirección media próxima a la del campo magnético actual antes de efectuar la corrección tectónica. En ambos sitios (CU y ACI) la distribución de las direcciones de esta componente es fisheriana.

La componente 2C se ha considerado la ChRM de los sitios CU y ACI: En el afloramiento CU la ChRM, denotada como CU 2C, presenta direcciones con polaridades tanto normales como invertidas que constituyen una distribución fisheriana. El test de inversión de McFadden & McElhinny (1990) realizado en el afloramiento CU

corroborar el correcto aislamiento de las direcciones de la ChRM de este sitio (componente 2C). El resultado del test al 95% de nivel de confianza proporciona distancias angulares de $\gamma_0 = 6.1^\circ$ y $\gamma_c = 6.2^\circ$, por lo que el test es positivo ($\gamma_0 < \gamma_c$) y de tipo B ($5^\circ < \gamma_c < 10^\circ$). Al 99% de confianza, el test también es positivo tipo B con $\gamma_c = 7.7^\circ$. En la *figura 4.9* se muestran las direcciones normales e invertidas tanto antes como después de realizar la corrección tectónica. En ella puede observarse a simple vista que las direcciones de ambas poblaciones son antipodales, lo que es corroborado estadísticamente por el test de inversión. En el afloramiento *ACI* las direcciones de la ChRM (*ACI 2C*) presentan polaridad siempre invertida y también presentan una distribución fisheriana.

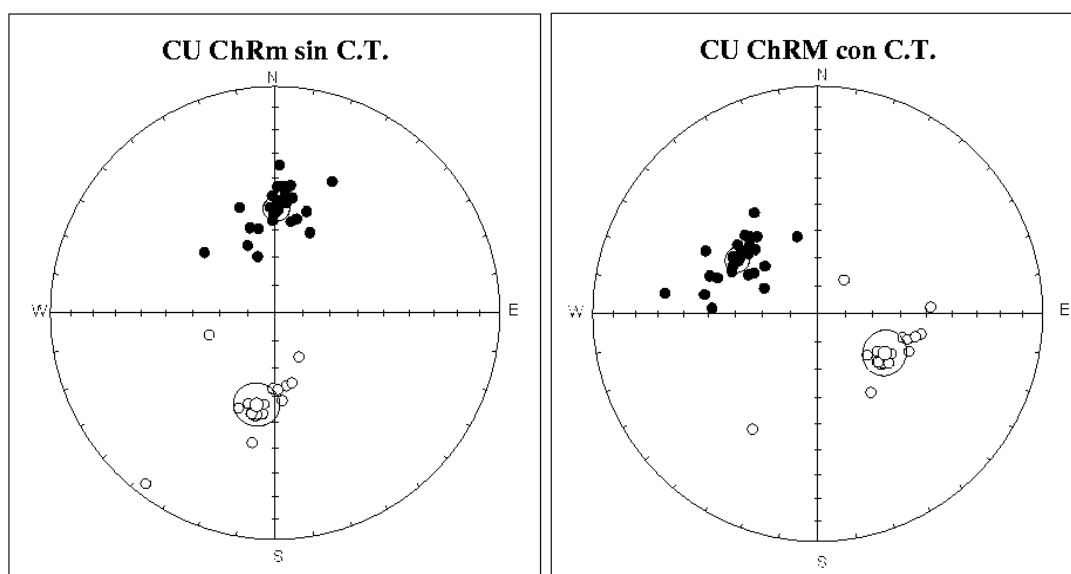


Figura 4.9: Diagramas de igual área de las direcciones normales e invertidas de la ChRM (componente 2C) del afloramiento CU, tanto antes (izquierda) como después (derecha) de realizar la corrección tectónica, junto a las direcciones medias de cada población y su círculo de confianza al 95%.

Se ha realizado un test de pliegue (McFadden & Jones, 1981) con las direcciones de las dos componentes aisladas en los afloramientos estudiados (*CU* y *ACI*), para conocer la edad de la adquisición relativa de cada componente (antes o después del plegamiento de la zona). Los resultados de dicho test se muestran en la *tabla 4.II* y gráficamente en la *figura 4.10* (para la componente 1C) y en la *figura 4.11* (para la componente 2C).

Tabla 4.II: Direcciones paleomagnéticas de las componentes 1C y 2C de los afloramientos estudiados (CU y ACI).

<i>Sitio / 1 Componente</i>	n	Dec	Inc	k	α_{95}	R_{sum}	¿Fisher?	f	Dec	Inc	k	α_{95}	R_{sum}	¿Fisher?	f *	F_{95%}	F_{99%}
CU / 1C	9	360.0	62.5	49.6	7.4	8.8	si	0.004	285.7	57.0	49.6	7.4	8.8	si	3.881	0.17	0.27
ACI / 1C	12	358.2	62.1	154.0	3.5	11.9	si		230.9	46.3	154.0	3.5	11.9	si			
ACI + CU / 1C	21	359.0	62.3	85.7	3.5	20.8	no		250.0	53.9	17.3	7.9	19.8	si			
<i>Sitio / 2 Componente</i>	N	Dec	Inc	k	α_{95}	R_{sum}	¿Fisher?		Dec	Inc	k	α_{95}	R_{sum}	¿Fisher?	Y₀	Y_{c95%}	Y_{c99%}
CU / 2C Normal	23	0.9	51.5	55.1	4.1	22.6	si	f	304.0	55.5	55.1	4.1	22.6	si	6.1	6.2	7.7
CU / 2C Invertido	15	184.2	-57.2	70.7	4.6	14.8	si		114.8	-59.0	70.7	4.6	14.8	si			
CU / 2C Media (N+I)	38	2.1	53.8	57.2	3.1	37.4	si		300.7	56.9	57.2	3.1	37.4	si			
ACI 2C Invertido	7	180.7	4.7	40.8	9.6	6.9	si	3.74	162.3	-51.0	40.8	9.6	6.9	si	0.85	0.07	0.11
ACI+CU / 2C (Normal)	45	1.9	46.0	13.0	6.1	41.6	no		307.5	57.0	33.0	3.8	43.7	no			

n. Número de muestras; **Dec**. Declinación; **Inc**. Inclinación; **k** y α_{95} . Parámetros estadísticos de error (Fisher, 1953); **N**. Polaridad normal; **I**. Polaridad invertida; **f**, **f***, **F_{95%}**, y **F_{99%}**. Parámetros del test de pliegue de McFadden & Jones (1981).

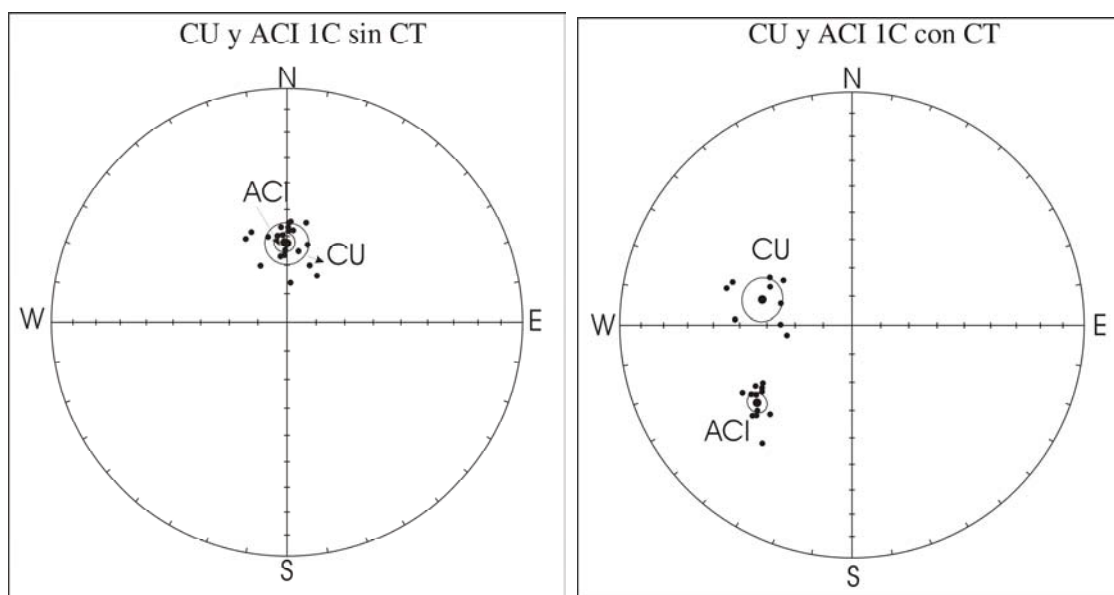


Figura 4.10: Diagramas de igual área de la componente IC (direcciones normales) de CU y ACI, tanto antes (izquierda) como después (derecha) de realizar la corrección tectónica, junto a las direcciones medias de cada población y sus círculos de confianza al 95%.

El resultado del test de pliegue para la componente de baja temperatura de desbloqueo (IC) es positivo antes de realizar la corrección tectónica y negativo después de realizarla. La componente IC en ambos afloramientos presenta direcciones estadísticamente indistinguibles antes de realizar la corrección tectónica y claramente distintas después de realizar dicha corrección (figura 4.10). El test de pliegue para esta componente indica que ésta se adquirió después de que la zona se plegara. Además, su dirección es próxima a la del campo magnético actual lo que indicaría que es una componente adquirida recientemente (tabla 4 II).

El resultado del test de pliegue para la componente de alta temperatura de desbloqueo 2C es negativo tanto antes como después de realizar la corrección tectónica (tabla 4.II, figura 4.11). La distribución del conjunto de direcciones no es fisheriana ni antes ni después de realizar la corrección tectónica. Este resultado implica que ha de rechazarse la hipótesis de una dirección media común en las dos disposiciones de los flancos.

Esto puede ser debido probablemente a problemas estructurales ya que las inclinaciones de la componente 2C de los dos afloramientos tienden a converger, lo que no ocurre con sus declinaciones.

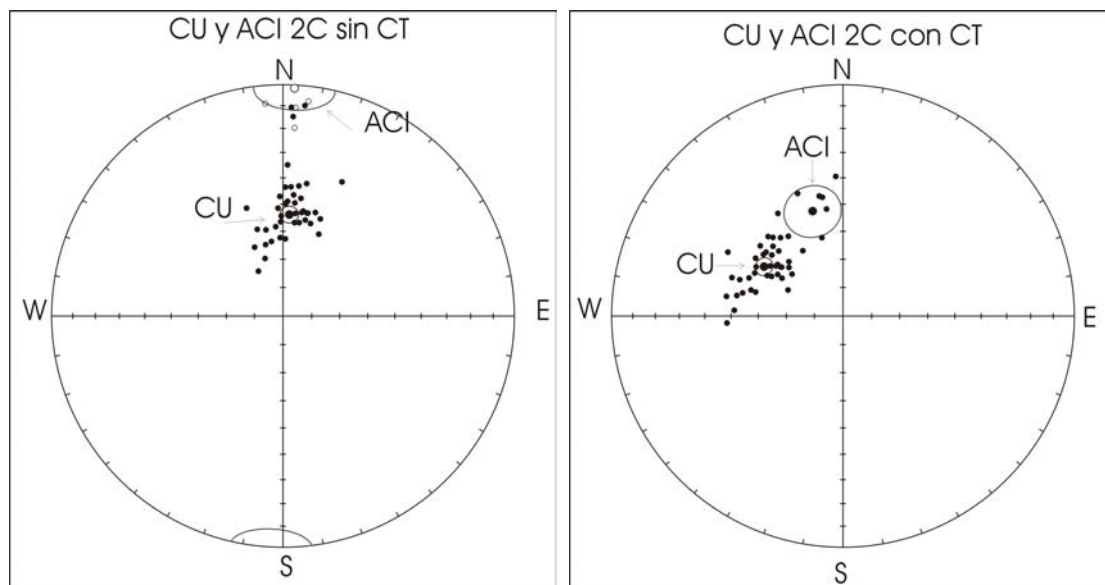


Figura 4.11: Diagramas de igual área del test de pliegue para la componente 2C de CU y ACI tanto antes (izquierda) como después (derecha) de realizar la corrección tectónica, junto a las direcciones medias de cada población y sus círculos de confianza al 95%.

Los problemas estructurales que pueden no haber sido detectados son los basculamientos primarios de los estratos y/o rotaciones del eje de pliegue y/o pliegues que han tenido más de una fase con ejes diferentes y/o rotaciones de pequeños bloques. No obstante, las poblaciones de direcciones se agrupan mucho después de realizar la corrección tectónica (figura 4.11). Por tanto, parece que la dirección de las muestras es pretectónica, es decir adquirida con anterioridad al plegamiento. Además, la presencia de polaridades normales e invertidas con consistencia estratigráfica, y la prueba del pliegue “cualitativamente” positiva, hacen plausible que la componente 2C pueda considerarse como una componente de origen primario.

La existencia de los problemas estructurales que presenta este sitio es responsable de que la corrección tectónica realizada no sea la correcta. Por ello, no puede utilizarse la dirección de la componente 2C, considerada la ChRM del afloramiento CU, para calcular un polo paleomagnético virtual (VGP) de edad Pliensbachiense-Toarciense. No obstante, la polaridad de las muestras permite definir una columna magnetoestratigráfica para esta sección que será descrita en el capítulo 6.

La rotaciones que se han observado, tomando como polo de referencia los polos toarcienses de Osete et al.(2000) de la tabla 1.I. arrojan una rotación antihoraria de la zona de 40° en el sitio CU, mientras que en ACI no se observan rotaciones (tabla 4.III).

Tabla 4.III: Parámetros de rotación (**R**) y de aplanamiento de la inclinación (**F**), con sus incertidumbres asociadas ΔR y ΔF (Demarest, 1983), obtenidos utilizando los polos de edad Toarciense de Osete et al., (2000) de referencia (Polos nº 15 y 16 de la Tabla 1.1., con el subíndice se indica el polo utilizado como referencia).

sitio	$R \pm \Delta R$	$F \pm \Delta F$
CU ₍₁₅₎	$(-41.7 \pm 6.7)^\circ$	$(-1.0 \pm 4.6)^\circ$
CU ₍₁₆₎	$(-36.3 \pm 7.8)^\circ$	$(-2.1 \pm 5.7)^\circ$
ACI ₍₁₅₎	$(0.1 \pm 13.3)^\circ$	$(4.8 \pm 8.6)^\circ$
ACI ₍₁₆₎	$(5.3 \pm 13.8)^\circ$	$(3.8 \pm 9.2)^\circ$

Las rotaciones de bloques ya se habían constatado en el Sistema Ibérico de modo puntual como en la región de Aguatón donde Juárez et al. (1996) encontraron rotaciones horarias de 60°. Parece pues, que las rotaciones del Sistema Ibérico no son sistemáticas como en las cordilleras Béticas, y que más bien atienden a una tectónica muy puntual. En el caso de esta región, parece que la rotación observada en el sitio CU responde a una tectónica de carácter muy local.

4.2.4: CONCLUSIONES.

Las principales conclusiones obtenidas en el estudio de la sección de Almonacid de la Cuba (CU y ACI) se resumen a continuación:

(i) Las muestras presentan dos componentes magnéticas:

- una primera componente de baja temperatura de desbloqueo y de dirección, antes de realizar la corrección tectónica, próxima al campo magnético actual. Esta primera componente se ha adquirido recientemente y el test de pliegue realizado corrobora que la adquisición de esta magnetización es posterior al plegamiento de la estructura. La goethita y la maghemita o sulfuros de hierro son probablemente los minerales portadores de esta componente.

- la segunda componente aislada presenta tanto polaridades normales como invertidas y se considera original, es decir adquirida en la época de formación de las

muestras: ambas poblaciones de polaridad pasan el test de inversión (positivo tipo B). El principal portador de la imanación de esta componente es la hematites, aunque en algunas muestras se ha observado también la presencia de magnetita de temperatura de desbloqueo de 575°C. El test de pliegue realizado es cualitativamente positivo para esta componente ya que las direcciones de los dos afloramientos estudiados se agrupan después de realizar la corrección tectónica; sin embargo, debido a problemas estructurales que requieren de un estudio detallado de la zona, no se ha podido determinar con fiabilidad la posición original de las capas.

(ii) Los problemas estructurales que pueden no haber sido detectados podrían estar relacionados con rotaciones del eje de pliegue y/o pliegues de más de una fase alrededor de ejes horizontales y/o rotaciones de muy pequeños bloques. No obstante, la secuencia de polaridades obtenida ha servido para definir una columna magnetoestratigráfica, de alta resolución, para el límite Pliensbachiense / Toarciense que se expondrá en el capítulo 6.

(iii) Como se ha considerado que la magnetización es original se pueden utilizar estos datos para definir el movimiento en latitud de la Placa Ibérica. La inclinación obtenida en esta muestras es consistente con otros datos de edad toarciense obtenidos en la Placa Ibérica (Osete et al., 2000).

4.3: DESCRIPCIÓN DE UNA REIMANACIÓN COMPLETA DE LAS CALIZAS TOARCIENSES DE LA SECCIÓN DE LA ALMUNIA DE DOÑA GODINARICLA (AL / RI).

4.3.1: INTRODUCCIÓN.

Se ha realizado un estudio paleomagnético en dos secciones de calizas jurásicas que abarcan todo el Toarciense. Están localizadas en el Sector Central de la Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica (*figura 4.12*): Almunia de Doña Godina (AL) y Ricla (RI), ambas en la provincia de Zaragoza. Los materiales estudiados en las secciones tienen un notable desarrollo y pertenecen a la formación de alternancia de margas y calizas de Turmiel (Goy et al., 1997). El buen control bioestratigráfico que se tiene en

ambas secciones, el hecho de que no tengan importantes discontinuidades y la gran potencia que presentan, hacen que sean idóneas para su estudio magnetoestratigráfico.

La sección La Almunia de Doña Godina (AL) presenta una potencia de unos 45 metros y comprende las biozonas Tenuicostatum, Serpentinus, Bifrons y Variabilis. La sección de Riela (RI) tiene un espesor de 22 metros y comprende, en continuidad con las de AL, las biozonas Thouarsense, Insigne, Pseudoradiosa y Aalenense.

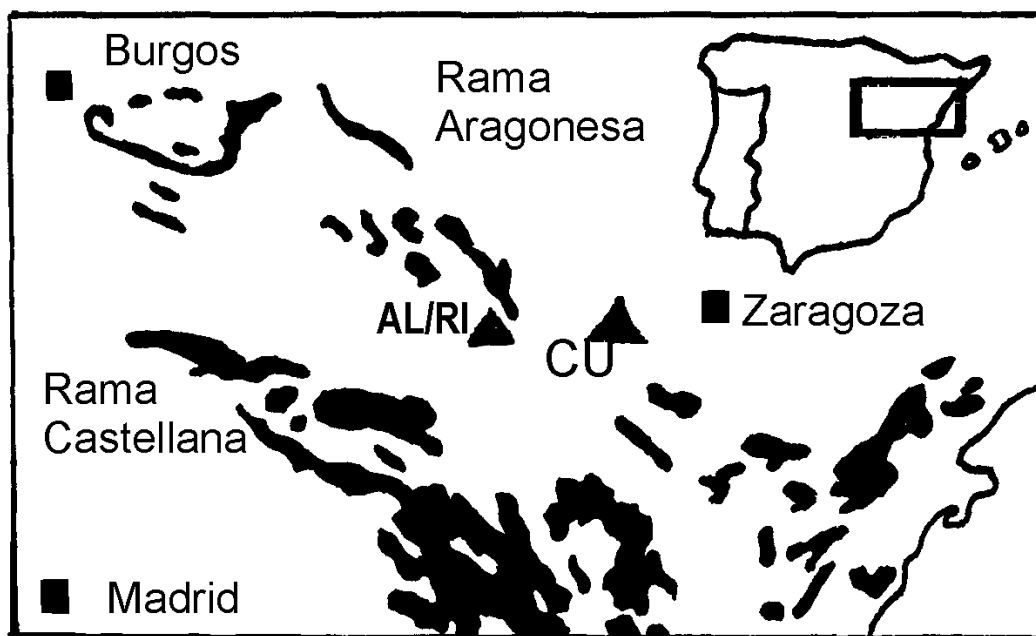


Figura 4.12: Localización de las secciones estudiadas de la Almunia de Doña Godina (AL) y Riela (RI), con coordenadas geográficas 41.3° N y 1.2° W. Se ilustra su posición respecto a la de Almonacid de la Cuba (CU).

El objetivo inicial del estudio de estas secciones fue el de detallar las inversiones del campo magnético terrestre para el intervalo temporal que comprenden, y construir así sus respectivas columnas magnetoestratigráficas. No se pudo llevar a cabo este objetivo ya que las calizas de ambas secciones están completamente reimanadas y no conservan la imanación original. No obstante se detallarán las características magnéticas observadas en las calizas de ambas secciones con el objetivo de ahondar en el conocimiento de las características de estas reimanaciones.

Numerosos trabajos paleomagnéticos llevados a cabo en la Península Ibérica han observado que la mayoría de los afloramientos Mesozoicos han sufrido importantes reimanaciones, aunque, en general, conservan parte de su imanación original. Dinarés-

Turell & García-Senz (2000) estudiaron las reimanaciones de calizas de edad cretácica de Pirineos. Galdeano et al. (1989) observaron que la mayor parte de las calizas jurásicas de la región de Lisboa fueron completamente reimanadas; y Villalaín et al. (1994, 1996) observaron también que en el Subbético occidental las calizas del Jurásico superior presentaban una reimanación parcial, que interpretaron que fue adquirida en el Neógeno. En el Sistema Ibérico, Juárez et al. (1994) demostraron que la mayor parte de las calizas de edad Oxfordiense se reimanaron parcialmente durante el Cretácico. Por otro lado, Juárez et al. (1994, 1998) y Osete et al. (1997) han demostrado que el Sistema Ibérico puede ser considerado como una zona representativa de “Iberia Estable”, pese a que se han observado rotaciones significativas en algunas regiones (60° en Aguatón). Por tanto, los procesos causantes de las reimanaciones de rocas no quedan restringidos a zonas tectónicamente inestables o que pertenezcan a bordes de placa.

El análisis tanto de las direcciones como de las propiedades magnéticas y la mineralogía de las reimanaciones puede aportar información sobre la época en la que éstas se produjeron y el mecanismo que las originó.

Las reimanaciones de las rocas son un fenómeno reconocido hace años. No obstante, durante los últimos diez años, se ha observado que es un proceso en la naturaleza más común de lo que se pensaba. Los mecanismos asociados a las reimanaciones pueden ser de muy diversos tipos: reimanaciones termoviscosas relacionadas con calentamientos (Dobson & Heller, 1992; Villalaín, 1995; Juárez et al., 1998); reimanaciones asociadas a la migración de fluidos durante la convergencia de placas (McCabe & Elmore, 1989); reimanaciones asociadas a alteraciones autigenéticas o diagenéticas producidas por recristalizaciones a baja temperatura (McCabe et al., 1989, Jackson, 1990); adquisición de CRMs (imánación remanente química) secundarias asociadas con las alteraciones provocadas por fluidos intersticiales en las cercanías de vetas minerales (Elmore et al., 1993a, Pan & Symons, 1993).

La identificación de los minerales magnéticos portadores de la NRM en rocas reimanadas son motivo de investigación: algunas magnetitas autigenéticas observadas en rocas reimanadas tienen formas exóticas, por ejemplo botrioidal o agregados policristalinos de esférulas (McCabe et al., 1983); y en algunos casos las esférulas de magnetita reemplazan a fragmentos de piritita (Suk et al., 1988). En otros estudios se ha

sugerido que el mineral portador de la NRM en rocas reimanadas sea la magnetita de tamaño de grano muy fino, cercano al superparamagnético (Jackson et al., 1993; Channell & McCabe, 1994). Las propiedades magnéticas de las calizas reimanadas son a veces distintas de las que no lo están, y los factores que controlan estas propiedades son probablemente varios: el tamaño de grano de la magnetita original; el ambiente deposicional y la paleotemperatura durante la sedimentación; la diagénesis, etc. (Jackson et al., 1992, 1993). Pero esto no parece ser siempre es así y las propiedades magnéticas de las rocas reimanadas a veces son muy similares a las que no están reimanadas (Suk & Halgedahl, 1996).

En rocas carbonatadas y clastos cercanos a reservas de hidrocarburos, se han observado altas concentraciones de magnetita autigenética (Elmore et al., 1987; Kilgore & Elmore, 1989; Elmore & Leach, 1990) o pirrotita (Reynolds et al., 1990). Estas rocas han sido alteradas por la migración de hidrocarburos y sus fluidos asociados. La asociación de minerales ferrimagnéticos y la diagénesis de hidrocarburos está bien documentada y puede convertirse en una nueva técnica para su exploración (Elmore & McCabe, 1991 ; Elmore et al., 1993b). Sin embargo, aún no se ha esclarecido el mecanismo exacto de la autigénesis de la magnetita o de la pirrotita.

4.3.2: RESULTADOS PALEOMAGNÉTICOS: DESIMANACIÓN DE LA NRM, CÁLCULO Y DISCUSIÓN DE LAS DIRECCIONES, TEST DE PLIEGUE.

Se han estudiado un total de 26 especímenes en la sección de la Almunia de Doña Godina y 30 en la sección de Ricla. La remanencia magnética natural (NRM) de las muestras estudiadas fue medida, dada su débil intensidad, con un magnetómetro criogénico 2G; y la susceptibilidad magnética con un Kappabridge KLY-2 y KLY-3. Las muestras fueron sometidas a procesos de desimanación mediante desimanación térmica (TH) y por campos alternos decrecientes (AF). Estas medidas se han realizado en el laboratorio de Paleomagnetismo de la ETH en Zürich. Se han realizado, además, experimentos de magnetismo de rocas en muestras representativas de estas secciones, como los de adquisición de IRM en uno y tres ejes ortogonales seguidos de la desimanación térmica de la IRM y la obtención de los ciclos de histéresis. Estos últimos estudios se han realizado en el laboratorio de Paleomagnetismo de la facultad de CC. Físicas de la U.C.M. Por último, se han realizado experimentos de magnetismo a bajas

temperaturas con un magnetómetro Squid en el CAI de difracción de rayos X la facultad de CC. Químicas de la U.C.M.

Las muestras de ambas secciones son margocalizas de color gris. Las direcciones de la NRM de las dos secciones son de polaridad normal y presentan un gran agrupamiento de sus direcciones tanto antes como después de realizar la corrección tectónica correspondiente (figura 4.13).

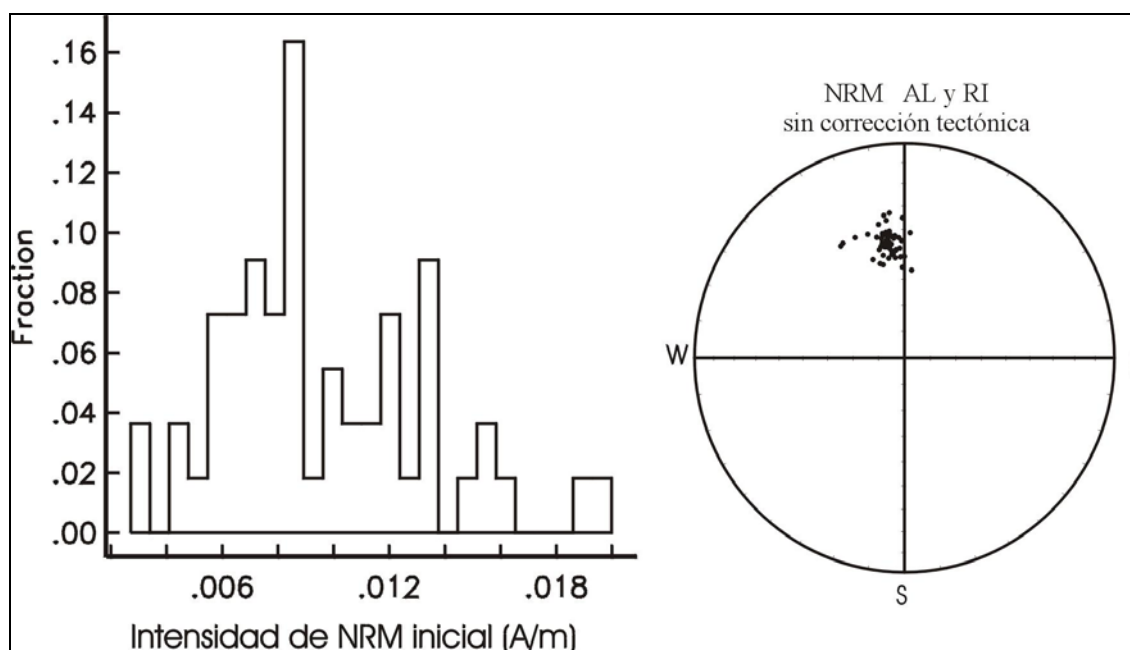


Figura 4.13: Histograma de la intensidad de la NRM inicial de todas las muestras de las secciones de AL y RI (izquierda). Direcciones de la NRM inicial de todas las muestras antes de realizar la corrección tectónica (derecha).

Los rangos de valores de la intensidad de la NRM y de la susceptibilidad iniciales de las muestras se resumen en la tabla 4.IV.

Tabla 4.IV: Direcciones paleomagnéticas de la NRM inicial de los afloramientos AL y RI. Valores mínimos y máximos de la intensidad de la NRM inicial y de la susceptibilidad inicial.

Sitio	n	Sin corrección tectónica.				Con corrección tectónica				Int.NRM ₀ (A/m)	X ₀ (S.I.)
		Dec	Inc	k	α ₉₅	Dec	Inc	k	α ₉₅		
AL	26	350.4	44.9	166.9	2.2	12.6	43.6	167.1	2.2	3 · 10 ⁻³ - 12 · 10 ⁻³	1.2 · 10 ⁻⁴ - 3.0 · 10 ⁻⁴
RI	30	347.6	44.5	122.5	2.4	15.8	36.5	122.5	2.4	3 · 10 ⁻³ - 20 · 10 ⁻³	1.7 · 10 ⁻⁴ - 4.3 · 10 ⁻⁴

n. Número de muestras; *Dec.* Declinación; *Inc.* Inclinación; *CT.* Corrección tectónica; *k* y *α₉₅* Parámetros estadísticos de error (Fisher, 1953).

Las muestras piloto se sometieron a un proceso detallado de desimanación térmica, con temperaturas de calentamiento de 50°C, 75°C, 120°C, 150°C, 200°C, 300°C, 350°C, 400°C, 450°C, 475°C, 500°C, seguidas de incrementos de 10°C hasta la desimanación completa de las muestras, que en algunos casos no se consigue hasta los 650°C o 700°C. La desimanación sistemática también fue detallada, pero con incrementos de temperatura de 20°C a 25°C a partir de 500°C. Los pasos de desimanación en el proceso de lavado por campos alternos decrecientes fueron de 5 mT, 10 mT, 15 mT, 20 mT, 30 mT, 40 mT, 50 mT, 60 mT, 80 mT, 100 mT, 120 mT, 140 mT y 160 mT.

También se midió la susceptibilidad magnética tras cada paso de desimanación térmica para controlar la posible creación de minerales magnéticos (figura 4.14).

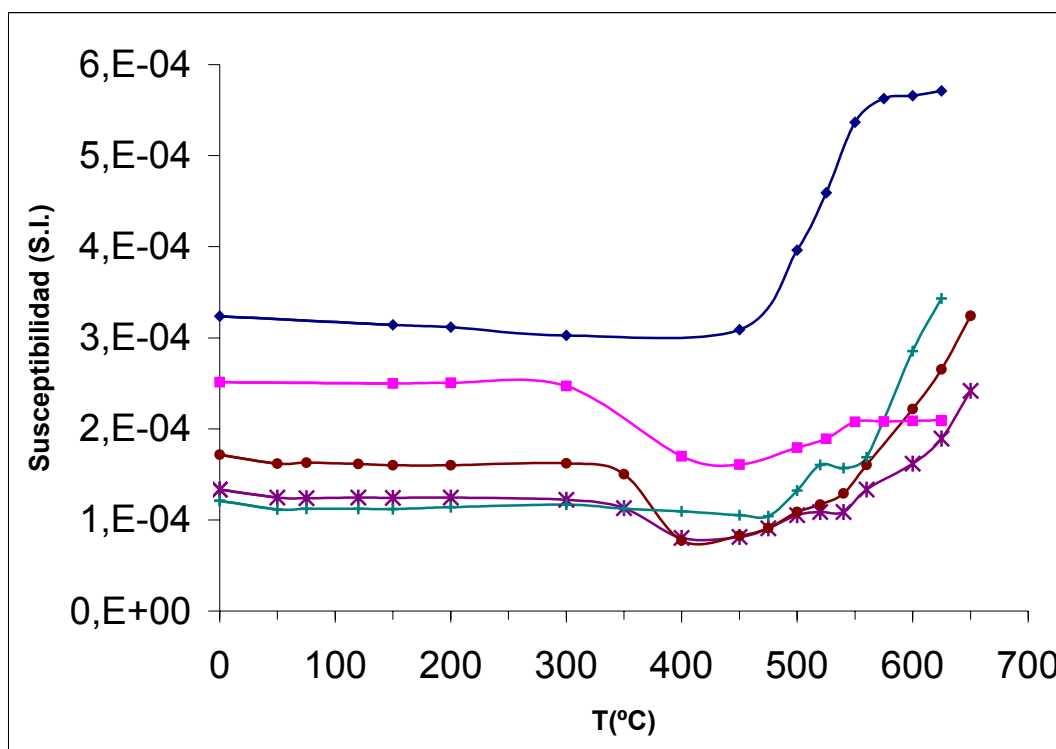


Figura 4.14: Susceptibilidad frente a temperatura durante la desimanación térmica.

Del análisis de los datos de desimanación se deduce que todas las muestras de las dos secciones (que abarcan prácticamente la totalidad del Toarciense) presentan una única componente magnética de polaridad normal, lo que indica que ésta no es original (dado que el Toarciense se caracteriza por una alta frecuencia de inversiones del campo geomagnético), sino que la magnetización de las muestras es debida a una reimanación posterior.

Atendiendo a los comportamientos magnéticos de las muestras, éstas se pueden clasificar del siguiente modo:

GRUPO (A): La mayoría de las muestras pertenecen a este grupo caracterizado por presentar, tras eliminar una componente viscosa inicial, una única componente magnética que se aísla entre 200°C y 450°C, temperatura a la que quedan completamente desimanadas (*figura 4.15 a*). Esta componente presenta siempre polaridad normal y se la denominará componente “A”.

GRUPO (B): Este grupo comprende a las muestras en las que se aísla la componente “A”, entre 200°C y 450°C, pero que después de alcanzar los 450°C todavía retienen entre el 5% y 10% de su imanación inicial, quedando completamente desimanadas entre 550°C y 600°C (*figura 4.15 b*). La pequeña fracción de la intensidad de la imanación inicial que poseen las muestras a partir de 500°C no permite aislar una segunda componente que podría estar presente en las muestras de este grupo.

GRUPO (C): En las muestras de este grupo, al igual que en las anteriores, la componente “A” se aísla entre 200°C y 450°C, y tras alcanzar los 450°C retienen entre el 5%-10% de la imanación. Sin embargo, quedan completamente desimanadas sólo tras alcanzar temperaturas de 625-635°C, sin que en ellas se observen pérdidas en la imanación entre 550°C y 600°C (*figura 4.15 c*).

En resumen, todas las muestras poseen, tras eliminar una pequeña componente viscosa inicial, una única componente magnética estable de polaridad normal que se aísla entre 200°C y 450°C. La mayoría de las muestras quedan completamente desimanadas al alcanzar los 450°C durante su proceso de desimanación térmica. Sin embargo, un pequeño número de especímenes retienen entre el 5% y el 10% de la intensidad de su NRM inicial tras alcanzar los 450°C: algunas de éstas muestras pierden esta pequeña imanación entre 575°C y 600°C, y en otras la imanación se pierde al alcanzar los 625°C - 635°C.

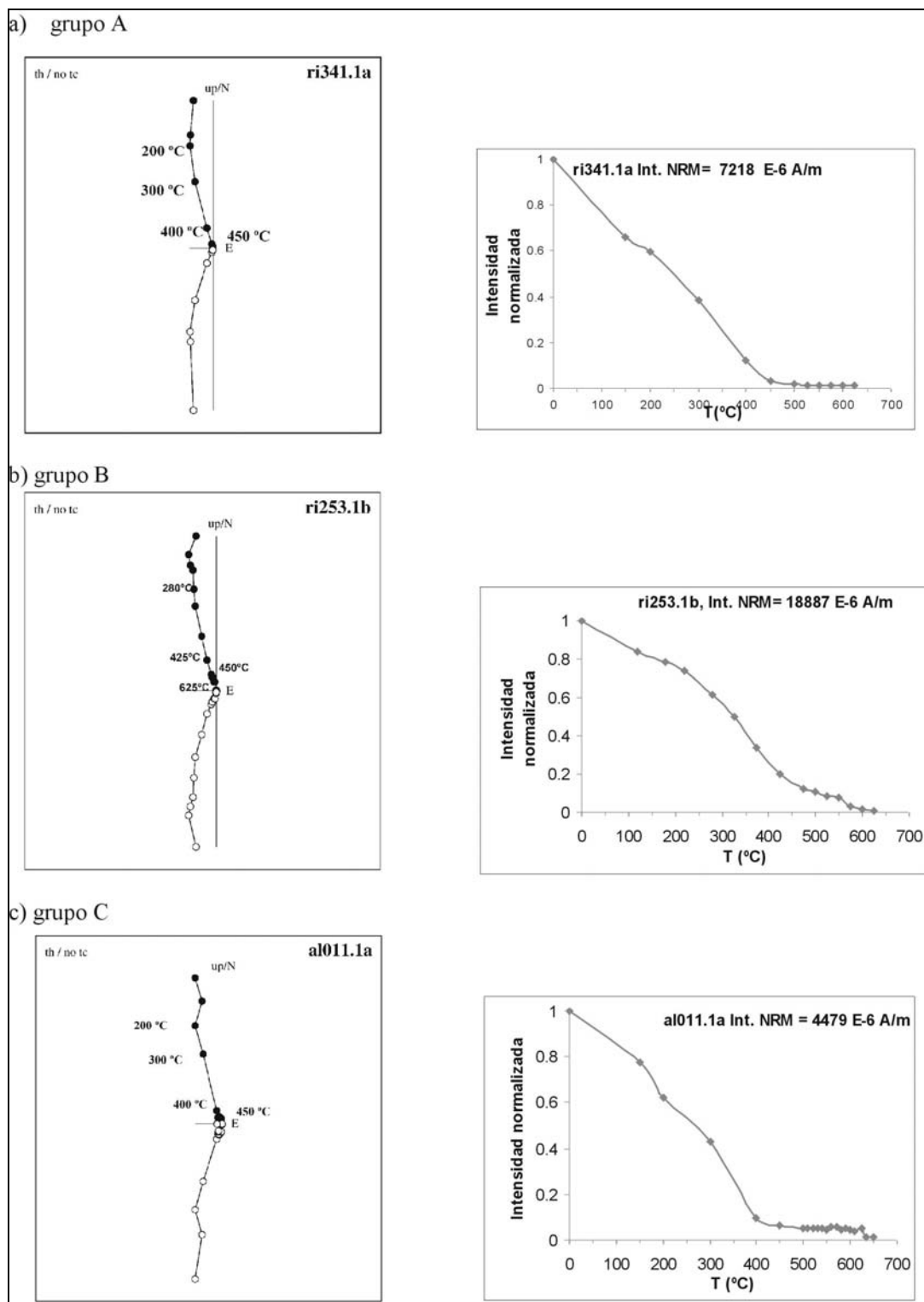


Figura 4.15: Diagramas de Zijderveld (antes de la corrección tectónica), junto a las gráficas de la caída de la intensidad (normalizada) frente a los pasos de desimantación térmica correspondientes, de muestras representativas de los tres grupos de comportamiento presentes en estas secciones: (a) GRUPO A; (b) GRUPO B y (c) GRUPO C.

En la desimanación por campos alternos decrecientes de las muestras piloto, se observa que la única componente existente en las muestras se puede aislar entre 5-15mT y 160mT (figura 4.16). No obstante la desimanación sistemática del resto de los especímenes se realizó mediante su lavado térmico.

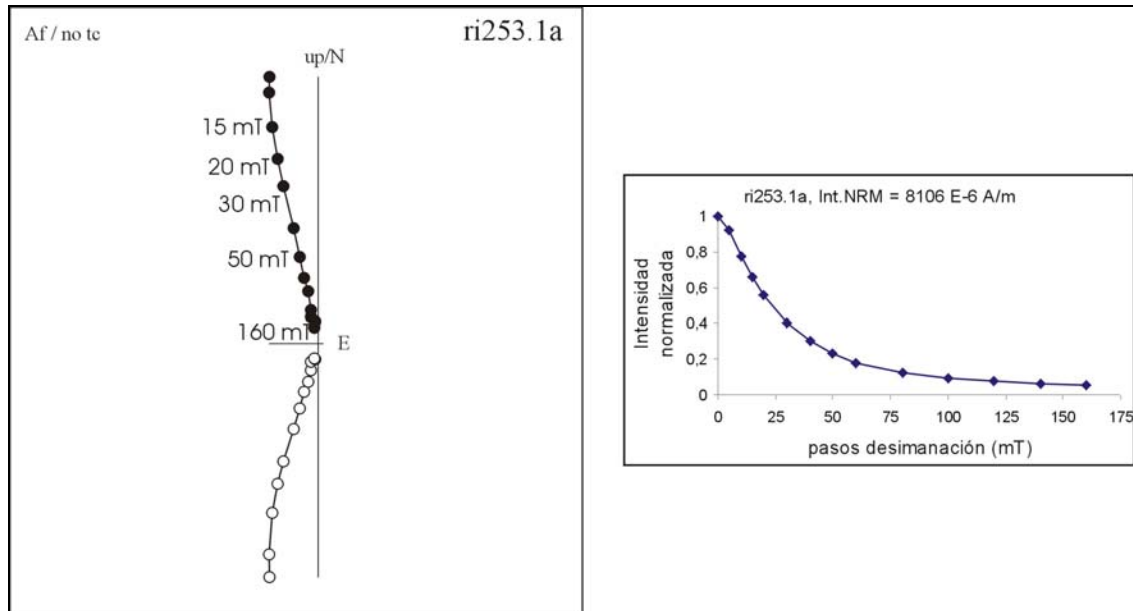


Figura 4.16: Diagramas de Zijderveld (antes de la corrección tectónica), junto a la gráfica de la caída de la intensidad (normalizada) frente a los pasos de desimanación por AF de una muestra piloto.

Teniendo en cuenta los resultados de los experimentos realizados hasta el momento se puede destacar que:

- La fase magnética con temperatura de desbloqueo de 450°C se corresponde con una fase mineral de fácil identificación.
- La monitorización de la susceptibilidad magnética durante la desimanación térmica de las muestras (figura 4.17) presenta, en algunos casos, un descenso de la susceptibilidad a partir de 300°C debido probablemente a la destrucción de minerales magnéticos o a la transformación de goetita en hematites o a la presencia de maghemita. Finalmente, se produce un aumento generalizado del valor de la susceptibilidad a partir de 500°C, debido probablemente a la creación de magnetita. (El valor de la susceptibilidad a 700°C aumenta en un orden de magnitud y no se ha representado en la figura 4.17 ya que enmascara la tendencia del resto de los valores).

- El campo destructor medio de las muestras piloto desimanadas por campos alternos decrecientes (AF) está comprendido entre 20-30 mT. Tras someter a las muestras al campo máximo de 160 mT, todavía permanece en ellas el 5% de la intensidad de la NRM inicial.

Se detallan en la *tabla 4.V* las direcciones de la componente magnética “A”, aislada en los dos afloramientos, tanto antes como después de realizar la corrección tectónica, junto a los parámetros estadísticos de error asociados. Estas direcciones se calcularon mediante el análisis de la componente principal (PCA, Kirschvink, 1980) a partir de un número mínimo de 5 datos del proceso de desimanación térmica. También en la *tabla 4.V* se resumen los parámetros del test de pliegue realizado (McFadden & Jones, 1981) que serán comentados posteriormente.

Atendiendo a los datos de la *tabla 4.V* puede observarse que las direcciones de la componente “A” son muy parecidas, tanto antes como después de realizar la corrección tectónica, presentando un buen agrupamiento en dirección ya que posee un parámetro de dispersión angular $\alpha_{95} < 3^\circ$.

Con el fin de conocer la distribución estadística de las direcciones, y corroborar el correcto aislamiento de la ChRM, se ha analizado su carácter fisheriano tanto en declinación como en inclinación. Los resultados indican que las direcciones de cada afloramiento por separado tienen unas distribuciones estadísticamente fisherianas, (*figura 4.18*). Sin embargo, el conjunto de las direcciones de ambos afloramientos (*AL+RI*) no es una distribución fisheriana en declinación, ni antes ni después de realizar la corrección tectónica. No obstante, la distribución de las direcciones obtenidas tras aplicar la corrección tectónica está muy cerca de ser fisheriana ya que presenta un parámetro crítico $Mu=1.295$ (si $Mu > 1.207$ se puede rechazar que las declinaciones estén uniformemente distribuidas al 95% de confianza, Fisher et al., 1987). Este resultado podría estar relacionado con una corrección tectónica inadecuadamente aplicada, ya que las inclinaciones de (*AL+RI*) sí son fisherianas (i.e., exponencialmente distribuidas, ya que $Me \leq 1.094$).

Tabla 4.V: Direcciones paleomagnéticas de la componente “A” aislada tras el proceso de desimanación térmica en las secciones de AL y RI; así como las de ambas en conjunto (AL+RI), tanto antes de la corrección tectónica (izquierda), como después (derecha).
Parámetros del test de pliegue de McFadden & Jones (1981).

Sitio	n	ANTES DE LA CORRECCIÓN TECTÓNICA							DESPUÉS DE LA CORRECCIÓN TECTÓNICA							F _{95%}	F _{99%}
		Dec	Inc	k	α_{95}	Rsum	Fish? (Dec/inc)	f	Dec	Inc	k	α_{95}	Rsum	Fish? (Dec/inc)	f*		
AL A	24	343.8	34.2	154.0	2.4	23.851	Si/Si	1.6120	359.6	37.2	172.4	2.3	23.867	Si/Si	0.0332	0.0630	0.0985
RI A	27	1.2	38.8	240.8	1.8	26.892	Si/Si		1.2	38.8	240.8	1.8	26.892	Si/Si			
AL+RI A	51	352.8	36.9	74.3	2.3	50.327	No/Si		0.5	38.0	200.7	1.4	50.751	Si?/Si			

n. Número de muestras; *Dec.* Declinación; *Inc.* Inclinación; *k* y α_{95} Parámetros estadísticos de error (Fisher, 1953); *f*, *f**, *F_{95%}* y *F_{99%}*. Parámetros del test de pliegue de McFadden & Jones (1981).

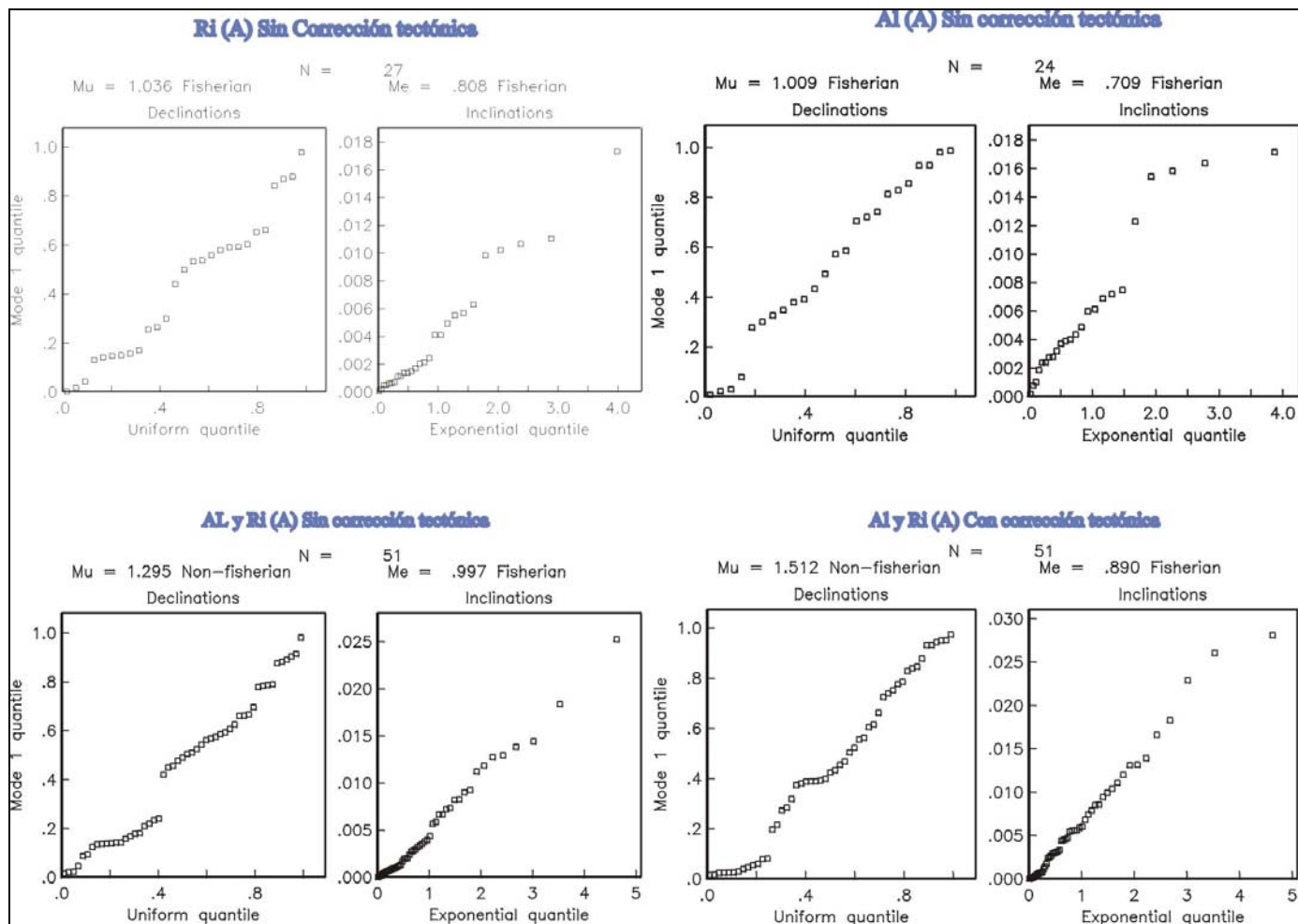


Figura 4.18: Diagramas “quantile-quantile” de las declinaciones/inclinaciones representadas frente a distribuciones asumidas uniformes/exponenciales para analizar el carácter fisheriano de la componente “A” en AL, RI, y en AL+RI antes y después de la corrección tectónica.

Por tanto, el hecho de que las poblaciones de direcciones de cada sitio por separado respondan a distribuciones fisherianas indica que el fenómeno de la reimanación no afecta necesariamente al carácter de su distribución estadística y no es un factor que nos permita diferenciar el origen primario o secundario de una población de direcciones.

Se ha realizado el test de pliegue (McFadden & Jones, 1981) a los dos afloramientos estudiados (*AL* y *RI*), que pese a estar en el mismo flanco de plegamiento, presentan distinta corrección tectónica. Los resultados obtenidos indican que las direcciones de la componente “A” se agrupan después de realizar la corrección tectónica, por lo que la imanación se adquirió antes del plegamiento que sufrieron las capas. Los diagramas de igual área de la *figura 4.19* muestran las direcciones de la componente “A” tanto antes como después de realizar la corrección tectónica. Los parámetros del test *tabla 4.V* verifican un test de pliegue tipo “NP”: (i) test negativo (N) antes de realizar la corrección tectónica con $f > F_{95\%}$ y 99% , lo que permite rechazar la hipótesis de que las direcciones de la componente “A” tengan una dirección media común antes de realizar la corrección tectónica; y (ii) cuando se aplica la corrección tectónica a las direcciones se obtiene que $f^* < F_{95\%}$ y 99% , y por tanto no se puede rechazar la hipótesis de que ambos afloramientos tengan una dirección media común después de realizar la corrección tectónica (test positivo, P).

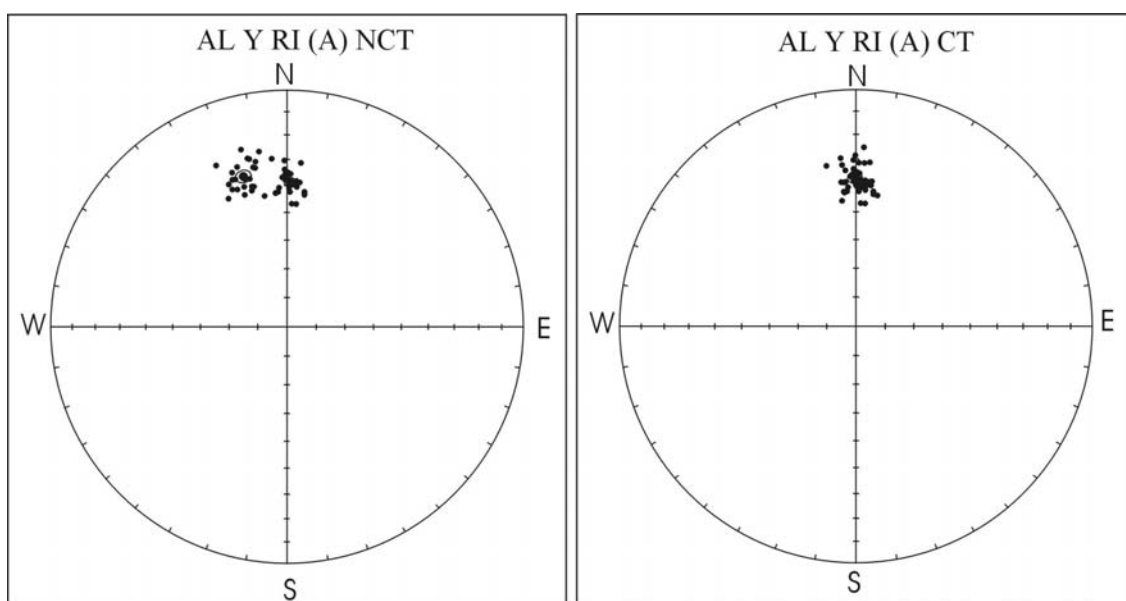


Figura 4.19: Diagramas de igual área de las direcciones de la componente “A” de *AL* y *RI* antes (izquierda) y después (derecha) de realizar la corrección tectónica.

En definitiva, el test de pliegue indica que la componente “A” se adquirió antes de que las capas se deformasen y se plegaran, ya que las direcciones de la componente calculada en ambos afloramientos son indistinguibles después de realizar la corrección tectónica. No obstante, este estudio paleomagnético revela que sería deseable realizar un estudio tectónico detallado de la zona para conocer mejor la estructura del pliegue.

La dirección obtenida, adquirida antes de que se plegase la zona de estudio, presenta declinación norte pero inclinación menor de la que el campo geomagnético presenta en la actualidad, lo que parece indicar (ver *figura 1.2* y *tabla 1.1*) que la imanación se adquirió después de que la Placa Ibérica completara su rotación antihoraria y antes de que se produjera el plegamiento. Esto situaría la edad de la reimanación en el Cretácico superior o el Terciario.

4.3.3: ADQUISICIÓN GRADUAL DE IRM Y DESIMANACIÓN TÉRMICA DE LA IRM.

Del experimento de adquisición gradual de IRM podemos observar que los materiales estudiados presentan dos tipos de comportamiento:

GRUPO (1): Muestras que se saturan completamente antes de los 2T. En estas muestras se puede apreciar un gran incremento de su imanación a campos muy bajos, alcanzando el 90% de su imanación de saturación a 0.03 T y quedando completamente saturadas al ser sometidas a un impulso magnético de 0.8 T. En la desimanación térmica de la IRM se aprecia una primera caída de la intensidad hasta 300°C, seguida de otra hasta 450°C hasta que finalmente se logra la desimanación total a 600°C. En la *figura 4.20* se representa la adquisición gradual de IRM de una muestra de este grupo y su desimanación térmica, comparada con la intensidad de la imanación de la NRM durante su desimanación por AF y por TH.

GRUPO (2): Muestras que no se logran saturar pese a alcanzar el campo pico máximo de 2T, pero que adquieren gran parte de la imanación al ser sometidas a campos bajos (un ejemplo es la muestra de la *figura 4.21*, que alcanza el 60% de la IRM a 0.03 T). En el proceso de desimanación de estas muestras se observa que aproximadamente el 70-75% de la intensidad de la imanación de la IRM se pierde al alcanzar los 450°C y que la IRM restante se desimana entre 600 y 700°C. La desimanación de la IRM adquirida en tres ejes (Lowrie, 1990) de una muestra de este

grupo (figura 4.22) informa que la fase de T_{UB} de 600-700°C es portada por minerales de alta coercitividad, probablemente hematites, y que la fase de T_{UB} de 450°C está portada por minerales de baja-media coercitividad.

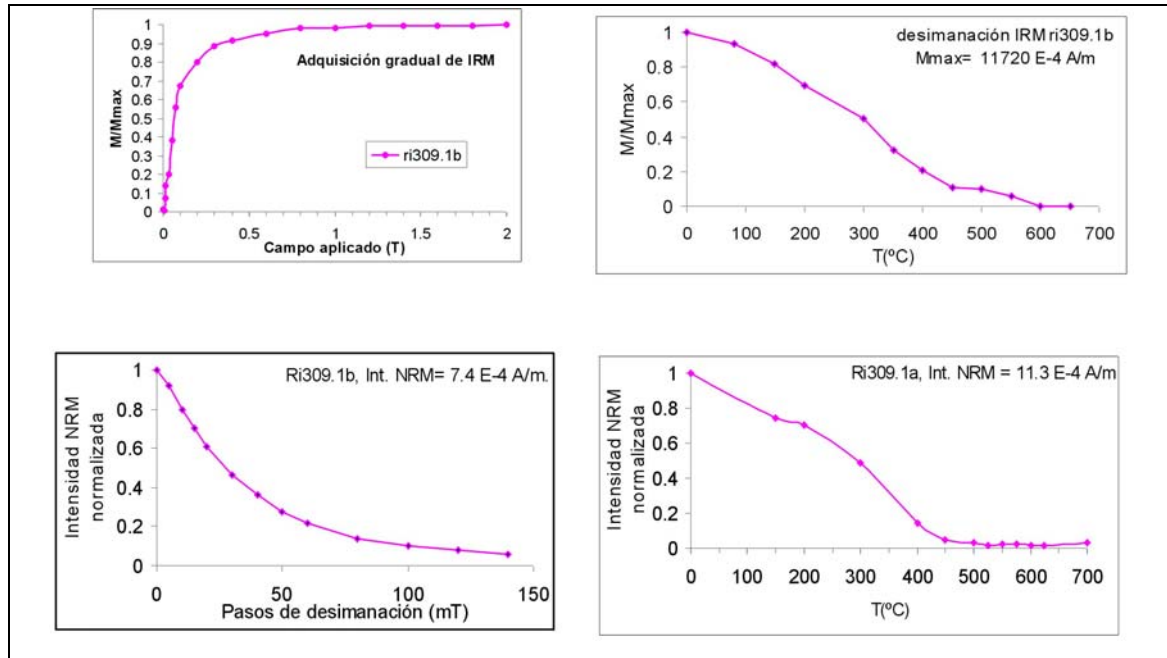


Figura 4.20: (arriba) Adquisición gradual de IRM seguida de su desimantación térmica; (abajo) desimantación de la NRM por AF y térmica de dos especímenes del mismo testigo representativos del grupo (1).

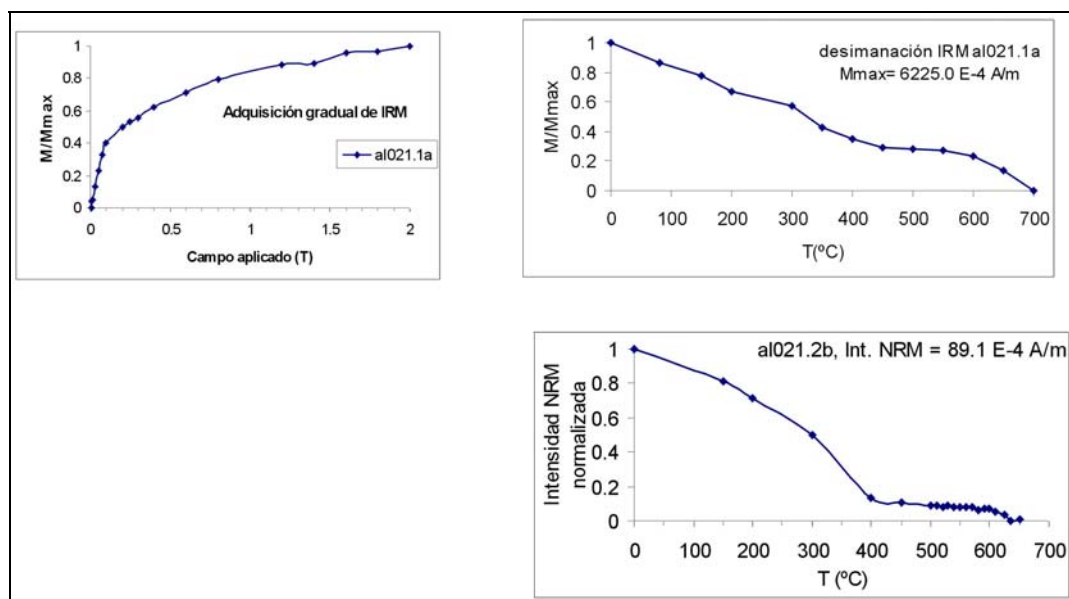


Figura 4.21: (arriba) Adquisición gradual de IRM seguida de su desimantación térmica; y (abajo) desimantación térmica de la NRM, de dos especímenes del mismo testigo representativos del grupo (2).

Un comportamiento curioso de estas muestras es que el espectro de Tub de la NRM y de la IRM es diferente: en unos casos (figura 4.21) hay dos caídas en la intensidad de la imanación (la primera y más importante se produce entre 300°C-450°C, y la otra desde 600°C hasta 635°C), y en otros casos (figura 4.22) la caída que se produce a partir de 600°C no está patente en la NRM pero sí en la IRM.

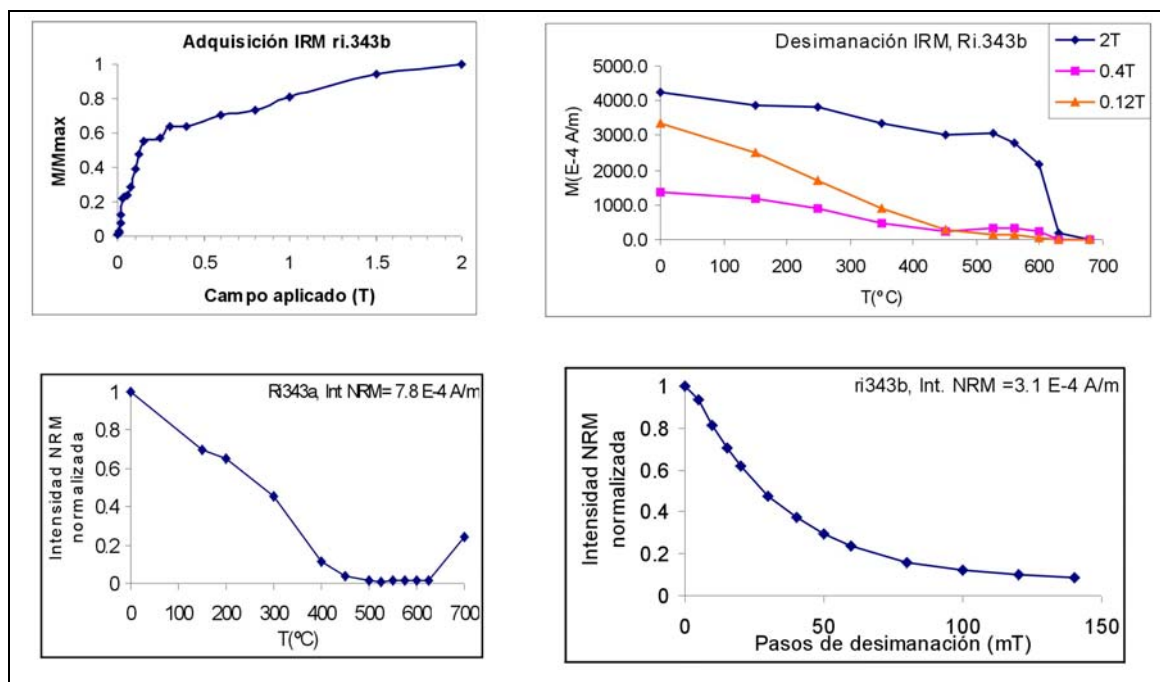


Figura 4.22: (arriba) adquisición gradual de IRM seguida de su desimanación térmica de la IRM en tres ejes; y (abajo) desimanación térmica y por AF de la NRM, de dos especímenes del mismo testigo representativos del grupo B.

Existen por tanto dos grupos de muestras:

(i) En el primer grupo, sólo existen dos fases magnéticas de baja coercitividad que se saturan a campos de 0.3 T - 0.4 T y con temperaturas de desbloqueo (T_{UB}) máximas diferenciadas de 450°C y 600°C. La NRM está dominada por la fase de T_{UB} de 450°C. En la mayoría de las muestras la NRM se desimana totalmente a esta temperatura y sólo en algunos casos la fase de T_{UB} de 600°C es apreciable. La magnetita probablemente es el mineral que responde a baja coercitividad (0.3 T) y T_{UB} máxima de 600°C. La otra fase, también de baja coercitividad y T_{UB} máxima de 450°C, no queda definida totalmente con estos experimentos y por tanto todavía queda abierta la discusión sobre su composición (magnetita de pequeño tamaño de grano y/o magnetita oxidada);

(ii) El segundo grupo de muestras, además de minerales de baja coercitividad, posee minerales de alta coercitividad (que no se saturan a 2 T) y cuya T_{ub} máxima es de

700°C (observable en la desimanación de la IRM y a veces en la desimanación de la NRM), lo que indica la presencia de hematites. La hematites de este grupo de muestras no contribuye a la NRM de modo significativo. Además, parece que existe una relación entre la presencia de hematites y la falta de magnetita de T_{ub} de 575-600°C. Es decir, en las muestras donde además de la fase de T_{ub} de 450°C está presente la de T_{ub} de 575°C-600°C, no está presente la hematites; y sólo en los casos donde no se constata la fase de magnetita de T_{ub} de 600°C, aparece la presencia de hematites. Es importante recalcar que la magnetita de T_{ub} de 575-600°C y la hematites contribuyen de manera significativa en la IRM pero no en la NRM.

4.3.4: CICLOS DE HISTÉRESIS

Se realizaron ciclos de histéresis en numerosas muestras representativas de cada uno de los grupos descritos anteriormente. Los ciclos de histeresis se midieron en un Coercivity Meter, a temperatura ambiente y hasta un campo máximo de 0.5 T. Se ha calculado, cuando era posible en función de este campo pico máximo, la magnetización remanente de saturación J_{rs} , la magnetización de saturación J_s , la fuerza coercitiva de la remanencia H_{cr} y la fuerza coercitiva H_c ; así como el valor de estos parámetros de histéresis después de la corrección por la contribución paramagnética de las muestras (obsérvese la tendencia inclinada de los ciclos de histéresis, tras sus saturación, debido a esta contribución, *figura 4.23*).

Los resultados obtenidos indican que las muestras presentan distintos comportamientos: Existen muestras que se saturan a campos bajos 0.3-0.4 T, que presentan ciclos de histéresis cerrados y simétricos, y que evidencian la contribución de minerales paramagnéticos (*figura 4.23.A1*), tras la corrección por la contribución de minerales paramagnéticos (*figura 4.23.A2*), se puede observar el estrechamiento a campos bajos que indica la existencia de dos fases magnéticas distintas de baja coercitividad pudiendo corresponder a dos fases de magnetita, aparte de la contribución de minerales paramagnéticos. Otras muestras no alcanzan su magnetización remanente de saturación al ser sometidas al campo máximo de 0.5 T (*figura 4.23.B1*), pero sus ciclos son cerrados y presentan un estrechamiento a campos bajos que indica la existencia de dos fases magnéticas distintas (*figura 4.23.B2*), aparte de la contribución de minerales paramagnéticos (*figura 4.23.B2*). Otras muestras, en cambio, no se saturan ni cierran su ciclo de histéresis a los campos máximo aplicados de 0.5 T (*figura 4.23.C*).

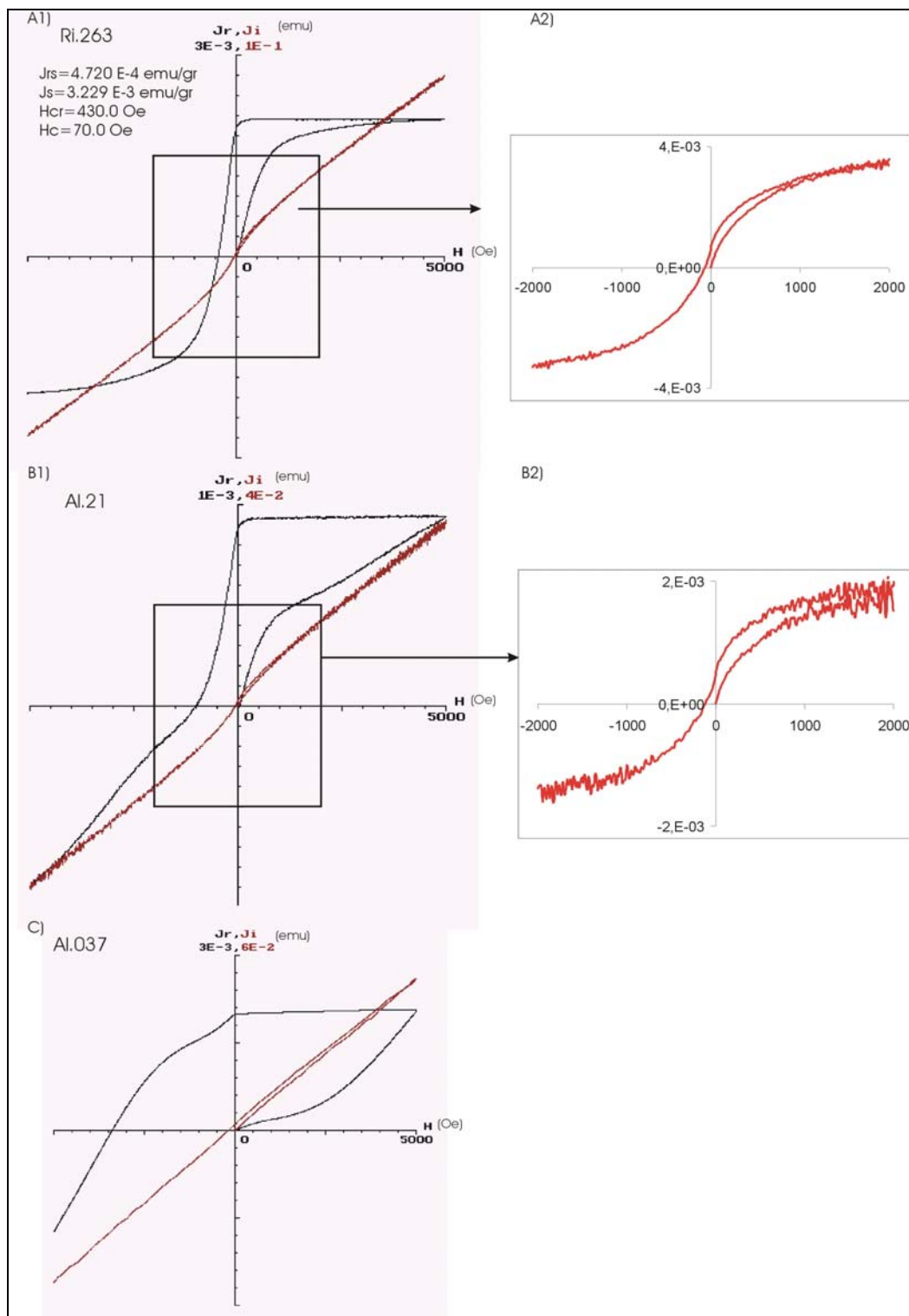


Figura 4.23: Ejemplos de ciclos de histéresis (en negro la magnetización remanente y en rojo la inducida) de muestras representativas de la Almunia de Doña Godina-Ricla: (A1): muestra con minerales de baja coercitividad probablemente magnetita antes de la corrección por la contribución de minerales paramagnéticos y (A2) después de la corrección por la contribución de minerales paramagnéticos; (B1): muestra con estrechamiento a campo bajos indicando la presencia de dos fases magnéticas de minerales con baja y alta coercitividad antes de la corrección por la contribución de minerales paramagnéticos y (B2) después de la corrección por la contribución de minerales paramagnéticos; (C): muestra con minerales de alta coercitividad, probablemente goethita.

Estos comportamientos de los ciclos de histéresis podrían indicar, junto con la información que aportan las gráficas de caída de la intensidad de la imanación durante el proceso de desimanación de la NRM y de la IRM adquirida, que la composición de las muestras, además de contener minerales paramagnéticos, está dominada en unos casos por minerales de baja coercitividad mientras que en otros, los minerales de alta coercitividad coexisten con los de baja coercitividad.

Los parámetros de histéresis de las muestras que presentaron únicamente fases de baja coercitividad se han representado (figura 4.24) en el diagrama de Day (Day et al., 1977). Se comparan con las tendencias teóricas para la magnetita de la combinación de granos SD y MD (o SD y SP) de Dunlop (2002), y con las tendencias que presentan en este diagrama las calizas reimanadas de Norte América de Jackson (1990) (línea naranja nº1 en figura 4.24) y de Channell & McCabe (1994) (línea naranja nº2 en figura 4.24).

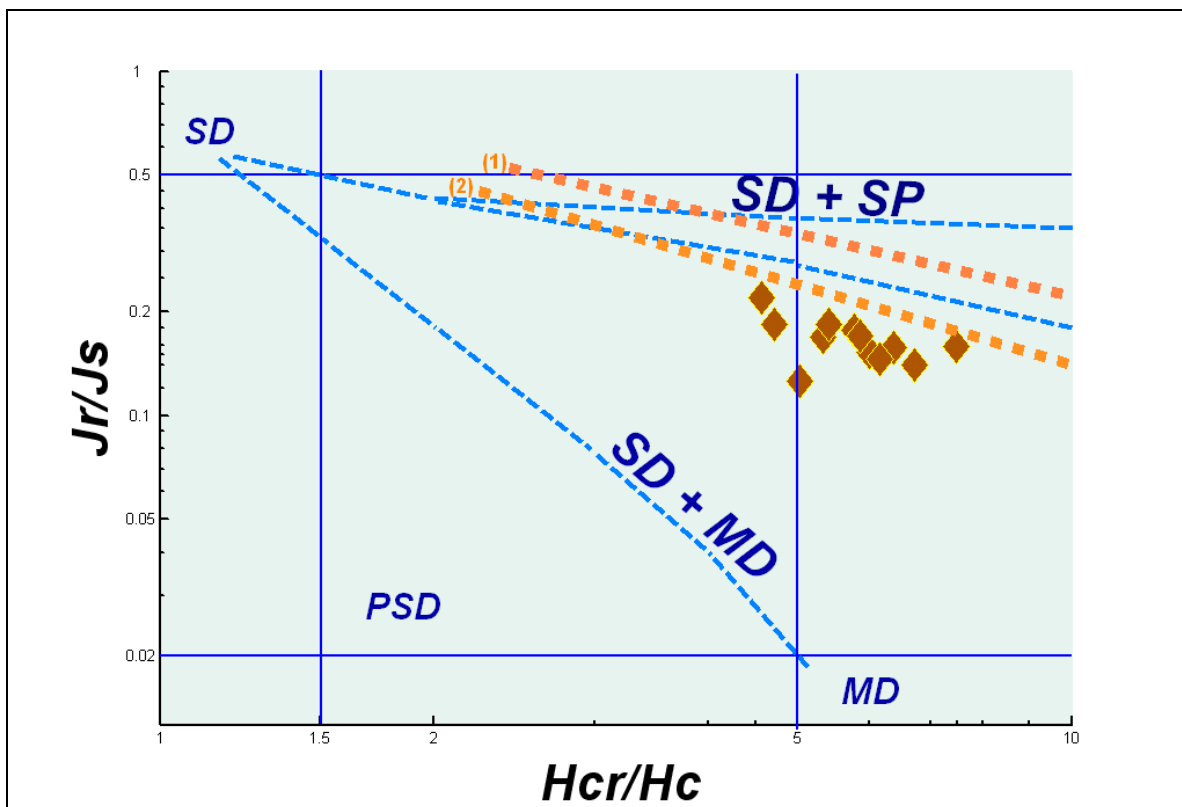


Figura 4.24: Diagrama de Day (Day et al., 1977) de muestras de calizas de los sitios AL y RI (rombos marrones), comparado los resultados con las curvas teóricas (Dunlop, 2002) de la magnetita para mezclas de granos SD+MD y SD+SP y las tendencias de calizas reimanadas de Jackson. 1990, (1, línea naranja) y de Channell & McCabe. 1994, (2, línea naranja). SD: monodominio; PSD: pseudo-monodominio; MD: multidominio; SP: superparamagnético; Jr: magnetización de la remanencia; Js: magnetización de saturación; Hcr: coercitividad de la remanencia; Hc: coercitividad.

La tendencia observada de las muestras de los sitios *AL* y *RI* es próxima a la curva teórica de granos SD+SP, y además transcurre paralela a las tendencias representadas de las calizas reimanadas. Jackson (1990) sugirió que las rocas reimanadas pudieran contener magnetita secundaria de grano más fino que la de las rocas no reimanadas, y que la alta relación existente en el cociente H_{cr}/H_c pudiera responder a una mezcla de granos de magnetita SP y SD estable. La alta magnetización inducida en los granos SP, aún en un campo pequeño y negativo, puede cancelar la M_{rs} de los granos SD estables o de mayor tamaño, provocando un valor anómalamente pequeño de H_c , aunque H_{cr} no estaría afectado ya que sólo depende de la remanencia (en granos SD al menos). Esos altos valores de H_{cr}/H_c son indicadores de granos SP y MD. Por su puesto, la relación M_{rs}/M_s también se ve reducida por una adición de material SP.

4.3.5: MAGNETISMO A BAJAS TEMPERATURAS.

Se realizó un experimento de magnetismo a bajas temperaturas en dos muestras representativas de *AL* y *RI*, con el fin de poder identificar si la magnetita está presente en ellas: La magnetita posee una transición en su red cristalina llamada transición de Verwey que es fácil de identificar (Verwey & Haayman, 1941).

Por encima de 120 K, los iones Fe^{2+} y Fe^{3+} de la magnetita sufren una reorganización en su estructura cristalina; los cationes se desordenan y dejan de existir direcciones preferentes en la red, quedando como resultado final una estructura cúbica. Esta transición queda reflejada en un descenso brusco de la imanación remanente de la magnetita al pasar durante el proceso de calentamiento por dicha temperatura, cuando previamente se le aplica a la muestra un campo alto (de 5 T en nuestro caso) a muy bajas temperatura (en nuestro caso las muestras se enfriaron a la temperatura del Helio líquido, a unos 4 K).

Tras aplicar el campo a bajas temperaturas se mide la remanencia a intervalos de temperatura de 2 K durante su calentamiento en campo nulo.

No obstante, la oxidación de la magnetita provoca que esta transición se vaya suavizando hasta que, dependiendo del tamaño de grano, llega a perderse completamente (*figura 4.25*, Özdemir et al., 1993).

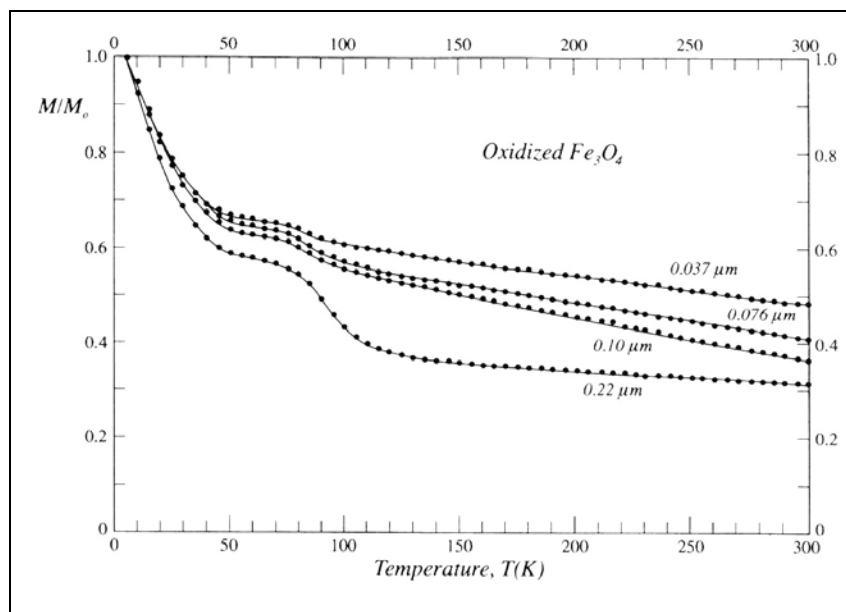


Figura 4.25: Imanación remanente de saturación adquirida a 10 K, monitorizada durante su calentamiento a campo nulo hasta temperatura ambiente, en magnetitas parcialmente oxidadas. La transición de Verwey se va suavizando en las magnetitas parcialmente oxidadas, según disminuye el tamaño de grano, hasta desaparecer prácticamente. Özdemir et al. (1993)

La imanación remanente natural de las muestras elegidas (*RI-263* y *AL-021*) queda completamente desimanada a 450°C durante su lavado térmico:

La muestra *RI-263* se satura a campos bajos según indica su ciclo de histéresis (*figura 4.23.A*): en esta muestra podría existir magnetita de temperatura de desbloqueo de 575-600°C que no contribuyera a la NRM pero que, como en otros casos, se aprecie durante los experimentos de IRM.

Dado que la presencia de la hematites no enmascara la transición de Verwey (a bajas temperaturas) de la magnetita, la muestra *AL-021* es muy interesante ya que, en los experimentos de IRM realizados en ella, sólo se ha observado la fase de temperatura de desbloqueo (T_{UB}) máxima de 450°C, y otra fase de T_{UB} máxima de 700°C probablemente debida a hematites (hay que recalcar que en esta muestra no se ha observado la T_{UB} máxima de la magnetita de 575-600°C ni en la NRM ni en la IRM, ver *figura 4.21*).

Los resultados del experimento a bajas temperaturas de las muestras se representan en la *figura 4.26*. En la muestra *RI-263* se puede apreciar claramente la transición de Verwey, ya que su imanación decrece bruscamente al alcanzar los 120K. En la muestra *AL-021* la imanación decrece progresivamente y no se aprecia una transición de Verwey tan

clara como en el caso de *RI-263*. La tendencia decreciente y la desaparición casi total de la transición de Verwey podría indicar la presencia de magnetita oxidada y de pequeño tamaño de grano.

En la *figura 4.26* se ha representado, además, la derivada de la imanación con respecto a la temperatura frente a ésta, centrando la gráfica en la zona donde se produce la transición de Verwey para ambas muestras. Analizando dicha figura, parece que se aprecia mejor la pequeña variación de la imanación remanente de la muestra *AL-021* alrededor de 120 K, aunque no sea tan apreciable como en el caso de la muestra *RI-263*.

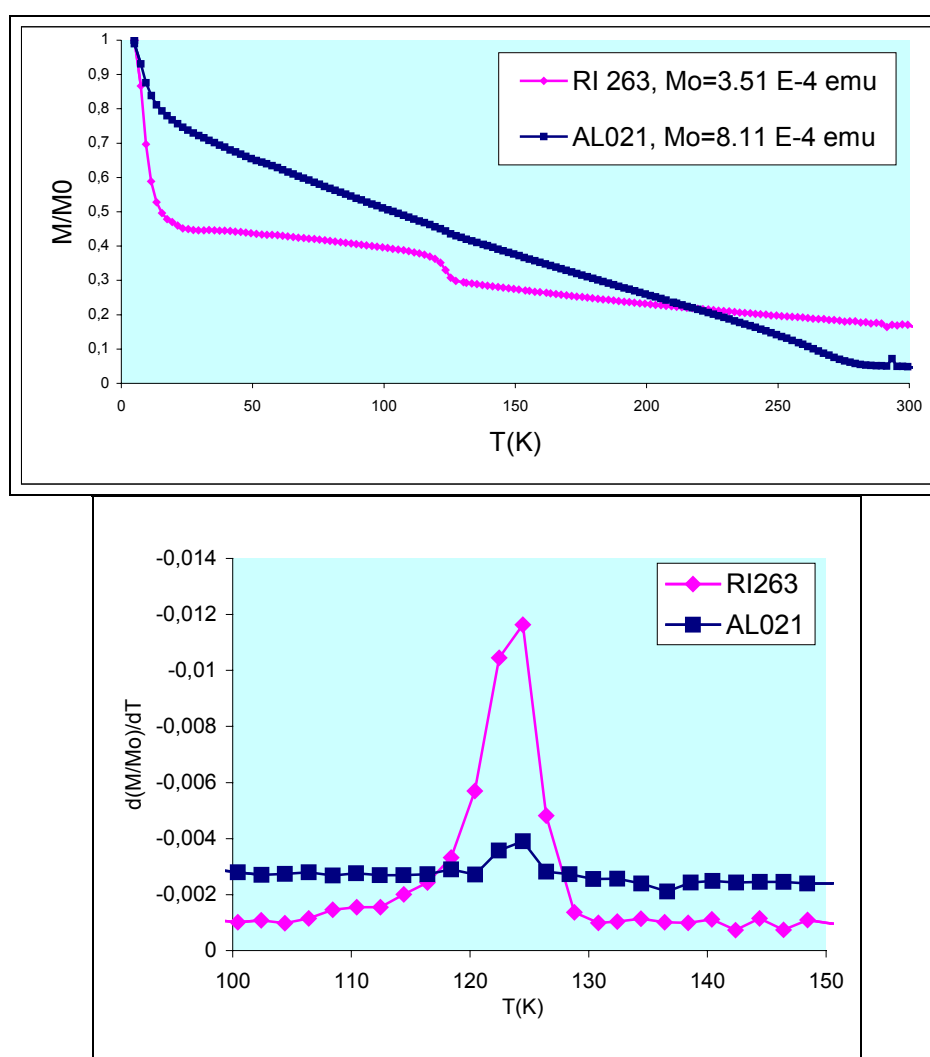


Figura 4.26: Experimentos a bajas temperaturas en muestras representativas de las secciones de RI (en rosa) y de AL (en azul).

(Arriba): Monitorización de la imanación remanente normalizada (adquirida a 4 K y en un campo de 5 T) durante su calentamiento en campo nulo hasta temperatura ambiente (300 K).

(Abajo): Derivada de la imanación normalizada con respecto a la temperatura ($d(M/M_0)/dT$) frente a la temperatura (T) en un rango de temperaturas centrado en las proximidades de la transición de Verwey (120K).

Por tanto, del experimento de magnetismo a bajas temperaturas se puede deducir la existencia en las muestras de magnetita. En las muestras en las que no hay hematites la transición de Verwey de la magnetita es muy clara; en las muestras en las que no se ha observado magnetita de temperatura de desbloqueo de 575°C y hay hematites, la transición de Verwey queda muy suavizada indicando que la magnetita presente en ellas está oxidada y es de pequeño tamaño de grano. Distintos grados de oxidación de las muestras explicaría el hecho de que coexistan en ellas la magnetita no oxidada junto a la magnetita oxidada; y que ésta, en los casos en los que la oxidación sea grande, derive en hematites. No obstante, serían necesarios más experimentos de magnetismo a bajas temperaturas para poder afirmar lo dicho anteriormente con total seguridad, junto a otros que justifiquen la existencia de una temperatura de desbloqueo de 450°C.

Por tanto, en el caso de las calizas jurásicas reimanadas de la Almunia de Doña Godina (*AL*) y Ricla (*RI*) parece que el mineral portador de la imanación es la magnetita oxidada de pequeño tamaño de grano. No obstante, el origen de la esta magnetita no queda claro, pudiendo ser originario de la roca o bien ser magnetita secundaria.

4.3.6: CONCLUSIONES.

Las principales conclusiones del estudio paleomagnético llevado a cabo en las secciones jurásicas, de edad Toarciense, de la Almunia de Doña Gomina (*AL*) y Ricla (*RI*) son:

(i) Las muestras presentan una única componente magnética estable (aparte de una pequeña viscosa inicial) que se aísla entre 200°C y 450°C. Esta componente presenta siempre polaridad normal. La ausencia de polaridades invertidas indica que esta componente es una reimanación total de las calizas de esta serie. Tras alcanzar los 450°C, la mayoría de las muestras quedan completamente desimanadas; aunque existen muestras que retienen a 450°C entre el 5% y el 10% de la NRM inicial, la cual pierden a 575-600°C en unos casos y a 625-650°C en otros (sin tener en este último caso caídas de imanación entre 575°C y 600°C). La baja intensidad de la imanación de las muestras a partir de 450°C no permite calcular ninguna otra componente a parte de la ya citada.

(ii) Los experimentos de adquisición y desimación de IRM indican la existencia de: (a) muestras que se saturan a campos muy bajos (de 0.3 T) y que quedan completamente desimadas a 600°C durante el proceso de desimación de la IRM y (b) muestras que aumentan rápidamente su imanación a campos bajos pero que no logran saturarse tras ser sometidas a un campo pico máximo de 2 T. Estas muestras presentan dos fases en su proceso de desimación de la IRM: una a una temperatura de desbloqueo (T_{UB}) máxima de 450°C y otra a una T_{UB} de 650°C-700°C. Parece que existen dos tipos de muestras atendiendo a estos experimentos: muestras en las que coexiste la magnetita con un mineral de T_{UB} máxima de 450°C y baja coercitividad, y muestras en las que este último coexiste con la hematites.

(iii) Los parámetros de histéresis de las muestras se ajustan bastante bien a la curva teórica de Dunlop (2002) de mezcla de granos de magnetita SD+SP, probablemente de pequeño tamaño de grano, y su tendencia es paralela a las de otras calizas reimanadas (Jackson, 1990; Channell & McCabe, 1994).

(iv) Los experimentos a bajas temperaturas, realizados para identificar la transición del Verwey de la magnetita, confirman la presencia de magnetitas oxidadas de diferente grado de oxidación.

(v) Probablemente el mecanismo que ocasionó la reimanación produce o afecta a granos finos de magnetita con diferente grado de oxidación. El origen de la esta magnetita oxidada no queda claro: pudiendo ser producto de la oxidación de magnetita originaria de la roca o producirse por precipitación posterior, asociada, por ejemplo, a la circulación de fluidos.

(vi) El test de pliegue (McFadden & Jones, 1981) realizado con la direcciones de la componente reimanada en ambas secciones indica que la reimanación es anterior al plegamiento de las estructuras. Atendiendo a la dirección de esta componente tras realizar la corrección tectónica, puede decirse que la reimanación se produjo una vez que Iberia había completado ya su rotación antihoraria respecto a Eurasia. Por tanto puede ser de edad Cretácico superior o Terciario.

4.4: BREVE DESCRIPCIÓN DE LOS AFLORAMIENTOS DE EDAD PLIENBACHIENSE-TOARCIENSE DE LA SIERRA DE ALBARRACÍN: VILLAR DEL COBO, ENTRAMBASAGUAS Y GEA DE ALBARRACÍN.

Se han muestreado 3 sitios de la Sierra de Albarracín (Sistema Ibérico), donde afloran calizas Jurásicas de edad Pliensbachiense y Toarciense. Los afloramientos estudiados son de pequeñas dimensiones y están situados en las proximidades de Villar del Cobo, Entrambasaguas y Gea de Albarracín, en la provincia de Teruel. Se muestrearon rocas calizas a 1.5km de Villar del Cobo de edad Toarciense llamadas VCT y calizas bioclásticas pertenecientes a la formación de Barahona de edad Pliensbachiense denominadas VCP. En la región de Entrambasaguas se muestreó el Toarciense superior. Se trata de muestras de caliza con intercalaciones margosas frecuentes, denominadas EBT. También se muestrearon calizas pertenecientes a la formación de alternancia de margas y calizas de Turmiel en las proximidades de Gea de Albarracín (GAT).

Los estudios realizados por Juárez et al. (1998) indican que esta región puede considerarse representativa de Iberia estable, por lo que el objetivo inicial de este muestreo era obtener direcciones paleomagnéticas de edad Jurásico inferior, que junto con las obtenidas en los estudios de las secciones de Almonacid de la Cuba (límite Pliensbachiense/Toarciense) y Almunia de Doña Godina-Ricla (Toarciense) permitieran obtener un polo paleomagnético de buena resolución para Iberia estable. Los resultados obtenidos en estos sitios no son los deseados, pues la mayoría de las muestras estudiadas no presentan magnetizaciones estables, y las pocas muestras que si presentan remanencias estables presentan una dirección próxima al campo geomagnético actual.

4.4.1: TRATAMIENTO EN EL LABORATORIO Y DISCUSIÓN DE LOS RESULTADOS.

Las muestras se midieron en el Laboratorio de Paleomagnetismo de la ETH en Zurich. La NRM se midió con un magnetómetro criogénico y la susceptibilidad con un KLY-2. Las muestras presentan una dirección de la NRM inicial próxima al campo magnético actual antes de hacer la corrección tectónica y una buena agrupación de las direcciones (*figura 4.27 y tabla 4.VI*). Los valores de la intensidad de la NRM inicial de los afloramientos son muy pequeños y en muchos casos próximas al orden de precisión de

los aparatos de medida. Los valores de la susceptibilidad inicial de las muestras son bajas (tabla 4.VI).

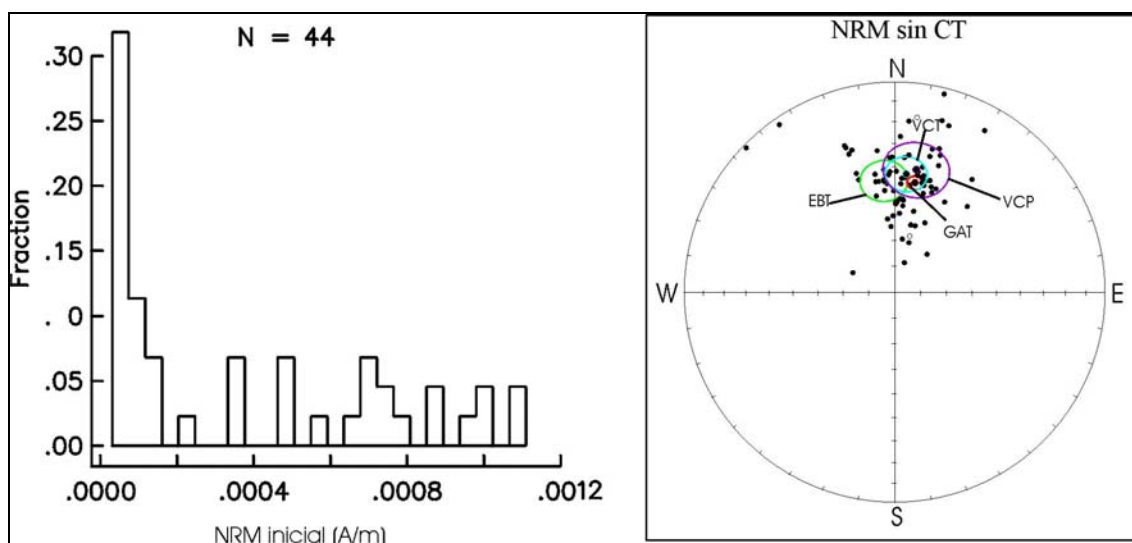


Figura 4.27: (izqda.) Histograma de la intensidad de la NRM inicial de todas las muestras de los afloramientos GAT, EBT, VCP Y VCT; y (dcha.) representación de las direcciones de la NRM inicial de cada sitio, junto con sus correspondientes círculos de confianza de radio α_{95} .

Tabla 4.VI: Direcciones paleomagnéticas de la NRM inicial de los afloramientos GAT, EBT, VCT y VCP. Valores máximos y mínimos de la intensidad de la NRM inicial y de la susceptibilidad inicial.

Sitio	n	Sin corrección tectónica.				Con corrección tectónica				Int.NRM ₀ (A/m)	X ₀ (S.I.)
		Dec	Inc	k	α_{95}	Dec	Inc	k	α_{95}		
GAT	11	10.5	46.1	270.9	2.8	10.5	46.1	270.9	2.8	209 10 ⁻⁶ - 502 10 ⁻⁶	3.72 10 ⁻⁵ - 4.68 10 ⁻⁵
EBT	20	354.6	45.7	15.5	8.6	359.0	27.7	15.5	8.6	46 10 ⁻⁶ - 1112 10 ⁻⁶	2.81 10 ⁻⁶ - 5.77 10 ⁻⁵
VCT	22	10.0	40.5	7.9	11.8	11.8	37.2	7.9	11.8	36 10 ⁻⁶ - 893 10 ⁻⁶	2.77 10 ⁻⁵ - 5.98 10 ⁻⁵
VCP	29	5.6	43.0	14.0	7.4	7.2	34.8	12.1	8.0	31 10 ⁻⁶ - 144 10 ⁻⁶	2.11 10 ⁻⁶ - 1.23 10 ⁻⁵

n: Número de muestras; *Dec*: Declinación; *Inc*: Inclinación; *CT*: Corrección tectónica; *k* y α_{95} : Parámetros estadísticos de error (Fisher, 1953).

Se sometió a las muestras piloto a un detallado proceso de desimanación tanto térmica como por campos alternos decrecientes. Los pasos de desimanación térmicas fueron: 80°C, 100°C, 150°C, 200°C, 300°C, 350°C, 400°C, 450°C, 500°C, 525°C, 550°C, 575°C y 600°C y los pasos de desimanación por campos alternos decrecientes 5 mT, 10 mT, 15 mT, 20 mT, 30 mT, 40 mT, 50 mT, 60 mT, 80 mT, 100 mT, 120 mT, 140 mT, y 160 mT. También se midió la susceptibilidad a cada paso de incremento de temperatura para

controlar la posible creación de minerales magnéticos durante la desimanación térmica de las muestras. En numerosas muestras la creación de minerales magnéticos queda reflejada en un aumento significativo de la susceptibilidad magnética incluso a temperaturas de 200°C haciéndose patente en la mayoría de ellas a partir de 400°C, (figura 4.28).

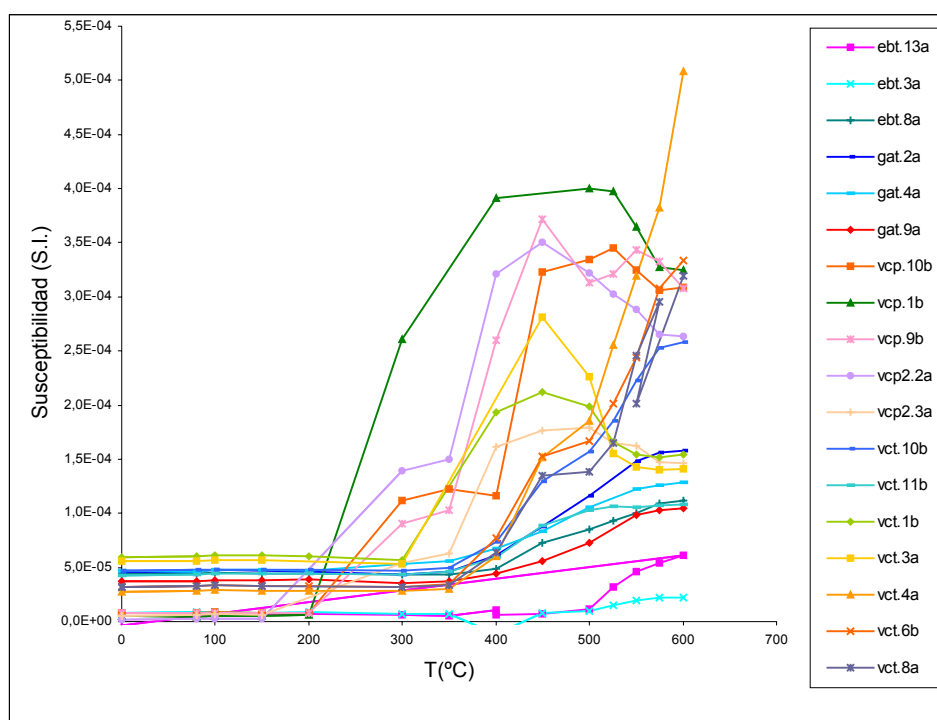


Figura 4.28 : Monitorización de la susceptibilidad magnética frente a la temperatura durante el proceso de desimanación térmica de las muestras de los afloramientos GAT, EBT, VCT y VCP.

La poca intensidad de la imanación que poseen las muestras junto con los procesos de creación de minerales magnéticos durante su calentamiento no permitió calcular direcciones paleomagnéticas fiables. En la mayoría de las muestras se observó una componente inicial de dirección norte hasta una temperatura de 450°C. A temperaturas mayores, en un pequeño número de muestras se observaron hasta dos componentes magnéticas más: una desde 450°C hasta 550 °C y otra a partir de 575°C (figura 4.29 A), pero las direcciones de estas componentes no son consistentes. En la mayoría de las muestras a partir de 450°C, e incluso, antes las direcciones son caóticas (figura 4.29.B y 4.29.C).

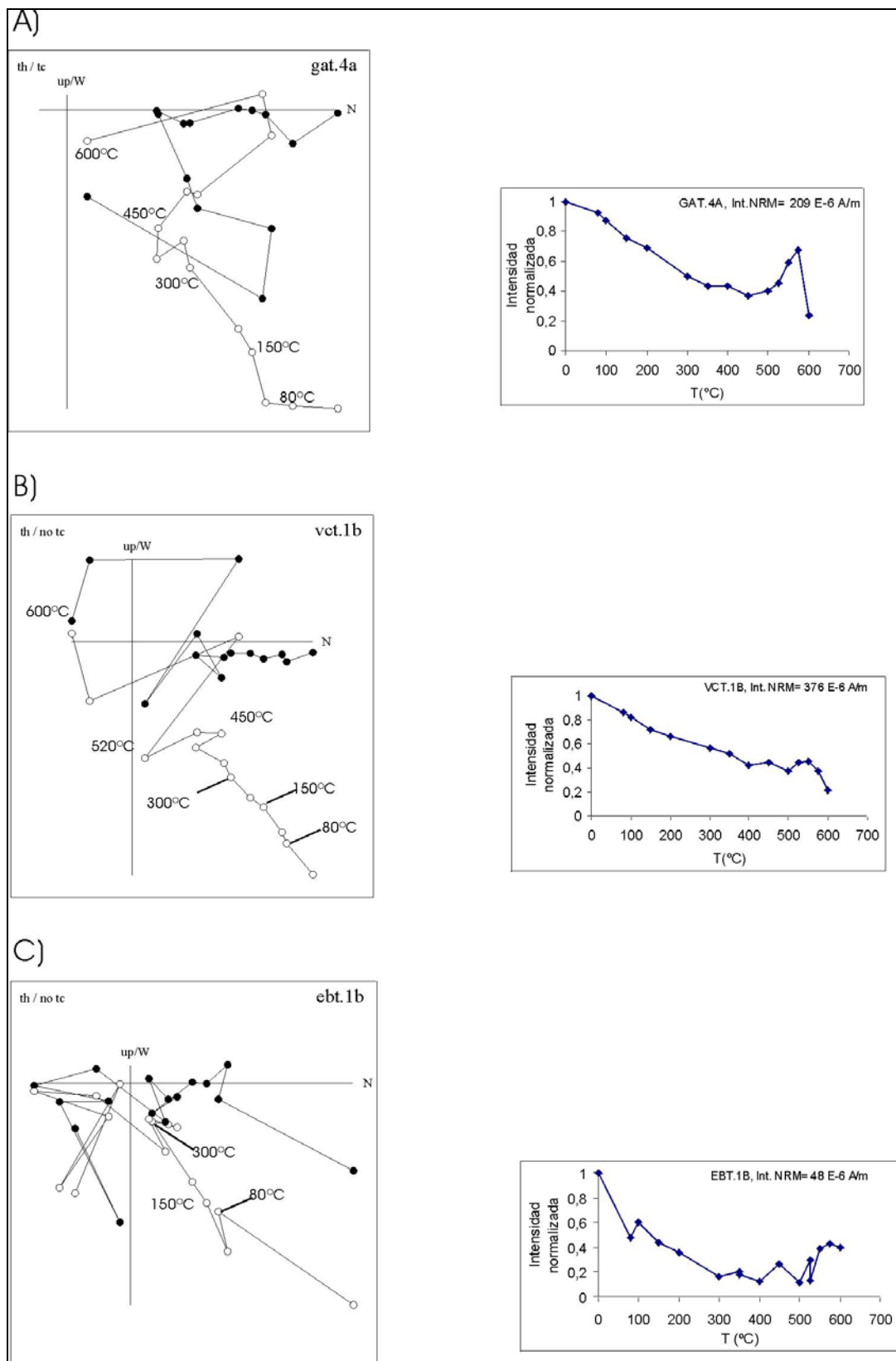


Figura 4.29: Diagramas de Zijderveld y caídas de las intensidades correspondientes a la desimación de muestras de los afloramientos: A) Muestra del sitio GAT con tres componentes magnéticas; B) Muestra representativa del sitio VCT donde se observa una componente de campo actual hasta 450°C y C) Muestra representativa del sitio EBT donde las direcciones durante la desimación térmica son caóticas.

El tratamiento por campos alternos decrecientes (AF hasta 100 mT) no consigue la desimanación completa de las muestras, indicando la presencia de minerales de alta coercitividad, observándose únicamente la componente de dirección norte, al igual que en la desimanación térmica (figura 4.30). La creación de minerales magnéticos durante el calentamiento de las muestras impide también el aislamiento de componentes magnéticas mediante una técnica de desimanación mixta (térmica y por AF).

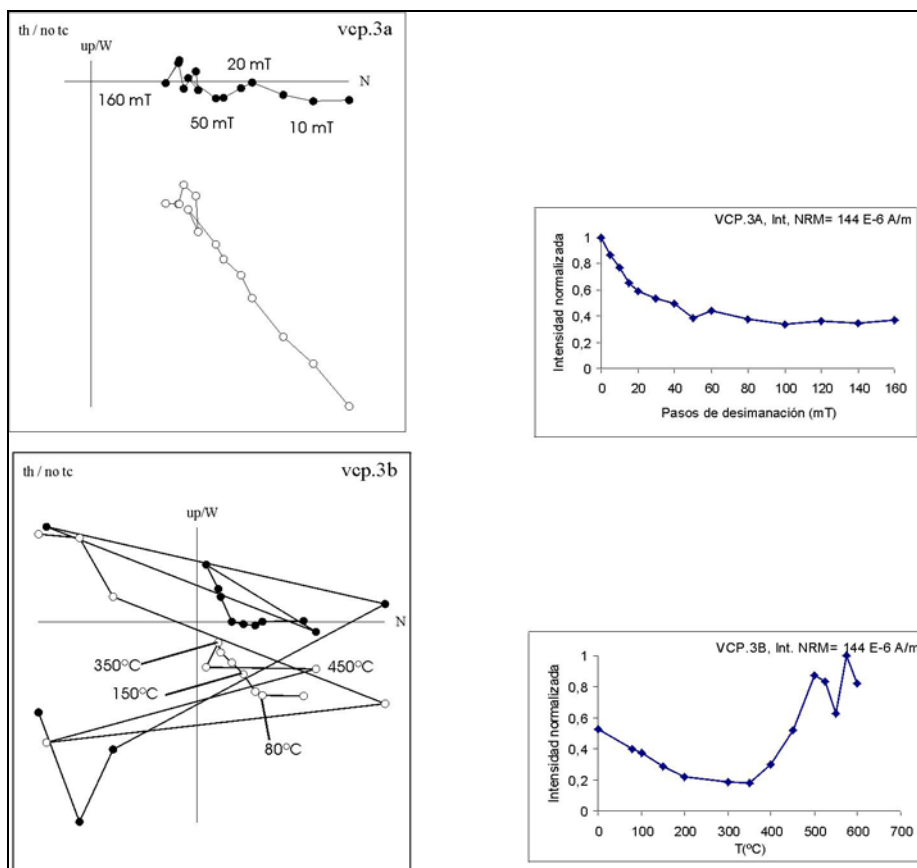


Figura 4.30: Diagramas de Zijderveld y caídas de las intensidades correspondientes a la desimanación de una muestra representativa del afloramiento VCP tanto por AF (arriba) como por térmica (abajo).

4.4.2: CONCLUSIONES.

Las muestras estudiadas en la Sierra de Albarracín no presentan por tanto las propiedades magnéticas necesarias para su estudio paleomagnético, debido principalmente a su bajo contenido en minerales ferrimagnéticos y a la creación de nuevos minerales magnéticos durante su desimanación térmica. En ellas, la única componente clara que ha podido observarse es una de dirección norte, que puede corresponder al campo magnético actual o a la reimanación.

REFERENCIAS DEL CAPÍTULO 4:

- Álvaro, M.R., Capote, R., y Vegas, R. 1979. Un modelo de evolución geotectónica para la cadena celtibérica. *Acta de Geol. Hisp.*, 14, 172-177.
- Arias, C.F., Comas-Rengifo, M.J., Goy, A., Herrero, C. y Ruget, C. 1992. Variations dans les associations de Brachipodes, foraminifères et ostracodes du Toarcien basal dans le Secour Central de la Cordillère Ibérique: Un exemple dans La Rambla del Salto (Teruel, Espagne). *Cahiers de l'Université Catholique de Lyon, Sér. Sci.*, 5, 5-25.
- 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.
- Comas-Rengifo, M.J., Gómez, J.J., Goy, A., Herrero, C., Perilli, N. y Rodrigo, A. 1999. El Jurásico inferior en la sección de Almonacid de la Cuba (sector central de la Cordillera Ibérica, Zaragoza, España). *Cuadernos de Geología Ibérica*, 25, 27-57.
- Colchen, M. 190. Géologie de la Sierra de la Demanda (Burgos-Logroño, Spagne). Tesis Doctoral. Fac. Sc. Paris, 559 pp.
- Channell, J.E.T. and McCabe, C. 1994. Comparison of magnetic hysteresis parameters of unremagnetized limestones. *J. Geophys. Res.* 99, 4613-4623.
- Day, R., Fuller, M.D., and Schmidt, V.A., 1977. Hysteresis properties of titanomagnetites: grain size and composition dependence. *Phys. Earth Planet. Int.*, 13, 260-266.
- Dinarés-Turell, J. and García-Senz, J. 2000. Remagnetization of Lower Cretaceous limestones from the southern Pyrenees and relation to the Iberian plate geodynamic evolution. *Journal Geophys. Research*, 105. 19, 405-19,418.
- Dobson, J.P. and Heller, F. 1992. Remagnetization in southeast China and the collision and suturing of the Huanan and Yangtze Blocks. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 111: 11-21.
- Dunlop, D.J. 2002. Theory and application of the Day plot (Mrs/Ms versus Hcr/Hc). 1. Theoretical curves and tests using titanomagnetite data. *Journal of Geophysical Research*, vol. 107, no B3, 10.1029/2001JB000486. EPM 4.1-4.22.
- Elmore, R.D., Engel, M.H., Crawford, L., Nick, K., Imbus, S. and Sofer, Z. 1987. Evidence for a relationship between hydrocarbons and authigenic magnetite. *Nature*, 325, 428-430.
- Elmore, R.D. and Leach, M.C. 1990. Remagnetization of the Rush Springs Formation, Cement Oklahoma: Implications for dating hydrocarbon migration and aeromagnetic exploration. *Geology*, 18, 124-127.
- Elmore, R.D. and McCabe, C. 1991. The occurrence and origin of remagnetization in sedimentary rocks of North America. *Rev. Geophys.*, 29, suppl. (IUGG report), 377-383.
- Elmore, R.D., London, D., Bagley, D. and Fruit, D. 1993a. Remagnetization in basinal fluids: Testing the hypothesis in the Viola Limestone, southern Oklahoma. *J. Geophys. Res.*, 98, 6237-6254.
- Elmore, R.D., Imbus, S., Engel, M.H. and Fruit, D. 1993b. Hydrocarbons and magnetization in magnetite. In *Applications of Paleomagnetism to sedimentary Geology*, Spec. Pub. 49, ISBN 1, 56567-002-6.
- Fisher, R.A. 1953. Dispersion on a sphere. *Proc. R. Soc. (London) A.* 217, 295-305.
- Fisher, R.A., Lewis, T. and Embleton, B.J.J. 1987. *Statistical Analysis of Spherical Data*. Cambridge, London. pp 329.
- Galdeano, A., Moreau, M.G., Pozzi, J.P., Berthou, P.Y. and 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.
- Gialanella, P.R. 1999. *Analisi magnetostratigrafiche di sequenze mesozoiche affioranti in Spagna e in Italia*. Dottorato di Ricerca in Geologia del sedimentario Consorcio tra le Università degli Studi di Napoli e Palermo. 123 pp.
- Goy, A., Gómez, J.J. y Yébenes, A. 1976. El Jurásico de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica (Mitad Norte). I. Unidades litoestratigráficas. *Estudios geológicos*, 32, 391-423.

- Goy, A., Comas-Rengifo, M.J., Arias, C., García Joral, F., Gómez, J.J., Herrero, C., Martínez, G. y Rodrigo, A. 1997. El tránsito Pliensbachiense/Toarciense en el sector central de la Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica. *Cahiers Univ. Catho Lyon*, nº 10, p. 159-179.
- Herrero, C. 1992. Los foramineos del Toarciense inferior en la Cordillera Ibérica. Tesis Doctoral (publicación en 1993). Colección Tesis Doctorales. Geológicas. U.C.M. 1-108 (ined.)
- Horner, F. and Heller, F. 1983. Lower Jurassic magnetostratigraphy at the Breggia Gorge (Ticino, Switzerland) and the Alpe Turati (Como, Italy). *Geophys. J. R. astr. Soc.* 73, 705-718.
- Iglesia Llanos, M.P. and Riccardi, A.C., 2000. The Neuquén composite section: magnetostratigraphy and biostratigraphy of the marine lower Jurassic from the Neuquén basin (Argentina). *Earth and Planetary Science Letters*, 181, 443-457.
- Jackson, M. 1990. Diagenetic source of stable remanence in remagnetized Paleozoic cratonic carbonates: A rock magnetic study. *J. Geophys. Res.*, 95, 2753-2762.
- Jackson, M., Sun, W-W and Craddock, J.P. 1992. The rock magnetic fingerprint of chemical remagnetization in midcontinental Paleozoic carbonates. *Geophys. Res. Lett.* 19, 781-784.
- Jackson, M., Rochette, P., Fillion, G., Banerjee, S.K. and Marvin, J. 1993. Rock magnetism of remagnetized Paleozoic carbonate: Low temperature behaviour and susceptibility behaviour characteristic. *J. Geophys. Res.* 98, 6217-6225
- Juárez, M.T., Osete, M.L., Meléndez, G., Langereis, C.G. and Zijdeveld, J.D.A. 1994. Oxfordian magnetostratigraphy of the Aquilón and Tosos sections (Iberian Range Spain) and evidence of a pre-Oligocene overprint. *Phys. Earth Planet. Inter.* 85, 195-211.
- Juárez, M.T., Lowrie, W., Osete, M.L. and Meléndez, G. 1998. Evidence of widespread Cretaceous remagnetisation in the Iberian Range and its relation with the rotation of Iberia. *Earth and Planetary Science Letters*, 160, 729-743.
- Julivert, M., Fontbote, 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*, pp 113. Juárez, M.T. 1994. Estudio paleomagnético y magnetoestratigráfico del periodo jurásico en el Sistema Ibérico. Tesis. Dept. Geofísica. Univ. Complutense, Madrid. 214pp.
- Julivert, M., Fontbote, J.M., Ribeiro, A. y Conde, R.N. 1974. Mapa tectónico de la Península Ibérica y Baleares. *Mem. Exp. I.G.M.E.*, 113 pp.
- Kilgore, B. and Elmore, R.D. 1989. A study of the relationship between hydrocarbon migration and the precipitation of autigenetic magnetic minerals in the Triassic Chugwater Formation, southern Montana. *Geol. Soc. Am. Bull.* 101, 1280-1288.
- Kirschvink, J.J. 1980. The least-squares line and plane and the analysis of paleomagnetic data. *Geophys. J. R. Astron. Soc.* 62, 699-718.
- Lowrie, W. 1990. Identification of ferromagnetic minerals in a rock by coercivity and unblocking temperature properties, *Geophys. Res. Lett.*, 17, 159-162.
- McCabe, C., van der Voo, R., Peacor, D.R., Scotese, C.R. and Freeman, R. 1983. Diagenetic magnetite carries ancient yet secondary remanence in some Paleozoic sedimentary carbonates. *Geology*, 11: 221-223.
- McCabe, C. and Elmore, R.D. 1989. The occurrence and origin of Late Paleozoic remagnetization in the sedimentary rocks of North America. *Rev. Geophys.*, 27: 471-494.
- McCabe, C., Jackson, M. and Saffer, B. 1989. Regional pattern of magnetite autigenesis in the Appalachian Basin: Implications for the mechanism of Late Paleozoic remagnetization. *J. Geophys. Res.* 94, 10,429-10,443.
- McFadden, P.L. and Lowes, F.J. 1981. The discrimination of mean directions drawn from Fisher distributions. *Geophys. J. Roy. Astron. Soc.* 67, 19-33.
- McFadden, P.L. and Jones, D.L. 1981. The fold test in palaeomagnetism. *Geophys. J. Int.* 67, 53-58.
- McFadden, P.L. and McElhinny, M.W. 1990. Classification of the reversal test in palaeomagnetism. *Geophys. J. Int.* 103, 725-729.
- Mousterde, R. 1971. Une coupe du Lias á Obon, aux confins des provinces de Terul et Saragosse. *Cuadernos de Geología Ibérica*, 2, 345-354.

- Osete, M.L. 1988. Estudio del magnetismo remanente de las rocas de interés paleomagnético en España. Tesis doctoral. Univ. Complutense, Madrid. 475 pp.
- Osete, M.L., Rey, D., Villalaín, J.J. and Juárez, M.T. 1997. The Late Carboniferous to Late Triassic segment of the apparent polar wander path of Iberia. *Geologie en Mijnbouw* 76, 105-119.
- Özdemir, Ö., Dunlop, D.J. and Moskowitz, B.M. 1993. The effect of oxidation on the Verwey transition in magnetite. *Geophys. Res. Lett.* 20, 1671-1674.
- Pan, H. and Symons, D.T.A. 1993. Paleomagnetism of the mississippi Valley-type Newfoundland zinc deposit: Evidence for Devonian mineralization and host rock remagnetization in the norther Appalachians. *J. Geophys. Res.*, 98 22,415-22,427.
- Reynolds, R.L. Fishman, N.S., Wanty, R.B. and Goldhaber, M. 1990. Iron sulphide minerals at cement Oil Field, Oklahoma: Implications for the magnetic detection of oil fields. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 102, 368-380.
- Sequeiros, L., Cólera, I., Valenzuela, R.y Sanchez, I. 1978. Bioestratigrafía del Jurásico (Lías y Dogger) en el sector Belchite-Almonacid de la Cuba (prov. de Zaragoza, Cordillera Ibérica). *Estudios geológicos*, 34, 293-298.
- Suk, D., Peacor, D.R. and Van der Voo, R. 1990. Replacement of pyrite framboids by magnetite in limestone and implications for paleomagnetism. *Nature*, 345, 611-613.
- Suk, D. and Halgedahl, S.L. 1996. Hysteresis properties of magnetic spherules versus whole rocks specimens from some Paleozoic platform carbonates. *J. Geophys. Res.* 101, 25053-25075.
- Verwey, E.J.W. and Haayman, P.W. 1941. Electronic conductivity and transition point in magnetite. *Physica*, 8, 979-982.
- Villalaín, J.J. 1995. Estudio paleomagnético de las Béticas Occidentales y sus implicaciones tectónicas. Descripción de una reimanación regional neógena. Tesis Doctoral. Dept. Geofísica. Univ. Complutense, Madrid, 225pp.
- Villalaín, J.J., Osete, M.L., Vegas, R., García Dueñas, V., and Heller, F. 1994. Widespread Neogene remagnetization in Jurassic limestones of the South-Iberian paleomargin (Western Betics, Gibraltar Arc). *Phys. Earth Planet. Inter.* 85, 15-33.
- Villalaín, J.J., Osete, M.L., Vegas, R., García Dueñas, V. and Heller, F. 1996. The Neogene remagnetization in the western Betics: a brief comment on the reliability of palaeomagnetic directions. In : Morris, A. & Tarling, D.H. (eds), *Palaeomagnetism and Tectonics of the Mediterranean Region*, Geological Society Special Publication No. 105, pp. 33-41.

CAPÍTULO 5: RESULTADOS PALEOMAGNÉTICOS DE LA PARTE CENTRAL Y ORIENTAL DE LAS ZONAS EXTERNAS DE LAS BÉTICAS.

5.1: MARCO GEOLÓGICO Y ANTECEDENTES.

La Cordillera Bética es la cadena de plegamiento alpino que se extiende por el sur de la Península Ibérica. Tiene una longitud aproximada de 600 km. y anchura variable, que en algunos sectores supera los 200 km. La Cordillera Bética representa la rama norte del orógeno Bético-Rifeño, una cadena montañosa en forma de arco que bordea el mar de Alborán, y constituye la parte más occidental del sistema orogénico alpino del Mediterráneo. Está relacionada con la convergencia mesozoica y terciaria de las placas Africana y Europea. El orógeno Bético-Rifeño se puede dividir en cuatro dominios tectónicos (Balanyá & García-Dueñas, 1987): El dominio de Alborán (Zonas Internas), los dominios Sudibérico y Magrebí (Zonas Externas) y el valle de Flysch alóctono. El dominio de Alborán está formado por numerosos cabalgamientos que pueden agruparse en tres complejos tectónicos (El Nevado-Filábride, El Alpujarride y el Maláguide) y principalmente está formado por rocas metamórficas de edad paleozóica y triásica. Los dominios Sudibérico y Magrebí son los paleomárgenes de las Placas Ibérica y Africana respectivamente, y comprenden mayoritariamente sedimentos mesozoicos y terciarios no metamorfizados. Las Zonas Externas de las Béticas se dividen en la Zona Prebética (la más externa) y la Zona Subbética (que se subdivide, a su vez, en Subbético Externo, Medio e Interno).

La Cordillera Bética ha sido objeto de numerosos estudios paleomagnéticos durante los últimos 15 años y en ellos se han observado que la mayoría de las calizas de edad jurásica estudiadas en las Béticas están afectadas por importantes reimanaciones y por rotaciones de bloques alrededor de ejes verticales. Este último motivo hace que la región Bética no sea óptima para estudios que pretendan aportar datos paleomagnéticos representativos de Iberia estable, pero pueden utilizarse para tectónica regional y para realizar estudios magnetoestratigráficos. Los estudios paleomagnéticos en esta región pueden servir para aportar datos a la curva de deriva polar aparente de Iberia sólo si se

puede acotar y cuantificar de algún modo las rotaciones que han sufrido, Villalaín et al. (1994), Villalaín et al. (1996), Osete et al. (2000).

Osete et al. (1988 y 1989) estudiaron rocas volcánicas y sedimentarias de edad jurásica en la zona Subbética donde constataron la existencia de rotaciones dextrales de bloques alrededor de ejes verticales, que según estos estudios eran sistemáticas en el Subbético central y de gran magnitud en un sitio localizado en la zona Oriental. Posteriormente, Platman & Lowrie (1992), Platman (1992) y Platt et al. (1994) estudiaron rocas sedimentarias de edad jurásica y cretácica del arco de Gibraltar: en estos estudios se observaron rotaciones horarias de bloques en la parte occidental del Subbético Externo y rotaciones antihorarias en las montañas del Rif en Marruecos. En los estudios paleomagnéticos de rocas jurásicas sedimentarias de la zona oriental de las Béticas Externas llevados a cabo por Allerton et al. (1993 y 1994) se observaron rotaciones horarias de bloques de magnitud heterogénea, algunas de gran magnitud.

Villalaín et al. (1994) realizaron un estudio sistemático en calizas del Jurásico superior en el Subbético occidental donde se puso de manifiesto que la NRM de estas rocas estaba dominada por una componente reimanada de edad Neógena (que presenta siempre polaridad normal y una temperatura de desbloqueo máxima de 450-475°C). Este trabajo también demostró que la reimanación es coetánea a la deformación por plegamiento en las Béticas. Posteriormente, Villalaín et al. (1996) presentan una evaluación de las consecuencias de una incorrecta interpretación de la naturaleza primaria o secundaria de la NRM. Considerar erróneamente que la componente reimanada de las muestras es la original conlleva un patrón heterogéneo de rotaciones dextrales de bloques. Otro estudio en el Subbético occidental de rocas de edad Jurásico superior llevado a cabo por Kirker & McClellan (1996) también concluye que las muestras portan una NRM multicomponente donde existe una componente coetánea a la deformación por plegamiento de la zona.

Hay que recalcar que la incorrecta interpretación de la componente reimanada existente en las rocas jurásicas de las Béticas y en el Rif, pone en duda los resultados y conclusiones de numerosos trabajos donde se han encontrado patrones rotacionales heterogéneos (Osete et al., 1989; Platman & Lowrie, 1992; Allerton et al., 1993) y en el norte de África (Platman, 1992). Por el momento, la reimanación Neógena está bien

documentada sólo en el Subbético occidental, y aunque existen evidencias de que las rocas de la parte central y oriental del Subbético también pueden estar reimanadas (Osete et al., 1988; Allerton et al., 1993) no es posible extrapolar la existencia de una reimanación Neógena al resto de las Béticas.

El presente trabajo se integra en un estudio más amplio que pretende investigar rocas calizas jurásicas de la parte central y oriental de las zonas externas de las Béticas. En este trabajo se han muestreado tres afloramientos jurásicos de edad Bajociense/Bathonienne (CYB), Kimeridgiense (CYK) y Toarciense (CH) del Subbético externo meridional (en azul en la *figura 5.1*). Paralelamente a este trabajo se investigaron 12 sitios más (Osete et al., 2004) cuya localización también se muestra en la *figura 5.1*. Los objetivos del estudio de Osete et al. (2004) son: (i) determinar si las calizas nodulares de la parte central y oriental de las béticas están reimanadas, (ii) cuantificar las rotaciones de bloques en los sitios donde esté demostrado que la componente primaria de edad jurásica esté bien aislada (iii) e investigar la distribución rotacional en el Subbético central. En las secciones investigadas en este trabajo se pretende, además, (iv) realizar una columna magnetoestratigráfica en la sección de Carcabuey que abarca el límite Bajociense/Bathonienne y cuyos resultados se presentan en el capítulo 6, y (v) aportar valores de paleolatitud para la Placa Ibérica para el Jurásico.

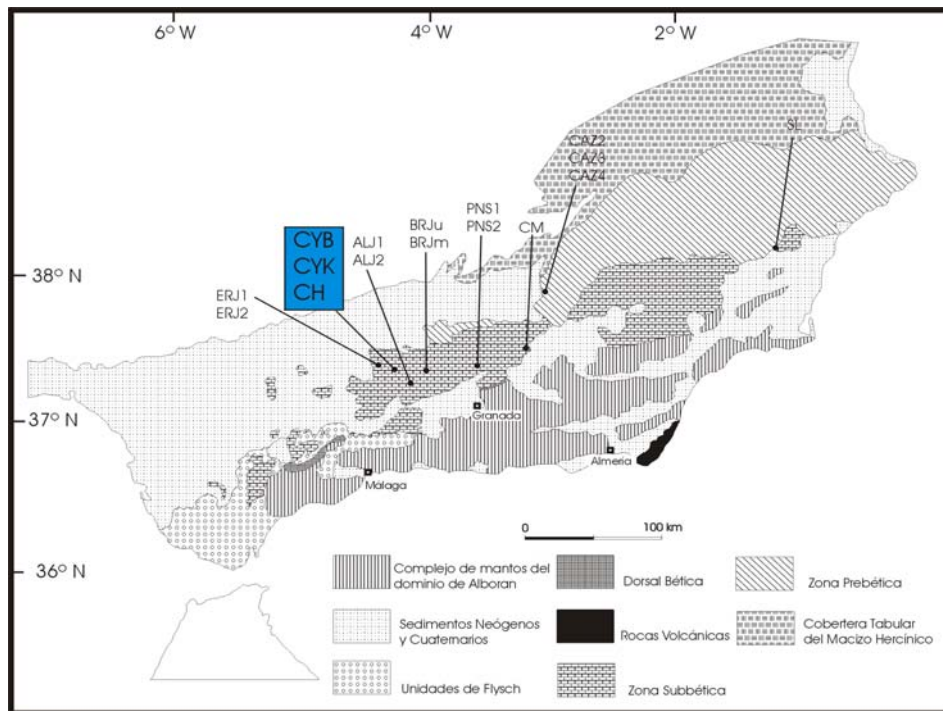


Figura 5.1: Mapa geológico simplificado de las Cordilleras Béticas con la localización de los sitios estudiados CH, CYB y CYK de este estudio junto con los sitios de Osete et al. (2004).

5.2: COMPORTAMIENTO MAGNÉTICO DE LAS MUESTRAS.

La remanencia magnética natural (NRM) de las muestras estudiadas fue medida, dada su débil intensidad, con un magnetómetro criogénico 2G; la susceptibilidad magnética con un Kappabridge KLY-2 y KLY-3; y los experimentos de adquisición y posterior desimanación de la remanencia magnética inducida (IRM) con un imanador de impulsos ASC y un magnetómetro rotatorio JR5-A. Estas medidas se han realizado en el laboratorio de Paleomagnetismo del ETH en Zürich y en el laboratorio de paleomagnetismo de Madrid.

Se ha sometido a las muestras a desimanación térmica, con pasos de temperatura: 150°C, 200°C, 300°C, 400°C, 450°C, 500°C, 525°C, 550°C, 575°C, 600°C 650°C, 700°C. Se ha medido la susceptibilidad magnética a cada paso de incremento de temperatura para controlar de la posible creación de minerales magnéticos durante el proceso de lavado. También se han desimanado muestras piloto por campos alternos decrecientes, los pasos de desimanación son: 5mT, 10mT, 20mT 30mT, 40mT, 50mT, 60mT, 80mT, 100mT, 120mT, 140mT.

El comportamiento magnético de las calizas estudiadas se puede agrupar en dos grupos que se describirán a continuación:

- GRUPO 1. Sitios CYB y CYK de la sección de Carcabuey:

- Las muestras de la sección de Carcabuey (CYB y CYK) tienen direcciones de la NRM inicial muy agrupadas y con valores que parecen indicar rotaciones dextrales. Las direcciones de la NRM inicial, los valores máximos y mínimos de la intensidad de la NRM inicial, así como el rango de valores de la susceptibilidad inicial de las muestras de estos sitios se reflejan en la *tabla 5.I*.

- Durante la desimanación de la NRM de estas muestras se puede observar que existe una componente viscosa inicial que se elimina al alcanzar los 150-200°C.

- Tras eliminar la componente viscosa, se observa una componente magnética que se aísla entre 250°C y 450°C, presenta siempre polaridad normal y entre el 90% y el 70% de la imanación inicial de las muestras. A esta componente se la denominara componente A.

Tabla 5.I - Direcciones paleomagnéticas de la NRM, y rango de valores de la intensidad de la NRM inicial y de la susceptibilidad de los sitios CYB y CYK.

sitio	n	Sin corrección tectónica				Con corrección tectónica				NRM ₀ (A/m)	χ ₀ (S.I.)
		Dec	Inc	k	α ₉₅	Dec	Inc	k	α ₉₅		
CYB	41	19.3	48.6	211.6	1.5	63.5	49.8	211.6	1.5	1.6 10 ⁻³ - 2.0 10 ⁻⁴	2.3 10 ⁻⁵ - 2.1 10 ⁻⁶
CYK	19	14.5	48.8	72.6	4.0	60.9	52.5	72.6	4.0	17.6 10 ⁻³ - 4.2 10 ⁻³	6.3 10 ⁻⁵ - 3.0 10 ⁻⁵

n. Número de muestras; **Dec.** Declinación; **Inc.** Inclinación; **k** y **α₉₅**. Parámetros estadísticos de error (Fisher, 1953); **NRM₀**. Rango de variación de la intensidad inicial de la imanación remanente natural de las muestras; **χ₀**. Rango de variación de la susceptibilidad inicial de las muestras.

- Entre 450°C y 600°C se aísla una segunda componente, denominada componente B, que presenta tanto polaridades normales como invertidas. No todas las muestras conservan imanación suficiente, a partir de 450°C, como para poder calcular la dirección de esta componente. El test de inversión de McFadden & McEllhinny (1990) realizado para la componente de alta temperatura de desbloqueo calculada en las muestras de los sitios de este grupo es positivo en todos los caso lo que asegura el correcto aislamiento de esta componente en cada caso particular. Esta componente se interpreta como la componente original de edad jurásica de estos sitios, Los parámetros del test de inversión así como las direcciones de las componentes calculadas se resumen en la *tabla 5.II*.

- El campo destructor medio para las muestras de los sitios CYB (Bajociense) y CYK (Kimmeridgiense) está comprendido entre 5-15 mT. El campo máximo aplicado en la desimanación por AF es de 160 mT, pero tras alcanzarlo no se consiguen observar las dos componentes magnéticas presentes en las muestras, que se aíslan por la desimanación térmica. En las *figura 5.2 a* y *5.2.b* observamos

la desimanación de dos especímenes del mismo testigo tanto por lavado térmico como por campos alternos decrecientes (AF) del afloramiento CYB. En el caso de desimanación por AF se puede observar que la muestra no invierte su polaridad, por este motivo la desimanación sistemática del resto de los especímenes se realizó mediante desimanación térmica, (*figura 5.2 c y 5.2d*).

- Debido probablemente a la creación de minerales magnéticos durante el proceso de calentamiento la susceptibilidad magnética sufre un aumento en su valor a partir de los 400-450°C. Pero esto, no ha impedido, en la mayoría de los casos, el aislamiento de las distintas componentes magnéticas, *figura 5.3*.

- GRUPO 2. Sitio CH de la Cañada del Hornillo.

Las muestras de la Cañada del Hornillo (CH) son calizas grises obtenidas del muestreo de 10 capas consecutivas del Toarciense medio en el Subbético externo meridional. La intensidad de la imanación de la NRM varía entre $1.1 \cdot 10^{-3}$ A/m y $5.3 \cdot 10^{-4}$ A/m y la susceptibilidad inicial entre $4.3 \cdot 10^{-5}$ y $7.4 \cdot 10^{-5}$ (S.I.). La dirección de la NRM es próxima al norte magnético actual antes de realizar la corrección tectónica. Durante el proceso de desimanación térmica las direcciones de la NRM no son tan estables como en el caso de las muestras del grupo 1, probablemente debido a su viscosidad, reflejándose en las medidas de la imanación magnética de cada paso de desimanación tanto térmica como por campos alternos decrecientes, (*figuras 5.2 e, 5.2f*). Pese a ello, las muestras sólo presentan una única componente magnética de polaridad normal, que se aísla entre 300°C y 500°C-550°C. A partir de 500°C-575°C las direcciones de la imanación son aleatorias. El hecho de no encontrar polaridades invertidas parece indicar que las muestras de este sitio están completamente reimanadas.

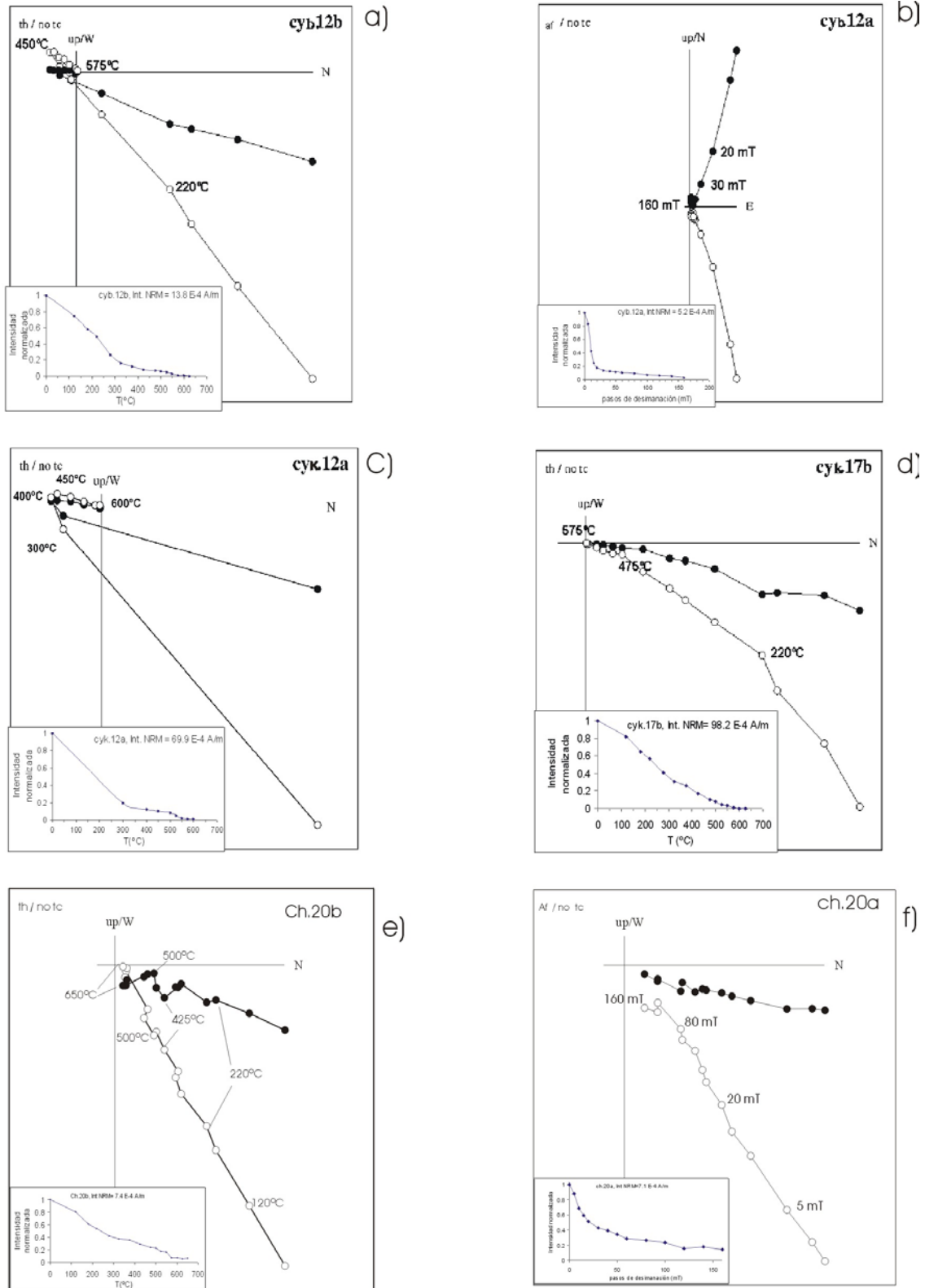


Figura 5.2: Diagramas de Zijderveld y caídas de la intensidad correspondientes a las desimantaciones de especímenes de dos componentes magnéticas de los sitio CYB: a) desimantación térmica y b) por AF; c) y d) CYK (sólo térmica). e) y f) especímenes del afloramiento CH donde sólo existen muestras de polaridad normal.

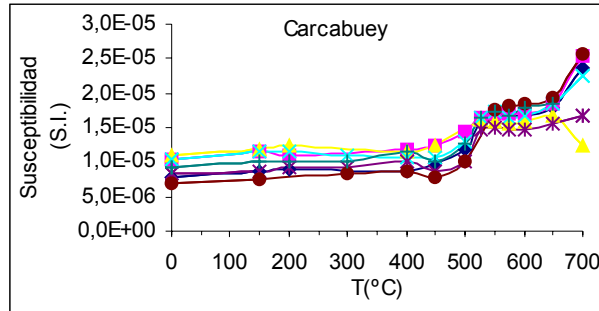


Figura 5.3: Susceptibilidad magnética frente a la temperatura durante el proceso de desimanciación térmica.

5.3: EXPERIMENTOS DE IRM Y CICLOS DE HISTÉRESIS.

Los experimentos de adquisición de IRM y desimanciación de la IRM en uno y tres ejes ortogonales (2T, 0.4T y 0.12 T) (Lowrie, 1990) realizados en las calizas jurásicas de los sitios CYB y CYK revelan la presencia de minerales de baja coercitividad principalmente ya que su imanación aumenta rápidamente al ser sometidas a campos muy bajos, *figura 5.4a*. No obstante, en algunas muestras de del sitio CYK se observa una pequeña contribución de minerales de alta coercitividad, ya que a pesar de alcanzar los 2.0 mT no se consigue saturar completamente las muestras, *figura 5.4c*. En las gráficas de desimanciación térmica de tres componentes ortogonales de IRM observamos que los minerales de baja coercitividad se desimanan totalmente al alcanzar los 550°C-600°C, *figura 5.4b* y *5.4d*. Parece pues razonable pensar que la magnetita es el principal mineral presente en las muestras.

Se obtuvieron ciclos de histéresis de muestras de los afloramientos CYB y CH con el fin de comparar los resultados que se obtengan de este experimento. Ya que, como se ha mencionado, las muestras de CYB, pese a estar parcialmente reimanadas, conservan parte de su imanación original, sin embargo, las muestras CH parecen estar completamente reimanadas.

Las muestras se midieron en un Coercivity meter a temperatura ambiente y hasta un campo máximo de 0.5 T; calculándose la magnetización remanente de saturación J_{rs} , la magnetización de saturación J_s , la fuerza coercitiva de la remanencia H_{cr} y la fuerza coercitiva H_c , después de la corrección por la contribución paramagnética de las muestras. En las *figuras 5.5* se muestran ciclos de histéresis representativos.

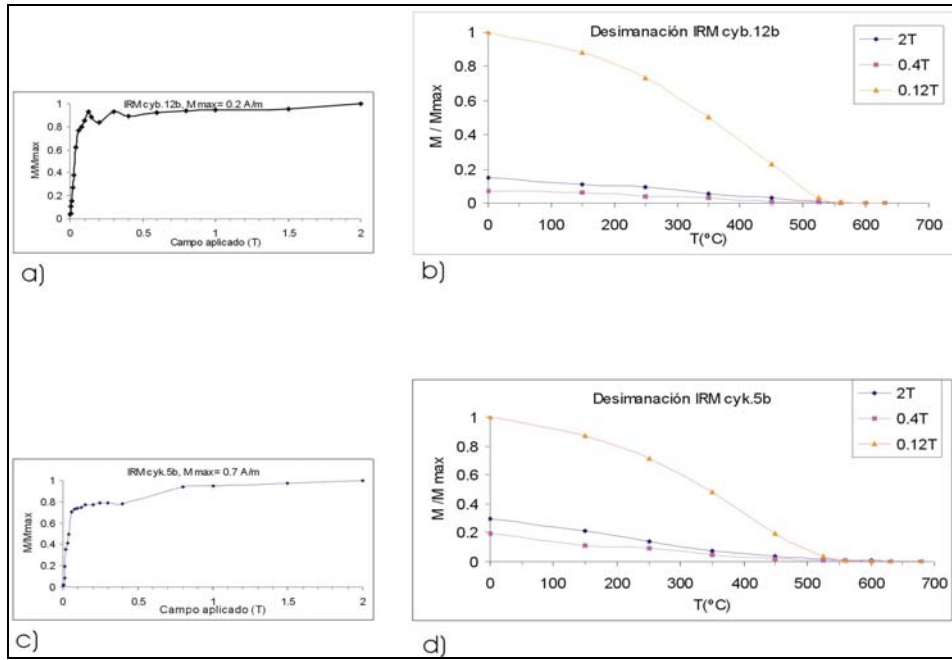


Figura 5.4: a) y c) Adquisición gradual de IRM de una muestra del sitio CYB y otra de CYK. b) y d) desimanación térmica de la IRM en tres ejes.

Los resultados obtenidos indican que las muestras presentan comportamientos parecidos: La mayoría de las muestras del sitio CYB se saturan rápidamente al ser sometidas a campos bajos (0.3 T), y presentan ciclos de histéresis cerrados y simétricos *figuras 5.5 A1 y 5.5 A2*. La presencia importante de minerales paramagnéticos se observa por la tendencia inclinada de los ciclos de histéresis, *figura 5.5 A1*. Algunas muestras de CYB, pese a aumentar rápidamente su imanación a campos bajos, no logran alcanzar completamente la saturación al ser sometidas al campo máximo de 0.5 T, pero sus ciclos son cerrados (*figura 5.5 B1 y 5.5 B2*). Las muestras del afloramiento CH no alcanzan tampoco la saturación al ser sometidas al campo máximo de 0.5 T, pero sus ciclos son también cerrados (*figuras 5.5 C1 y 5.5 C2*). Probablemente coexisten dos fases una de alta coercitividad y una de baja coercitividad, aunque no se observa el estrechamiento de los ciclos de histeresis típico de esta situación cerca del origen *figura 5.5 C2*.

Estos comportamientos indican, junto con la información que aportan las gráficas de caída de la intensidad de la imanación durante el proceso de desimanación de la NRM y de la IRM, que en todas las muestras el principal mineral portador de la imanación es probablemente magnetita que en algunos casos puede coexistir con minerales de alta coercitividad, además de minerales paramagnéticos en todos los casos.

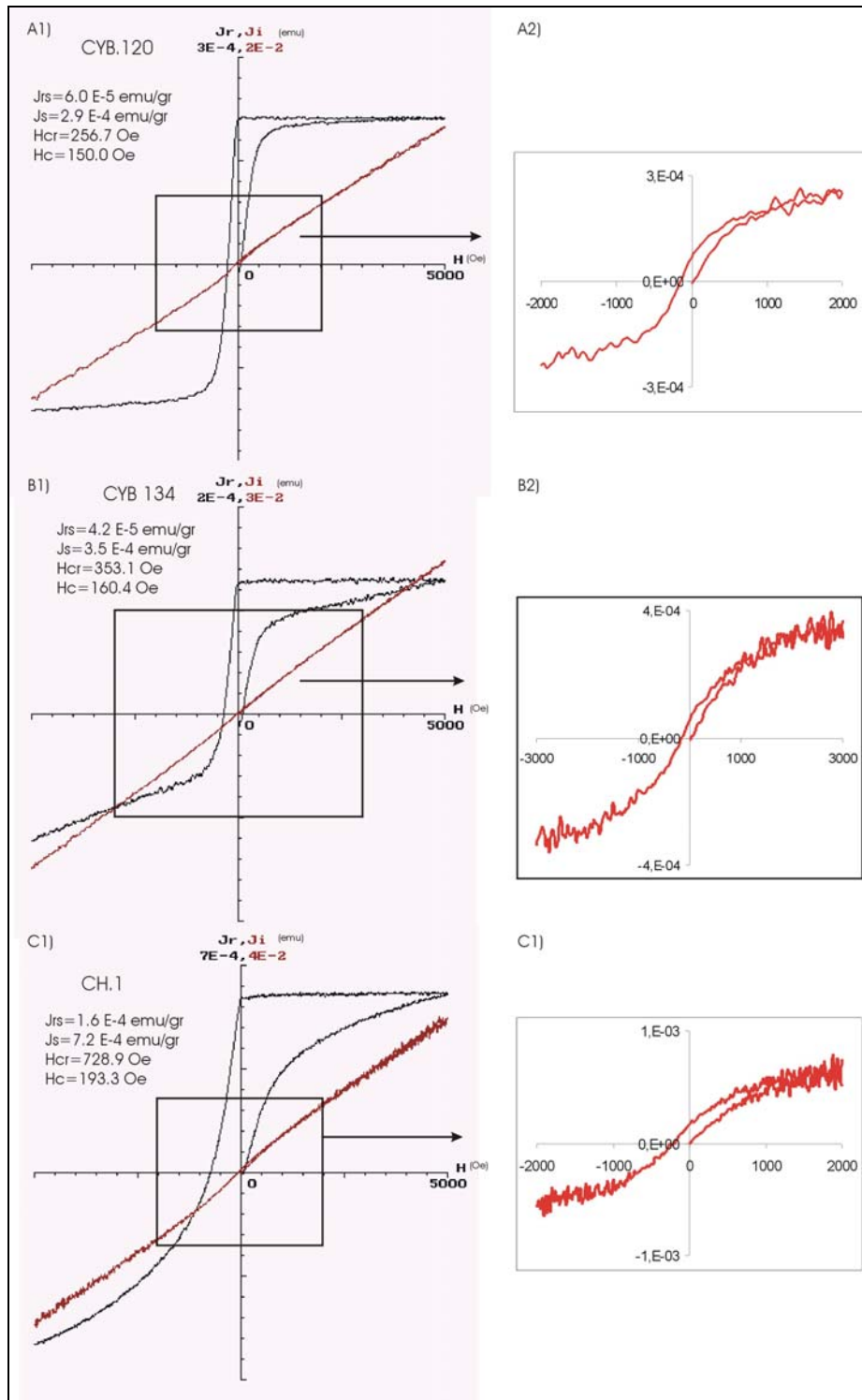


Figura 5.5: Ejemplos de ciclos de histéresis (en negro la magnetización remanente y en rojo la inducida) de muestras representativas del afloramiento CYB: (A1): muestra con magnetita antes de la corrección por la contribución de minerales paramagnéticos y A2) después de la corrección por la contribución de minerales paramagnéticos ; (B1): muestra con magnetita y hematites antes de la corrección por la contribución de minerales paramagnéticos y B2) después de la corrección por la contribución de minerales paramagnéticos (C1): muestra del afloramiento CH donde no se logra alcanzar la imanación de saturación antes de la corrección por la contribución de minerales paramagnéticos y C2) después de la corrección por la contribución de minerales paramagnéticos.

Los parámetros de histéresis de las muestras se han representado en el diagrama de Day (Day et al., 1977), y se muestran en la *figura 5.6*. Se comparan en la figura con las tendencias teóricas de (Dunlop, 2002) de la combinación de granos SD y MD (o SD y SP) para la magnetita. También se muestran en la figura las tendencias observadas en las calizas reimanadas de Norte América por Jackson en 1990 (*línea naranja (1)*) de la *figura 5.6* y por Channell & McCabe en 1994 (*línea naranja (2)*) de la *figura 5.6*. Igualmente se han representado en el diagrama de Day los parámetros de histéresis de las calizas reimanadas del Sistema Ibérico descritas en el capítulo 4, que parece que tienen una tendencia parecida a las del sitio CH. La característica más notable que se puede observar en el diagrama de Day es la diferente tendencia de las muestras del sitio CYB frente al sitio CH. Las calizas del sitio CYB están situadas en la región del pseudomonodominio (PSD), y se ajustan bastante bien a la tendencia teórica para mezcla de granos SD y MD de Dunlop (2002). Las muestras del sitio CH también se encuentran en la zona de granos PSD, pero a diferencia de las anteriores, su tendencia se ajusta bastante bien a la curva teórica de granos SD+SP. Los datos siguen, además, la tendencia de las calizas completamente reimanadas del Sistema Ibérico, y de las calizas reimanadas estudiadas por Channell & McCabe. (1994) y por Jackson (1990). Esto es consistente con los resultados de la desimanación de la NRM: el sitio CH está completamente reimanado.

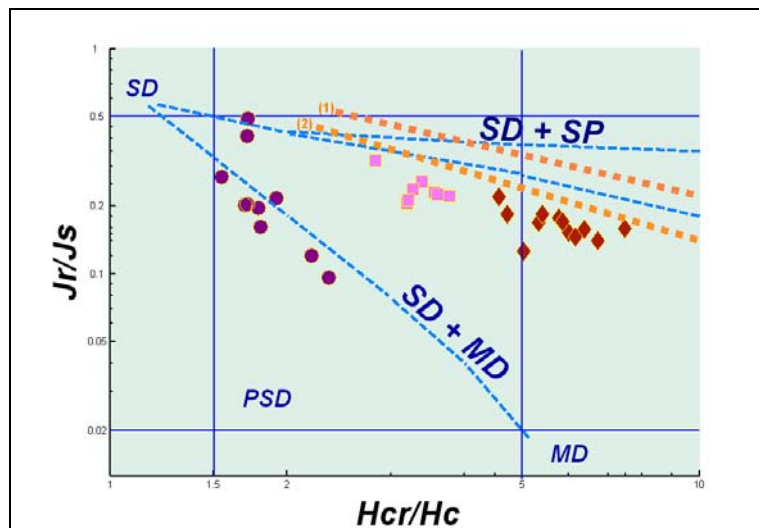


Figura 5.6: Diagrama de Day (Day et al., 1977) de muestras de los sitios: CYB (círculos morados); CH (cuadros rosas), comparado los resultados con los obtenidos en las calizas reimanadas del Sistema Ibérico descritas en el capítulo 5 (rombos marrones) y con las curvas teóricas (Dunlop, 2002) de la magnetita para mezclas de granos SD+MD y SD+SP y las tendencias de calizas reimanadas de Norte América de Jackson 1990 (1, línea naranja) y de Channell & McCabe.1994 (2, línea naranja). **SD:** monodominio; **PSD:** pseudo-monodominio; **MD:** multidominio; **SP:** superparamagnético; **Jr:** magnetización de la remanencia; **Js:** magnetización de saturación; **Hcr:** coercitividad de la remanencia; **Hc:** coercitividad.

5.4: CÁLCULO DE DIRECCIONES PALEOMAGNÉTICAS, TEST DE INVERSIÓN Y DE PLIEGUE Y DISCUSIÓN DE RESULTADOS.

Las direcciones de las componentes aisladas componente A y componente B se han calculado mediante regresión lineal y análisis de la componente principal (PCA, Kirschvink, 1980). Las direcciones paleomagnéticas de ambas componentes, obtenidas tanto antes como después de realizar la corrección tectónica, se resumen en la *tabla 5.II* para la componente B y en la *tabla 5.III* para la componente A.

La componente B se ha considerado la ChRM de las muestras y se interpreta como la componente original adquirida durante su formación en el Jurásico. En la *figura 5.7*. se pueden observar las direcciones de la ChRM de los sitios CYB y CYK tanto antes como después de realizar la corrección tectónica y en ellas se aprecia que las dos poblaciones de direcciones (normales e invertidas) son antipodales.

Tabla 5. II: Direcciones paleomagnéticas de la componente B. Parámetros del test de inversión.

Sitio	Slat	Slong	Polar.	n	Antes C.T.				Después C.T.				Parámetros test de inversión		
					Dec.	Inc.	k	α_{95}	Dec	Inc	k	α_{95}	γ_0	γ_C (95%)	γ_C (99%)
CYB	37.4	-4.3	N	10	11.4	47.5	46.1	7.2	57.3	53.6	46.1	7.2			
			I	21	186.8	-46.0	53.6	4.4	232.2	-55.4	53.6	4.4			
			N+I	31	8.3	46.5	51.7	3.6	53.9	54.8	51.7	3.6	3.5840	7.8205	9.8392
CYK	37.4	-4.3	N	12	8.1	23.4	143.0	3.6	28.8	39.1	143.0	3.6			
			R	9	185.8	-18.3	206.3	3.6	202.7	-36.2	206.3	3.6			
			N+I	21	7.1	21.2	143.1	2.7	26.1	37.9	143.1	2.7	5.5504	5.0438	6.3932

CT. Corrección tectónica; *NCT.* Sin corrección tectónica; *Slat* y *Slong.* Latitud y Longitud de los afloramientos; *Polar.* Polaridad; *N, I.* Normal e Invertida; *n.* Número de muestras; *Dec.* Declinación; *Inc.* Inclinación; *k* y α_{95} . Parámetros estadísticos de error (Fisher 1953); γ_0, γ_C (95%), γ_C (99%). Parámetros del test de inversión McFadden & Jones, (1981)

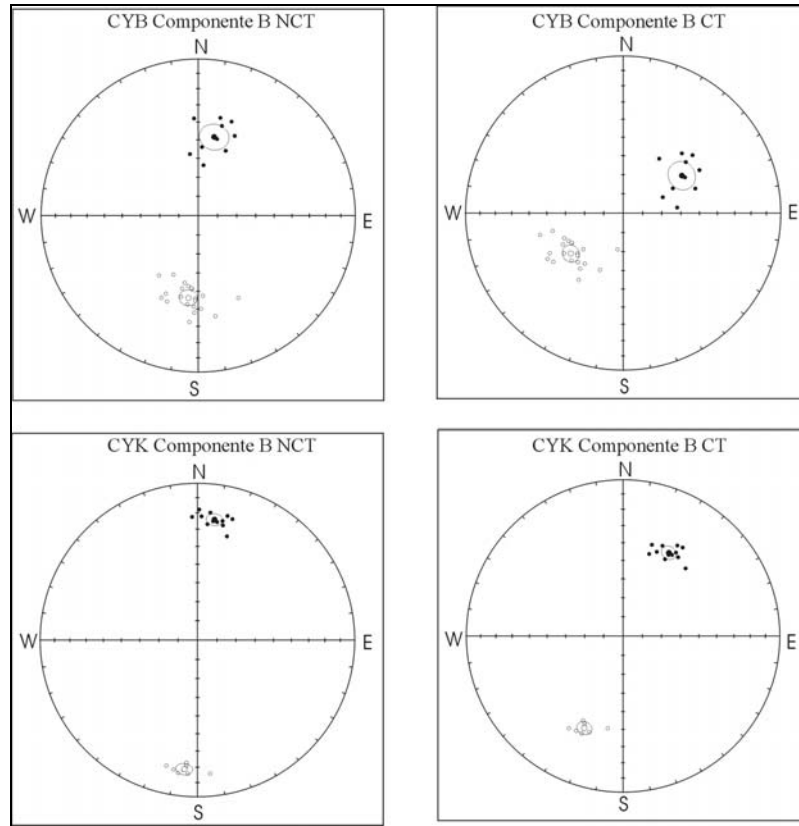


Figura 5.7: Diagrama de igual área de las direcciones medias de la componente B normales e invertidas para el Bajociense CYB (arriba) y para el Kimmeridgiense CYK (abajo) antes de realizar la corrección tectónica (nct) y después de realizar la corrección tectónica (ct).

La componente A (tabla 5.III y figura 5.8), que en la mayoría de los sitios presenta una temperatura de desbloqueo máxima de 450°C (en los casos de los afloramientos CYB y CYK) y de 550°C en el caso de CH, se interpreta como una reimanación, ya que presenta siempre polaridad normal y características similares a las reimanaciones observadas por otros autores en una gran parte de las calizas jurásicas de la Cordillera de la Bética (Villalaín et al., 1994).

Tabla 5. III. Direcciones paleomagnéticas de la componente A.

Sitio	n	Antes C.T.				Después de C.T.			
		Dec	Inc	K	α_{95}	Dec	Inc	K	α_{95}
CYB	36	24.7	48.1	360.1	1.3	66.0	46.5	360.1	1.3
CYK	22	19.4	46.8	26.3	6.2	61.2	48.7	26.3	6.2
CYB-CYK	58	22.7	47.7	61.5	2.4	64.3	47.3	61.5	2.4
CH	20	1.1	69.7	104.5	3.2	53.4	56.1	104.5	3.2
CYB-CYK-CH	78	19.5	53.5	31.7	2.9	61.8	49.7	55.7	2.2

n. Número de muestras; **Dec.** Declinación; **Inc.** Inclinación; **k** y α_{95} . Parámetros estadísticos de error (Fisher, 1953).

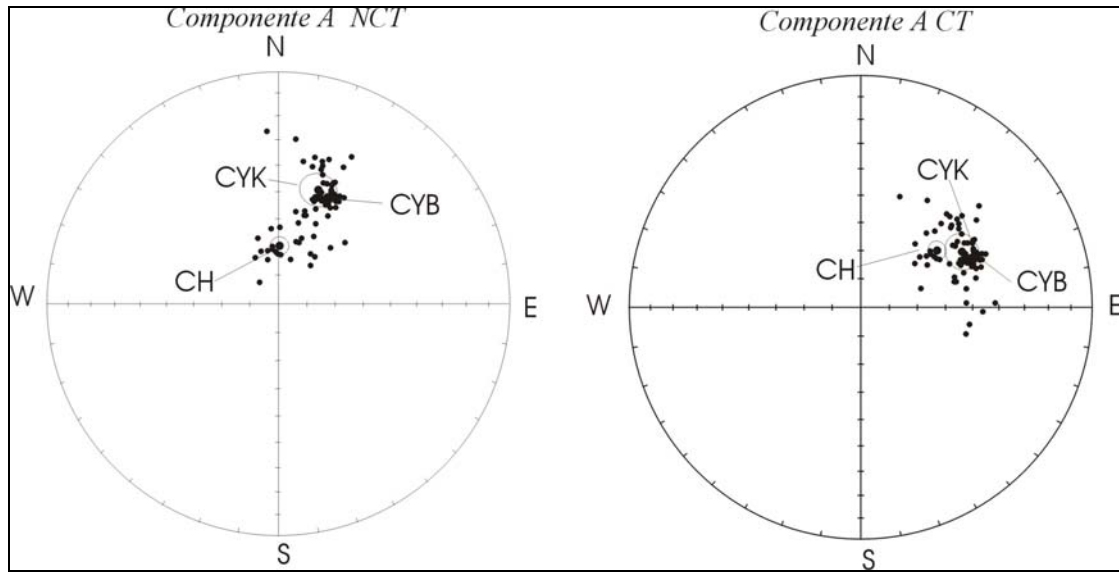


Figura 5.8: Diagrama de igual área de las direcciones medias de la componente A de los sitios CYB, CYK y CH antes de realizar la corrección tectónica (nct) y después de realizar la corrección tectónica (ct).

La estructura muestreada no es un sencillo pliegue, pero hay suficiente dispersión en la corrección tectónica de los sitios CY y CH como para realizar una prueba del pliegue regional. Se han agrupado las direcciones de la componente A de CYB y CYK, (denotada *CYB-CYK* en la *tabla 5.III*), para realizar el test con la dirección de la componente A de CH. La dirección obtenida (*CYB-CYK-CH*) tanto antes como después de realizar la corrección tectónica también se presenta en la *tabla 5.III*. Los parámetros del test de pliegue de McFadden & Jones. (1981) son: $fntc = 1.18$, $ftc = 0.25$, $F_{95\%} = 0.04$ y $F_{99\%} = 0.06$. Este test es, por tanto, negativo tanto antes como después de realizar la corrección tectónica.

Que una prueba del pliegue resulte negativa, tanto antes como después de realizar la corrección tectónica, puede ser debido a dos factores: (i) que la estructura muestreada sea más compleja que un sencillo pliegue y, por tanto, la corrección tectónica aplicada no sea la adecuada y (ii) que la imanación se adquiriera durante el plegamiento. En los trabajos de Villaláin et al. (1994, 1996) y Osete et al. (2004) la primera de las causas que fue refutada en los casos en los que podía aislarse la componente B y ésta pasaba la prueba del pliegue. Por tanto, en estos casos, junto con un test de pliegue incremental positivo, el resultado era indicativo de que la reimanación se produjo durante la formación del pliegue, es decir se consideró sintectónica. En el caso de la zona de este estudio no se ha podido determinar la componente B en el sitio CH y, por lo tanto, no se

puede realizar esta prueba del pliegue regional por la componente B. Por lo tanto, no se puede excluir la primera causa que origina un test del pliegue negativo tanto antes como después de la corrección tectónica. Sin embargo, en la sección de la Cañada del Hornillo, Steiner et al. (1987) realizaron un estudio magnetoestratigráfico para el Bajociense-Bathonense (sección denominada BC, “la Fuente”) y también investigaron la sección, de la misma edad, en Carcabuey (sección BJ), por lo que se pensó en utilizar los datos de estos autores para ver si era posible excluir la causa (i) del resultado negativo del test de pliegue. Lamentablemente los autores no aportan las direcciones ni de la componente original antes de realizar la corrección tectónica, ni de las direcciones de la componente reimanada. Pero lo que si se puede comparar son las direcciones de la componente original tras realizar la corrección tectónica. Estas son: en BJ: $Dec = 53.8$, $Inc = 47.0$, $\alpha_{95\%} = 2.8$ y en BC: $Dec = 57.2$, $Inc = 43.3$, $\alpha_{95\%} = 4.2$. A la vista de estos datos parece que las direcciones de la componente original son indistinguibles después de realizar la corrección tectónica. Esto podría indicar que la componente original “pasaría” el test de pliegue regional en la zona.

No se ha calculado un test de pliegue incremental porque, como ya se ha dicho, los sitios muestreados no forman parte de una estructura simple como es un pliegue. Pero el hecho de que las direcciones de la componente A en este estudio se agrupen tras realizar la corrección tectónica podría indicar que ésta se adquirió antes de que las capas se plegaran. Siguiendo con este razonamiento, si suponemos que la reimanación se produjo simultáneamente en todo el Subbético y es de edad Neógeona, la zona de Carcabuey habría sufrido rotaciones de unos 60° tras su reimanación. No obstante, a falta de un verdadero test de pliegue, el resultado anterior sólo puede ser considerado como una buena hipótesis de trabajo que puede dar interesantes resultados en esta región.

5.5: INTEGRACIÓN DE LOS RESULTADOS DE ESTE ESTUDIO CON LOS DE OSETE ET AL.(2004).

De los trece sitios estudiados por Osete et al. (2004) en los cuales se integra este trabajo se ha podido realizar el test de pliegue de McFadden & Jones (1981) en tres de ellos. Los resultados del test de pliegue en las localidades ALJ, BRJ y PNS tienen resultados distintos para las dos componentes aisladas (A y B). La componente B, considerada de

edad jurásica presenta el mejor agrupamiento de las direcciones después de realizar la corrección tectónica en los tres casos. La componente A, considerada una reimanación, presenta el mejor agrupamiento de las direcciones después de haber realizado el 30% de la corrección tectónica en el caso de ALJ y después del 20% en el caso de BRJ, por lo que ésta componente se adquirió mientras la zona se plegaba en el Neógeno, (no se dispone de datos de la componente A en PNS). Comparando estos resultados con los obtenidos en el presente estudio, y si las hipótesis mencionadas en el apartado anterior son correctas, se puede concluir que la deformación por plegamiento en la zona de Carcabuey se produjo después que en la región de Alamedilla situada más al Sur (sitios ALJ y BRJ).

5.5.1: REIMANACIÓN DE LAS CALIZAS DEL SUBBÉTICO.

Las propiedades magnéticas de las calizas rojas nodulares de la parte central y oriental de la Zona Subbética son similares a las encontradas en las calizas jurásicas de la parte occidental del Subbético estudiadas por Villalaín et al. (1994). Por tanto, la principal característica de la reimanación en el Subbético es su carácter generalizado. Lo que indica que probablemente esté relacionado con un importante evento tectónico que haya provocado una migración masiva de fluidos, mineralizaciones y/o calentamientos. La máxima temperatura de desbloqueo de 450°C de la componente reimanada es constante en toda la región estudiada y siempre presenta polaridad normal, con la excepción del sitio CH donde la Tub máxima es de 550°C. En base a los resultados del test de pliegue, la reimanación parece que se adquirió en el Neógeno, un periodo de alta frecuencia de inversiones del campo magnético terrestre, por lo que tuvo que adquirirse en un corto periodo de tiempo. Durante el Neógeno, los crones de polaridad normal del campo magnético terrestre tienen una duración máxima de 10⁶ años (Cande & Kent, 1995). Por ello la reimanación se produjo en un intervalo de tiempo probablemente inferior a 1Ma.

5.5.2: ROTACIONES DE BLOQUES SOBRE EJES VERTICALES.

Componente A: Como ya se ha mencionado, en el estudio de Osete et al. (2004) realizado en la parte central del Subbético, en los dos sitios con los cuentan con un test de pliegue las direcciones obtenidas presentan su mejor agrupamiento al realizar el 30% de la corrección tectónica (en el caso del sitio ALJ: Dec = 9.9, Inc = 52.8, $\alpha_{95\%} = 9.0^\circ$) y

al 20% (en BRJ: Dec = 3.8, Inc = 57.5, $\alpha_{95\%} = 6.2^\circ$). Las direcciones así obtenidas son indistinguibles de la dirección esperada para Iberia estable en el Terciario ($D_{esperada} = 4.1 \pm 8.5^\circ$, Barberá et al., 1996) por lo que parece que en estos sitios las rotaciones se pueden constreñir entre el Jurásico y el tiempo que se adquirió la reimanación. Villalaín et al. (1994) encuentran que en el Subbético occidental la componente A indica que las rotaciones se produjeron después de la reimanación (figura 5.9).

Para los sitios CYB, CYK y CH, no se cuenta con un test de pliegue. No obstante y bajo la hipótesis de que no existan problemas estructurales en la zona, las direcciones de la componente A de los sitios CYB y CYK parece presentar una ligera rotación dextral (de unos 20°) antes de la corrección tectónica, y de unos 60° después de realizar dicha corrección. En el caso de CH la declinación de esta componente es indistinguible de la Terciaria antes de realizar la corrección tectónica y, como en el caso de Carcabuey, rotada unos 60° después de realizar dicha corrección. En este trabajo se ha concluido que si no existen grandes problemas estructurales en la zona estudiada, parece que las rotaciones se produjeron también después de la reimanación, como en el Subbético occidental (figura 5.9).

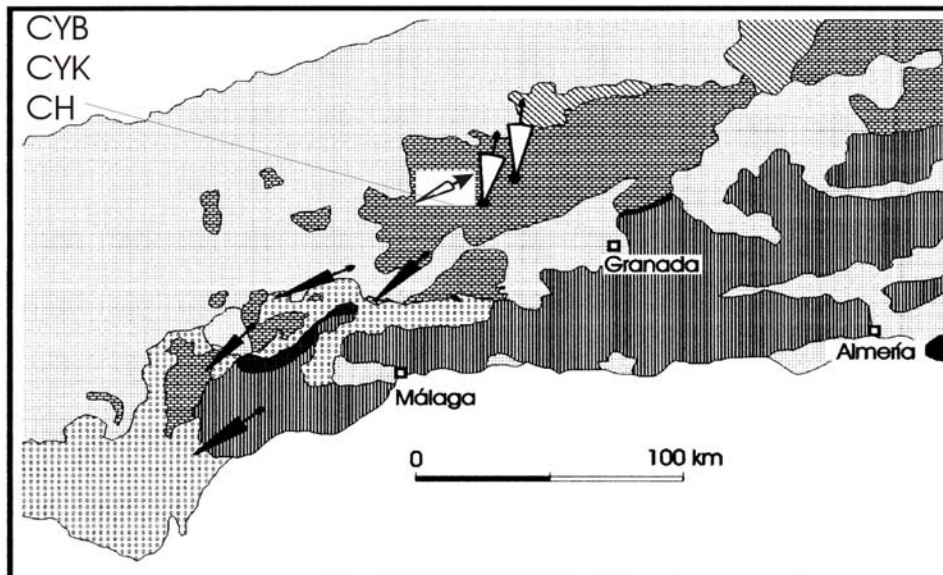


Figura 5.9: Mapa geológico donde se muestra las paleodeclinaciones de la componente secundaria de edad neógena (componente A). ΔD . (Límite de confianza) está indicado en cada sitio. Localidades CYB, CYK y CH de este estudio y ALJ y BRJ de Osete et al. (2004) (en blanco); datos del Subbético occidental de Villalaín et al. (1994) (en negro). Modificado de Osete et al. (2004).

Componente B: En la *tabla 5.IV* se resumen las declinaciones de la componente magnética original de las muestras estudiados por Osete et al. (2004) y las de este trabajo, así como las declinaciones esperadas para Iberia estable y la rotación sufrida en cada caso (que se representan gráficamente en la *figura 5.10*). Las declinaciones esperadas han sido calculadas a partir de estudios previos en regiones de Iberia estable para el caso del Jurásico medio inferior se han utilizado los polos de los estudios de Schott et al. (1981) y Gialanella (1999) y para el caso del Jurásico superior se ha tenido en cuenta las direcciones de Iberia estable de Steiner (1985), Galbrun et al. (1990) y Juárez et al. (1998).

Tabla 5. IV: Rotaciones calculadas de la componente B.

Localidad	Edad	$D_{OB} \pm \Delta D_{OB}$	$D_{EX} \pm \Delta D_{EX}$	$R(=D_{OB} - D_{EX}) \pm \Delta R$	Ref
CYB	Bajociense-Bathonense	54 ± 6	340 ± 7	74 ± 13	Este estudio
CYK	Kimeridgiense	26 ± 3	324 ± 4	62 ± 7	Este estudio
ERJ	Jurásico Superior	334 ± 9	324 ± 4	10 ± 13	Osete et al.(2004)
ALJ	Aaleniense	44 ± 19	340 ± 7	64 ± 26	Osete et al.(2004)
BRJs	Jurásico Superior	354 ± 15	324 ± 4	30 ± 19	Osete et al.(2004)
BRJm	Aaleniense	23 ± 60	340 ± 7	43 ± 67	Osete et al.(2004)
PNS	Jurásico Medio	51 ± 18	340 ± 7	71 ± 25	Osete et al.(2004)
CM	Aaleniense	21 ± 19	340 ± 7	41 ± 26	Osete et al.(2004)
SL	Bajociense-Bathonense	117 ± 12	340 ± 7	137 ± 19	Osete et al.(2004)
CAZ	Jurásico Superior	0 ± 8	324 ± 4	36 ± 12	Osete et al.(2004)

D_{ob} , ΔD_{ob} ; declinación observada y límite de confianza; D_{es} , ΔD_{es} ; declinación esperada y límite de confianza; R y ΔR , rotación y error correspondiente (Demarest, 1983).

Analizando estos datos se observa: (i) que en la zona más externa del Subbético (ERJ) no se encuentran rotaciones y (ii) que en el resto de los sitios de la parte central del Subbético (CYK, CYB, ALJ, BRJ, PNS, y CM) se han producido rotaciones homogéneas en sentido horario de alrededor de 40-60° y (iii) que el sitio SL, localizado en la parte más oriental del Subbético presenta una gran rotación dextral (137°), acorde con otros estudios de esta zona en los que también se encuentran grandes rotaciones de bloques alrededor de ejes verticales (Mazau et al., 1986; Ogg et al., 1998; Osete et al., 1989 y Allerton et al., 1993).

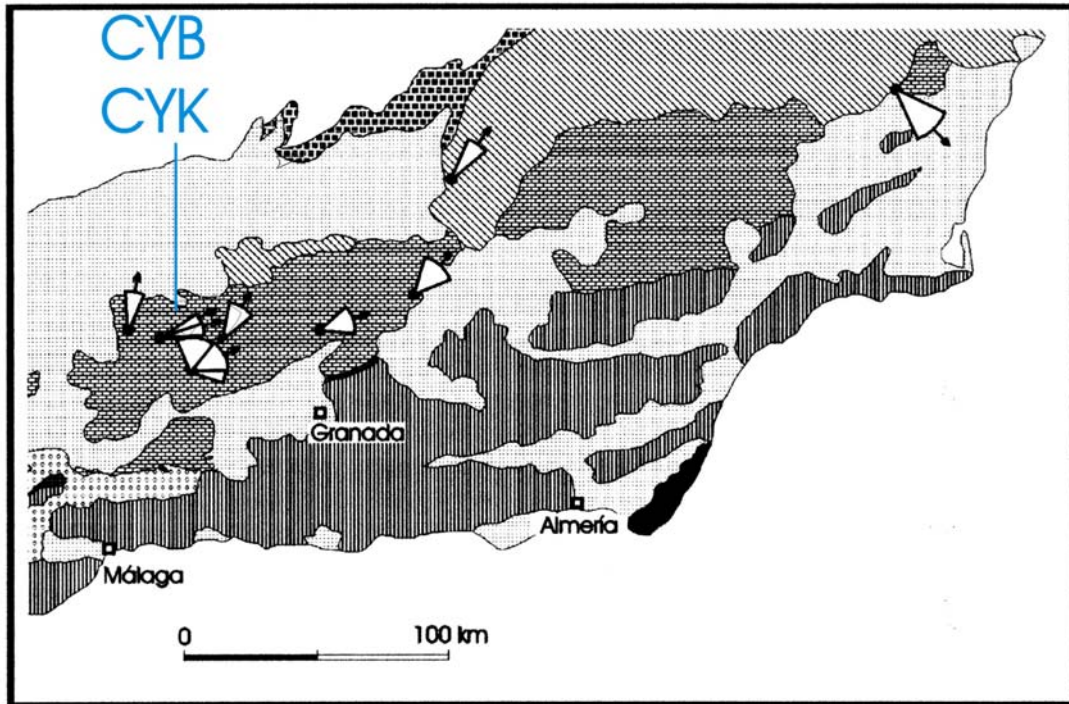


Figura 5.10: Mapa esquemático de las Béticas donde se muestran las rotaciones totales de las localidades del presente estudio sus correspondientes errores (Δr en blanco), con respecto al norte geográfico para la componente original jurásica (componente B) de los sitios CYB y CYK de este estudios junto con los sitios de Osete et al. (2004). Modificado de Osete et al. (2004).

5.6: PALEOLATITUDES DE IBÉRIA A PARTIR DE LOS DATOS OBTENIDOS EN EL PRESENTE ESTUDIO Y LOS DE OSETE ET AL. (2004).

A pesar de las rotaciones de bloques sobre ejes verticales que han experimentado los sitios estudiados en las Cordilleras Béticas, las direcciones de la componente original se pueden utilizar para aportar datos de paleolatitud para la Placa Ibérica. Las rotaciones alrededor de ejes verticales no afectan a la inclinación, y por tanto la paleolatitud que se calcula a partir de los datos refleja la paleolatitud de Iberia durante el Jurásico. Se ha calculado la paleolatitud referida a Madrid de los sitios donde se ha caracterizado la componente original de edad jurásica de este estudio y de los sitios de Osete et al (2004). Los resultados están recopilados en la *tabla 5.VI*. En la figura 5.11 se representan las paleolatitudes de Madrid a partir de los datos de Osete et al. (2000); Osete et al. (2004) y los resultados del presente estudio. Puede observarse, analizando la

figura 5.11, que la paleolatitud de Iberia en el Jurásico medio-inferior fue elevada alcanzando valores próximos a los actuales.

Tabla 5.VI: Polos paleomagnéticos y valores de Inclinación, paleolatitud y error en paleolatitud referidos a Madrid.

Localidad	Edad	Plat	Plon	Imadrid	Palat	Δ Palat	ref
ERJ	Jurásico Superior	62.2	238.0	41.6	24.0	6.4	Osete et al. (2004)
CAZ	Jurásico Superior	67.7	176.3	33.3	18.2	4.7	Osete et al. (2004)
BRJs	Jurásico Superior	73.6	196.8	43.0	25	8.9	Osete et al. (2004)
CYK	Kimeridgiense	62.2	114.0	41.9	24.2	2.0	Este estudio
PNS	Jurásico Medio	47.0	81.0	50.8	31.5	10.7	Osete et al. (2004)
SL	Bajociense-Bathonense	2.5	46.7	50.1	30.8	8.6	Osete et al. (2004)
CYB	Bajociense-Bathonense	47.2	71.5	56.9	37.5	3.8	Este estudio
ALJ	Aaleniense	54.6	78.3	53.1	33.7	10.9	Osete et al. (2004)
BRJm	Aaleniense	71.0	51.7	66.5	49.0	35.4	Osete et al. (2004)
CM	Aaleniense	73.3	81.7	59.0	39.8	11.3	Osete et al. (2004)

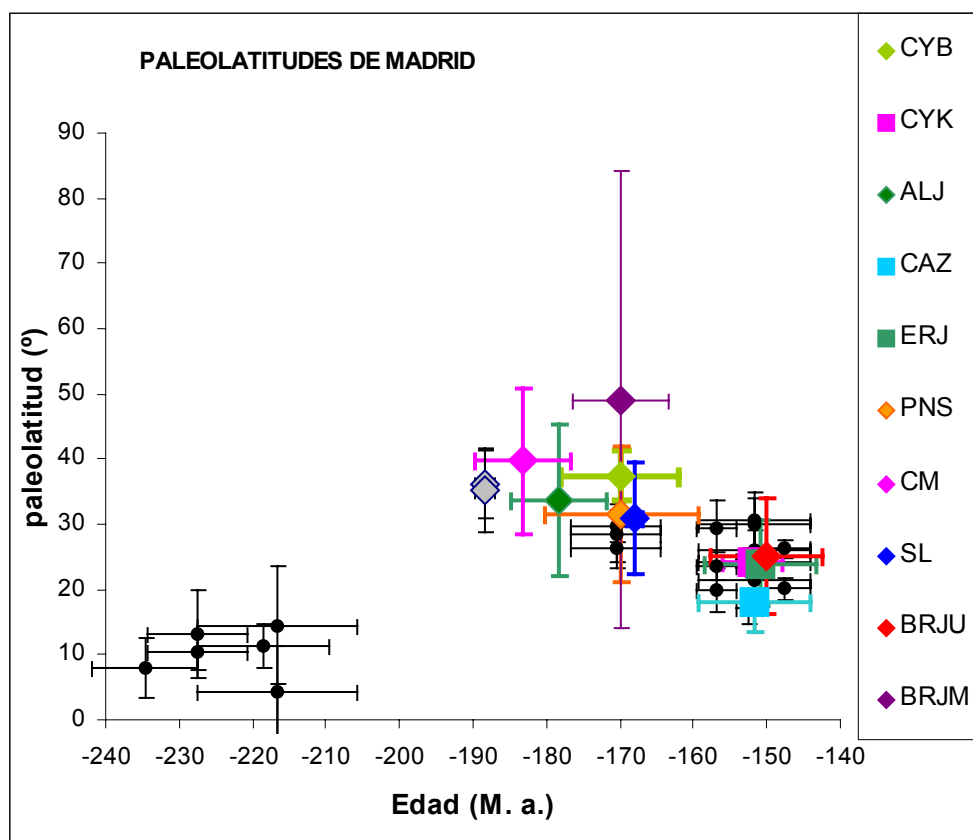


Figura 5.11: Paleolatitudes calculadas a partir de la componente original de edad Jurásica de los sitios de este estudio referidas a Madrid junto con las de Osete et al. (2000, 2004).

5.7: CONCLUSIONES:

Del estudio paleomagnético llevado a cabo en tres sitios del Subbético externo meridional, se puede concluir que:

- Se han aislado dos componentes magnéticas: la componente A que presenta siempre polaridad normal y máxima temperatura de desbloqueo de 450°C en los sitios CYB y CYK y de 550°C en el sitio CH, interpretada como una reimanación, y la componente B en los sitios CYB y CYK considerada de edad jurásica que presenta polaridades normales e invertidas y máxima temperatura de desbloqueo de 575°C.

- El principal mineral portador de la imanación presente en las muestras es la magnetita.

- La reimanación parcial observada en los sitios CYB y CYK se ajusta bastante bien a la tendencia teórica para mezcla de granos monodominio y multidominio de Dunlop (2002) de magnetita. Las calizas completamente reimanadas del sitio CH presentan una única componente magnética de polaridad normal y temperatura de desbloqueo máxima de 550°C y se ajustan a la curva teórica de Dunlop (2002) de mezclas de granos monodominio y superparamagnéticos de magnetita, con la misma tendencia que la de las calizas reimanadas del Sistema Ibérico descritas en el capítulo 4 y la de otras calizas reimanadas (Jackson, 1990; Channell & McCabe, 1994).

- La reimanación de la zona de Carcabuey parece haberse adquirido antes de la deformación por plegamiento de la región (si la corrección tectónica asumida para realizar el test de pliegue regional es la adecuada). Aunque estadísticamente este resultado no es concluyente.

- La región de Carcabuey ha sufrido una rotación destal de alrededor de 60°. Probablemente esta rotación tuvo lugar después del evento que produjo la reimanación.

- Las paleolatitudes obtenidas a partir de la componente original aislada en los sitios estudiados aportan nuevos datos para la Placa Ibérica.

REFERENCIAS DEL CAPÍTULO 5:

- Allerton, S. 1994. Vertical axis rotation associated with folding and thrusting: and example from the eastern Subbetic of souther Spain. *Geology*. 22, 1039-1042.
- Allerton, S., Lonergan., L., Platt, J.P., Platzman, E.S. and McClellan, E. 1993. Paleomagnetic rotations in the eastern Betic Cordillera, southern Spain. *Earth Planet. Sci. Lett.* 119, 225-241.
- Allerton, S., Reicherter, K., Platt, J.P. 1994. A structural and palaeomagnetic study of a section through the eastern Subbetic, Southern Spain. *J. Geol. Soc.* 151, 659-668.
- Balanyá, J.C. and García-Dueñas, V. 1987. Les directions sturcturales dans le Domaine d'Alboran de part et d'autre du Déroit de Gibraltar. *C.R. Acad. Sci. Paris.* 304, II, 15, 929-933.
- Banks, C. J. and Warburton, J. 1991. Mid-crustal detachment in the Betic system of southern Spain. *Tectonophysics.* 191, 275-289.
- Barberá, X., Cabrera, L., Gomis, E. and Parés, J.M. 1996 Determinación del polo paleomagnético para el límite Oligoceno-Mioceno en la Cuenca del Ebro. *Geogaceta.* 20 (5), 1014-1016.
- Bógalo, M.F., Osete, M.L., Ancochea, E. and Villalaín, J.J. 1994. Estudio paleomagnético del volcanismo de Campos de Calatrava. *Geogaceta.* 15, 117-120.
- Calvo, M., Osete, M.L. and Vegas, R. 1994. Palaeomagnetic rotations in opposite senses in southeastern Spain. *Geophys. Res Lett.* 21, 761-764.
- Calvo, M., Vegas, R. and Osete, M.L. 1997. Palaeomagnmetic results from Upper Miocene and Pliocene rocks from the internal Zone of the eastern Betic Cordilleras (souther Spain). *Tectonophysics.* 277, 271-283.
- Cande, S.C. and Kent, D.V. 1995. Revised calibration of the geomagnetic polarity timescale for the late Cretaceous and Cenozoic. *Journal of Geophysical Research.* 100, B4, 6093-6095
- Demarest, H.H. 1983. Error analysis for the determination of tectonic rotation from paleomagnetic data. *Journal of Geophysical Research.* 88, B5, 4321-4328.
- Dijksman, A.A., Geomagnetic reversals as recorded in the Miocene redbeds of Calatayud-Teruel basin (Central Spain). (Ph. D Thesis, University of Utrech, 1977).
- Dobson, J.P. and Heller, F. 1992. Remagnetization in southeast China and the collision and suturing of the Huanan and Yangtze Blocks. *Earth Planet. Sci. lett.* 111, 11-21.
- Fisher, R.A. 1953. Dispersion on a sphere. *Proc. R. Soc. London. A.* 217, 295-305.
- Galbrun, B., Berthou, P.Y., Moussin, C. and Azéma, J. 1990. Magnétostratigraphie de la limite Jurassique-Crétacé en faciés de la plate-forme carbonatée: la coupe de Bias do Norte (Algarve, Portugal). *Bull. Soc. Géol. Fr.* 8 t. VI, (1), 133-143.
- García-Dueñas, V. La zona Subbética al Norte de Granada. (Ph. D Thesis Univ. of Granada, 1967).
- García-Dueñas, V., Balanyá, J.C. and Martínez-Martínez, J.M. 1992. Miocene Extensional Detachments in the Outcropping Basement of the Nothern Alboran Basin (Betics) and their Tectonic Implications. *Geo-Marine Lett.* 12, 88-95.
- García-Hernández, M., López-Garrido, A.C., Rivas, P., Sanz de Galdeano, C. and Vera, J.A. 1980. Mesozoic palaeogeographic evolution of the external zones of the Betic Cordillera. *Geologie Mijnb.* 59, 155-168.
- Gialanella, P.R., Analisi magnetostratigrafiche di sequenze mesozoiche affioranti in Spagna e in Italia. (Ph. D Thesis Università di Napoli e Palermo, 1999).
- Gradstein, F.M., Agterberg, F.P., Ogg, J.G., Handerbol, J., Van Veen, P., Thierry, J. and Huang, Z. 1994. A Mesozoic Time Scale. *J. Geophys. Res.* 99, 24.051-24.074.
- Juárez, M.T., Osete, M.L., Vegas, R., Langereis, C.G. and Meléndez, G. 1996. Palaeomagnetic study of Jurassic limestones from the Iberian Range (Spain): Tectonic implications. Morris, A. & Tarling, D.H. (eds), *Palaeomagnetism and tectonic of the Mediterranean Region*, Geological Society, London, 83-96.

- Juárez, M.T., Lowrie, W., Osete, M.L., and Meléndez, G. 1998. Evidence of widespread Cretaceous remagnetisation in the Iberian Range and its relation with the rotation of Iberia. *Earth and Planetary Science Letters*. 160, 729-743.
- Kirker, A. and McClelland, E. 1996. Application of net tectonic rotations and inclination analysis to a high-resolution palaeomagnetic study in the Betic Cordillera. Morris, A. and Tarling, D.H. (eds). *Palaeomagnetism and Tectonics of the Mediterranean Region*, Geological Society Special Publication No. 105, 19-32.
- Mazaud, A., Galbrun, B., Azema, J., Enay, R., Fourcade, E. and Resplis, L. 1986. Données magnétostratigraphiques sur la Jurassique Supérieur et la Berriasien du NE des Cordillères Bétiq. *C. R. Acad. Sc. Paris*. 302, Série II, 18, 1165-1170.
- McCabe, C. and Elmore, R.D. 1989. The occurrence and origin of Late Paleozoic remagnetization in the sedimentary rocks of North America. *Rev. Geophys.* 27, 471-494.
- McCabe, C., van der Voo, R., Peacor, D.R., Scotese, C.R. and Freeman, R. 1983. Diagenetic magnetite carries ancient yet secondary remanence in some Paleozoic sedimentary carbonates. *Geology*. 11, 221-223.
- McFadden, P.L. and Jones, D.L. 1981. The fold test in palaeomagnetism. *Geophys. J. Int.* 67, 53-58.
- McFadden, P.L. and Lowes, F.J. 1981. The discrimination of mean directions drawn from Fisher distributions. *Geophys. J. R. Astron. Soc.* 67, 19-33.
- McFadden, P.L. and McElhinny, M.W. 1990. Classification of the reversal test in palaeomagnetism. *Geophys. J. Int.* 103, 725-729.
- Ogg, J.G., Steiner, M.B., Oloriz, F. and Tavera, J.M. 1984. Jurassic magnetostratigraphy, 1. Kimmeridgian-Tithonian of Sierra Gorda and Carcabuey, southern Spain. *Earth Planet. Sci. Lett.* 71, 147-162.
- Ogg, J.G., Steiner, M.B., Company, M. and Tavera, J.M. 1988. Magnetostratigraphy across the Berriasian-Valanginian stage boundary (Early Cretaceous), at Cehegin (Murcia Province, southern Spain). *Earth and Planetary Science Letters*. 87, 205-215.
- Oliver, J. 1986. Fluids expelled tectonically from orogenic belts: Their role in hydrocarbon migration and other geologic phenomena. *Geology*. 14, 99-102.
- Osete, M.L., Freeman, R. and Vegas, R. 1988. Preliminary palaeomagnetic results from the Subbetic Zone (Betic Cordillera, southern Spain): kinematic and structural implications. *Phys. Earth Planet. Inter.* 52, 283-300.
- Osete, M.L., Freeman, R. and Vegas, R. 1989. Palaeomagnetic evidence for block rotations and distributed deformation of the Iberian-African plate boundary. C. Kissel and C. Laj (Editors), *Palaeomagnetic Rotations and Continental Deformation*. NATO ASI Series, Mathematical and Physical Sciences, 254, Kluwer Academic Publishers, Dordrecht. 381-391.
- Platt, J.P. and Vissers, R.L.M. 1989. Extensional collapse of thickened continental lithosphere: a Working hypothesis for the Alboran Sea and Gibraltar Arc. *Geology*. 17, 540-543.
- Platt, J.P., Allerton, S., Kirker, A. and Platzman, E. 1994. Origin of the western Subbetic (South Spain): palaeomagnetic and structural evidence. *Journal of Structural Geology*. 17, nº 6, 765-775.
- Platzman, E. 1992. Palaeomagnetic rotations and the kinematics of the Gibraltar arc. *Geology*. 20, 311-314.
- Platzman, E. and Lowrie, W. 1992. Paleomagnetic evidence for rotation of the Iberian Peninsula and the External Betic Cordillera. Southern Spain. *Earth Planet. Sci. Lett.* 108, 45-60.
- Schott, J.J., Montigny, R. and 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 and Planetary Science Letters*. 53, 457-470.
- Steiner, M.B., Ogg, J.G., Meléndez, G. and Sequeiros, L. 1985. Jurassic magnetostratigraphy. 2. Middle-Late Oxfordian of Aguilón, Iberian Cordillera, northern Spain. *Earth Planet. Sci. Lett.* 76, 151-166.
- Steiner, M.B., Ogg, J.G. and Sandoval, J. 1987. Jurassic magnetostratigraphy, 3. Bathonian-Bajocian of Carcabuey Sierra Harana and Campillo de Arenas (Subbetic Cordillera, southern Spain). *Earth Planet. Sci. Lett.* 82, 357-372.

- Suk, D., Peacor, D.R. and van der Voo, R. 1990. Replacement of pyrite framboids by magnetite in limestones and implications for paleomagnetism. *Nature*. 345, 611-613.
- Suk, D., van der Voo, R. and Peacor, D.R. 1993. Origin of the magnetite responsible for remagnetization of early Paleozoic limestones of New York State. *J. Geophys. Res.* 98, 419-434.
- Villalaín, J.J., Estudio paleomagnético de las Béticas Occidentales y sus implicaciones tectónicas. Descripción de una reimanación regional neógena. (Tesis Doctoral, Univ. Complutense de Madrid, 1995).
- Villalaín, J.J., Osete, M.L., Vegas, R., García Duenñas, V. and Heller, F. 1994. Widespread Neogene remagnetization in Jurassic limestones of the South-Iberian paleomargin (Western Betics, Gibraltar Arc). *Phys. Earth Planet. Inter.* 85, 15-33.
- Villalaín, J.J., Osete, M.L., Vegas, R., García Dueñas, V. and Heller, F. 1996. The Neogene remagnetization in the western Betics: a brief comment on the reliability of palaeomagnetic directions. In : Morris, A. & Tarling, D.H. (eds), *Palaeomagnetism and Tectonics of the Mediterranean Region*, Geological Society Special Publication. 105, 33-41.

CAPÍTULO 6: RESULTADOS MAGNETOESTRATIGRÁFICOS PARA EL LÍMITE BAJOCIENSE/BATHONIENSE (SECCIÓN DE CARCABUEY, CORDILLERA BÉTICA) Y PARA EL LÍMITE PLIENSBACHIENSE/TOARCIENSE (SECCIÓN DE ALMONACID DE LA CUBA, SISTEMA IBÉRICO).

6.1: MAGNETOESTRATIGRAFÍA. INTRODUCCIÓN.

En este capítulo se presentan los resultados de los estudios magnetoestratigráficos realizados en este trabajo en dos secciones sedimentarias jurásicas de la Placa Ibérica.

Una de las características más notables del campo magnético terrestre, definida por los estudios de paleomagnetismo, es que se producen cambios de polaridad (inversión del dipolo magnético terrestre). Este hecho ha dado origen a la magnetoestratigrafía, ciencia que estudia la secuencia de inversiones del c.m.t. El principal objetivo de la magnetoestratigrafía es, por tanto, definir el patrón de polaridades del campo magnético terrestre para cada época geológica y construir la Escala Temporal de Polaridades Geomagnéticas (ETPG). Una de las principales fuentes de datos para definir la secuencia de inversiones del c.m.t. han sido las anomalías magnéticas oceánicas. Las anomalías magnéticas observadas en el suelo oceánico se interpretan como un registro continuo de inversiones de polaridad del campo magnético. Esta secuencia de inversiones queda impresa en las rocas ígneas de la corteza oceánica como resultado de la creación, enfriamiento y posterior desplazamiento de la corteza oceánica durante el proceso de expansión del suelo oceánico (Vine & Matthews, 1963). A partir de las anomalías magnéticas oceánicas ha sido posible establecer un patrón de inversiones de la polaridad del c.m.t. desde el Jurásico superior (Kimmeridgiense 150 Ma) hasta el presente, que ha sido corroborado por estudios magnetoestratigráficos realizados en “tierra” en secuencias sedimentarias y volcánicas (por ejemplo, Lowrie & Álvarez, 1981).

La escala geológica de tiempo el Cenozoico está bien calibrada. En esta calibración han contribuido las correlaciones bioestratigráficas y las correlaciones de los estudios magnetoestratigráficos, realizados en secciones en tierra bien controladas bioestratigráficamente, con las anomalías magnéticas oceánicas del Atlántico Sur, que tienen asociadas un conjunto de edades radiométricas. En la actualidad se cuenta con una ETPG bien definida desde el Cretácico superior hasta el Cenozoico (Cande & Kent, 1992, 1995; Breggen et al., 1985, entre otros).

En contraste con el Cenozoico, la mayor parte del Mesozoico carece de una escala única de tiempo, porque el patrón de anomalías magnéticas oceánicas sólo se extiende hasta el Calloviense (Jurásico medio-superior) y la mayor parte del Cretácico medio carece de la firma de las anomalías magnéticas. Además de estos problemas, las bases de datos de edades radiométricas no tienen precisión suficiente como para determinar los límites entre las diferentes épocas geológicas. Por consiguiente, mientras que porciones de la escala del tiempo para el Mesozoico pueden ser determinadas por la combinación de edades radiométricas y secciones controladas bioestratigráficamente, la mayoría de los límites de las épocas geológicas tienen asignadas sus edades por métodos de interpolación matemáticos y geológicos. Debido a las diferencias en los criterios de selección para las edades radiométricas y los diferentes métodos de interpolación usados hasta la actualidad se han propuesto numerosas y discrepantes escalas temporales para el Mesozoico. Gradstein et al. (1994) presentan una escala temporal para el Mesozoico integrando la escala de polaridades geomagnéticas junto con la escala temporal estratigráfica añadiendo las incertidumbres para cada uno de los límites de las distintas épocas geológicas. En las *figuras 6.1.a* y *6.1.b* se presenta la secuencia de inversiones del c.m.t. para el Jurásico propuesta por estos autores.

Por otro lado Opdike & Channel (1996) realizan una recopilación de los estudios magnetoestratigráficos realizados en secciones sedimentarias. Las columnas magnetoestratigráficas obtenidas en secciones jurásicas se presentan en la *figura 6.2*.

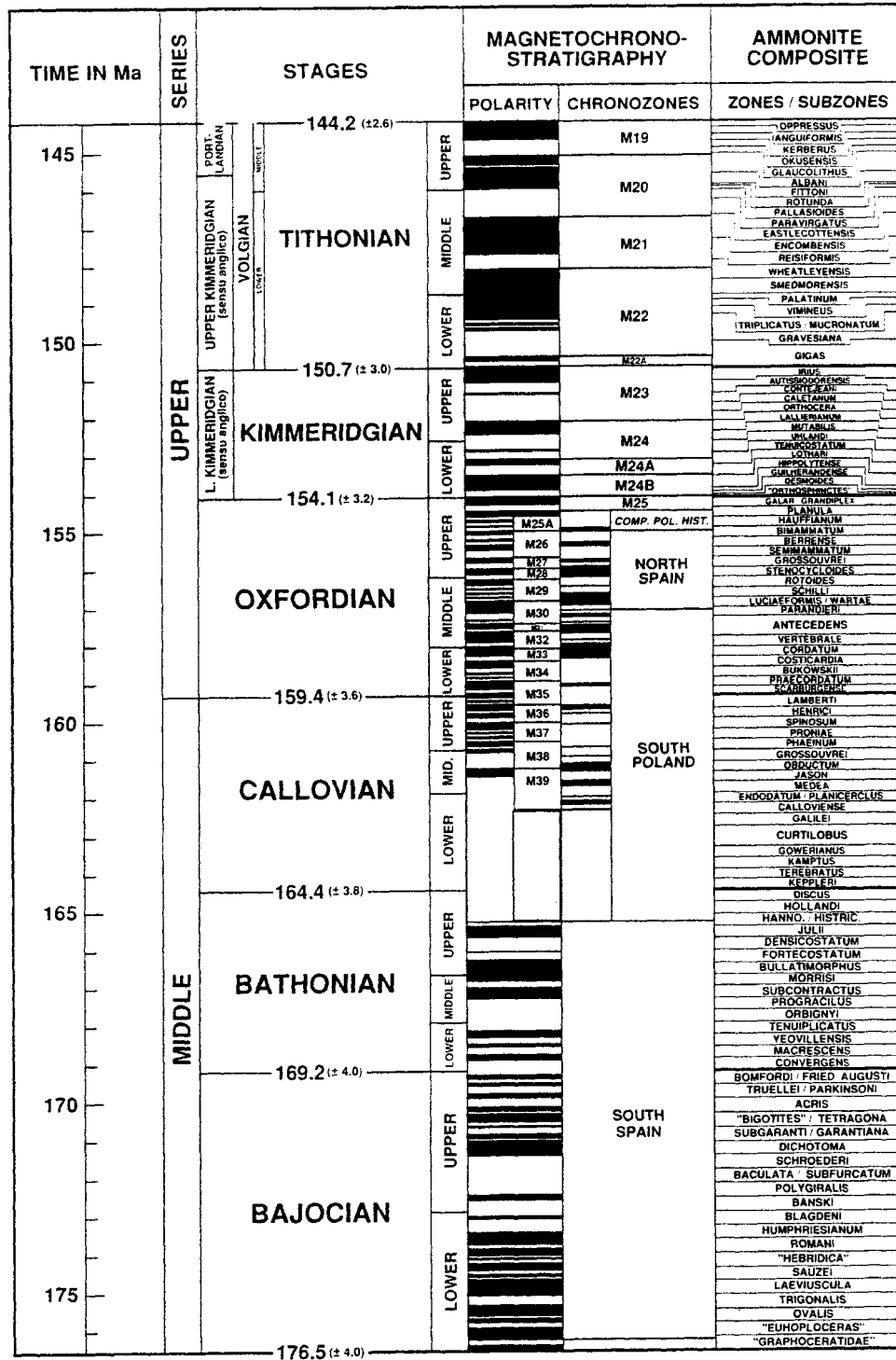


Figura 6.1.b: Secuencia de inversiones del Campo Magnético Terrestre para el Jurásico Medio y Superior. Las zonas de ammonites se han ajustado a los periodos de tiempo para el Bajociense, Bathoniense, Calloviense y Oxfordiense asumiendo que tienen la misma duración dentro de cada piso. Para el Kimmeridgiense y Titónico se han ajustado también al patrón de anomalías magnéticas oceánicas. Gradstein et al. (1994).

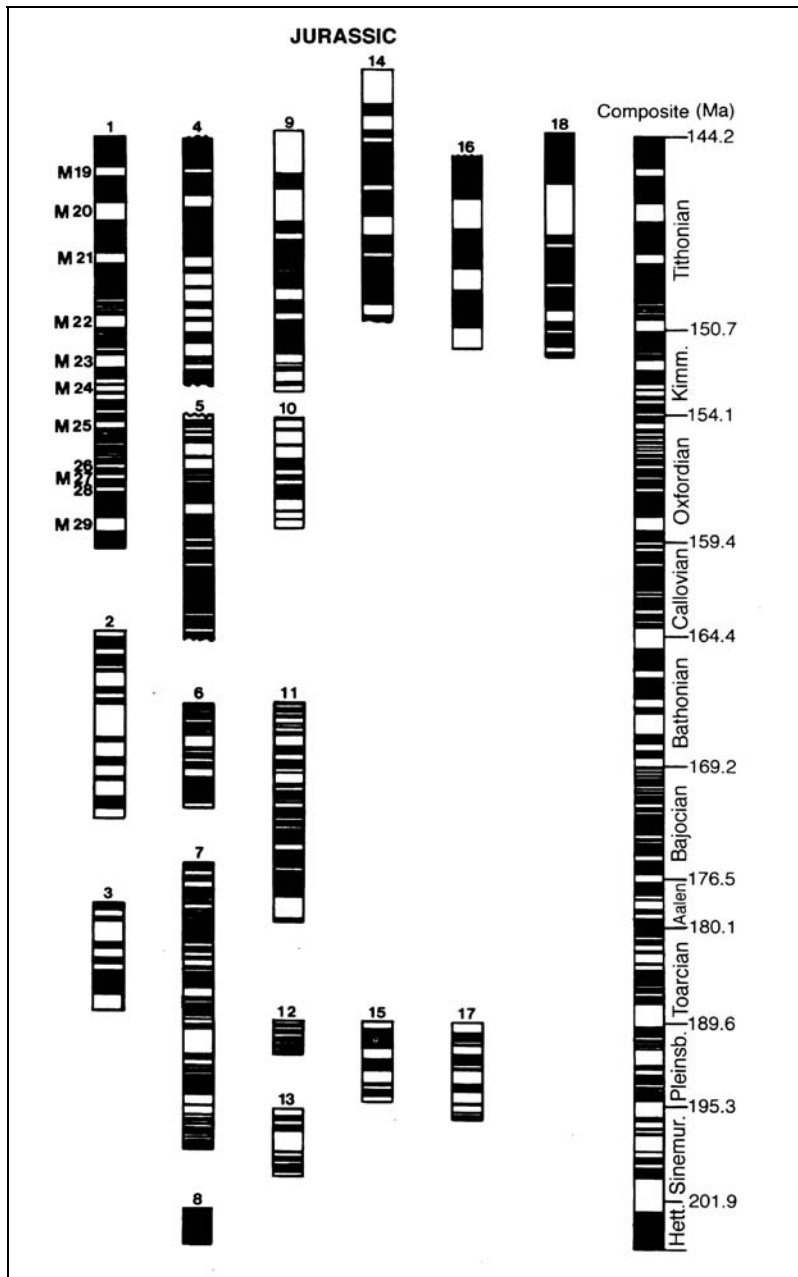


Figura 6.2: Resumen de los estudios magnetoestratigráficos más importantes realizados en el Jurásico según Opdike & Channell (1996):

1. Patrón de anomalías magnéticas oceánicas; 2. Bajociense-Bathonienense (Sierra Harana, España, Steiner et al., 1987); 3. Toarciense (Francia, Galbrun et al., 1988); 4. CM18-CM25 (Carcabuey, España, Ogg et al., 1984); 5. Oxfordiense-Callovienense (Italia, Channell et al., 1990); 6. Bajo-Batho. (La Fuente, España, Steiner et al., 1987); 7. Bajo-Car. (Breggia, Suiza, Horner y Heller 1983); 8. Hett.-Car. (USA, Witte et al., 1991); 9. CM14-CM23 (Italia, Channell & Grandesso, 1987); 10. Oxfordiense (Aguilón, España Steiner et al., 1985); 11. Bath-Aal. (Carcabuey, España, Steiner et al., 1987); 12. Car. (Suiza, Horner & Heller, 1983); 13. Sin-Hett. (Austria, Steiner & Ogg, 1988); 14. Berr.-Kimm. (Foza, Italia, Channell et al., 1982a); 15. Pliens. (Hungria, Márton et al., 1980); 16. Titónico (Quero, Italia, Channell & Grandesso, 1987); 17. Pliens-Sin. (Cingoli, Italia, Channell et al., 1984); 18. Titónico-Kimm. (Frisoni, Italia Channell & Grandesso, 1987).

6.2: RESUMEN DE LOS ESTUDIOS DE MAGNETOESTRATIGRAFÍA REALIZADOS EN LA PLACA IBÉRICA PARA EL JURÁSICO.

6.2.1: MAGNETOESTRATIGRAFÍA DEL JURÁSICO SUPERIOR: (TITÓNICO-KIMMERIDGINESE).

Para estos pisos del Jurásico el patrón de anomalías magnéticas oceánicas está definido por los cronos CM19-CM25 y se corresponden bastante bien con estudios magnetoestratigráficos realizados en tierra (*figura 6.2*). Las secciones de Sierra Gorda y Carcabuey localizadas en el Sur de España constituyeron la llave para correlacionar los cronos CM19 hasta CM25 con secuencias sedimentarias en tierra (Ogg et al., 1984). Ambas secciones presentan un buen comportamiento magnético y gracias a sus columnas magnetoestratigráficas se pudo asociar el límite Kimmeridgiense/Titónico con el CM23n, y el límite Oxfordiense/Kimmeridgiense con el CM25. Pese a que las diferentes tasas de sedimentación observadas en la sección dificultan su correlación con el patrón de anomalías magnéticas oceánicas, la sección de Carcabuey es, en la actualidad, la mejor controlada bioestratigráfica y magnéticamente para estos pisos. En la *figura 6.3* se representan las columnas obtenidas en las secciones de Carcabuey y Sierra Gorda por Ogg et al. (1984) y sus posibles correlaciones con otras secciones del norte de Italia (Ogg, 1981) y con el patrón de anomalías magnéticas oceánicas.

Otros estudios magnetoestratigráficos realizados en secciones localizadas en Italia (Channell & Grandesso, 1987; Channell et al., 1982a), presentan problemas de control bioestratigráfico y, además, sus correlaciones con el patrón de anomalías magnéticas oceánicas no son tan buenas como en las secciones españolas.

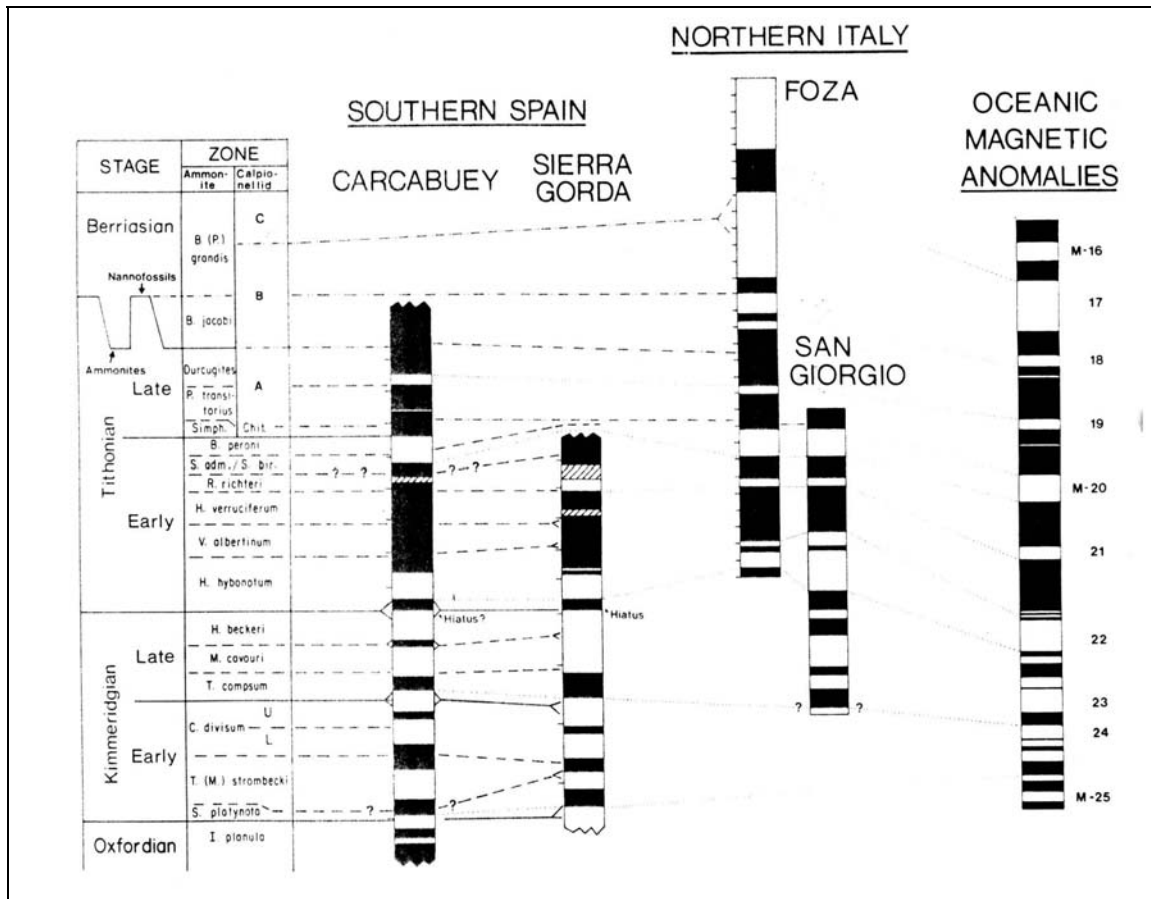


Figura 6.3: Columnas magnetoestratigráficas obtenidas en las secciones de Carcabuey y Sierra Gorda para el Kimmeridgiense/Titónico por Ogg et al. (1984) y sus correlaciones con las del Norte de Italia (Ogg, 1981) y con el patrón de anomalías magnéticas oceánicas según Ogg et al. (1984).

6.2.2: MAGNETOESTRATIGRAFÍA DEL JURÁSICO SUPERIOR-MEDIO (OXFORDIENSE-CALLOVIENSE-BAJOCIENSE-BATHONIENSE)

Las correlaciones entre secciones magnetoestratigráficas estudiadas en tierra para el Oxfordiense y el Calloviense, y el patrón de anomalías magnéticas oceánicas, desde el cron CM26 hasta el cron CM39 no están bien determinadas en la actualidad.

Con el fin de obtener columnas magnetoestratigráficas de referencia para este intervalo temporal, se han realizado estudios varios magnetoestratigráficos en calizas del Sistema Ibérico: Steiner et al. (1985) estudiaron la sección de Aguilón con el objetivo de

correlacionar las zonas de ammonites del Oxfordiense con los cronos CM26-CM30. Con posterioridad Juárez et al. (1994, 1995) reestudiaron las secciones de Aguilón junto con las nuevas secciones de Tosos, Aguatón y Moneva, todas ellas situadas en el Sistema Ibérico. En la *figura 6.4* se muestran las columnas magnetoestratigráficas obtenidas por Steiner et al. (1985) y en la *figura 6.5* las columnas de Juárez et al. (1995). Pese a que las correlaciones entre las secciones del Sistema Ibérico con el patrón de anomalías magnéticas oceánicas son algo pobres, son las únicas secciones que han podido ser correlacionadas con la secuencia de inversiones oceánicas. Las discontinuas y bajas tasas de sedimentación en las facies de calizas condensadas estudiadas del Sistema Ibérico son las causas principales que dificultan dicha correlación.

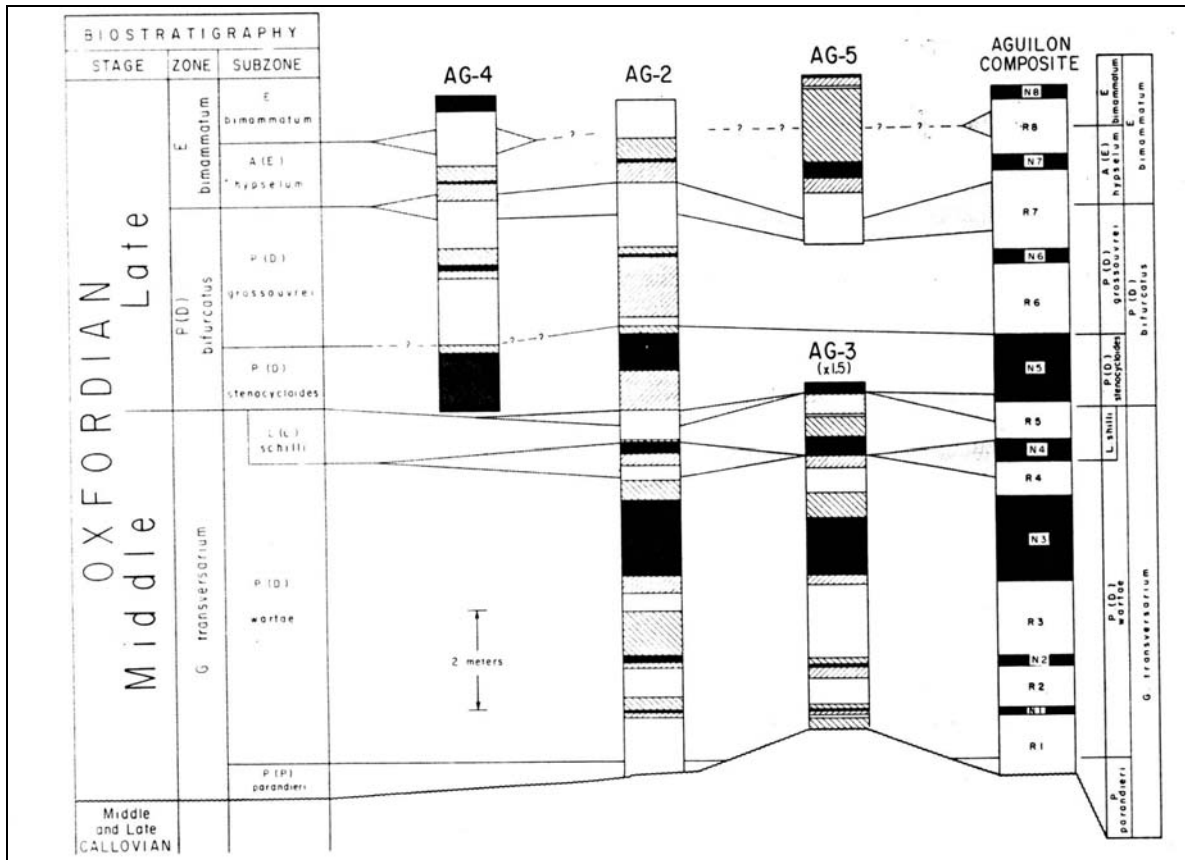


Figura 6.4: Columnas magnetoestratigráficas de las secciones de Aguilón y columna composición propuesta para esta zona por Steiner et al. (1985). Las zonas rayadas indican la distancia entre muestras de polaridad opuesta. Steiner et al. (1985).

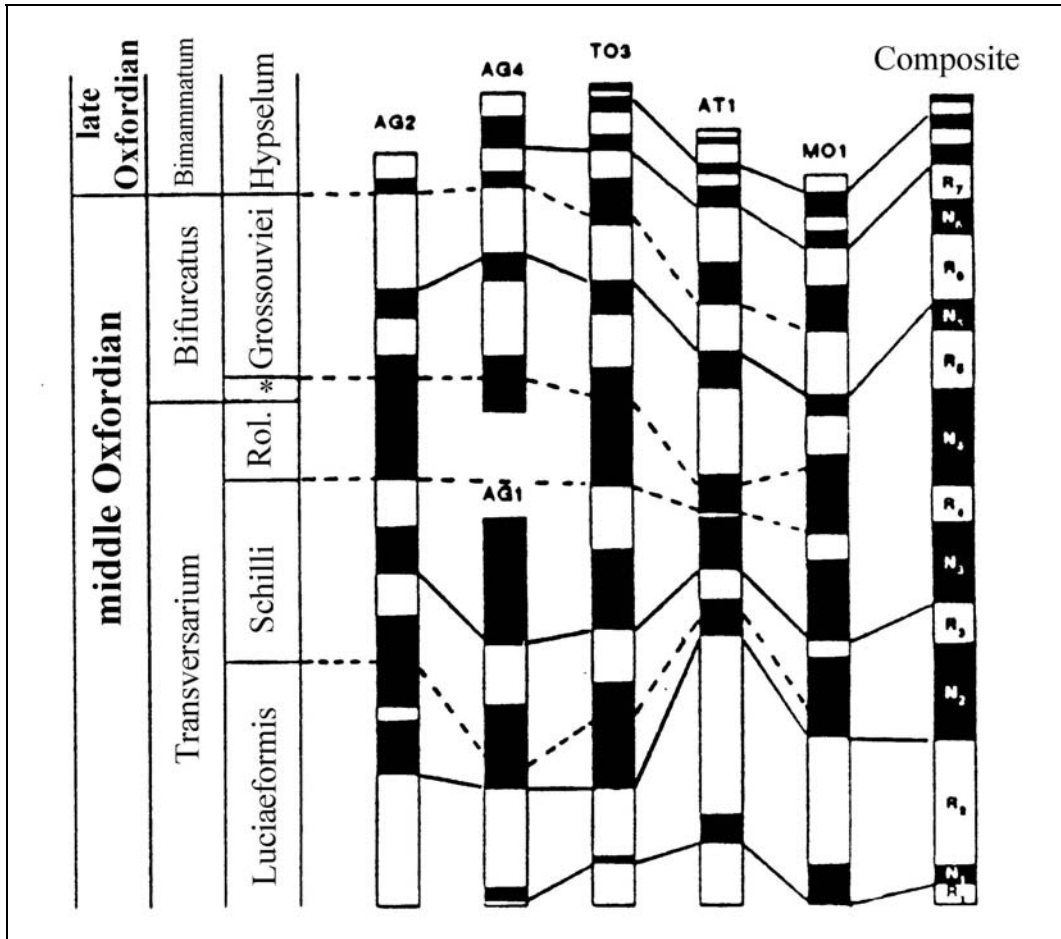


Figura 6.5: Correlación magnetoestratigráfica para el Oxfordiense medio en el Sistema Ibérico. Aguilón: AG1, AG2, AG4. Tosos: TO3, Aguatón: AT1, Moneva: MO1. Las líneas discontinuas marcan la correlación bioestratigráfica y las líneas continuas la correlación magnetoestratigráfica. Rol. – Roloides, * - Sienocy. Juárez et al. (1995).

Los estudios existentes en el mismo tipo de litologías para el Oxfordiense y el Calloviense en el norte de Italia indican la presencia de periodos de polaridad invertida del Campo Magnético Terrestre pero no pueden correlacionarse con el patrón de anomalías magnéticas oceánicas (Channel et al., 1990). Estos periodos de polaridad invertida también han sido observados en estudios realizados en secciones de Polonia (Ogg et al., 1991), pero al igual que ocurre con las secciones del norte de Italia no pueden correlacionarse con la secuencia de inversiones oceánicas.

El estudio más detallado de los pisos Bajociense y Bathoniense fue realizado por Steiner et al. (1987) en varias secciones condensadas de la Cordillera Bética al Sur de España: Carcabuey, La Fuente (Cañada del Hornillo), Sierra Harana y Campillo de Arenas (en esta última sección los autores no pudieron determinar la ChRM de las muestras ya que éstas no presentaron las propiedades magnéticas necesarias para tal fin). La alta frecuencia de inversiones de polaridad registradas, así como la baja tasa de sedimentación y la ausencia de un patrón de anomalías magnéticas oceánicas ha impedido una clara correlación entre las distintas secciones, (*figuras 6.6.a, 6.6.b y 6.6.c*). Otros estudios de estos pisos se han realizado en secciones italianas, pero tienen un peor control bioestratigráfico y tampoco han permitido encontrar buenas correlaciones entre distintas secciones para estos periodos temporales (Opdike & Channel, 1996).

Recientemente se ha llevado a cabo otro estudio del límite Bajociense/Bathonense por Osete (1999) en Sierra de Lugar (zonas externas de la Cordillera Bética). En la *figura 6.7* se muestra la columna magnetoestratigráfica resultado de dicho estudio y su posible correlación con la de la sección de Carcabuey. Aunque los resultados obtenidos en dicho estudio sean buenos, para dar una sección de referencia se necesita contrastar estas secciones con otras nuevas.

Por tanto todavía no existe en la actualidad un patrón de inversiones de polaridad completamente fiable para el Bajociense y el Bathoniense, si bien se sabe que en estos pisos predomina una alta frecuencia de inversiones del campo magnético terrestre. Son necesarios más estudios magnetoestratigráficos para definir con fiabilidad la columna magnetoestratigráfica de estos pisos.

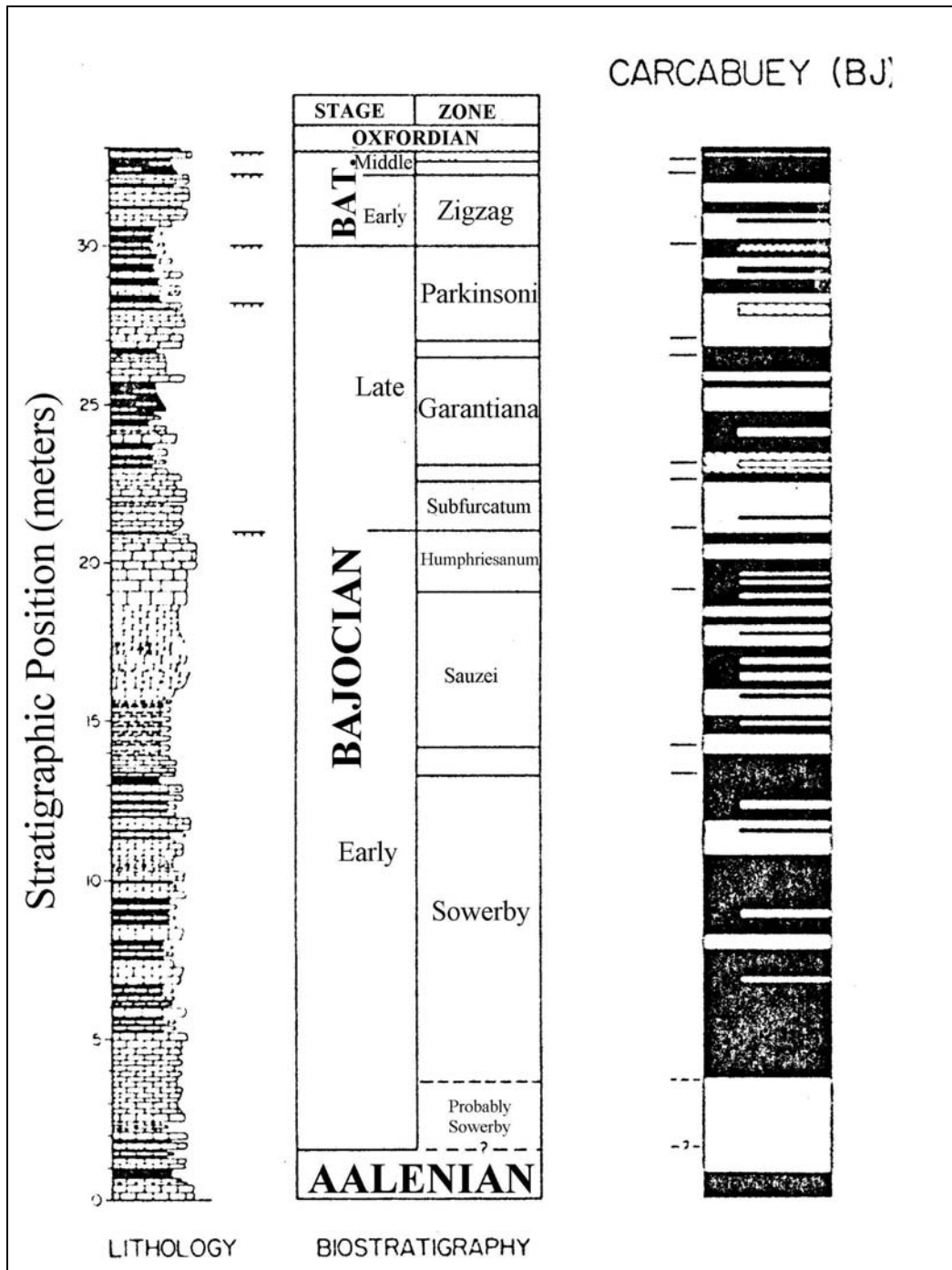


Figura 6.6.a: Columna magnetoestratigráfica para los pisos Bajociense y Bathoniense en Carcabuey (Cordillera Bética). Steiner et al. (1987).

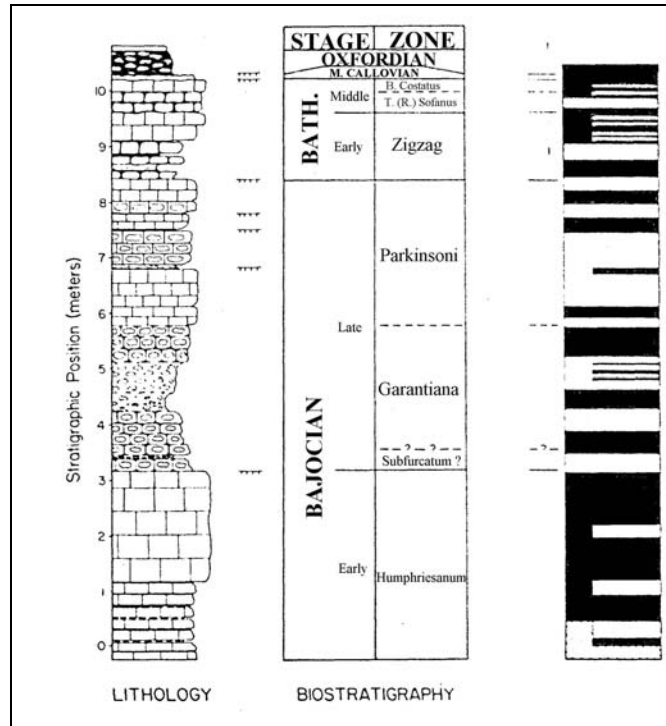


Figura 6.6.b: Columna magnetoestratigráfica para los pisos Bajociense y Bathoniense en La Fuente (Cordillera Bética). Steiner et al. (1987).

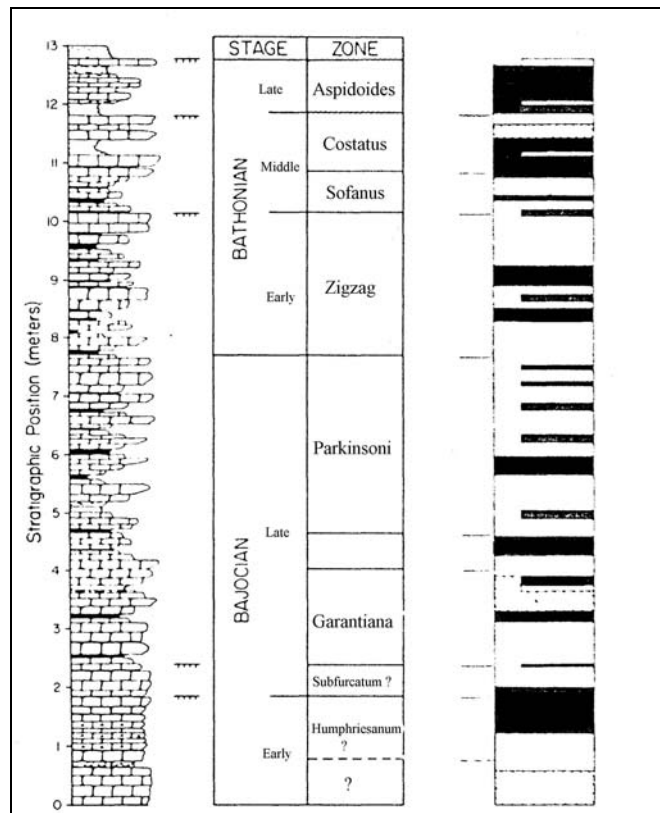


Figura 6.6.c: Columna magnetoestratigráfica para los pisos Bajociense-Bathonienense en Sierra Harana (Cordillera Bética). Steiner et al. (1987).

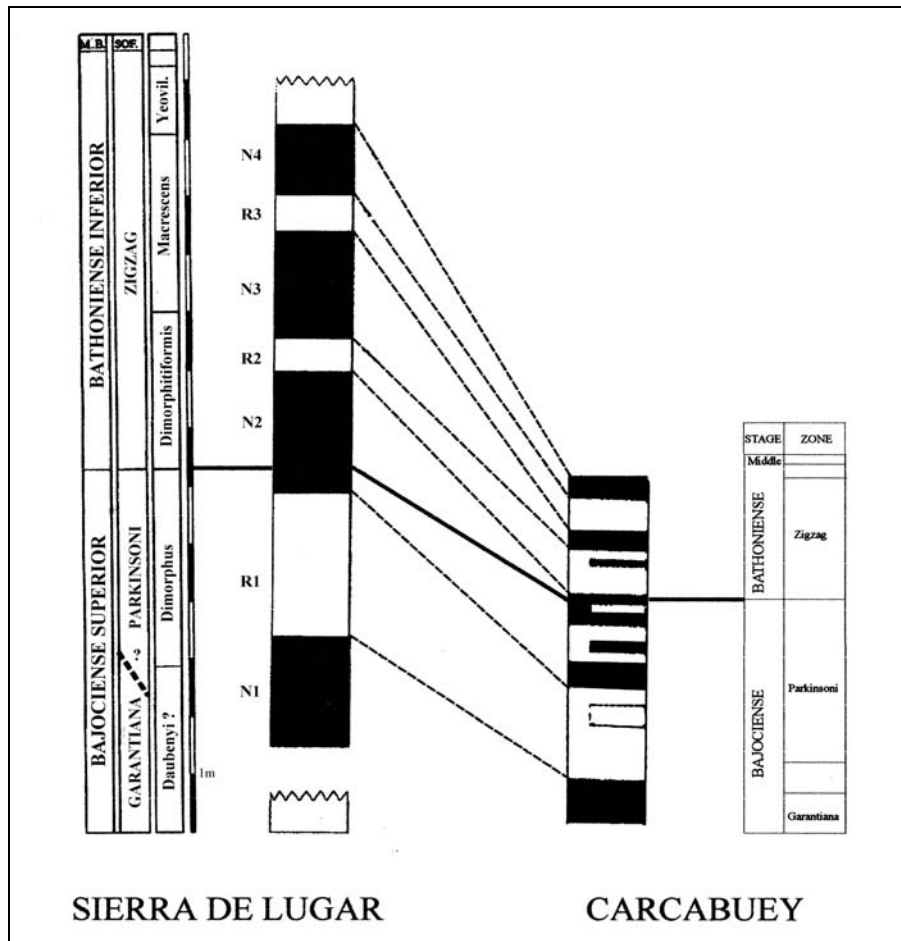


Figura 6.7: Correlación magnetoestratigráfica entre Sierra de Lugar y Carcabuey (Steiner et al. 1987) conservado la escala de metros de cada sección. La línea continua representa la correlación bioestratigráfica y las discontinuas la correlación magnetoestratigráfica. Osete (1999).

6.2.3: MAGNETOESTRATIGRAFÍA DEL JURÁSICO MEDIO-INFERIOR (AALENIENSE, TOARCIENSE, PLIENSBACHIENSE, HETTANGIENSE Y SINEMURIENSE).

El trabajo más importante para el Aalenienense, el Toarciense y el Pliensbachiense fue el realizado por Horner & Heller (1983) en la sección de Breggia (Suiza), figura 6.8. La sección estudiada por estos autores tiene un buen control bioestratigráfico (Widenmayer, 1980) y en general no es muy condensada, por lo que tiene mejores resultados magnetoestratigráficos que otras en las que la baja tasa de sedimentación dificulta el registro de intervalos de polaridad del campo magnético terrestre. La limitación que impone

la tasa de sedimentación tiene un claro ejemplo al comparar los estudios realizados para el Pliensbachiense por Márton et al. (1980) en Hungría y por Channell et al. (1984) en Italia con el estudio de Breggia. Tanto en el estudio de la sección de Hungría como en la de Italia, ambas con baja tasas de sedimentación, se encontraron 10 periodos de polaridad invertida, mientras que en la sección de Breggia y para el mismo espacio temporal existen 39 periodos de polaridad invertida. La sección de Breggia presenta una tasa de sedimentación de 14 m/Ma mientras que la de Hungría tan sólo tiene 1.5 m/Ma, por lo que se omiten registros de polaridades que definen la secuencia de inversiones del campo magnético terrestre.

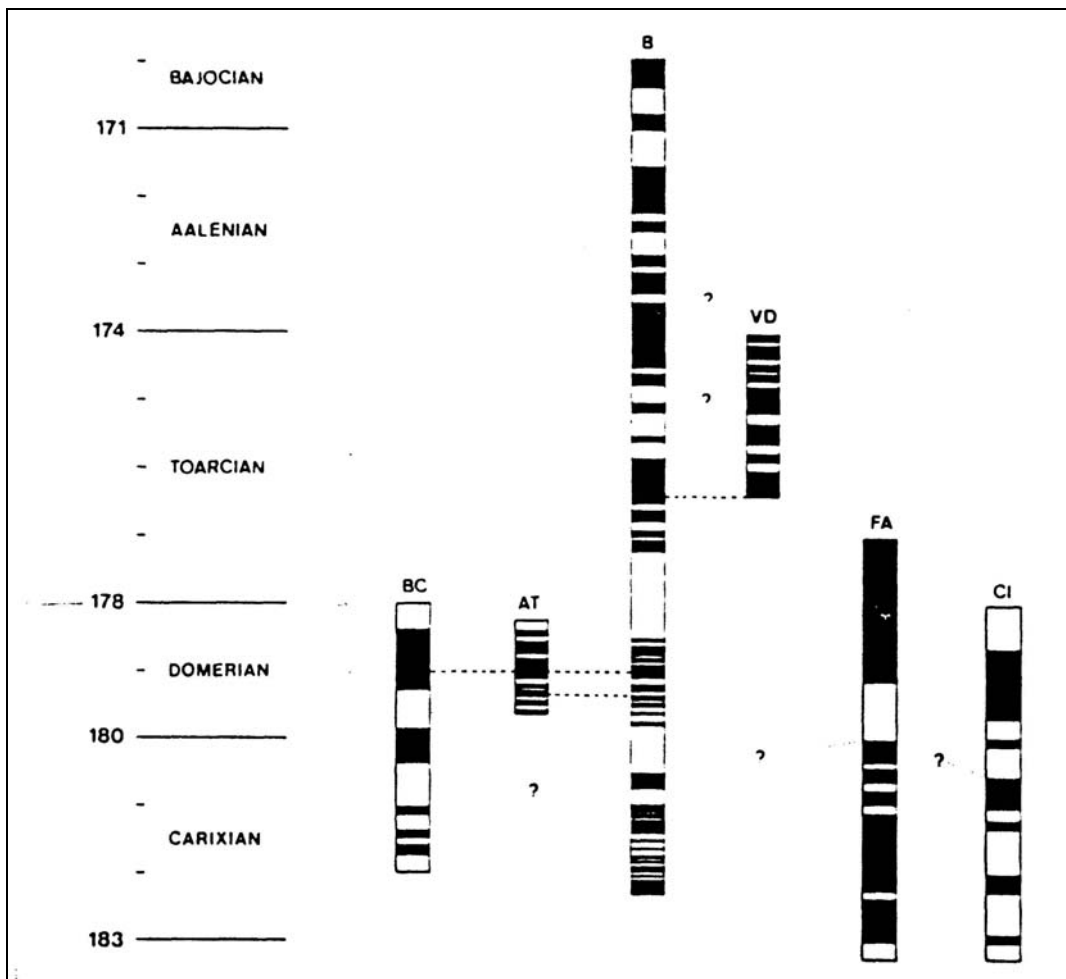


Figura 6.8: Patrón de inversiones del Campo Magnético Terrestre para el Jurásico Inferior-Medio propuesto por Horner & Heller (1983): BC (Baconycsernye, Marton et al., 1980); AT y B (Alpe Turati y Breggia, Horner & Heller, 1983); VD y FA (Valdorvia y Fonte Avellana, Channell et al., 1982b); CI (Cingoli, Channell et al., 1984). Horner & Heller (1983).

Galbrun et al. (1988a) estudiaron las secciones Toarcienses de Thouars (estratotipo para este espacio temporal) y de Airvault, ambas localizadas en Francia y con una baja tasa de sedimentación. Las columnas obtenidas a partir de ellas se muestran en la *figura 6.9*.

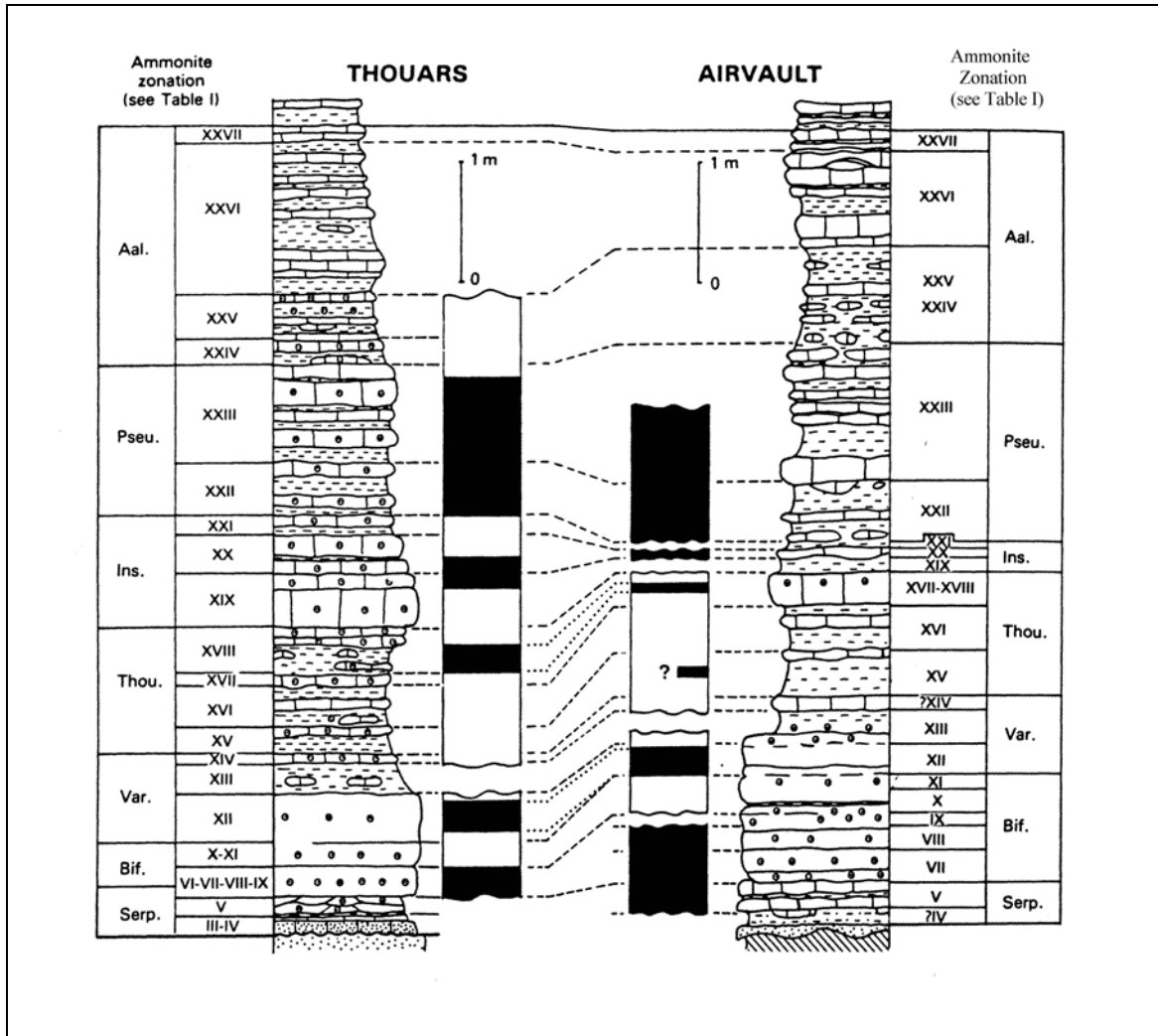


Figura 6.9: Correlación bioestratigráfica y magnetoestratigráfica para el Toarciense en dos secciones de Francia (Thouars y Airvault). Las líneas discontinuas marcan la correlación bioestratigráfica y las líneas a puntos la correlación magnetoestratigráfica. Galbrun et al. (1988a).

Para el límite Aalenienense/Toarciense existen varios estudios realizados en la Península Ibérica: Galbrun et al. (1990) estudiaron el Toarciense en la sección condensada (20m) de Iznalloz (Cordillera Bética); Gialanella et al. (1996) estudiaron el límite

Aalenense/Toarciense en la sección expandida de Fuentelsanz (Cordillera Ibérica); y Osete (1999) estudió este límite en la sección condensada de Cerro Méndez situada en las zonas externas de la Cordillera Bética. Por una parte, las secciones de Cerro Méndez y la de Iznalloz presentan el problema derivado de la baja tasa de sedimentación, y por otro lado en la sección de Fuentelsanz, aunque expandida, las muestras presentaron problemas porque la imanación era inestable por encima de los 350-400°C. Por todo ello existen problemas de correlación entre las columnas magnetoestratigráficas de estos estudios. En las *figuras 6.10*, *6.11* y *6.12* se muestran los resultados de los estudios mencionados anteriormente.

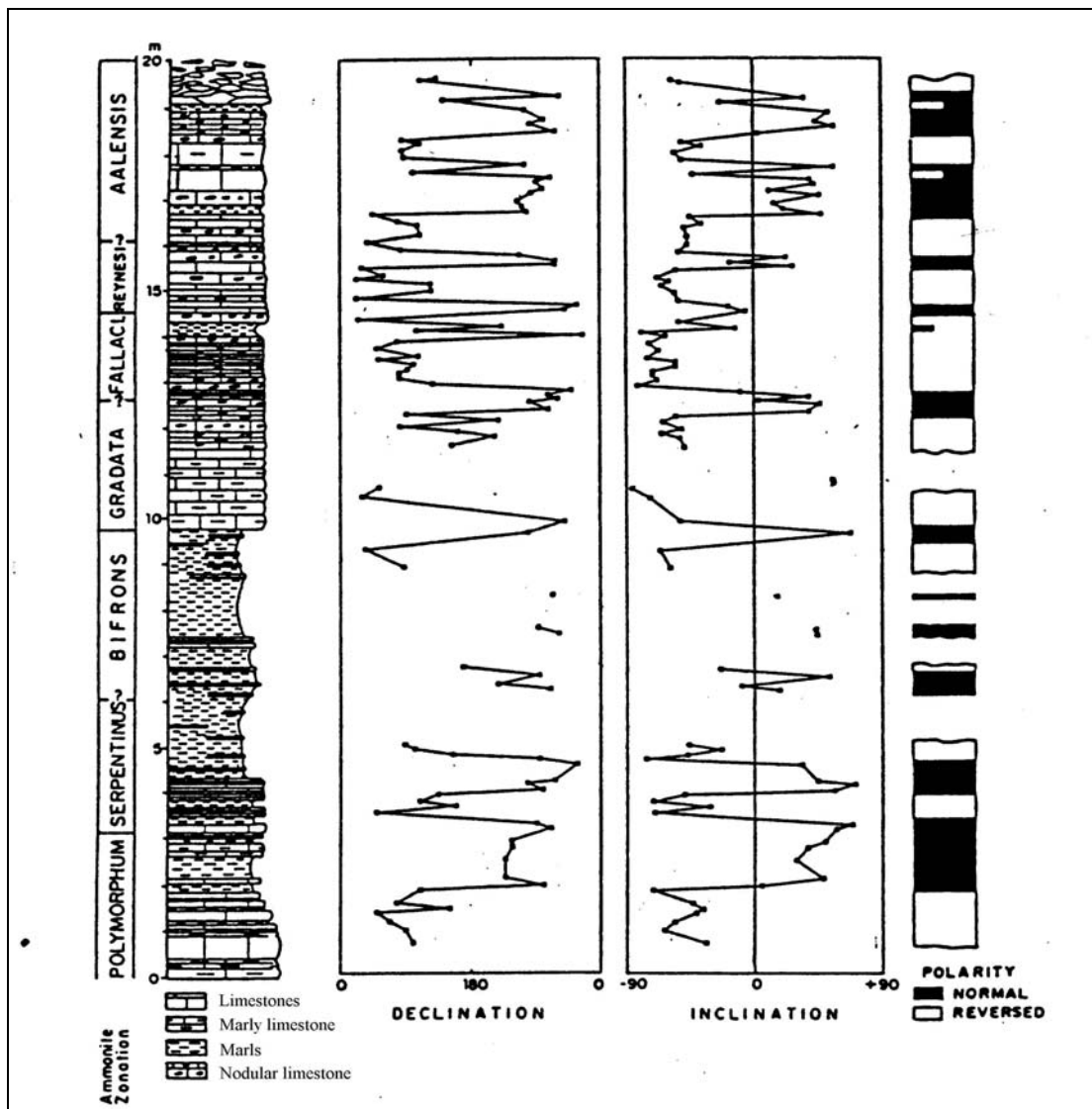


Figura 6.10: Columna biostratigráfica y magnetoestratigráfica de la sección de Iznalloz. Galbrun et al. (1990).

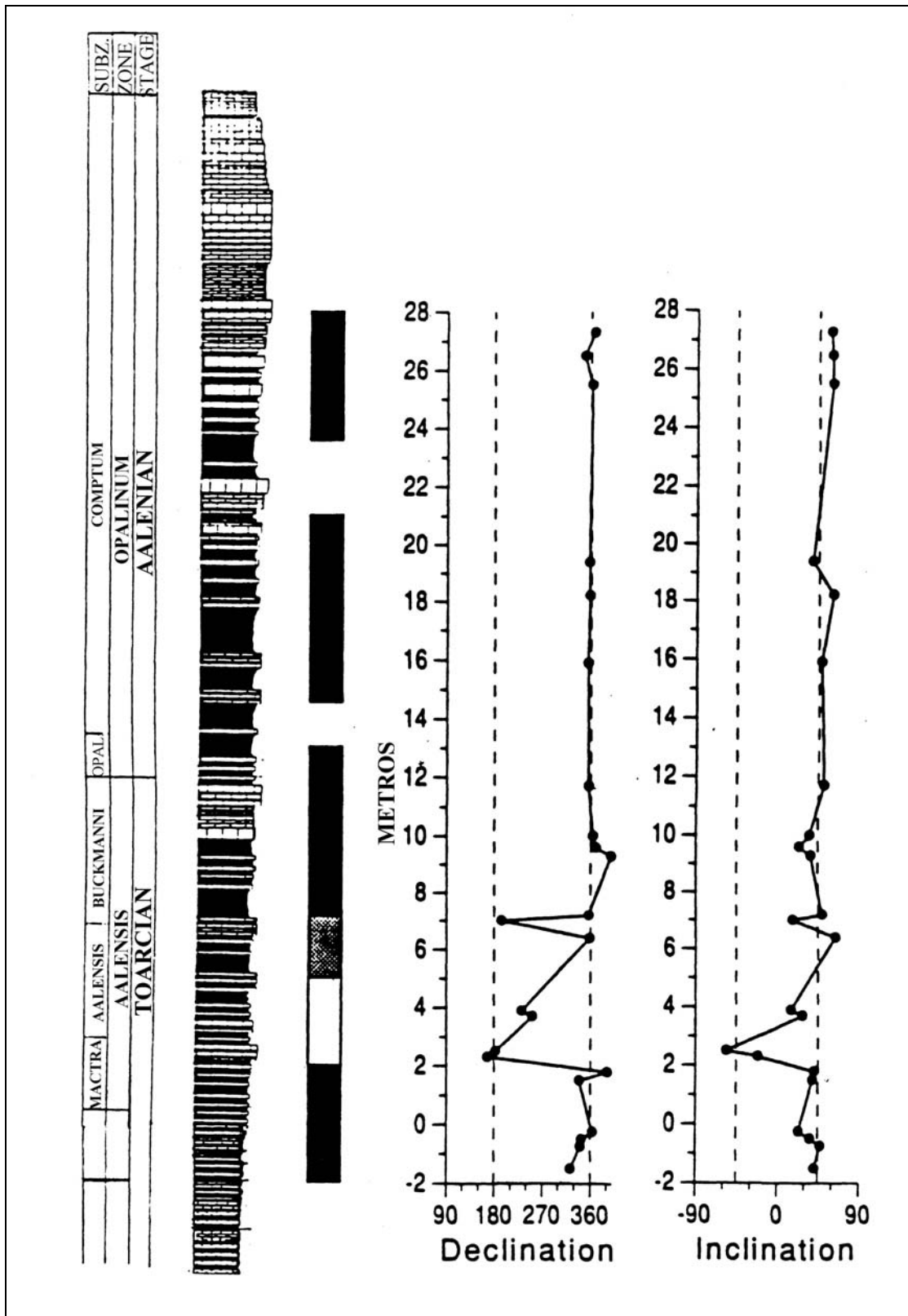


Figura 6.11: Columna bioestratigráfica y magnetoestratigráfica obtenida en Fuentelsaz. Gialanella et al. (1996).

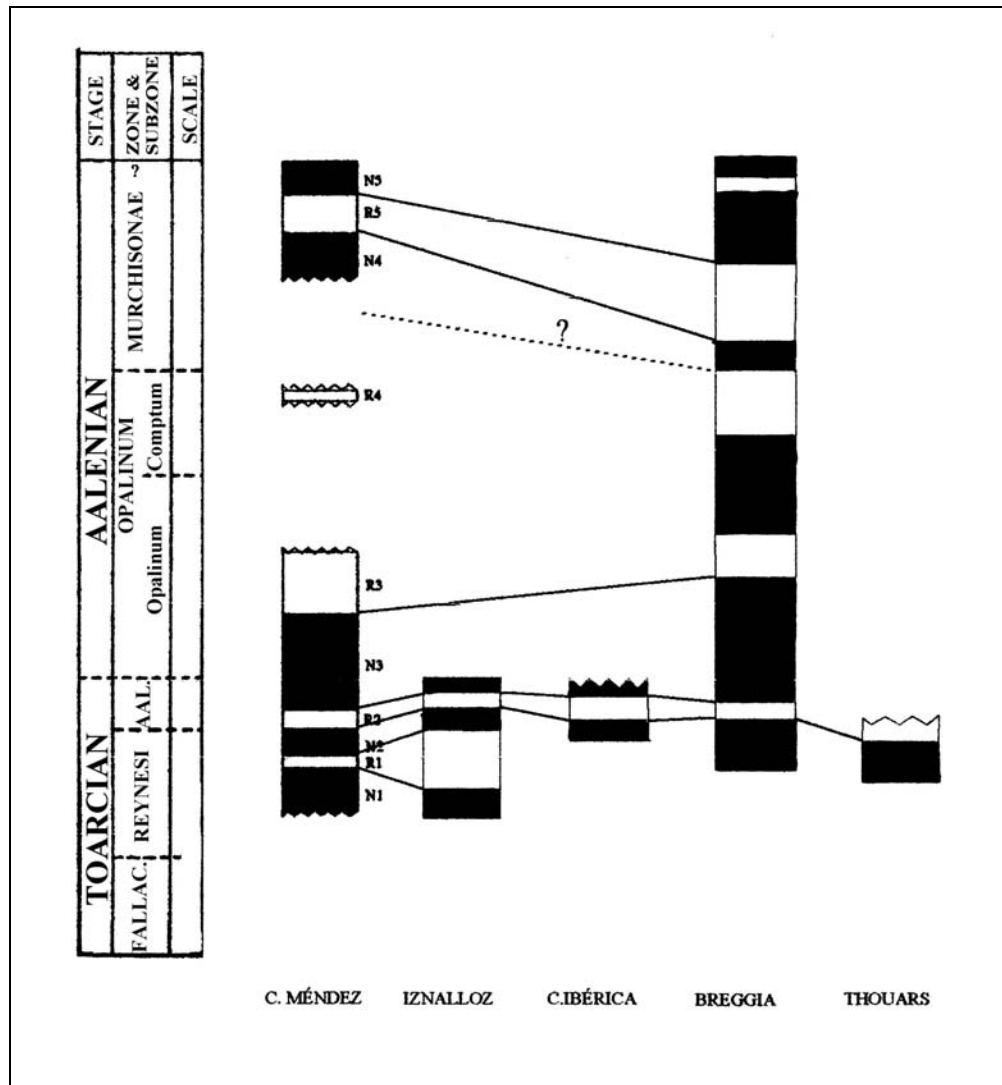


Figura 6.12: Correlación magnetoestratigráfica de la sección de Cerro Méndez para el límite Toarciense/Aalenense con las obtenidas por diferentes autores para este periodo de tiempo en Iznalloz (Galbrun et al., 1990); C. Ibérica (Fuentelsaz, Gialanella et al., 1996); Breggia (Horner & Heller, 1983) y Thouars (Galbrun et al., 1988a). Las diferentes columnas han sido expandidas o comprimidas para ajustar sus escalas de tiempo a la de Cerro Méndez y observar mejor la correlación. Osete (1999).

Galbrun et al (1988b) estudió la sección de calizas de la Rambla del salto en Sierra Palomera situada en el Sistema Ibérico, la sección cubre todo el Toarciense pero la baja intensidad de la imanación de las muestras hicieron que la columna propuesta por estos autores presentara grandes discontinuidades. Posteriormente, Gialanella (1999) reestudió la sección de calizas de Sierra Palomera junto con la sección de calizas de Ariño, también localizada en el Sistema Ibérico. Estas secciones están bien datadas paleontológicamente

con ammonites y el estudio abarcó completamente las biozonas Serpentinus, Bifrons y Variabilis. Las columnas obtenidas por Gialanella (1999) así como las posibles correlaciones con las de Breggia y Thouars propuestas se muestran en la figura 6.13.

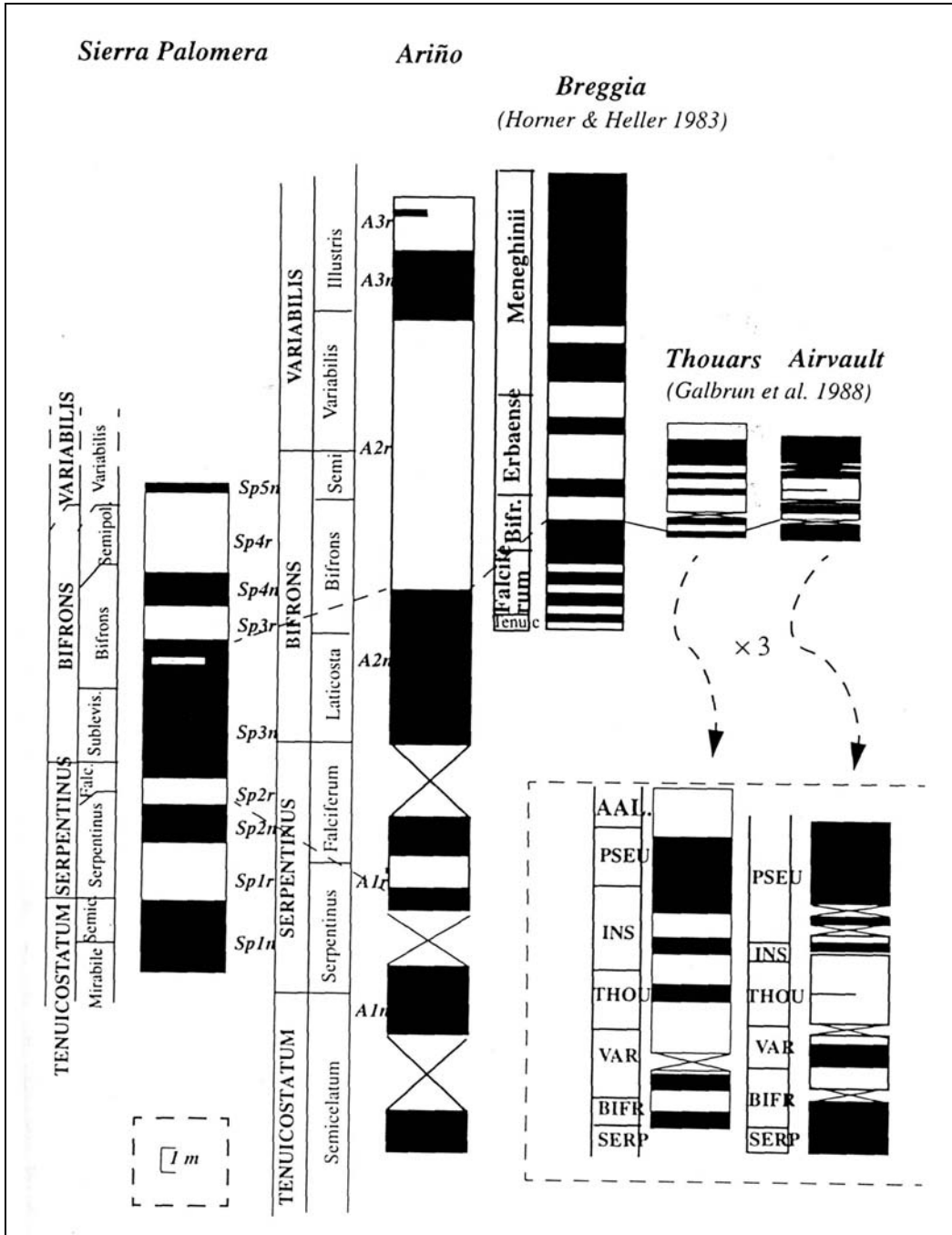


Figura 6.13: Columnas magnetoestratigráficas obtenidas en las secciones de Ariño y Sierra Palomera en el Sistema Ibérico por Gialanella (1999) y las posibles correlaciones con las de Breggia (Horner & Heller, 1983) y Thouars-Airvault (Galbrun, 1988a). Gialanella (1999).

Un nuevo trabajo magnetoestratigráfico que abarca casi la totalidad del Pliensbachiense, se ha llevado a cabo por Moreau et al. (2002) en la Cuenca de París (Francia). La sección tiene un buen control bioestratigráfico y en ella se han reconocido veintinueve inversiones de polaridad. La buena correlación de esta sección con la de Breggia ha permitido obtener una “columna composición” para la totalidad del Pliensbachiense, figura 6.14.

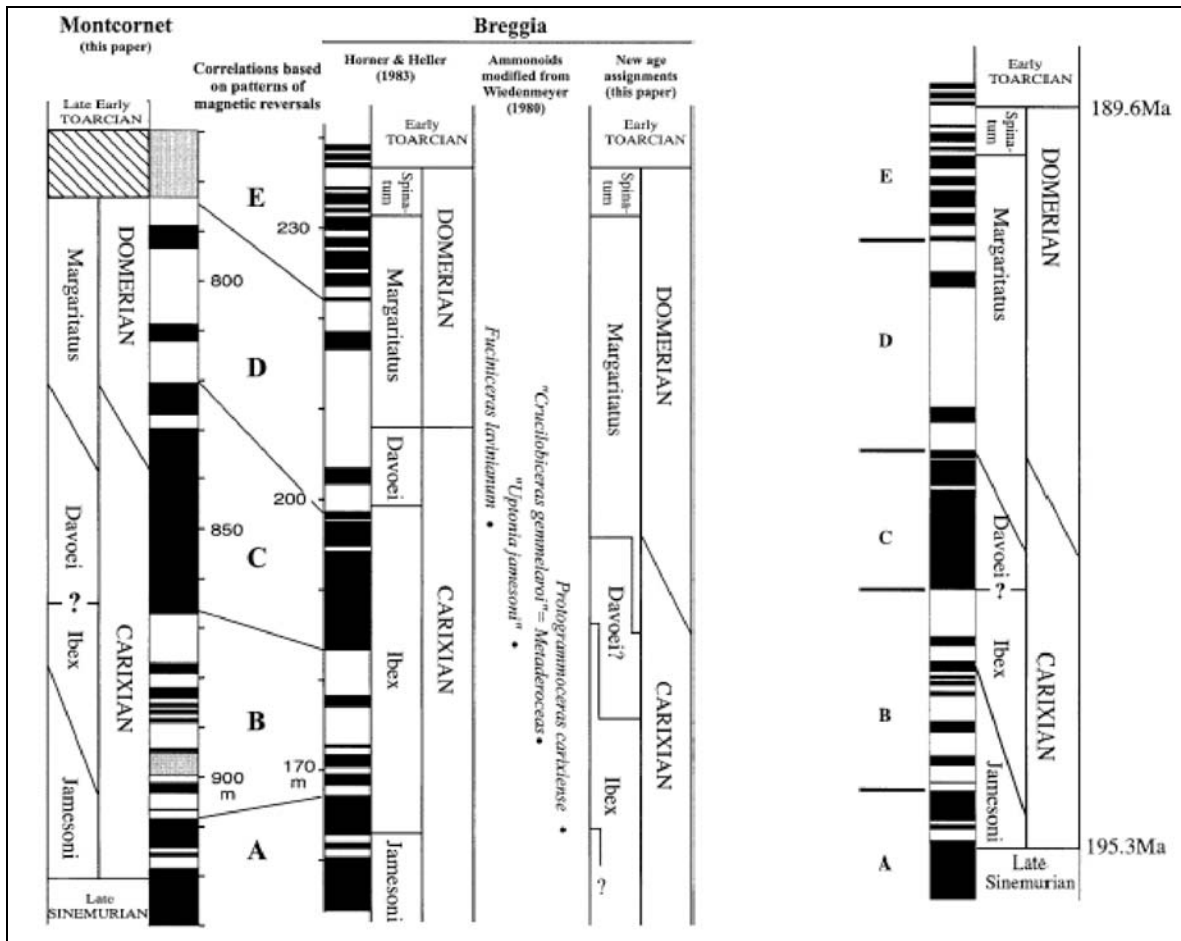


Figura 6.14: Correlación entre las secciones de Montcornet y Breggia propuesta por Moreau et al. (2002) y columna composición para el Pliensbachiense (derecha). Moreau et al. (2002).

Existe otro estudio llevado a cabo por Iglesia Llanos & Riccardi (2000) en seis secciones expandidas de Neuquen (Argentina) que presentan una potencia variable de entre 300 m a 1450 m. Este estudio abarca el Toarciense, el Pliensbachiense, el Hettangiense y el Sinemuriense pero el intervalo medio de muestreo en ellas fue de 10 metros, por lo que es posible que se omitieran cambios de polaridad del campo magnético terrestre en las zonas

no muestreadas. Además otro importante problema que tiene la sección de Argentina es el de las equivalencias de biozonas entre Europa y el Sur de América. Los resultados de este estudio se muestran en la *figura 6.15*.

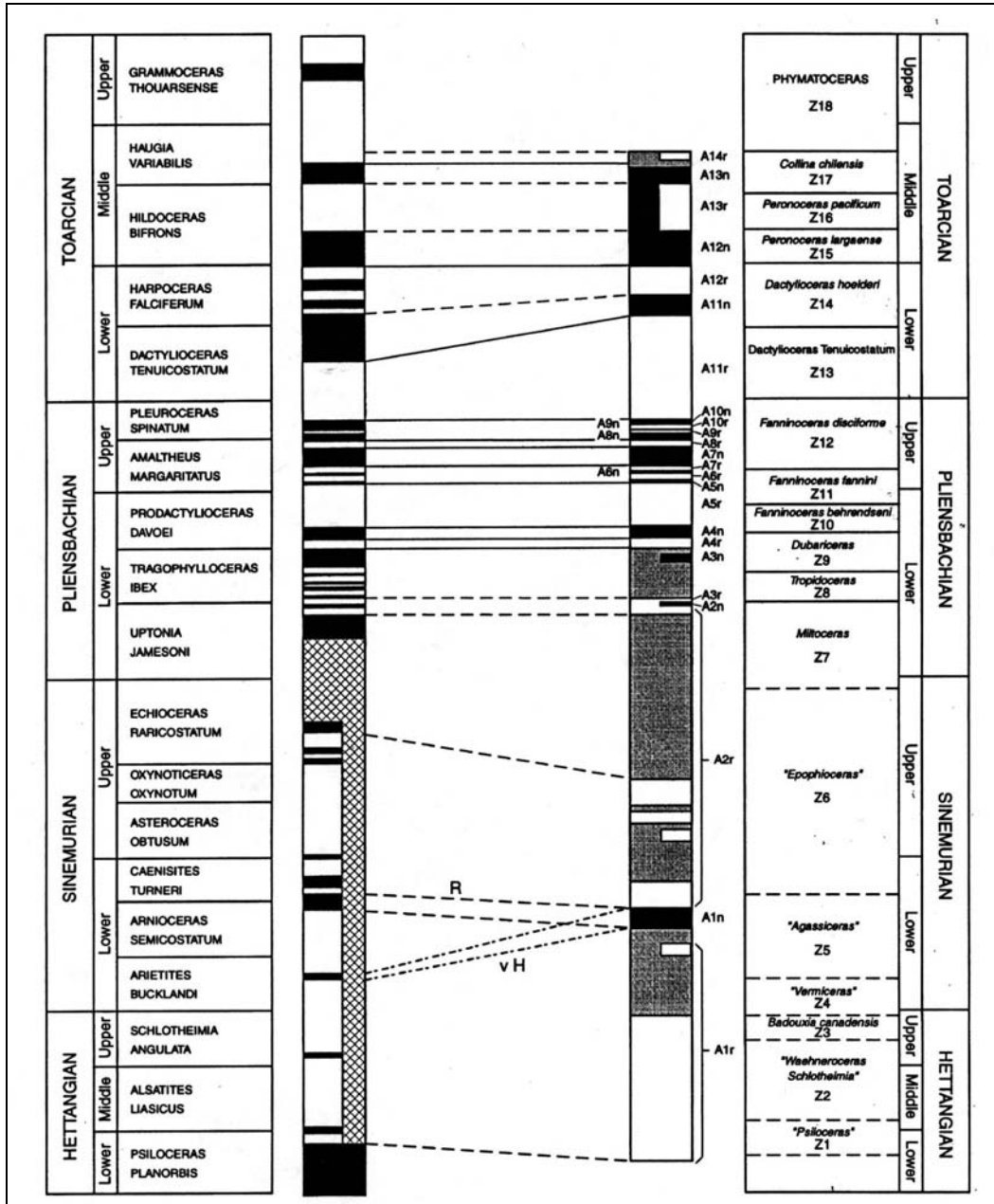


Figura 6.15: Columna magnetoestratigráfica de Neuquén y su correlación con la columna para este espacio temporal propuesta por Ogg (1995). Iglesia Llanos & Riccardi (2000).

Por último para el Hettangiense y el Sinemuriense han sido estudiadas tres secciones de calizas en Austria (Steiner & Ogg, 1988), pero de nuevo la baja tasa de sedimentación y el escaso control bioestratigráfico han limitado la calidad estos estudios. Los mismos problemas tuvieron Channel et al. (1984) en secciones de Italia. Existe un estudio de mayor calidad que lo llevaron a cabo Yang et al. (1996) en la cuenca de París, donde cerca del límite Hettangiense/Sinemuriense se observa una amplia frecuencia de inversiones en el registro del campo magnético terrestre pero el estudio no tiene un buen control bioestratigráfico, al igual que ocurre en la sección de Newark Basin (USA, Witte & Kent, 1990; y Kent et al., 1995). No existe hasta el momento un estudio magnetoestratigráfico para estos pisos en la Placa Ibérica.

6.3: OBJETIVOS.

En el capítulo 4 se han descrito en detalle los resultados paleomagnéticos obtenidos en la sección de calizas jurásicas de Almonacid de la Cuba, donde se ha conseguido aislar la componente original de la muestras. Dado el buen control bioestratigráfico de esta sección, se ha realizado un estudio magnetoestratigráfico de detalle para el límite Pliensbachiense/Toarciense. El objetivo de este estudio es detallar las transiciones de polaridad del campo magnético terrestre para este límite en una sección que presenta unas características excelentes para ello, debido a su gran control bioestratigráfico y a su alta tasa de sedimentación, y poder así refinar la columna patrón de Horner & Heller (1983) que para el piso Tenuicostatum no tiene buena resolución.

Por otro lado, se ha muestreado el límite Bajociense/Bathonense de la sección de Carcabuey (CYB, Cordilleras Béticas). Los resultados paleomagnéticos de este sitio están descritos en el capítulo 5, por lo que a continuación se presenta junto con una descripción de la sección, la columna magnetoestratigráfica obtenida y las correlaciones con las existentes de Steiner et al. (1987) y Osete. (1999). El objetivo este estudio es comprobar que no se han cometido errores de interpretación en los estudios previos a causa de las importantes reimanaciones que han afectado a las Cordilleras Béticas.

Primeramente se expondrán los resultados de la sección de Carcabuey y a continuación los de la sección de Almonacid de la Cuba.

6.4: MAGNETOESTRATIGRAFIA DEL LÍMITE BAJOCIENSE-BATHONIENSE EN CARCABUEY.

La sección de Carcabuey (CYB) forma parte de la denominada unidad de Gaena en el Subbético externo meridional y se encuentra en el primer kilómetro del camino que va desde Carcabuey a la cima de Puerto Escaño. Las capas estudiadas tienen una dirección de máxima pendiente/buzamiento de 133°/36°.

Esta serie fue descrita por Sandoval (1983): “Sobre una alternancia de margas y margocalizas blancas del Toarciense existen unos 10 metros de calizas con sílex, a veces laminadas, en las que no se ha encontrado macrofauna alguna, a excepción de belemnites. Este tramo de calizas con sílex, por su posición en la serie y correlacionando con otras secuencias próximas debe corresponder al Bajociense inferior (zonas Soerbyi y Sauzei pro-part.) y posiblemente con el Aalenense. Las calizas con sílex de este tramo pasan progresivamente a calizas nodulosas que se mantienen desde la base de Humphriesianum hasta el Bathoniense medio. Las superficies de omisión son frecuentes así como las estructuras burrows y estilolitos. Sobre los materiales del Bathoniense medio existe un “hard-ground” bien desarrollado, sobre el que descansa una pequeña lamina de materiales del Calloviense inferior-medio”.

Para el presente estudio magnetoestratigráfico se ha comenzado el muestreo en las calizas nodulosas de la zona Annulaum hasta terminar en la zona Zigzag (Sandoval, 1983). Entre los niveles de calizas nodulosas existen intercalaciones margosas, más frecuentes en el Bathoniense que en el Bajociense.

Existe un estudio paleomagnético previo realizado en esta sección cuyo objetivo fue definir la columna magnetoestratigráfica para el Bajociense-Bathonense (Steiner et al., 1987). En

este estudio los autores concluyeron que las muestras conservan parte de su dirección original de edad jurásica por la presencia de polaridades tanto normales como invertidas. No obstante los autores no realizan un test de inversión y además no aclaran si las muestras presentan o no la reimanación típica de las calizas jurásicas del Subbético. Los autores construyen una columna magnetoestratigráfica en esta sección y en las de la Cañada del Hornillo (la Fuente) y Sierra Harana (que abarca el mismo espacio temporal), pero encontraron grandes problemas de correlación entre ellas. En el presente estudio se pretende definir las inversiones del límite Bajociense/Bathonense y para ello se ha muestreando las zonas Parkinsoni y Zigzag de la sección de Carcabuey.

La característica más notable de la columna obtenida en la sección de Carcabuey (*figura 6.16*) es la gran magnetozona de polaridad invertida R3 que ocupa toda la subzona Dimorphus (zona Parkinsoni del Bajociense superior) y toda la subzona Dimorphitiformis (zona Zigzag del Bathonense inferior). Sin embargo, la subzona Dimorphitiformis no se encuentra bien representada desde el punto de vista magnetoestratigráfico ya que predominan las margas (que no se muestrearon) y la poca solidez de las calizas de esta subzona (calizas grises o rojas poco compactadas) dificultó el muestreo. A diferencia del tramo investigado en el Bathonense inferior, el segmento del Bajociense superior está mejor definido. En la zona Annulatum y en la subzona Daubenyi (Parkisoni) se observan dos magnetozonas de polaridad normal N1 y N2 separadas por una pequeña de polaridad invertida R1 (representada por dos muestras). Entre las magnetozonas N2 y N3 se encuentra una capa que presentó polaridad invertida que está definida por una sola muestra. El transito de Daubenyi a Diomorphus parece coincidir con el cambio de polarizas de N3 a R3. En Zigzag, en la subzona Macrecens termina la magnetozona R3, dando paso a una nueva magnetozona de polaridad normal (N4), (*figura 6.16*).

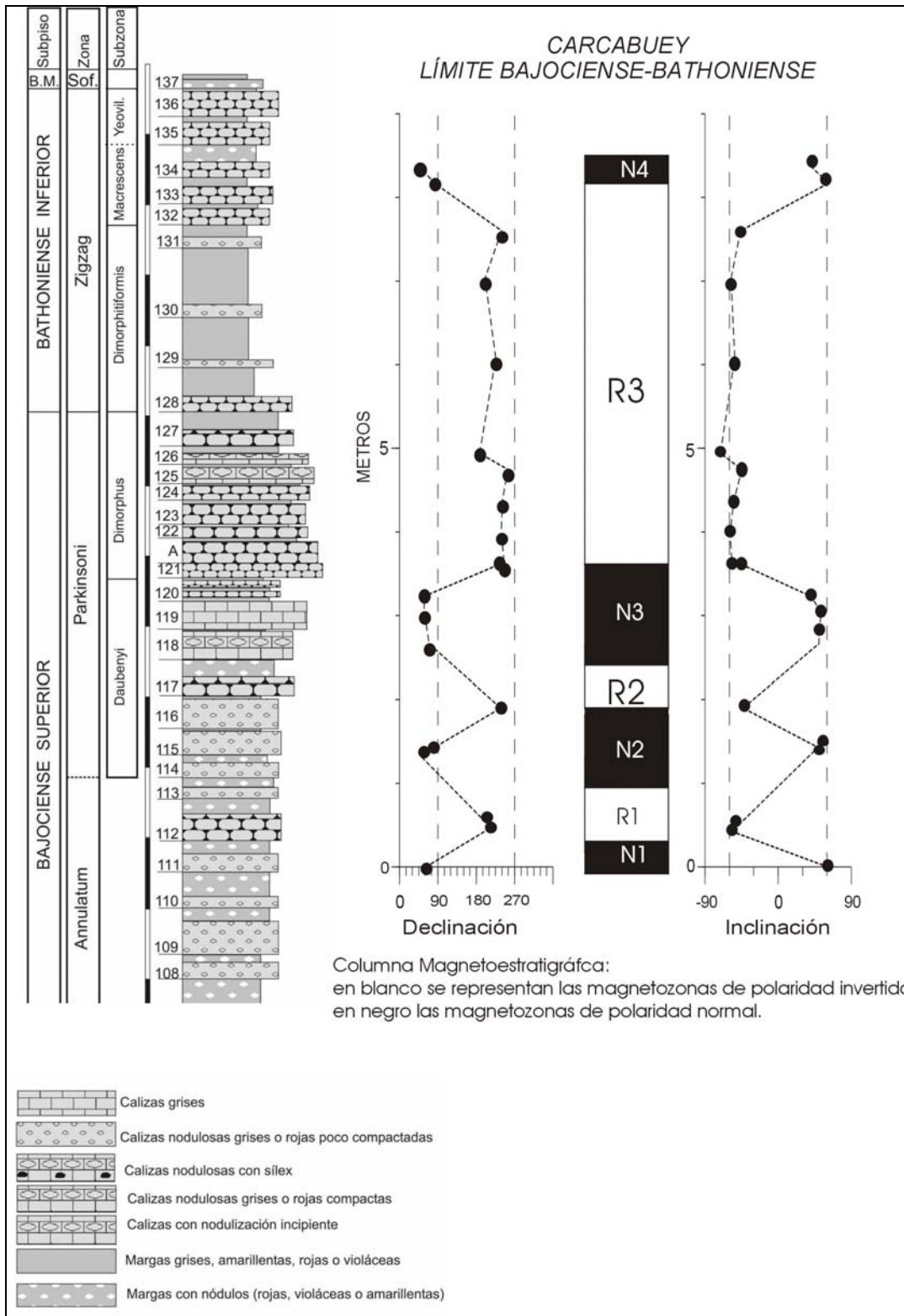


Figura 6.16: Columna estratigráfica y magnetoestratigráfica del límite Bajociense/Bathonienense de la sección de Carcabuey. En negro magnetozonas de polaridad normal del c.m.t. y en blanco de polaridad invertida.

Las posibles correlaciones entre las magnetozonas obtenidas en el presente estudio con las de los estudios de Steiner et al. (1987) y Osete. (1999), se muestran en la *figura 6.17*. La parte inferior de las columnas correlacionan de manera aceptable. En la parte superior de la subzona Daubenyi encontramos una magnetozona de polaridad normal (N3) definida en las tres secciones, mientras que en la parte inferior de esta subzona se registra una magnetozona de polaridad invertida que, en la sección de Carcabuey investigada en este trabajo sólo está representada por una muestra. En la subzona Dimorphus predomina la polaridad invertida en la sección de Sierra de Lugar y en el presente estudio. En la sección de Carcabuey estudiada por Steiner et al. (1987) aparecen, dentro de esta subzona una muestra de polaridad normal (señalada con un trozo oscuro de menor tamaño). En el presente trabajo no se ha observado esta submagnetozona, que bien podría corresponder a una muestra reimanada. En la subzona Dimorphitiformis de la sección investigada no se observa la zona de polaridad invertida que se han detectado en las secciones estudiadas por Osete (1999) y Steiner et al. (1987). Ello es muy probablemente debido a los problemas de muestreo, ya mencionados. Por último el inicio de la magnetozona N4 en la subzona Macrecens aparece claro en las tres secciones.

El límite Bajocinense – Bathonense parece estar situado en una magnetozona de polaridad normal del c.m.t. según las columnas de Steiner et al. (1987) y Osete (1999). Como ya se ha mencionado en la sección de Carcabuey investigada en este trabajo no se encuentra bien representado magnetoestratigráficamente este límite.

La alta frecuencia de inversiones del c.m.t. y la baja tasa de sedimentación puede hacer que se necesite un muestreo muy detallado de todas las capas presentes en la sección. Sería necesario, a la vista de los resultados, muestrear centímetro a centímetro las capas de la sección para no omitir magnetozonas. En cualquier caso parece que las columnas magnetoestratigráficas son consistentes y reflejan correctamente los cambios de polaridad del c.m.t. para este intervalo temporal.

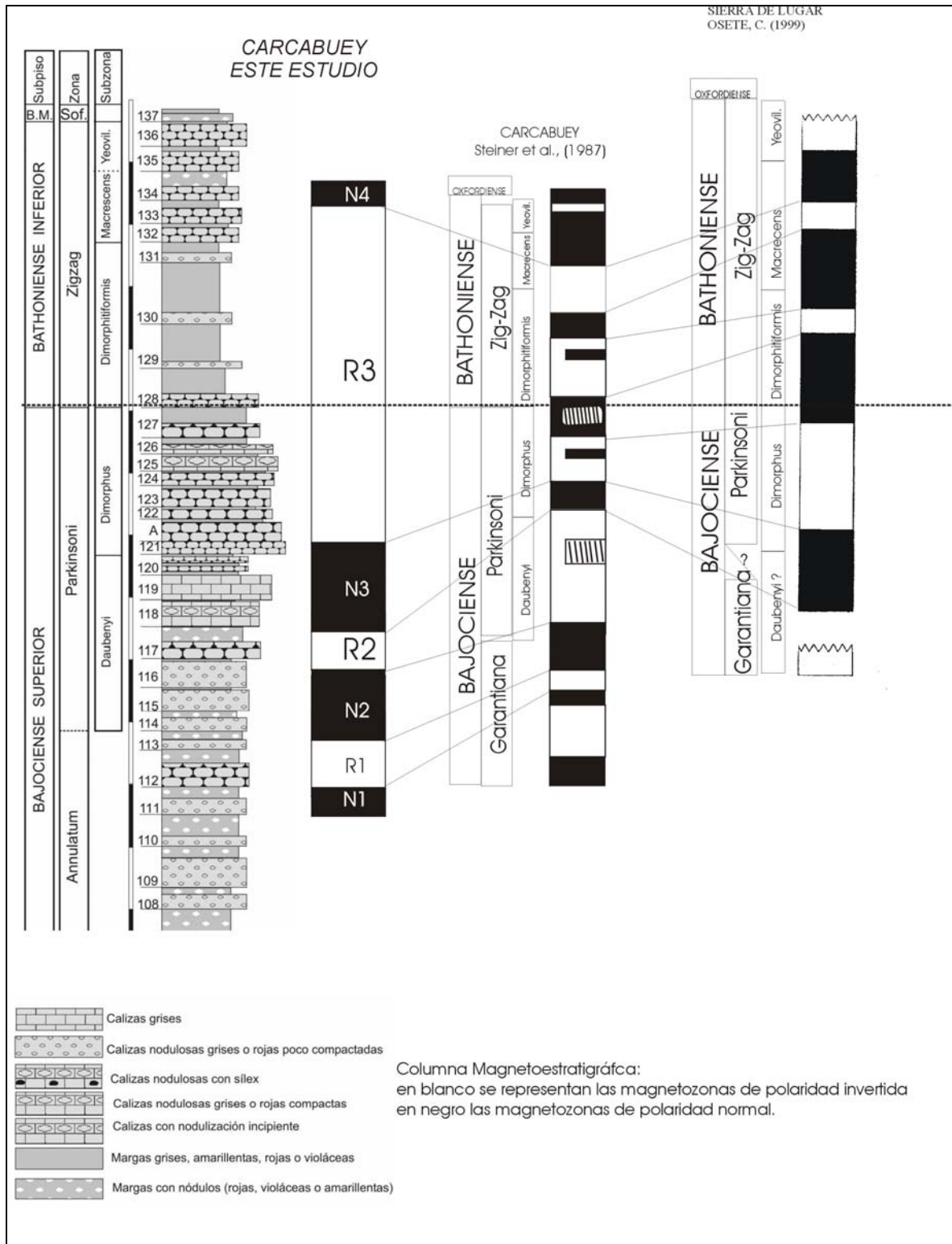


Figura 6.17: Columnas de límite Bajociense/Bathonienense de la sección Carcabuey de Steiner et al, (1987); de Sierra de Lugar de Osete (1999) y la obtenida en este estudio junto con sus posibles correlaciones. En negro magnetozonas de polaridad normal del c.m.t. y en blanco de polaridad invertida.

6.5: COLUMNA MAGNETOESTRATIGRÁFICA DEL LÍMITE PLIENSBACHIENSE/TOARCIENSE DE LA SECCIÓN DE ALMONACID DE LA CUBA.

La sección de Almonacid de la Cuba se encuentra situada en un pequeño afloramiento de materiales del Jurásico en las estribaciones más septentrionales de la Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica y es, probablemente, una de las secciones donde los materiales del tránsito Pliensbachiense/Toarciense tienen un mayor desarrollo y donde se han registrado un mayor número de ammonoideos de toda la placa Ibérica, por lo que presenta un buen control bioestratigráfico y temporal (Comas-Rengifo et al., 1999).

Entre los materiales estudiados se incluyen calizas wakestone a packstone bioclásticas con finas intercalaciones margosas (de la formación Barahona) y alternancia rítmica de calizas mudstone, rara vez wakestone, y margas de la formación Turmiel (Goy et al., 1976; Comas-Rengifo et al., 1999). Los materiales del tránsito Pliensbachiense/Toarciense, perteneciente a las formaciones Barahona y Turmiel, tienen un notable desarrollo en el Sector Central de la Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica, donde el límite entre ambos pisos se sitúa en el interior de la formación Turmiel. En cambio, en la Rama Castellana, los materiales del techo de la Formación Barahona son ya Toarcienses (Goy et al., 1997). El tránsito Pliensbachiense/Toarciense, en secciones de la Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica, ha sido estudiado por Mouterde (1971) y posteriormente ha sido motivo de numerosos trabajos (Sequeiros et al., 1978; Arias et al., 1992; Herrero, 1992, Comas-Rengifo et al., 1999).

Con el objetivo de detallar la secuencia de inversiones del c.m.t. para el límite Pliensbachiense/Toarciense se ha realizado un estudio magnetoestratigráfico en los sedimentos de la sección de Almonacid de la Cuba (CU). La sección tiene buenas características para este tipo de estudios: un buen control bioestratigráfico (*figura 6.18*), no presenta aparentes discontinuidades y cuenta con una potencia de 20 metros en los que se encuentran representadas las biozonas de *Spinatum* y *Tenuicostatum*. Pese a que en los artículos de Goy et al. (1976) y Comas-Rengifo et al. (1999) sobre esta sección apareza representada la biozona *Serpentinus* (*figura 6.18*), nuevos estudios llevados a cabo en la

zona han demostrado que no se alcanza esta biozona en la sección investigada (Goy, comunicación personal).

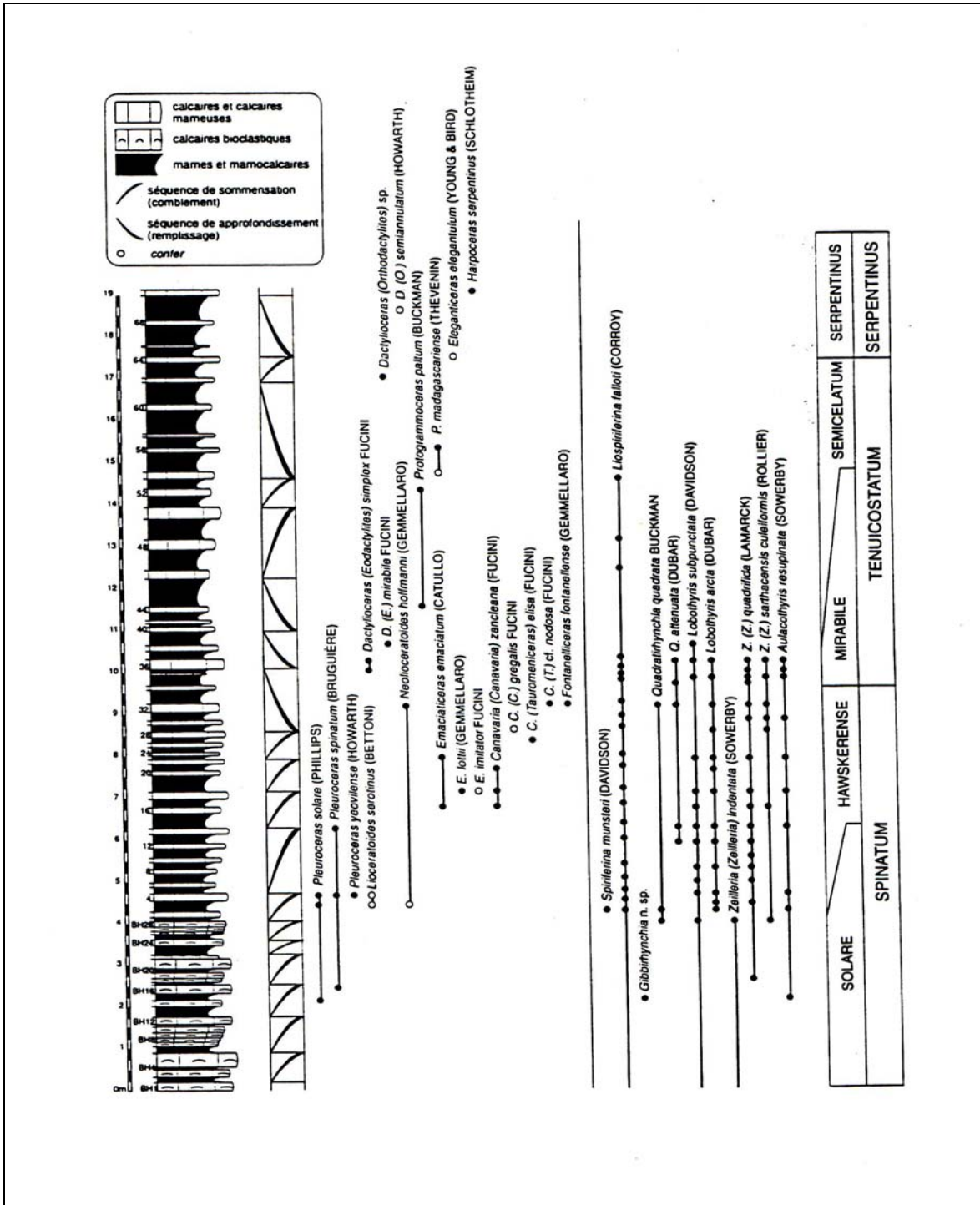


Figura 6.18: Distribución estratigráfica de los ammonoideos y braquiópodos y estratigrafía secuencial de la sección de Almonacid de la Cuba. Goy et al. (1997).

Como ya se ha mencionado, Horner & Heller (1983) realizaron un estudio magnetoestratigráfico en Breggia (Suiza). La sección de Breggia abarca un intervalo temporal comprendido entre la biozona Jamesoni (Carixian, Jurásico inferior) y la biozona Sowerbyi (Bajociense, Jurásico medio). Sin embargo, las biozonas objeto de estudio en Almonacid de la Cuba (CU) están condensadas en Breggia: la biozona Spinatum de la sección suiza presenta menos de la mitad del espesor que la del Sistema Ibérico, y la biozona Tenuicostatum sólo unos centímetros de espesor frente a los 10 metros de CU. Por tanto, la sección de Breggia puede tener lagunas importantes en el registro del c.m.t. en este intervalo temporal.

Para definir la columna magnetoestratigráfica obtenida en la sección de Almonacid de la Cuba (CU) se han tenido en cuenta las polaridades de algunas muestras que no han sido incluidas en la exposición previa del análisis de las direcciones, ya que sus polaridades están claramente definidas pero no fue posible calcular sus direcciones adecuadamente, debido a la baja intensidad de su imanación a partir de 200°C.

La columna magnetoestratigráfica obtenida en la sección de Almonacid de la Cuba permite definir cinco magnetozonas (*figura 6.19*): tres magnetozonas son de polaridad normal (N1, N2 y N3) y otras dos de polaridad invertida (R1 y R2), todas ellas definidas por, al menos, dos muestras.

La base de la sección está definida por la magnetozona de polaridad normal N1. Dentro de la magnetozona R1 de polaridad invertida (localizada en la biozona Spinatum) se observa una pequeña magnetozona de polaridad normal, determinada sólo con dos muestras. Por otro lado, en la magnetozona N2 de polaridad normal es posible la existencia de dos pequeñas magnetozonas de polaridad invertida, cada una determinada a partir de sólo una muestra (media barra en la *figura 6.19*).

El límite Pliensbachiense/Toarciense parece estar localizado en de la magnetozona de polaridad invertida R2. Por último, una gran zona de polaridad normal (N3) caracteriza la parte superior de la biozona Tenuicostatum.

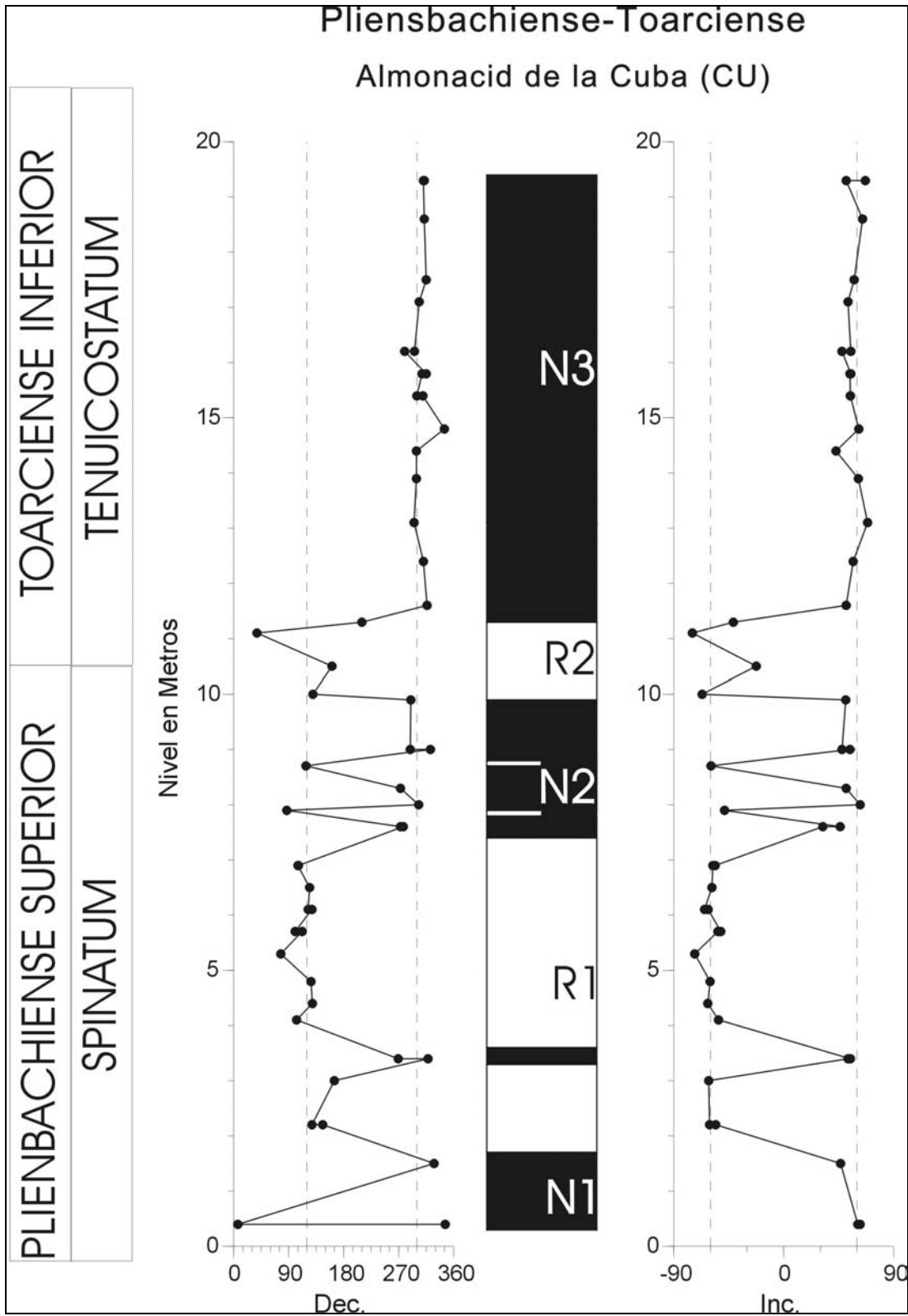


Figura 6.19: Columna magnetoestratigráfica de Almonacid de la Cuba (CU) con los valores de la declinación e inclinación respecto al nivel estratigráfico de la sección.

Como ya se ha mencionado, la columna magnetoestratigráfica que mejor define hasta la actualidad las magnetozonas para el Jurásico inferior es la propuesta por Horner & Heller (1983), obtenida en la sección de Breggia (Suiza). No obstante, la sección de Breggia presenta problemas en el límite Pliensbachiense/Toarciense y más en concreto en las biozonas Tenuicostatum y Falciferum, en las que no están bien definidos los ammonites característicos y donde Tenuicostatum tiene tan sólo unos centímetros de espesor. Por tanto, los resultados magnetoestratigráficos obtenidos en la sección de Breggia para el límite Pliensbachiense/Toarciense pueden presentar importantes omisiones en el registro de los cambios de polaridad del campo magnético terrestre.

En la *figura 6.20* se representa la columna de Breggia (Horner & Heller, 1983) junto a la de Almonacid de la Cuba, pudiéndose apreciar (i) que la sección de la Cordillera Ibérica es mucho más expandida que la de Suiza; y (ii) que una característica común a ambas que es la gran magnetozona de polaridad invertida que se encuentra en ambas secciones en la biozona Spinatum.

Por otro lado, el trabajo realizado por Gialanella (1999) en la sección de Sierra Palomera abarca un espacio temporal que se solapa parcialmente en la zona Tenuicostatum con la sección de Almonacid de la Cuba. En la *figura 6.21* se comparan ambos estudios y se muestra la columna resultante de la composición de ambas secciones. El solapamiento temporal entre ellas se ubica en la magnetozona de polaridad normal N3 de la sección de Almonacid de la Cuba y en la magnetozona Sp 1n de la columna de Sierra Palomera (*figura 6.21*).

Se ha realizado una columna magnetoestratigráfica compuesta que abarca las zonas Spinatum, Tenuicostatum, Serpentinus y Bifrons; y la correlación existente entre sus magnetozonas y la de Breggia se expone en la *figura 6.22*. A grandes rasgos, existe una buena correlación entre estas dos columnas. No obstante, hay que destacar que la columna propuesta en este estudio ofrece una gran resolución en las biozonas Tenuicostatum y Serpentinus (Falciferum en la de Breggia), que mejora el conocimiento de las inversiones que ha experimentado el c.m.t. en estos periodos de tiempo.

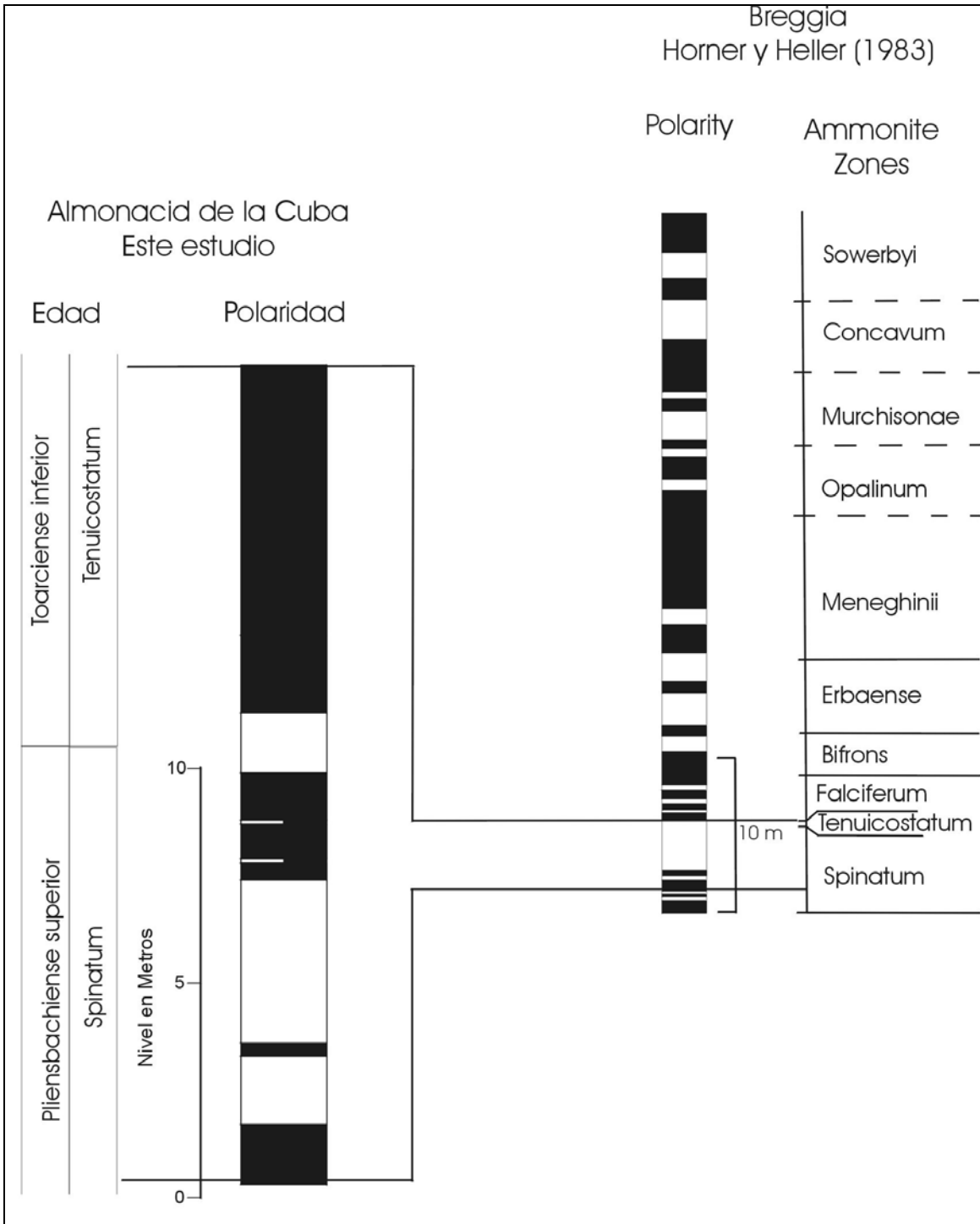


Figura 6.20: Columnas magnetoestratigráficas de Almonacid de la Cuba (este estudio) y de Breggia (Horner & Heller, 1983); en las que se correlacionan las mismas biozonas para poder apreciar la gran expansión que ofrece la columna de este estudio frente a la de la sección suiza.

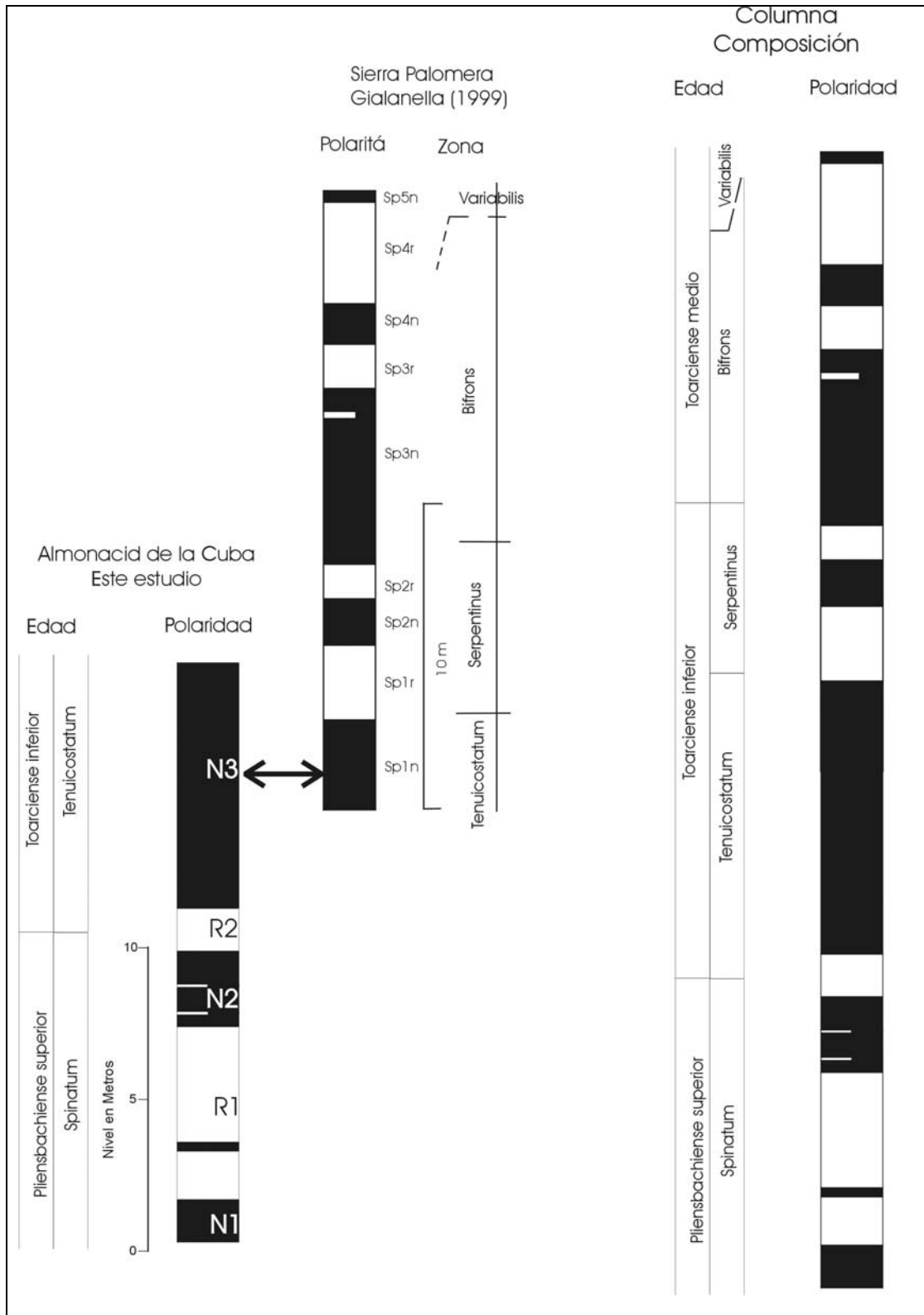


Figura 6.21: Columnas magnetoestratigráficas de Almonacid de la Cuba (este estudio) y de Sierra Palomera (Gialanella, 1999) junto a la columna compuesta construida a partir de la superposición de ambas en la biozona Tenuicostatium.

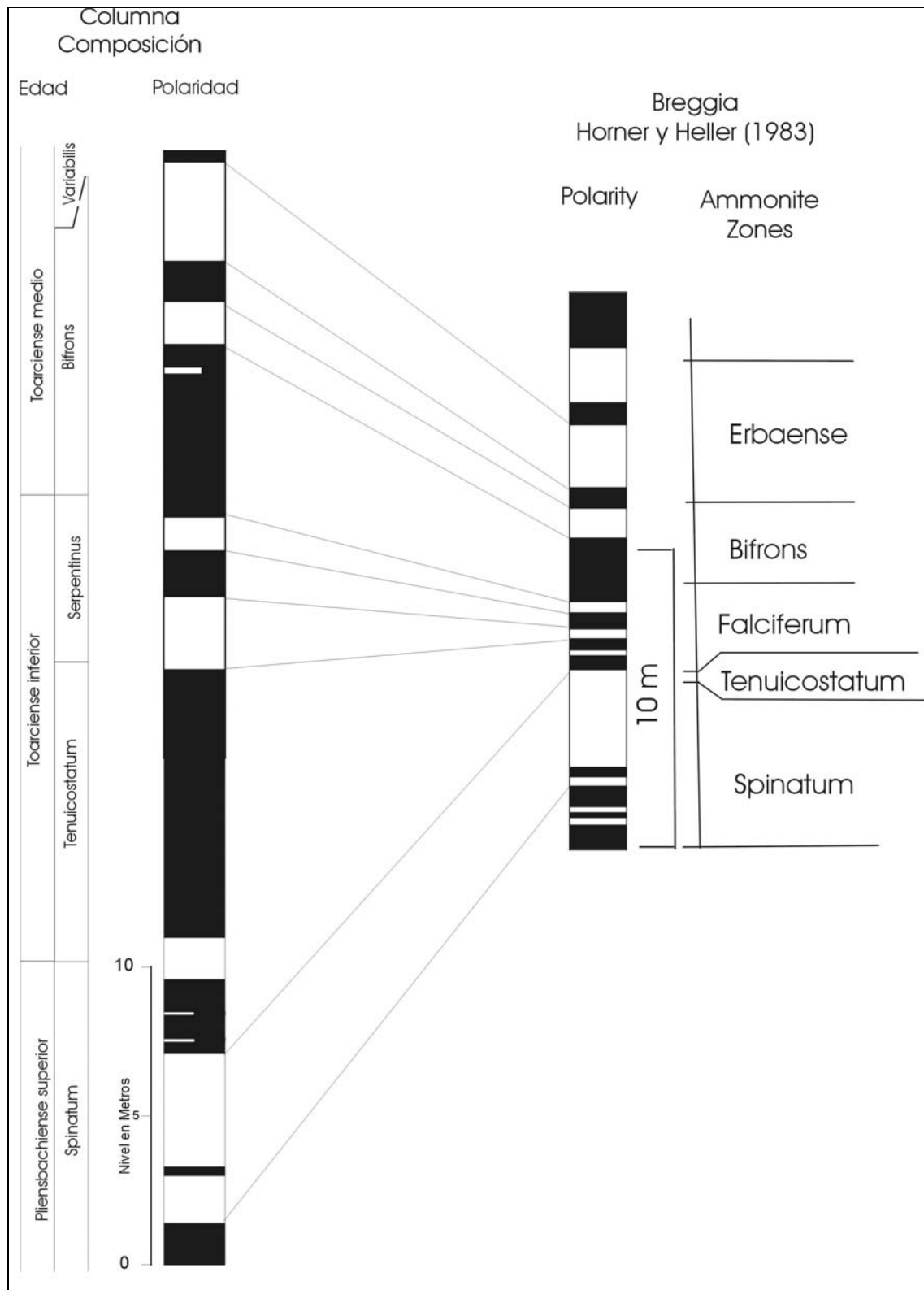


Figura 6.22: Correlación entre la columna magnetoestratigráfica de Breggia (Horner & Heller, 1983) y la resultante de la composición de Almonacid de la Cuba (este estudio) y de Sierra Palomera (Gialanella, 1999).

6.6: CONCLUSIONES.

- Del estudio magnetoestratigráfico llevado a cabo en la sección de Carcabuey las principales conclusiones obtenidas son: se confirma la alta tasa de inversiones de c.m.t. en el Bajociense-Bathonense; se confirman la fiabilidad de las columnas magnetoestratigráficas de Steiner et al. (1987) y Osete. (1999). La correlación entre las 3 columnas es aceptable para el Bajociense. Las lagunas en el muestreo de la sección de Carcabuey en la subzona Dimorphitiformis (Bathonense inferior) ha impedido una buena correlación de la sección investigada en este trabajo con las de Steiner et al. (1987) y Osete (1999).

- Del estudio magnetoestratigráfico llevado a cabo en la sección de Almonacid de la Cuba para el límite Pliensbachiense/Toarciense, las principales conclusiones son:

(i) Se han definido cinco claras magnetozonas, junto a otras tres magnetozonas más, dentro de dos de ellas, definidas con menor número de muestras.

(ii) La columna magnetoestratigráfica obtenida en este estudio se ha comparado con la de la sección suiza de Breggia (Horner & Heller, 1983), que hasta el momento, es la principal referencia para este intervalo temporal. Los resultados obtenidos permiten establecer una buena correlación entre ambas columnas y resuelven el problema de la falta de definición que presenta la sección de Breggia en la zona Tenuicostatum (donde tan sólo presenta unos centímetros de espesor).

(iii) Se ha realizado una “columna magnetoestratigráfica compuesta” con las de Almonacid de la Cuba (este estudio) y la de Sierra Palomera (Gialanella, 1999), ambas secciones expandidas del Sistema Ibérico, que abarcan así un intervalo temporal comprendido entre la biozona Spinatum (Pliensbachiense superior) y la Variabilis (Toarciense medio).

(iv) Esta “columna compuesta” que se presenta confeccionada a partir de la integración de los datos de Almonacid de la Cuba (este estudio) y de la de Sierra Palomera (Gialanella, 1999), correlaciona bien con la de Breggia (Horner & Heller, 1983).

(v) Debido a las óptimas características de la sección aquí estudiada, tanto en relación a su control bioestratigráfico, como por su continuidad y alta tasa de sedimentación, la columna magnetoestratigráfica propuesta en este estudio es una buena referencia para este intervalo temporal.

REFERENCIAS DEL CAPÍTULO 6:

- Arias, C.F., Comas-Rengifo, M.J., Goy, A., Herrero, C. y Ruget, C. 1992. Variations dans les associations de Brachiopodes, foraminifères et ostracodes du Toarcien basal dans le Seceur Central de le Cordillère Ibérique: Un exemple dans La Rambla del Salto (Teruel, Espagne). Cahiers de l'Université Catholique de Lyon, Sér. Sci., 5, 5-25.
- Berggren, W., Kent, D.V., Obradovich, J.D. and Swisher, C.C. 1992. Toward a revised Paleogene geocronology, in Eocene-Oligocene Climatic and Biotic Evolution, edited by D.R. Prothero and W.A. Berggren, pp29-45, Princeton University Press, Princeton, N.L.
- Cande, S.C. and Kent, D.V. 1992. A new polarity time scale for the Late Cretaceous and Cenozoic. J. Geophys. Res., 97, 13,917-13,951.
- Cande, S.C. and Kent, D.V. 1995. Revised calibration of the geomagnetic polarity timescale for the Late Cretaceous and Cenozoic. Journal of geophysical Research. 100 B4, 6093-6095.
- Comas-Rengifo, M.J., Gómez, J.J., Goy, A., Herrero, C., Perilli, N. y Rodrigo, A. 1999. El Jurásico inferior en la sección de Almonacid de la Cuba (sector central de la Cordillera Ibérica, Zaragoza, España). Cuadernos de Geología Ibérica, 25, 27-57.
- Channell, J.E.T. and Grandesso, P. 1987. A revised correlation of Mesozoic polarity chrons and calpionellid zones. Earth Planet. Sci. Lett. 85, 222-240.
- Channell, J.E.T., Freeman, R., Heller, F. and Lowrie, W. 1982a. Timing of diagenetic hematite growth in red pelagic limestones from Gubbio (Italy). Earth Planet. Sci. Lett. 58, 189-201.
- Channell, J.E.T., Ogg, J. G. and Lowrie, W. 1982b. Geomagnetic polarity in the early Cretaceous and Jurassic. Philos. Trans. R. Soc. London, Ser. A. 306, 137-146.
- Channell, J.E.T., Lowrie, W., Piali, P. and Venturi, F. 1984. Jurassic magnetic stratigraphy from Umbrian (Italian) land section. Earth Planet. Sci. Lett. 68, 309-325.
- Channell, J.E.T., Massari, F., Benetti, A. and Pezzoni, N. 1990. Magnetostratigraphy and biostratigraphy of Callovian-Oxfordian limestones from the Trento plateau, (Monti Lessini, northern Italy). Paleogeogr., Paleoclimatol., Palaeoecol. 79, 289-303.
- Galbrun, B., Gabilly, J. and Raspins, L. 1988a. Magnetostratigraphy of the Toarcian stratotype sections at Thouars and Airvault (Dex-Serves, France). Earth Planet. Sci. Lett. 87, 453-462.
- Galbrun, B., Baudin, F., Comas-Rengifo, M.L., Foucault, A., Fourcade, E., Goy, A., Mouterde, R. and Ruget, C. 1988b. Résultats magnétostratigraphiques préliminaires sur le Toarcien de la Sierra Palomera (Chaîne ibérique, Espagne). Bull. Géol. France, IV, 193-198.
- Galbrun, B., Baudin, F., Fourcade, E. and Rivas, P. 1990. Magnetostratigraphy of the Toarcian Ammonitico Rosso limestone at Iznalloz, Spain. Geophys. Res. Lett. 17, 2441-2444.
- Gialanella, P., Villalaín, J.J. and Osete, M.L. 1996. The Toarcian/Aalenian transition in Fuentesanz section. Magnetostratigraphy. In : Ureta, 1st Toarcian and 4th Aalenian working groups meeting. Fieldtrip Iberian Range Guide –Book. Edit. Department of Paleontology. Universidad Complutense de Madrid. ISBN: 84-8499-587-9. pp 71-77.
- Gialanella, P. 1999. Análisi magnetostratigrafiche di séquence mesozoiche affioranti in Spagna e in Italia. Ph.D. Thesis: Dipartimento di Scienze della Terra. Università degli Studi di Napoli Federico II. 125 pp.
- Goy, A., Comas-Rengifo, M.J., Arias, C., García Joral, F., Gómez, J.J., Herrero, C., Martínez, G. y Rodrigo, A. 1997. El tránsito Pliensbachiense/Toarciense en el sector central de la Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica. Cahiers Univ. Catho Lyon, n° 10, p. 159-179.
- Goy, A., Gómez, J.J. y Yébenes, A. 1976. El Jurásico de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica (Mitad Norte). I. Unidades litoestratigráficas. Estudios geológicos, 32, 391-423.

- Gradstein, F.M., Agterberg, F.P., Ogg, J.G., Handerbol, J., Van Veen, P., Thierry, J. and Huang, Z. 1994. A mesozoic time scale. *J. Geophys. Res.* 99, 24.051-24.074.
- Herrero, C. 1992. Los foramineos del Toarciense inferior en la Cordillera Ibérica. Tesis Doctoral (publicación en 1993). Colección Tesis Doctorales. Geológicas. U.C.M. 1-108 (ined.)
- Horner, F. and Heller, F., 1983. Lower Jurassic magnetostratigraphy at the Breggia Gorge (Ticino, Switzerland) and Alpe Turati (Como, Italy). *Geophys. J. R. Astronom. Soc.* 73, pp. 705–718.
- Iglesia Llanos, M.P. and Riccardi, A.C., 2000. The Neuquén composite section: magnetostratigraphy and biostratigraphy of the marine lower Jurassic from the Neuquén basin (Argentina). *Earth Planet. Sci. Lett.*, 181, 443-457.
- Juárez, M.T., Osete, M.L., Meléndez, G., Langereis, C.G. and Zijdeveld, J.D.A. 1994. Oxfordian magnetostratigraphy of the Aquilón and Tosos sections (Iberian Range Spain) and evidence of a pre-Oligocene overprint. *Phys. Earth Planet. Inter.* 85, 195-211.
- Juárez, M.T., Osete, M.L., Meléndez, G. and Lowrie, W. 1995. Oxfordian magnetostratigraphy in the Iberian Range. *Geophys. Res. Lett.* 22, 2889-2892.
- Kent, D.V., Olsen P.E. and Witte, W.K. 1995. Late Triassic- earliest Jurassic geomagnetic polarity sequence and paleolatitudes from drill cores in the Newark rift basin, eastern North America, J. *Geophys. Res.* 100, 14965-14998.
- Lowrie, W. and Alvarez, W. 1981. One hundred million years of geomagnetic polarity history. *Geology*, 9, 392-397.
- Márton, E., Márton, P. and Heller, F. 1980. Remanent magnetization of a Pliensbachian limestone sequence at Bakenyecsernye (Hungary). *Earth Planet. Sci. Lett.* 48, 218-226.
- Moreau, M-G., Bucher, H., Bodergat, A-M. and Guex, J. 2002. Pliensbachian magnetostratigraphy: new data from Paris Basin (France). *Earth and Planetary Science Letters* 203, 755-767.
- Mouterde, R. 1971. Une coupe du Lias á Obon, aux confins des provinces de Terul et Saragosse. *Cuadernos de Geología Ibérica*, 2, 345-354.
- Ogg, J.G. 1981. Sedimentology and paleomagnetic studies of Jurassic pelagic limestones: “Ammonitico Rosso” facies. Ph.D. Thesis, Scripps Institution of Oceanography, University of California, San Diego. 204 pp.
- Ogg, J.G. 1995. Mesozoic Magnetic Polarity time scale. *International Subcomision on Jurassic Stratigraphy. ISSJ News-lett.* 23, 73-96.
- Ogg, J.G., Steiner, M.B., Oloriz, F. and Tavera, J.M. 1984. Jurassic magnetostratigraphy. 1. Kimmeridian-Tithonian of Sierra Gorda and Carcabuey, southern Spain. *Earth Planet. Sci. Lett.* 71, 147-162.
- Ogg, J.G., Steiner, M.B., Wiczorck, J. and Hoffman, M. 1991. Jurassic magnetostratigraphy. 4. Early Callovian through Middle Oxfordian of the Krakow Uplands (Poland). *Earth. Planet. Sci. Lett.* 104. 488-504.
- Opdike, N.D. and Channell, J.E.T. 1996. *Magnetic Stratigraphy. International Geophysics Series. Vol. 64. Academic Press.*
- Osete, C. 1999. Estudio magnetoestratigráfico en las Cordilleras Béticas. Límites Bajociense/Bathonense y Toarciense/Aalenense. Tesina. Dept. de Estratigrafía. Facultad de C.C. Geológicas. Facultad de C.C. Geológicas. 112pp.
- Sandoval, J. 1983. Bioestratigrafía y Paleontología (Stephanocerataceae y Perisphinctaceae) del Bajociense y Bathoniense de las Cordilleras Béticas. (Tesis, Univ. de Granada, Pub. Univ. Granada).
- Sequeiros, L., Cólera, I., Valenzuela, R. y Sanchez, I. 1978. Bioestratigrafía del Jurásico (Lías y Dogger) en el sector Belchite-Almonacid de la Cuba (prov. de Zaragoza, Cordillera Ibérica). *Estudios geológicos*, 34, 293-298.

- Steiner, M.B. and Ogg, J.G. 1988. Early and Middle Jurassic magnetic polarity time scale (R. B. Rocha and A.F. Soares, eds.). 2nd International symposium on Jurassic stratigraphy. Lisbon pp. 1097-1111.
- Steiner, M.B., Ogg, J.G., Meléndez, G. and Sequeiros, L. 1985. Jurassic magnetostratigraphy. 2. Middle-Late Oxfordian of Aguilón, Iberian Cordillera, northern Spain. *Earth Planet. Sci. Lett.* 76, 151-166.
- Steiner, M.B., Ogg, J.G. and Sandoval, J. 1987. Jurassic magnetostratigraphy, 3. Bathonian-Bajocian of Carcabuey Sierra Harana and Campillo de Arenas (Subbetic Cordillera, southern Spain). *Earth Planet. Sci. Lett.* 82, 357-372.
- Vine, F.J. and Matthews, D.H. 1963. Magnetic anomalies over ocean ridges. *Nature.* 199, 947-949.
- Widenmayer, F. 1980. Die Ammoniten der mediterranen Provinz im Pliensbachian und im unteren Toarcian aufgrund neuer Untersuchungen im Generoso-Becken (Lombardische Alpen). *Denkschr. Schweiz. Naturforsch. Ges.* 93, 1-260.
- Witte, W.K. and Kent, D.V. 1990. The paleomagnetism of redbeds and basalts of the Hettangian extrusive zone Newark basin. *J. Geophys. Res.* 17533-17546.
- Witte, W. K., Kent, D. V. and Olsen, P.E. 1991. Magnetostratigraphy and paleomagnetic poles from the Late Triassic-earliest Jurassic strata of the Newark basin. *Geol. Soc. Am. Bull.* 103, 1648-1662.
- Yang, Z., Moureau, M.G., Bucher, H., Dommergues, J.L. and Trouiller, A. 1996. Hettangian and Sinemurian magnetostratigraphy from Paris Basin. *J. Geophys. Res.* 101, 8025-8042.

CAPÍTULO 7: LA CURVA DE DERIVA POLAR APARENTE DE IBERIA DESDE 200 Ma. COMPARACIÓN CON LA CURVA SINTÉRICA AFRICANA DE BESSE & COURTILOT (2002).

7.1: INTRODUCCIÓN.

En este capítulo se pretende sintetizar, analizar y discutir la situación en la que se encuentra la Curva de Deriva Polar Aparente (APWp) para la Placa Ibérica desde los 200 Ma hasta la actualidad. También se pretende comparar la APWp de Iberia con la Curva Sintética de Deriva Polar Africana de Besse & Courtillot (2002), con el objetivo de analizar los movimientos relativos entre las dos placas a partir de los datos paleomagnéticos. Por último se utilizarán los polos de rotación de Euler obtenidos de los estudios de las anomalías magnéticas oceánicas y de las fallas transformantes para comprobar si los datos paleomagnéticos corroboran las reconstrucciones geodinámicas que de ellos se derivan. Para ello se seguirán los siguientes pasos:

- 1.- Construcción de la APWp para la Placa Ibérica para los últimos 200 Ma, a partir de la recopilación de datos paleomagnéticos existentes en la literatura científica hasta la actualidad, a los que se le ha añadido el polo paleomagnético del dique de Messejana-Plasencia calculado en este estudio.
- 2.- Comparación y análisis de la Curva de Deriva Polar Aparente de Iberia con la Curva Sintética de Deriva Polar Africana de Besse & Courtillot (2002): para ello se representan las latitudes y las longitudes de los polos de ambas placas frente al tiempo.
- 3.- Rotación de los polos paleomagnéticos de Iberia a África mediante los polos de rotación de Euler. Al carecer de polos de Euler directos entre las placas Ibérica y Africana es necesario hacer una doble rotación. Primeramente se han utilizado los polos de Euler que describen el movimiento relativo entre Iberia y Norte América para trasladar los polos paleomagnéticos de Iberia a Norte América y después de han utilizado los polos de Euler

que describen el movimiento relativo entre Norte América y África, para trasladar los polos Ibéricos a la Placa Africana.

4.- Comparación de ambas curvas referidas a la Placa Africana. Del análisis y discusión realizada en este apartado se podrá comprobar si los datos paleomagnéticos de Iberia corroboran los polos de Euler utilizados y por tanto son consistentes con las reconstrucciones geodinámicas derivadas del estudio de las anomalías magnéticas oceánicas.

7.2: LOS DATOS PALEOMAGNÉTICOS DE IBÉRIA DE 200 Ma A LA ACTUALIDAD Y LA CURVA SINTÉTICA AFRICANA DE BESSE Y COURTILLOT (2002).

Como ya se ha mencionado, para la construcción de la APWp para la Placa Ibérica para los últimos 200 Ma, se ha realizado una recopilación de datos paleomagnéticos existentes en la literatura científica hasta la actualidad, a los que se la ha añadido el polo paleomagnético del dique de Messejana-Plasencia calculado en este estudio, *tabla 7.1*.

La selección de polos paleomagnéticos se ha realizado en base a una serie de requisitos de fiabilidad: (i) haya razonables indicadores de que la imanación sea original; (ii) los polos se hayan obtenido a partir de estudios paleomagnéticos realizados en zonas de “Iberia estable” donde no se hayan constatado grandes rotaciones de bloques; es decir, se han eliminado los polos de zonas que han sufrido rotaciones sobre ejes verticales y los obtenidos en estudios paleomagnéticos realizados en las Cordilleras Béticas, Pirineos y Cordillera Costero Catalana; (iii) se cuente con dataciones de las edades de formación de las rocas (métodos radiométricos y/o paleontológicos); y (iv) los datos paleomagnéticos se hayan obtenido tras un tratamiento adecuado de desimanación y una correcta interpretación de los resultados paleomagnéticos y (iv) los polos tengan un semiángulo del cono de confianza (Fisher 1953) de las direcciones paleomagnéticas $\alpha_{95} < 12^\circ$.

Tabla 7.I: Selección de Polos paleomagnéticos de la Placa Ibérica.

Sitio	Edad	SLat	Slong	PLat	Plong	dm	dp	ref
Calatrava	Mio.-Plio. (~5 Ma)	38.8	356.0	83.0	170.4	8.4	5.7	1
Valle Penedés	Mio. S. (~11-5Ma)	41.5	2.0	75.8	174.8	6.4	4.1	2
Ebro	Oligo.-Plio. (~24 Ma)	41.5	0.4	79.6	155.9	7.1	7.1	3
Monchique	70-74 Ma	37.3	-8.5	76.9	167.4	5.5	3.4	4
Lisboa Volcánicas	69-76 Ma	38.5	-9.2	72.5	197.0	3.6	2.2	5
Sintra	75-90 Ma	38.8	-9.5	76.5	174	10.0	6.2	6
Algarve Sedimentos	Alb.-Apt. (~112 Ma)	37.0	-8.0	75.5	231.7	8	8	7
Lisboa Sedimentos	Apt. (~116 Ma)	38.8	-9.4	73	226	9.0	5.8	8
Lisboa Sedimentos	Haut.-Barre. (~127 Ma)	38.8	-9.4	57	275	5.9	4.3	9
Algarve Sedimentos	Port.-Val. (~137 Ma)	37.0	-8.0	58.4	255.7	5	5	10
Algarve	Berri. (~140 Ma)	37.0	-8.0	61	252	3	3	11
Aguilón Sedimentos	Oxf. (~157 Ma)	41.3	-1.0	55.4	255.4	7.6	4.8	12
S. Ibérico calizas	Oxf. (~157 Ma)	41.0	-1.0	57.8	248.3	4.9	3.08	13
S. Ibérico calizas	Toar. (~185 Ma)	40.6	-1.3	75.4	255.0	7.1	5.1	14
S. Ibérico calizas	Toar. (~185 Ma)	41.0	-0.9	71.0	258.3	9.0	6.4	15
Dique Messejana-Plasencia	201-205 Ma	39.2	-6.9	70.9	236.2	7.3	7.3	16
Dique Messejana-Plasencia	201-205 Ma	39.2	-6.9	70.5	238.0	3.5	3.5	*

Edad: *Mio.* Mioceno; *Plio.* Plioceno; *Alb.* Albiense; *Apt.* Aptiense; *Haut.* Hauteriviense; *Barre.* Barremiense; *Port.* Portlandiense; *Val.* Valanginiense; *Berri.* Berriasiense; *Oxf.* Oxfordiense; *Toar.* Toarciense; *S.* Superior.

Slong y Slat. Longitud y Latitud de los afloramientos; **dm, dp.** Parámetros estadísticos de error de polo paleomagnético (cuando ambos coinciden, sus valores representan el del A_{95} correspondiente y en cursiva hace referencia al de la dirección paleomagnética); **Plat y Plong.** Latitud y longitud del polo paleomagnético.

Ref. (Referencias): 1. Bógalo et al. (1994); 2. Garcés et al. (1996); 3 Barbera et al. (1996); 4. Storetvedt et al. (1990); 4. Van der Voo & Zijdeveld (1971); 6. Van der Voo (1969); 7. Moreau et al. (1997); 8, 9. Galdeano et al. (1989); 10. Moreau et al. (1997); 11. Galbrun (1990); 12. Steiner et al. (1985); 13. Juárez et al. (1998); 14, 15. Osete et al. (2000); 16. Schott et al. (1981); * Este estudio.

La curva de Deriva Polar Aparente (APWp) de Iberia desde los 200Ma hasta la actualidad se representa en la *figura 7.1*. En primer lugar hay que señalar la escasez de datos que cumplen los criterios de fiabilidad impuestos. Esto obviamente dificulta cualquier interpretación. Peor los datos disponibles son coherentes y dentro de los márgenes estadísticos describen claramente la tendencia de Deriva Polar Aparente de Iberia. Se puede observar que de la APWp de Iberia forma un “lazo” donde se cruzan los polos paleomagnéticos de edad Jurásico inferior y Cretácico medio-superior. Sin embargo hay que señalar que la superposición de las direcciones paleomagnéticas de dos periodos temporales distintos puede llevar a errores a la hora de interpretar los datos paleomagnéticos. Un claro ejemplo es la reimanación que se atribuía al dique de Messejana-Plasencia por tener un polo indistinguible de los Cretácicos. A la vista de la

APWp de Iberia, se puede entender porqué los datos de edad Jurásico inferior son indistinguibles de los de edad Cretácico medio-superior.

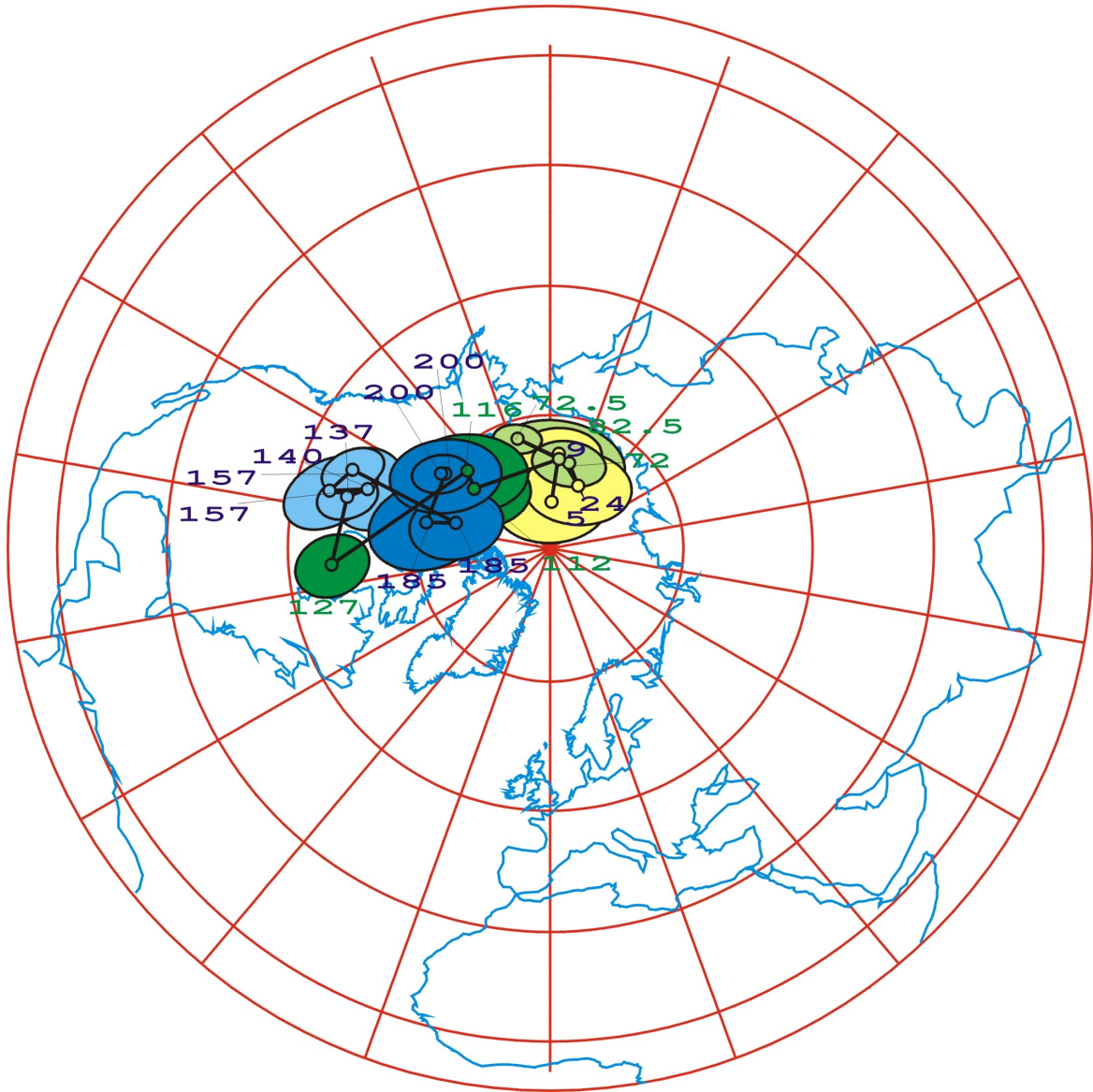


Figura 7.1: Selección de polos paleomagnéticos para la Placa Ibérica desde 200 Ma hasta la actualidad.

Por otro lado, Besse & Courtillot (2002) calculan una curva sintética para la Placa Africana, a partir de datos paleomagnéticos de las placas Sur-Americana, Norte-Americana, Europea, India, Australia, Antártica y Groenlandia, trasladados a África gracias a los Polos de Euler

y los ángulos de rotación derivados del estudio de las anomalías magnéticas y de las fallas transformantes oceánicas (figura 7.2). La Curva sintética Africana también tiene forma de lazo resulta muy similar a la de Iberia y se superponen también los polos del Jurásico inferior-medio y los del Cretácico medio. Para poder analizar y comparar más en detalle la Curva sintética de Deriva Polar Africana de Besse & Courtillot (2002) con los datos disponibles para la placa Ibérica, se han representado las latitudes y las longitudes de los polos de ambas placas frente al tiempo (figura 7.3).

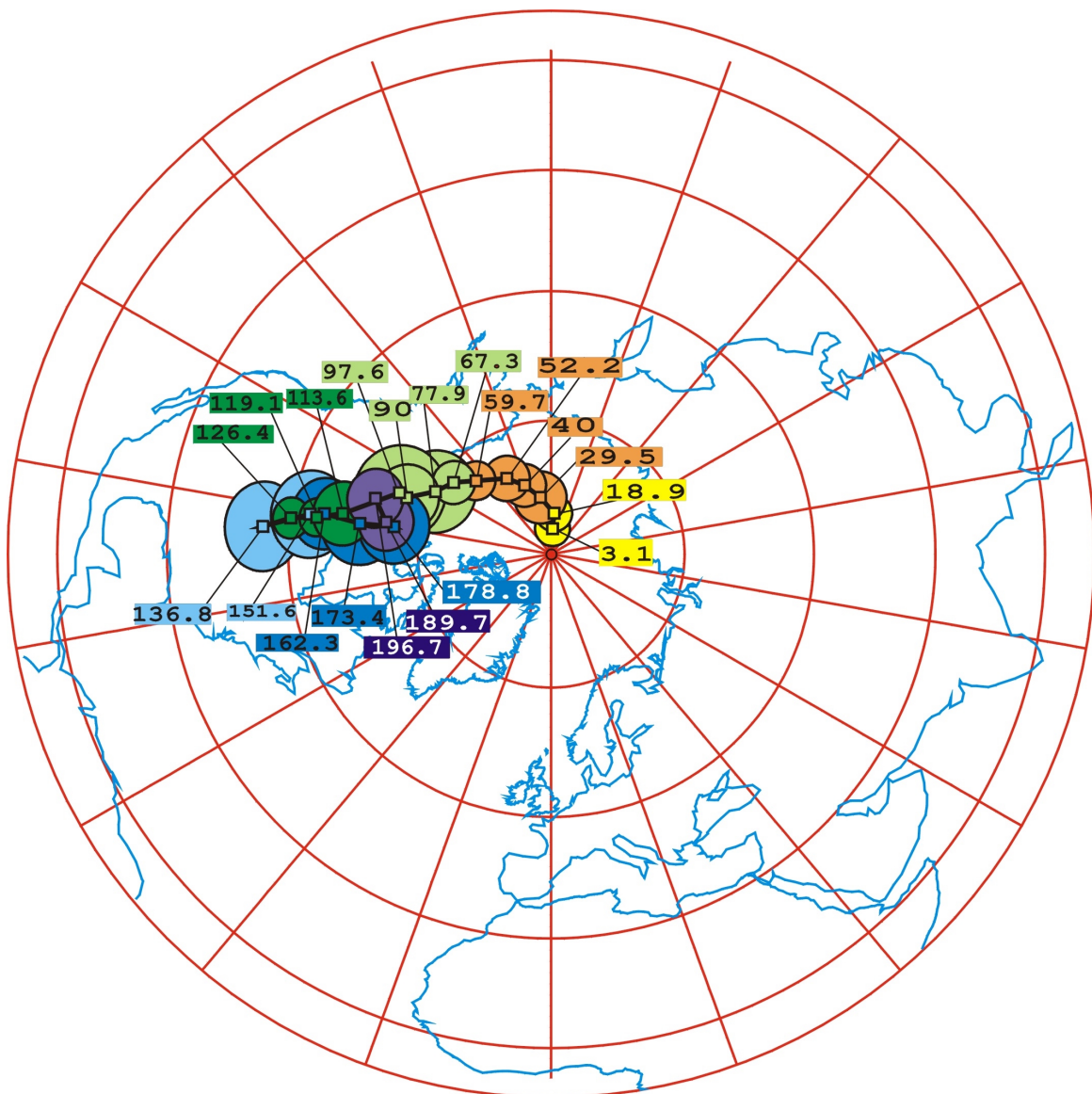


Figura 7.2: Curva sintética de deriva polar aparente de África desde 200 Ma hasta la actualidad de Besse & Courtillot (2002).

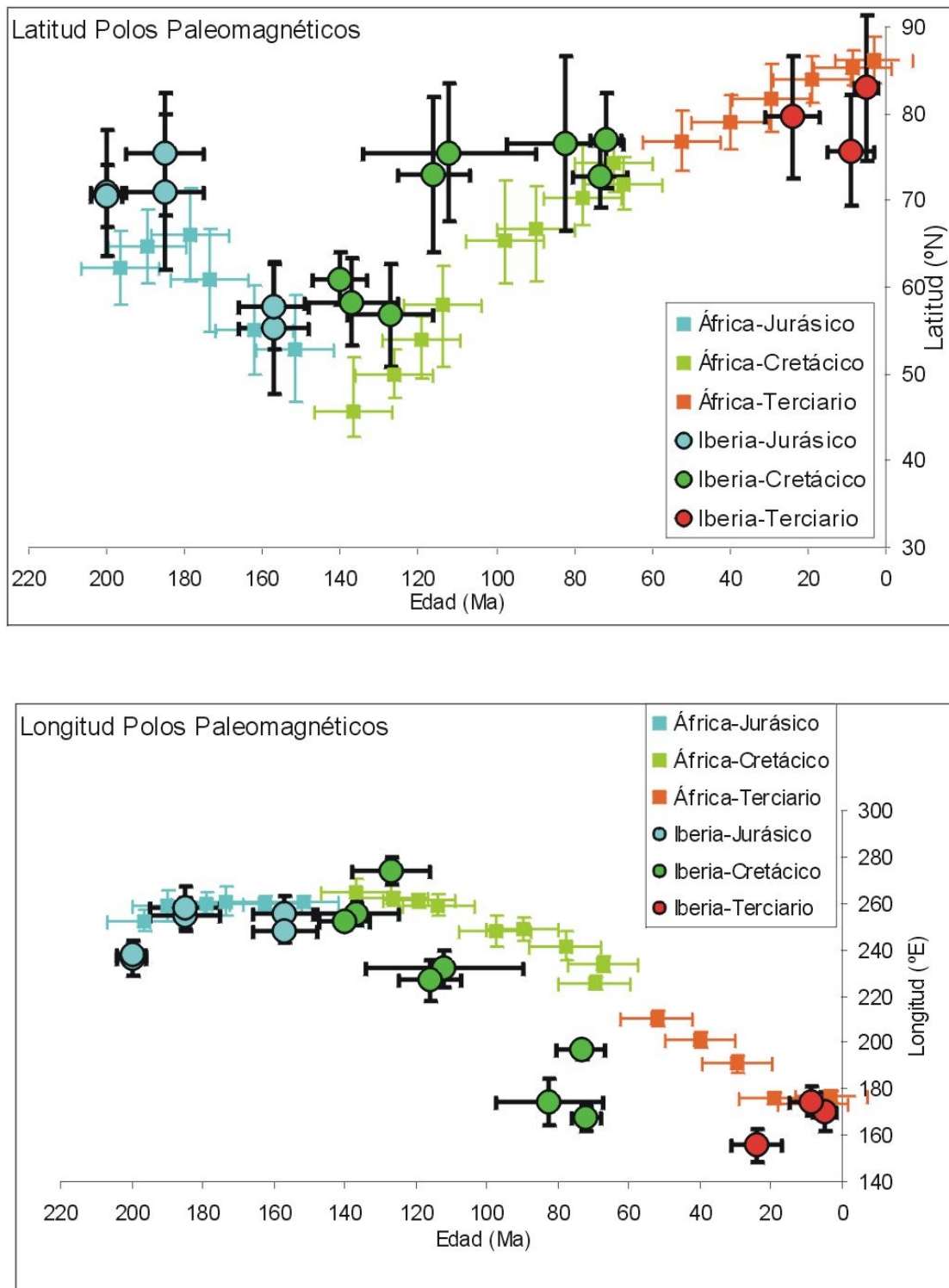


Figura 7.3: Latitud y longitud frente al tiempo de los Polos de Iberia y África (Besse & Courtillot., 2002) desde 200 Ma hasta la actualidad junto con sus barras de error.

Estudio paleomagnético de rocas de edad jurásica de la Península Ibérica y el Sur de Marruecos.

Analizando las curvas de la *figura 7.3*, se puede observar que ambas siguen las mismas tendencias:

- Tramo Jurásico: Los datos paleomagnéticos de edades comprendidas entre 200 y 157 Ma son muy parecidos a los Africanos y solapan sus márgenes de error en la mayoría de los polos. Pese a ello se observa un ligero desplazamiento de la curva Ibérica frente a la Africana, fundamentalmente en la latitud de los polos.

- Tramo Cretácico: Los polos Ibéricos de edades comprendidas entre 140 y 67 Ma, correspondientes al periodo Cretácico son los que tiene mayores diferencias con los datos Africanos. En la mayoría del tramo Cretácico las curvas no solapan sus valores, ni aun teniendo en cuenta los márgenes de error. Estas diferencias indican que las placas Africana e Ibérica han tenido un movimiento relativo en este periodo temporal. Para verificar si los modelos que describen el movimiento relativo de las placas a partir del estudio del suelo oceánico confirman estas claras discrepancias paleomagnéticas, se trasladan los polos Ibéricos a África. Estos resultados se describirán en el apartado 7.3.

- Tramo Terciario: Los datos existentes para Iberia en el Terciario se ajustan en general, dentro de los márgenes de error, a los Africanos. No obstante hay que destacar la escasez de datos disponibles tanto en este tramo de la Curva Ibérica como en el tramo Cretácico.

En resumen, ambas curvas se ajustan bastante bien en los periodos Jurásico y Terciario. Las principales diferencias entre ambas curvas están localizadas en el segmento Cretácico, indicando que probablemente han existido movimientos relativos entre las dos Placas. Hay que recordar que el paleomagnetismo no puede detectar los movimientos de placas que tengan lugar a lo largo de un paralelo magnético, por lo que a partir de ahora cuando se discuta sobre los movimientos relativos entre placas sólo se hace referencia a los movimientos que detecta el paleomagnetismo.

7.3: LOS DATOS PALEOMAGNÉTICOS DE IBERIA TRASLADADOS A ÁFRICA. COMPARACIÓN CON LA CURVA AFRICANA DE BESSE & COURTILOT (2002)

A continuación se comparan y analizan los datos de la Curva Ibérica trasladados a África. Para ello, se han utilizado los polos de Euler y los ángulos de rotación derivados de los estudios de las anomalías magnéticas oceánicas que se presentan en la *tabla 7.II*.

Como ya se ha mencionado, al carecer de polos de Euler directos entre las placas Ibérica y Africana es necesario hacer una doble rotación. Primeramente se han utilizado los polos de rotación de Euler necesarios para llevar los paleopolos Ibéricos a Norte América y después los polos de necesarios para trasladarlos de Norte América a África. Los polos de de Euler y los ángulos de rotación utilizados para trasladar los datos paleomagnéticos de Iberia a Norte América y de Norte América a África se resumen en la *tabla 7.II*. Como se puede observar, casi todos los polos utilizados se basan en el estudio de Srivastava et al. (1990). Las dificultades en el reconociendo de las anomalías magnéticas oceánicas y de las fallas transformantes para la reconstrucción de los movimientos entre Iberia y Norte América hicieron que Srivastava et al (2000) modificaran su polo de Euler publicado en 1990 derivado del estudio de la anomalía M0 (ambos se recopilan en la *tabla 7.II*). Los polos de Euler de rotación de Norte América a África derivados de las anomalías magnéticas oceánica y fallas transformantes utilizados para el presente análisis son los mismos que los utilizados por Besse & Courtillot (2002). Para la reconstrucción se han utilizado los polos de Euler de edad inmediatamente más joven a la de los polos paleomagnéticos y los resultados obtenidos se resumen en la *tabla 7.III*.

Tabla 7.II: Polos de Euler y ángulo de rotación de Iberia a Norte América y de Norte América a África.

Iberia respecto a Norte América.					
Anomalía magnética	Edad	ELAT	ELONG	W	Ref
5	9.9	65.38	133.58	-2.44	1*
6	19.2	68.00	138.20	-4.75	2*
13	33.1	76.34	117.33	-7.98	2*
21	46.3	74.70	126.96	-11.05	2*
24	52.4	72.98	133.28	-12.94	2*
25	55.9	73.29	133.88	-15.25	2*
31	67.7	74.96	135.34	-17.19	2*
33	79.1	85.49	110.28	-22.41	2*
34	83.0	87.18	57.43	-24.67	2*
M0	120.2	64.71	-18.94	-58.11	3*
M0	118.0	68.88	-15.00	-50.62	2*
M25	154.0	66.90	-12.93	-60.45	2*
	175	65.72	-12.82	-66.32	4*

Norte América respecto a África.					
Anomalía Magnética	Edad	ELAT	ELONG	W	Ref
5	9.9	80.12	50.80	2.52	5*
6	20	79.57	37.84	5.29	6*
13	33.1	75.37	1.12	10.04	5*
21	46.3	75.30	-3.88	15.25	5*
24	52.4	78.33	-2.64	16.91	5*
25	55.9	79.68	-0.46	18.16	5*
30	65.6	82.90	4.94	20.76	5*
31	67.7	82.51	-0.63	20.96	6*
32	71.1	81.35	-9.15	22.87	6*
33	73.6	80.76	-11.76	23.91	6*
33	79.1	78.30	-18.35	27.06	6*
34	83.0	76.55	-20.73	29.60	6*
M0	120.2	66.09	-20.18	54.45	2*
M4	126.0	65.97	-19.43	56.63	7*
M10	130.2	65.95	-18.50	57.40	6*
M11	131.1	66.14	-18.72	58.03	7*
M16	137.9	66.24	-18.33	59.71	7*
M21	146.7	66.24	-15.33	62.14	7*
M25	154.0	66.70	-15.85	64.90	7*
	170.0	67.02	-13.17	72.10	6*
	175.0	65.97	-12.76	76.44	2*

Elat y Elong. Posición del polo de Euler **W**: ángulo de rotación (negativo rotación horaria)
Ref. Referencias de los polos de rotación de Euler: 1*. Lawver et al. (1990); 2* Srivastava et al (1990); 3*.2* Srivastava et al (2000); 4* Srivastava & Verhoef (1992); 5*Müller et al. (1990); 6*Klitgord & Schouten (1986); 7*Roest et al. (1992).

Tabla 7.III: Polos paleomagnéticos de Iberia trasladados a África

Sitio	Edad	Plat-Ibe-Afr	Plong-Ibe-Afr
Calatrava	Mio.-Plio. (~5 Ma)	83.0	170.4
Valle Penedés	Mio. S. (~11-5Ma)	75.47	178.97
Ebro	Oligo.-Plio. (~24 Ma)	79.76	168.76
Monchique	70-74 Ma	74.49	196.40
Lisboa Volcánicas	69-76 Ma	67.77	214.45
Sintra	75-90 Ma	73.50	200.80
Algarve Sedimentos	Alb.-Apt. (~112 Ma)	69.00	241.23
Lisboa Sedimentos	Apt. (~116 Ma)	66.69	236.44
Lisboa Sedimentos	Haut.-Barre. (~127 Ma)	52.37	276.33
Algarve Sedimentos	Port.-Val. (~137 Ma)	52.99	260.73
Algarve	Berri. (~140 Ma)	55.03	259.12
Aguilón Sedimentos	Oxf. (~157 Ma)	52.93	257.84
S. Ibérico calizas	Oxf. (~157 Ma)	55.23	251.09
S. Ibérico calizas	Toar. (~185 Ma)	71.50	263.39
S. Ibérico calizas	Toar. (~185 Ma)	67.12	266.35
Dique Messejana-Plasencia	201-205 Ma	67.09	247.84
Dique Messejana-Plasencia	201-205 Ma	66.67	249.32

Plat-Ibe-Afr, Plong-Ibe-Afr. Latitud y longitud del polo paleomagnético de Iberia trasladado a África.

En la *figura 7.4.* se representan los polos de Iberia trasladados a África (tras la doble rotación realizada), los polos de la curva Africana, y los polos de Iberia sin trasladarlos a África para tener una referencia del desplazamiento que han sufrido.

A la vista de esta figura, se puede observar que cuando se trasladan los datos de Iberia a la Placa Africana, éstos se solapan completamente en muchos tramos y en otros se aproximan bastante.

- Tramo Jurásico: Los datos paleomagnéticos de edades comprendidas entre 200 y 157 Ma son completamente indistinguibles de los Africanos tras la doble rotación realizada para trasladar los datos Ibéricos a la placa Africana. Por tanto los datos paleomagnéticos y los parámetros de reconstrucción son consistentes.

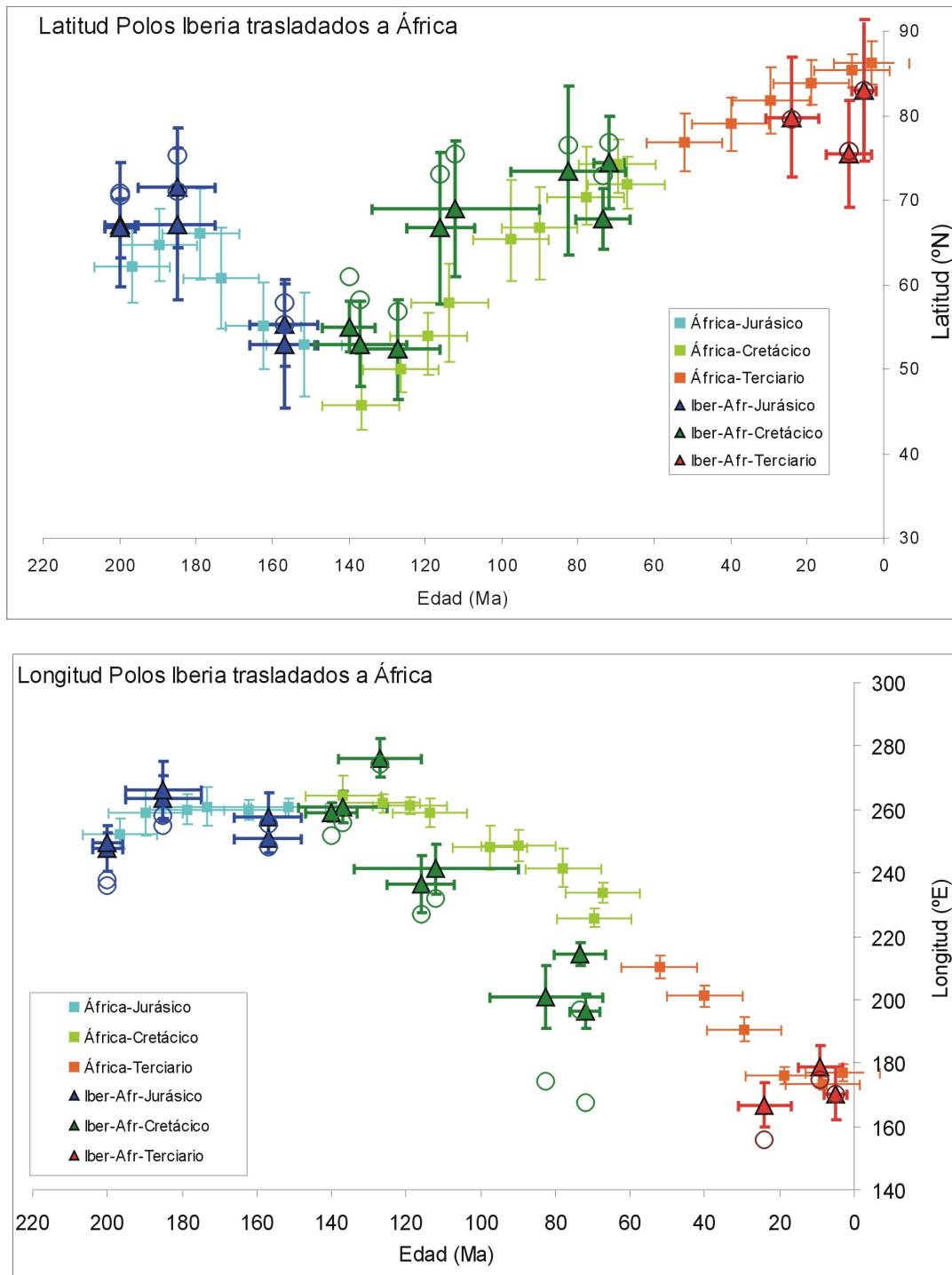


Figura 7.4: Latitud y longitud de los polos paleomagnéticos frente al tiempo de: **África**, polos de África de Besse & Courtillot (2002) y barras de error; **Iber-Afr** de Iberia trasladados a África mediante los polos de Euler de la tabla 7.II y barras de error; en círculos aparecen los polos de Iberia sin trasladar a África desde 200 Ma hasta la actualidad

- Tramo Cretácico inferior: Los polos Ibéricos trasladados a África, de edades comprendidas entre 140 y 127 Ma, se ajustan bastante bien a los africanos tras la doble rotación realizada. Para trasladar a Norte América los polos de estas edades se utilizaron dos polos de rotación de Euler distintos: Srivastava et al. (1990) proponen un polo de rotación deducido de la anomalía M0 (120 Ma) y posteriormente Srivastava et al. (2000) modifican el valor del polo de rotación propuesto en 1990 (*tabla 7.II*). El Polo de Euler, que en principio sería el más adecuado para realizar esta rotación es la modificación que Srivastava et al., (2000) hicieron del polo publicado en 1990. En la *figura 7.5* se representan con rombos negros los polos paleomagnéticos de edades comprendidas entre 140 y 127 Ma para la Iberia trasladados a África utilizando el polo de rotación de Euler de la anomalía M0 de Srivastava et al. (2000) y con triángulos verdes el resultado obtenido utilizando el polo de rotación de Euler de la anomalía M0 de Srivastava et al. (1990).

Los resultados obtenidos reflejan que el ajuste de los datos paleomagnéticos es mejor al utilizar el polo publicado en 1990 (en la *figura 7.5* se han eliminado las barras de error para su mejor visualización). Las anomalías magnéticas oceánicas del Atlántico norte de estas edades presentan grandes problemas para ser definidas. Srivastava et al. (2000) modifican el Polo de Euler de la anomalía M0 publicado previamente por Srivastava et al. (1990), pero los datos paleomagnéticos no corroboran esta modificación. La posibilidad de que sean los polos de rotación de Euler de Norte América a África los que tengan algún error es más improbable ya que las anomalías magnéticas y las fallas transformantes en el Atlántico Sur están mejor definidas que las que conciernen a la placa Ibérica. Por tanto, los resultados paleomagnéticos ponen en duda la validez del polo de Euler de la anomalía M0 de Srivastava et al. (2000).

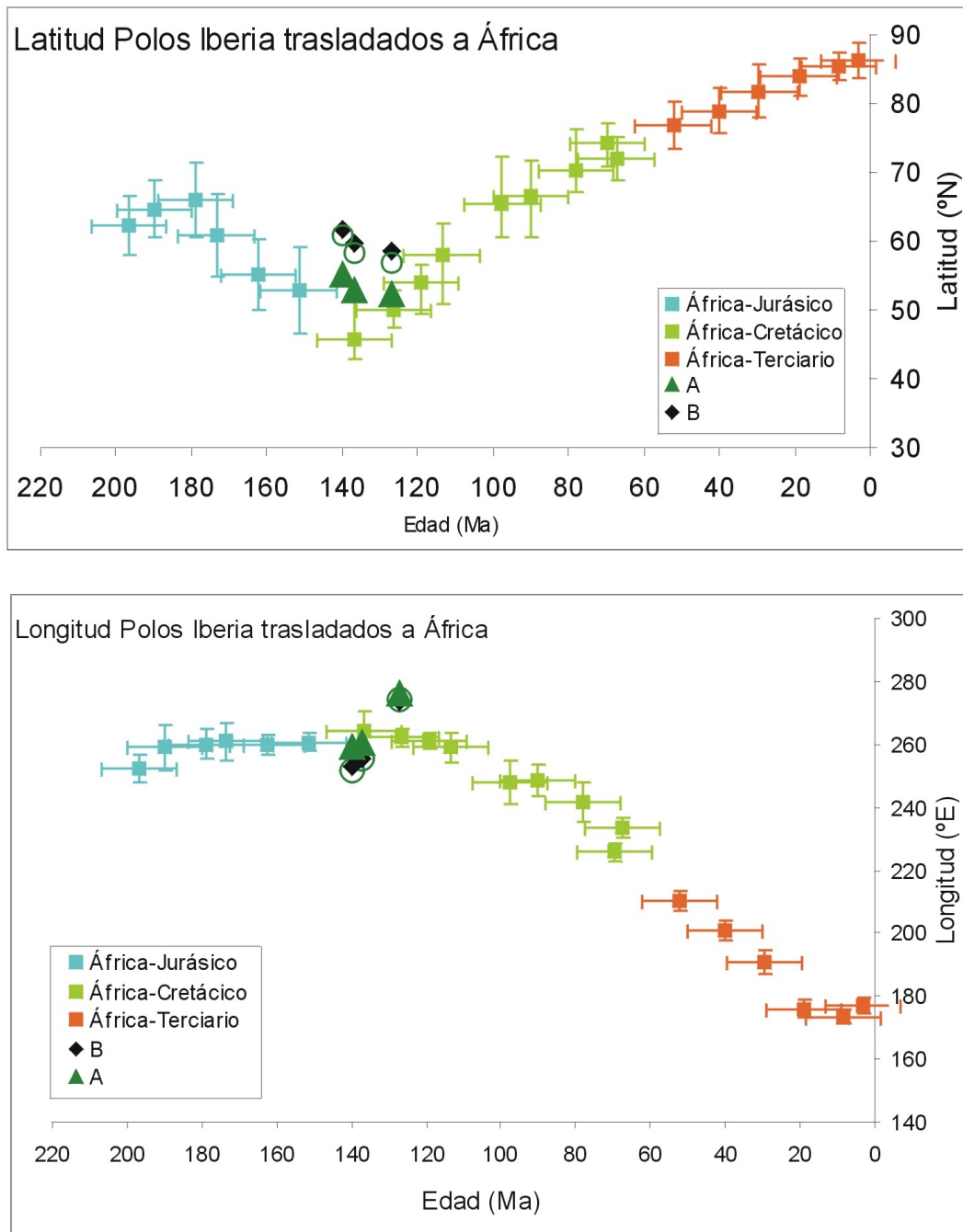


Figura 7.5: Latitud y longitud de los polos paleomagnéticos frente al tiempo de: África, polos de África de Besse & Courtillot (2002) y barras de error; **A.** Polos de edad Cretácico inferior trasladados a África mediante los polos de Euler de Srivastava et al (1990); **B.** Polos de edad Cretácico inferior trasladados a África mediante los polos de Euler de Srivastava et al (2000), y con círculos los polos Cretácico inferior de Iberia sin trasladarlos a África

- Tramo Cretácico medio y superior: Los datos Cretácicos Ibéricos de edades comprendidas entre 116 Ma a 70 Ma tras ser trasladados a África no llegan a un perfecto solapamiento con la curva Africana, pero la doble rotación de polos si conlleva un acercamiento de éstos. Las diferencias entre las dos curvas (en este tramo) están principalmente en la paleolongitud del polo (*figura 7.4*). Hay que notar que no existen anomalías magnéticas oceánicas definidas entre la anomalía M0 de 120 Ma y la anomalía 34 de 83 Ma debido al supercron de polaridad normal del Cretácico, y que por tanto existe una laguna de polos de rotación de Euler entre ambas.

También existen discrepancias entre los polos obtenidos en torno a 70Ma, en rocas volcánicas de Portugal (Monchique Lisboa y Sintra) y la Curva sintética Africana. Para estas edades si que existen anomalías magnéticas y han sido propuestos parámetros de reconstrucción entre Iberia y Norteamérica (Srivastava et al., 2000) que, sin embargo, no son consistentes con los datos paleomagnéticos.

Por otra parte, la ausencia de la anomalía 33 y más jóvenes en el Golfo de Vizcaya y los datos paleomagnéticos disponibles hasta el momento tienen consistencia, pues Iberia habría completado prácticamente su movimiento antihorario con respecto a Eurasia y, según los datos paleomagnéticos, África continuaría aún su movimiento antihorario con respecto a Eurasia. Según Srivastava et al. (1990) no consideraron Iberia como una placa independiente durante la formación de las anomalías 33 a 21 porque no hubieran podido obtener una solución cinemática precisa dado que no podían utilizar zonas de fractura definidas (salvo la zona de fractura de Azores Gibraltar que no puede ser utilizada porque tiene superpuesta actividad reciente). Y por el pequeño tamaño de la Placa Ibérica (que hace que los errores sean muy grandes). Por estas razones Iberia fue tratada como parte de la placa Africana para este periodo de tiempo. Como se ha visto en este trabajo, los datos paleomagnéticos no confirman esta hipótesis.

En cualquier caso hay que señalar la escasez de datos paleomagnéticos existentes para la placa Ibérica para este periodo temporal. Un mayor número de datos, que permitiera

promediar los polos de estas edades utilizando ventanas temporales, y suavizando los datos permitiría establecer con mayor precisión la evolución geodinámica de Iberia.

- Tramo Terciario: Los datos existentes para Iberia en el Terciario se ajustan, dentro de los márgenes de error, a los Africanos. No obstante hay que destacar de nuevo la escasez de datos disponibles.

7.4: CONCLUSIONES.

Del análisis realizado en este capítulo se puede concluir:

- La Curva de Deriva de los Polos de Iberia tienen en el tiempo una tendencia muy similar a los de la curva sintética Africana de Besse & Courtillot (2002) antes de realizar la doble rotación de los polos paleomagnéticos Ibéricos.

- Tras la doble rotación de los paleopolos de Iberia para referirlos a la Placa Africana, el acercamiento de los datos de Iberia a la curva Africana de Besse & Courtillot (2002) es significativo pero no completo. Por tanto, los datos paleomagnéticos disponibles sólo corroboran hasta cierto punto los polos de Euler y los ángulos de rotación utilizados para trasladar los polos Ibéricos a Norte América primero, y a África después.

- La consistencia de los datos en el Jurásico y en el Cretácico inferior es buena.

- Se ha encontrado en el presente análisis que los datos paleomagnéticos no corroboran el polo de Euler y el ángulo de rotación de Iberia a Norte América de Srivastava et al. (2000) de la anomalía M0 y si verifican el de Srivastava et al. (1990) de la misma anomalía.

- Las diferencias encontradas entre los datos Ibéricos y los Africanos en el Cretácico medio y superior, pese a no ser de gran cuantía, no quedan eliminadas completamente por las

rotaciones realizadas, por lo que sería necesaria una revisión tanto de los datos paleomagnéticos como de los polos de Euler de estas edades.

- Hay que notar que la escasez de datos paleomagnéticos de la Placa Ibérica no permite promediar con ventanas temporales los datos. Un mayor número de datos reflejaría con mayor fiabilidad la deriva de los polos de Iberia. Hay que seguir trabajando mucho en el aporte de datos paleomagnéticos para la placa Ibérica para mejorar el conocimiento de su evolución geodinámica en el pasado.

REFERENCIAS CAPÍTULO 7:

- Barberá, X., Cabrera, L., Gomis, E. y Parés, J.M. 1996. Determinación del polo paleomagnético para el límite Oligoceno-Mioceno en la Cuenca del Ebro. *Geogaceta*, 20 (5): 1014-1016.
- Bogalo, M.F., Osete, M.L., Ancochea, E. and Villalaín, J.J. 1994. Estudio paleomagnético del volcanismo de campos de Calatrava. *Geogaceta* 15, 109-112.
- Galbrun, B., Berthou, P.Y., Moussin, C. y Azema, J. 1990. Magnétostratigraphie de la limite Jurassique-Cretacé en las faciés de plate-forme carbonatée: la coupe de Bias do Norte (Algarve, Portugal). *Bull. Soc. géol. France*, 8, VI, 1: 133-143.
- Galdeano, A., Moreau, M.G., Pozzi, J.P., Berthou, P.Y., Malod, J.A. 1989. New paleomagnetic results from Cretaceous sediments near Lisboa (Portugal) and implications for the rotation of Iberia, *Earth Planet.Sci.Letters*, 92, 95-106
- Garcés, M., Agustí, J., Cabrera, L., Pares, J.M. 1996. Magnetostratigraphy of the Vallesian (Late Miocene) in the Valles-Penedes Basin (northeast Spain), *Earth Planet.Sci.Letters*, 142, 381-396
- Juárez, M.T., Lowrie, W., Osete, M.L., Melendez, G., 1998. Evidence of widespread Cretaceous remagnetization in the Iberian Range and its relation with the rotation of Iberia. *Earth Planet. Sci. Letters*, 160, 729-743
- Moreau, M.G., Berthou, J.Y., Malod, J.A. 1997. New paleomagnetic Mesozoic data from the Algarve (Portugal): fast rotation of Iberia between the Hauterivian and the Aptian. *Earth Planet. Sci. Lett.* 146: 689701
- Osete, M.L., Osete, C., Giallanella, P.r., y Villalaín, J.J. 2000. Paleolatitudes de la Placa Ibérica durante el Jurásico. Programas y resúmenes, II Asamblea Hispano Portuguesa de Geodesia y Geofísica, 311-312.
- Steiner, M.B., Ogg, J.G., Melendez, G., Sequeiros, L. 1985. Jurassic magnetostratigraphy, 2. Middle-Late Oxfordian of Aguilon, Iberian Cordillera, northern Spain, *Earth Planet.Sci.Letters*, 76, 151-166
- Schott, J.J., Montigny, R., 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.Letters*, 53, 457-470
- Srivastava, S.P., Roest, W.R., Kovacs, L.C., Oakey, G., Levesque, S., Verhoef, J., and Macnab, R., 1990. Motion of Iberia since the Late Jurassic : Results from detailed aeromagnetic measurements in the Newfoundland Basin. *Tectonophysics*, 184, 229-260.
- Srivastava, S.P., Sibuet, J-C., Cande, S., Roest., W.R., Reid, I.D. 2000. Magnetic evidence for low seafloor spreading during the formation of the Newfoundland and Iberian margins. *Earth Planet.Sci.Letters*, 182, 61-76.

- Storetvedt, K.M., Mitchell, J.G., Abranches, M.C., Oftedahl, S .1990.A new kinematic model for Iberia; further palaeomagnetic results and isotopic age evidence, *Phys.Earth Planet.Interiors*, 62, 109-125, 1
- Van der Voo, R .1969.Paleomagnetic evidence for the rotation of the Iberian Península, *Tectonophysics*, 7, 5-56
- Van der Voo, R., Zijdeveld, J.D.A .1971. Renewed paleomagnetic study of the Lisbon Volcanics and implications for the rotation of the Iberian Peninsula, *J.Geophys.Res.*, 76, 3913-3921

CAPÍTULO 8: CONCLUSIONES.

De los resultados obtenidos en este estudio pueden extraerse las siguientes conclusiones, que serán resumidas en distintos apartados:

MAGNETISMO DE ROCAS:

Las rocas objeto del presente estudio, dada su variedad (tanto rocas ígneas intrusivas, como calizas de distintas litologías), han presentado, en conjunto, un amplio espectro de distintos comportamientos magnéticos, debido a los diferentes minerales magnéticos que contienen.

Los experimentos de magnetismo de rocas realizados y la desimanación de la NRM (monitorización de la susceptibilidad magnética durante la desimanación térmica de las muestras, adquisición gradual de IRM, desimanación en uno y tres ejes de la IRM, ciclos de histéresis y experimentos a bajas temperaturas) indican que:

- (i) en las rocas en las que se ha observado remanencias primarias, los minerales portadores de la imanación original son: magnetitas (en el caso de las calizas de las Cordilleras Béticas); hematitas (en las calizas de la sección de Almonacid de la Cuba, en el Sistema Ibérico); y magnetitas junto a titanomagnetitas de bajo contenido en titanio (en los casos de los diques de Messejana-Plasencia y Foun Zguid);
- (ii) las remanencias secundarias, asociadas a magnetitas parcialmente oxidadas, son una constante presente en la mayoría de las rocas calizas estudiadas;
- (iii) las calizas jurásicas en Gea de Albarracín, Villar del Cobo y Entrambasaguas (Sistema Ibérico) no presentan propiedades magnéticas adecuadas para un estudio paleomagnético, debido a las alteraciones mineralógicas que se producen durante la desimanación térmica y a la baja intensidad de su remanencia.

REIMANACIONES:

(i) Las rocas calizas Jurásicas estudiadas en el Sistema Ibérico presentan reimanaciones totales o parciales:

-Las calizas de las secciones de Almunia de Doña Godina - Ricla presentan una reimanación total. La reimanación presenta polaridad normal; temperatura de desbloqueo máxima de 450°C y baja coercitividad. Los parámetros de histéresis de los minerales que la portan se ajustan bastante bien a la curva teórica de Dunlop (2002) de mezclas de granos monodominio y superparamagnéticos de magnetita, con una tendencia paralela a la de otras calizas reimanadas (Jackson, 1990; Channell & McCabe, 1994). Los experimentos a bajas temperaturas, realizados para identificar la transición del Verwey de la magnetita, confirman la presencia de magnetitas oxidadas.

El test de pliegue indica que la reimanación se adquirió antes del plegamiento de las capas y después de que la rotación de Iberia se completase. Futuras observaciones en microscopio electrónico de la magnetita de este afloramiento pueden desvelar si su origen se debe a una reimanación química por circulación de fluidos o si está asociada a una termoremanencia.

- Las calizas Jurásicas de Almonacid de la Cuba presentan una reimanación parcial, reciente y portada principalmente por goethita y maghemita.

(ii) En el estudio de las calizas del Subbético externo meridional se han observado reimanaciones parciales (en Carcabuey) y una reimanación total de las muestras de un sitio (Cañada del Hornillo):

- La reimanación parcial presenta polaridad normal, temperatura de desbloqueo máxima de 450°C, y los parámetros de histéresis de los minerales que la portan se ajustan bastante bien a la tendencia teórica de Dunlop (2002) para mezcla de granos monodominio y multidominio de magnetita.

- Los parámetros de histéresis de los minerales de las calizas completamente reimanadas se ajustan a la curva teórica de Dunlop (2002) de mezclas de granos

monodominio y superparamagnéticos de magnetita. El comportamiento fue similar al de las calizas totalmente reimanadas de las secciones de Almunia de Doña Godina – Ricla, y la tendencia de sus parámetros de histéresis observada en el diagrama de Day es paralela a la de otras calizas reimanadas (Jackson, 1990; Channell & McCabe, 1994).

(iii) En una gran parte de las rocas basálticas del dique de Foug Zguid, así como en uno de los sitios del dique de Messejana – Plasencia, se han observado reimanaciones producidas por la adquisición de una IRM provocada por las descargas eléctricas asociadas a caídas de rayos. La mayoría de estas reimanaciones fueron parciales, por lo que su existencia no impidió el cálculo de la componente original.

ROTACIONES DE BLOQUES EN LA CORDILLERA BÉTICA:

Del estudio paleomagnético llevado a cabo en tres sitios del Subbético externo meridional, (zona de Carcabuey y la Cañada del Hornillo) se puede concluir que:

(i) en Carcabuey se ha encontrado una componente que presenta polaridades normales e invertidas, considerada de edad jurásica;

(ii) la zona de Carcabuey ha sufrido una rotación en sentido horario en torno a unos 60° desde el Jurásico hasta la actualidad. Siendo estrictos con los datos paleomagnéticos no se ha podido constreñir la época de la reimanación y por tanto el momento de la rotación (aunque probablemente la reimanación parece haberse adquirido antes de la deformación por plegamiento y la rotación después del evento que produjo la reimanación).

MAGNETOESTRATIGRAFÍA:

El estudio del límite Bajociense-Bathonense en la sección de calizas de Carcabuey (Cordilleras Béticas) permite confirmar la alta tasa de inversiones de polaridad del campo

magnético terrestre y la fiabilidad de las columnas magnetoestratigráficas de Steiner et al. (1987) y Osete (1999) para este intervalo temporal.

Se presenta una columna magnetoestratigráfica de gran resolución para el límite Pliensbachiense-Toarciense construida a partir del estudio de la sección de Almonacid de la Cuba. El mineral portador de la imanación jurásica de estas calizas es la hematites. Se confirma la alta tasa de inversiones de polaridad del campo magnético terrestre en el Jurásico inferior, y se resuelve el problema de resolución de la biozona *Tenuicostatum* que presenta la sección suiza de Breggia (Horner & Heller, 1983), columna patrón de la secuencia de polaridades del campo magnético terrestre para esta época.

POLOS PALEOMAGNÉTICOS. APWP DE IBERIA.

Los diques intrusivos de Messejana-Plasencia (Iberia) y Foug Zguid (Marruecos) conservan su dirección magnética original, de edad Jurásico inferior (200 Ma), y aportan dos nuevos polos paleomagnéticos para las placas Ibérica y Africana, respectivamente.

El emplazamiento de ambos diques ocurrió en un breve periodo de tiempo, inferior a 1 Ma, y en un momento de polaridad normal del c.m.t. Excepción a ello son las pequeñas intrusiones, localizadas en una pequeña área de la parte sur del dique de Messejana-Plasencia, posteriores al momento de la intrusión masiva de éste, que ocurrieron en un momento de polaridad invertida del c.m.t.

El polo paleomagnético de 200 Ma obtenido para el dique de Messejana-Plasencia es:

$$\text{Plat}= 70.5^{\circ}\text{N}, \text{Plong}= 238.0^{\circ}\text{E}, \text{ con } A_{95}= 3.5^{\circ};$$

y el obtenido para la misma edad en el dique de Foug Zguid:

$$\text{Plat}=68.6^{\circ}\text{N}, \text{Plong}=248.0^{\circ}\text{E}, \text{ con } A_{95}=4.1^{\circ}.$$

La comparación de la Curva de Deriva Polar Aparente de Iberia, trasladada a la Placa Africana, con la Curva sintética Africana de Besse & Courtillot (2002), confirma la validez

de los polos de Euler y de los ángulos de rotación utilizados para la reconstrucción de la apertura del Atlántico para el Jurásico y para el Cretácico inferior, mientras que evidencia discordancias en el Cretácico medio-superior. Por tanto, los polos de Euler y ángulos de rotación determinados por Srivastava et al. (1990, 2000) no describen completamente el movimiento de la Placa Ibérica para este intervalo temporal.

Este glosario engloba los términos básicos utilizados frecuentemente en paleomagnetismo y magnetismo de rocas, y pretende ser una herramienta que facilite la mejor comprensión del presente trabajo.

Las palabras en negrita remiten a diferentes entradas del glosario o a la bibliografía que aparece al final del apéndice.

α_{95} : El semiángulo del cono que rodea al 95 % de confianza la **dirección media de la magnetización** o la media de las **posiciones de los polos** (ver **estadística fisheriana**).

Afloramiento: Exposición superficial de roca firme.

Aulacógeno: Graben o fosa tectónica alargada, rellena de sedimentos, cuya orientación forma un alto ángulo con respecto a un océano vecino moderno, a un cinturón orogénico próximo a ambos. Los sedimentos de un aulacógeno se caracterizan fundamentalmente por la ausencia de deformaciones importantes. Se interpreta que los aulacógenos se forman en rifts abortados o puntos triples y por tanto, ponen en evidencia la actividad ligada a la tectónica de placas.

Alteración hidrotermal: Cambio químico en rocas y minerales producido por la acción de soluciones hidrotermales (de agua caliente) ricas en volátiles que ascienden desde un cuerpo magmático que se enfría. Este metamorfismo se produce en las rocas que se encuentran sobre campos geotérmicos (fuente de calor profunda de origen ígneo) debido a la circulación convectiva de fluidos (generalmente aguas de infiltración meteórica). Puede **reimantar**, en forma de **PTRMs** y/o **CRMs**, la **magnetización** original de las rocas.

Análisis de círculos máximos: Si dos **componentes magnéticas** están presentes en un **espécimen** y sus **espectros de coercitividad** y / o **de temperaturas de desbloqueo** no se superponen completamente (ver *figura*), entonces el proceso de **desimación** se traduce en un movimiento de la magnetización resultante del espécimen a lo largo de un camino que recorre un círculo máximo cuando se representa en una **proyección de igual área**.

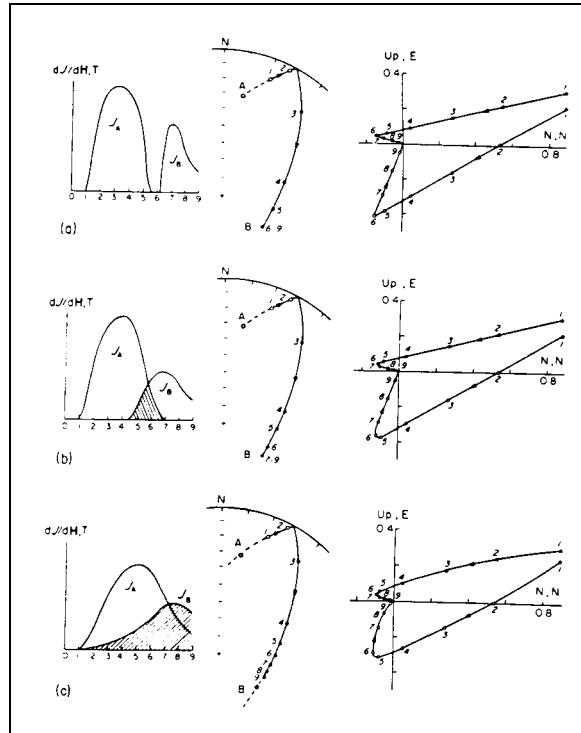


Figura de Dunlop (1979)

McFadden & McElhinny (1988) proporcionan un poderoso y riguroso método estadístico basado en un análisis de máxima probabilidad, que puede combinar la información de círculos máximos con la de las observaciones directas de aquellos especímenes en los que se haya podido aislar una dirección. Se calcula la dirección media de las observaciones directas y se usa como un valor inicial de la estimación de probabilidad máxima μ de la dirección media verdadera (en ausencia de observaciones directas se usa un valor inicial aproximado de la dirección). Sigue un proceso iterativo, donde se calcula el punto más próximo a μ de cada círculo máximo, y de nuevo se calcula la dirección media de estos puntos (y de las observaciones directas) para usarlo como la nueva estimación de μ . El proceso se repite hasta que las sucesivas iteraciones no producen cambios significativos en la dirección de μ . También pueden calcularse por este método los límites de confianza asociados a la dirección final estimada de máxima probabilidad: El **análisis de la componente principal** se aplica tanto a la estimación del ajuste por el método de mínimos cuadrados de los puntos de desimagnetización a un círculo de remagnetización, como a la de la convergencia de éstos círculos, invariablemente afectada de dispersión, mediante la máxima desviación angular (MAD).

Análisis de la componente principal (PCA): Una técnica estadística rigurosa y cuantitativa que se usa para determinar la recta (o el plano) que mejor ajusta un conjunto de direcciones

de magnetización obtenidos tras una **desimanación progresiva** proyectados en un **diagrama ortogonal de desimanación** (o una **proyección de igual área**), que puede incluir o no el origen. La medida de la precisión del mejor ajuste lineal calculado viene dada por la máxima desviación angular (MAD).

Anticlinal: Pliegue en forma de arco afectando a rocas, que se cierra hacia arriba y con las rocas más antiguas situadas en el núcleo.

Antiferromagnetismo: Describe el comportamiento de sólidos con apareamiento antiparalelo entre las redes adyacentes de sus momentos magnéticos atómicos, donde las redes opuestas tienen momentos magnéticos iguales, lo que es equivalente a una magnetización neta nula. En algunos minerales antiferromagnéticos ocurre que una de las dos redes magnéticas está ligeramente más magnetizada que la otra o que las redes no son exactamente antiparalelas, por tener algún defecto. Estos minerales que ya no son antiferromagnéticos exhiben un magnetismo parásito o *antiferromagnetismo inclinado*, mucho más débil que el de un mineral ferrimagnético, pero que aunque débil es con frecuencia muy estable ya que las imperfecciones fijan las redes de manera muy eficaz. La **hematites** ($\alpha\text{Fe}_2\text{O}_3$) es un importante ejemplo de este comportamiento.

Autigénético: Aplicable a materiales (minerales, cementos, etc) que se generan en la roca de la que forman parte después de su sedimentación.

Basalto: ver **Composición mineral de rocas ígneas**.

Bloque: Término usado para denotar una región a escala subcontinental, formada por rocas de origen oceánico o continental, que puede haberse movido con respecto al continente al que se asocia. Pueden experimentar **rotaciones tectónicas netas** sobre ejes verticales (detectables paleomagnéticamente por variaciones en la declinación de sus rocas, ver **parámetros de rotación**) o/y horizontales (ver **corrección tectónica**) o/y inclinados.

Botroidal: En mineralogía, describe la forma de un mineral que se presenta como agregados esferoidales, a menudo como resultado de modelos de crecimiento concéntrico durante su formación.

Buzamiento: Ángulo de inclinación de una estructura plana medido respecto a la horizontal.

Cabalgamiento: Falla inversa de bajo ángulo, que presenta una componente de movimiento principal según su buzamiento, y en la que el bloque o labio levantado se sitúa encima del bloque o labio hundido.

Caliza: Roca sedimentaria constituida en su mayor parte por carbonato de calcio.

Campo de saturación (H_{sat}): ver **Ciclo de histéresis, magnetización remanente isotérmica de saturación.**

Campo destructivo medio ($H_{1/2}$): El valor pico de la intensidad del campo alternante necesario para reducir, en la **desimación por AF**, la remanencia original de un espécimen a la mitad, indicador de la **coercitividad** total del conjunto de minerales de un espécimen.

Ciclo de histéresis: Curva que evalúa la respuesta de la magnetización de un fragmento de **espécimen** a un campo aplicado, producida por la suma de las contribuciones de todos los minerales magnéticos que componen la roca. El campo va incrementándose hasta un valor máximo H_s que provoca la saturación de la magnetización, a continuación se reduce gradualmente hasta cero, se invierte su sentido hasta $-H_s$, y vuelve a reducirse de nuevo hasta cero y cambiar de sentido hasta alcanzar de nuevo el valor H_s . Permite identificar visualmente y cuantificar importantes propiedades magnéticas del espécimen, como la **magnetización de saturación** (M_s o J_s), el **campo de saturación** (H_{sat}) y la **coercitividad** (H_c). La conversión de unidades, utilizada, entre el sistema c.g.s y el sistema internacional: $1 \text{ A/m (M en S.I.)} = 10^{-3} \text{ gauss} = \text{emu/cm}^3 \text{ (J en c.g.s)}$ y $1 \text{ Oe (H en cgs)} = 10^{-4} \text{ T (B en S.I.)}$.

Si se aplica un campo magnético a lo largo del eje de fácil imanación de un grano **monodominio** (SD) de forma antiparalela a su magnetización -caso (a) de la siguiente figura-, la dirección interna de la magnetización permanece constante hasta que al ir aumentando la intensidad hasta un valor dado (campo coercitivo) entonces la dirección gira repentinamente 180° hasta ser paralela al campo aplicado. La magnetización se mantendrá con esa dirección hasta que se aplique un campo de igual intensidad en la dirección opuesta. Tal comportamiento por tanto produce un *ciclo de histéresis* cuadrado. Si el campo externo forma un ángulo de 90° con el eje de fácil imanación se obtiene un ciclo de histéresis como el del caso (b) de la figura. Por contra, los granos **multidominio** (MD) muestran cambios inmediatos incluso ante campos débiles -en la figura, caso (c)-. Esta misma respuesta continúa según se va incrementando la intensidad del campo aplicado hasta que todas las partículas tienen alguna componente en la dirección del campo, es decir, llegan a estar magnéticamente saturadas. Sólo en presencia de campos todavía mayores las alineaciones magnéticas a lo largo de los ejes de fácil imanación son rotados hasta estar alineados con el campo aplicado, como ocurre con un conjunto de partículas monodominio, volviendo a relajarse a sus posiciones de saturación cuando éste desaparece.

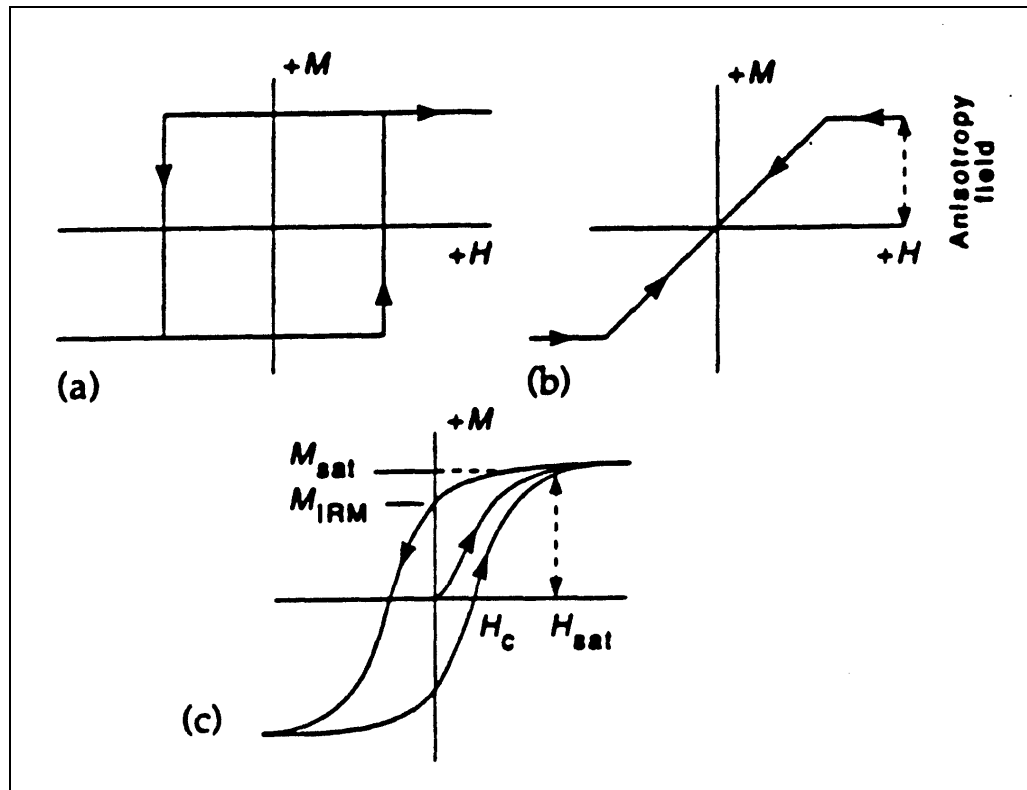


Figura Tarling & Hrouda (1993)

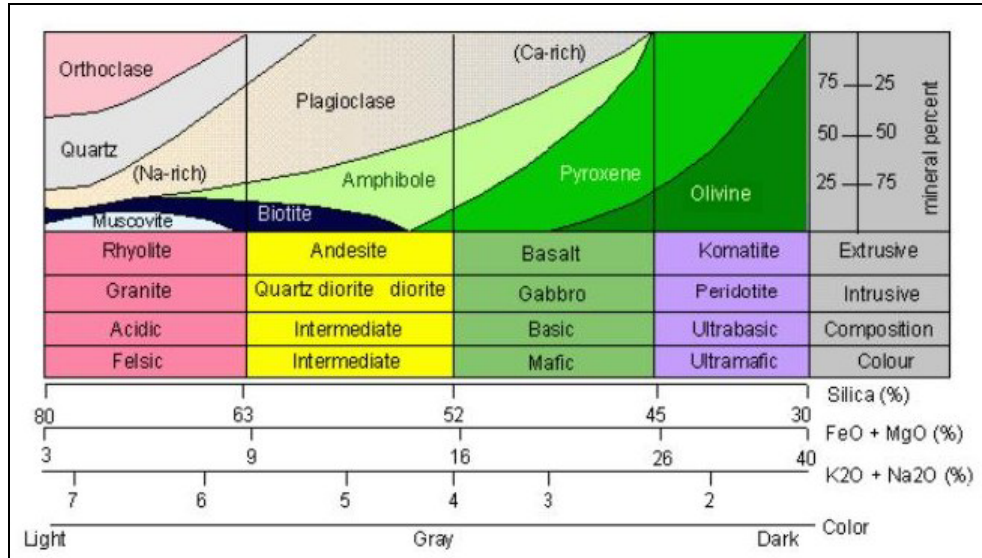
Círculos de reimanación: ver **Análisis de círculos máximos**

Coercitividad (H_c): La coercitividad es el campo necesario para anular la magnetización. La coercitividad de un grano SD cuando el campo actúa según el eje de fácil imanación es el campo magnético que debe aplicársele para provocar que su magnetización gire 180° (que produce como resultando un cambio permanente en la dirección de magnetización cuando el campo desaparece).

Coercitividad de la remanencia (H_{cr}): El campo opuesto necesario para invertir el sentido de la remanencia de la mitad de los momentos magnéticos de un espécimen que ha sido previamente saturado, produciendo por tanto una magnetización neta nula.

Componentes magnéticas: Una roca puede registrar una o más componentes de magnetización a lo largo de su historia. La **magnetización remanente natural** total de una roca es el vector suma de todas sus componentes magnéticas. La dirección y la intensidad de cada una puede determinarse mediante experimentos de **desimanación**, **análisis de la componente principal**, y **análisis de círculos máximos**. Las componentes magnéticas con **espectros de coercitividades** y **de temperatura de desbloqueo** totalmente traslapados no pueden separarse (ver **lavado**).

Composición mineral de rocas ígneas: ver **figura**.



Coordenadas estratigráficas: Direcciones de magnetización resultantes después de aplicar la corrección tectónica.

Coordenadas geográficas: Direcciones de magnetización resultantes antes de aplicar la corrección tectónica.

Corrección tectónica: Corrección de aplicación necesaria a rocas muestreadas en estructuras plegadas. Consiste en restituir las direcciones de magnetización de sus flancos, a lo largo de la línea perpendicular a la de su máxima pendiente, a la presunta disposición horizontal (paleohorizontal) que podrían haber tenido en el momento de adquisición de la magnetización. Esto puede originar direcciones paleomagnéticas erróneas si la deformación se produjo sobre ejes inclinados, o en más de una sola fase de plegamientos, o si existe inmersión del pliegue. Es por ello que la corrección tectónica es potencialmente la mayor fuente de error en los estudios paleomagnéticos.

CRM: ver **Magnetización remanente química**

Cron de polaridad: Intervalo de tiempo elemental en la escala de tiempo magnetoestratigráfica durante la cual el campo magnético de la tierra es constante o predominante de una misma polaridad.

Curva Deriva Polar Aparente (APWP): Representación de una secuencia de posiciones de **polos paleomagnéticos** relativos a una placa litosférica o un terreno tectonoestratigráfico particular, generalmente en una malla geográfica actual. Estas curvas permiten la presentación de datos paleomagnéticos de los distintos periodos del tiempo geológico. La comparación de las curvas de deriva polar aparente de distintos continentes y terrenos constriñen el tiempo de sus relativas colisiones y separaciones. También son la base de un método de datación paleomagnética

(Najman et al, 1994) cuando se comparan los polos obtenidos en sitios de incierta edad con los polos, bien datados, de la APWP de referencia correspondiente. Besse & Courtillot (2002) calculan una nueva curva sintética patrón para las diferentes placas litosféricas a lo largo de los últimos 200 Ma, usando una selección de perfiles de anomalías magnéticas marinas, datos paleomagnéticos procedentes de perforaciones oceánicas y polos paleomagnéticos continentales.

Charnela: La zona superficial de un **pliegue** forma una línea de charnela que ocupa el área de máxima curvatura.

ChRM: ver **Magnetización remanente característica.**

Declinación (D): Ángulo entre la proyección horizontal de un vector de magnetización (o el campo magnético terrestre) y el norte geográfico.

Desimanación por AF: ver **Desimanación por campos alternos.**

Desimanación por campos alternos: Consiste en aplicar a la muestra un campo magnético alterno, producido por una corriente alterna a través de una bobina, que decrece gradualmente en magnitud en presencia de un campo magnético nulo. El campo máximo que puede alcanzarse es en general de 100 – 300 mT. Una vez seleccionada la magnitud del “campo alternante pico”, los granos magnéticos con **coercitividades** menores que él alinearán sus magnetizaciones con el campo magnético alterno. Como la magnitud de éste decrece en cada ciclo alternante, una fracción de los granos magnéticos presentes en la muestra dejará de ser afectado por el campo. La magnetización de aproximadamente la mitad de estos granos tendrá la dirección de sus ejes de fácil imanación (ver **dominios**), con una componente a lo largo del eje de la bobina; mientras que la de la otra mitad tendrá esa componente en la dirección opuesta. La suma total de los momentos magnéticos de estos granos se cancela, aproximadamente. En los siguientes ciclos se cancela la magnetización de fracciones con coercitividades sucesivamente menores. Después de pocos minutos, cuando el campo alterno se ha anulado, se consigue la desmagnetización de todos los granos con coercitividades menores que el campo pico aplicado. La muestra rota dentro de la bobina de modo que sus tres ejes ortogonales se desimanan al ir, en secuencia, coincidiendo con la dirección del eje de la bobina. En el proceso de **desimanación progresiva** de la muestra se va aumentando gradualmente la intensidad del campo pico alterno aplicado. La desimanación por campos alternos es más eficaz en rocas de composición dominada por **magnetita** o **titanomagnetita** que en rocas en las que la remanencia está asociada a **hematites** o **goethita**, de coercitividades generalmente mayores que los campos máximos producidos por los aparatos de desimanación por

campos alternos. El uso de éstos presenta la ventaja de que no se producen alteraciones químicas, problema común en la **desimanación térmica**. Es común referirse al **campo destructivo medio**, $H_{1/2}$, como medida de la dureza de la NRM.

Desimanación progresiva: El procedimiento de desimanación más usado, consistente en aumentar detalladamente las temperaturas o “campos alternos pico” a los que un espécimen se desmagnetiza, midiendo la **remanencia** magnética después de cada paso de desmagnetización. El proceso se repite hasta que la remanencia se reduce al nivel de ruido del magnetómetro utilizado, la temperatura supera la **temperatura de Curie** de la hematites (680°C), o se alcanza el máximo valor del campo alterno del desmagnetizador por AF (generalmente 100 mT). La desimanación progresiva de la NRM tiene como objetivo el reconocimiento las diferentes **componentes** que pueden contribuir a la misma y su caracterización.

Desimanación térmica: Consiste en calentar progresivamente los **especímenes** de manera que la agitación térmica destruya la magnetización de los granos **ferromagnéticos** cuya **temperatura de desbloqueo** es menor que la temperatura a la que han sido calentados, haciendo que pasen a encontrarse en un estado superparamagnético. Entonces se deja enfriar la muestra hasta la temperatura ambiente en ausencia de campo, de modo que los momentos magnéticos de sus granos se orientan al azar y no contribuyen a la NRM. Aumentando progresivamente la temperatura aplicada, se desmagnetizarán diferentes granos, según se alcancen sus respectivas temperaturas de desbloqueo. En el momento en el que se alcanza la temperatura de Curie de cada mineral, se anula su contribución a la NRM total de la muestra. La desimanación térmica es capaz de desmagnetizar (además de **magnetita** y **titanomagnetita**) las componentes asociadas a la **hematites** y la **goethita**, lo que no puede hacerse en la **desimanación por campos alternos**. Presenta el inconveniente de que puedan producirse durante el proceso de calentamiento *cambios químicos* en la composición de los minerales magnéticos presentes en las rocas, con la consiguiente producción de nuevas fases magnéticas. Los cambios químicos que puedan producirse durante la desimanación térmica quedarán reflejados en una variación con la temperatura de la **susceptibilidad** magnética de las muestras. Ésta variación, asociada a la creación o destrucción de minerales, se detecta fácilmente midiendo la susceptibilidad de forma sistemática, en cada paso de la desimanación térmica, a temperatura ambiente.

Desimanación: ver **Lavado**, **Desimanación por AF**, **desimanación térmica**.

Diagénesis. Conjunto de transformaciones químicas y físicas que se verifican en un sedimento durante o después de la deposición. La diagénesis se verifica en ambiente marino

igual que en el continental, por medio de compactación, cimentación y recristalización.

Diagrama de Zijderveld: ver **Diagrama de desimanación ortogonal**.

Diagrama ortogonal de desimanación: Combinan en la misma representación gráfica los cambios en **intensidad** y en **dirección** de la magnetización durante las diferentes etapas de la **desimanación progresiva** de la magnetización. Se construyen proyectando cada dirección de la NRM como un punto en un plano horizontal (X-Y) y otro vertical (Y-Z o X-Z). Normalmente, los ejes X, Y, Z corresponden a las componentes norte (N), este (E), y vertical (V) respectivamente. Los sucesivos puntos de desimanación se unen mediante rectas. La distancia de cada punto hasta el origen es proporcional a la intensidad de la magnetización proyectada en ese plano.

Un número de puntos sucesivos que formen un segmento lineal indica la desimanación de una componente de magnetización con una única dirección (o la suma de dos componentes con idénticos **espectros de coercitividad y de temperatura de desbloqueo**). La dirección de cada componente satisfactoriamente aislada puede calcularse fácilmente por regresión lineal: El ángulo entre cada punto en el plano horizontal y el eje N forma la **declinación D**. El ángulo entre cada punto en el plano vertical y la horizontal seleccionado forma la inclinación aparente, I_{ap} , relacionada con la **inclinación I** real por:

$$\begin{aligned} \tan I &= \tan I_{ap} / \cos D / \text{(para el plano vertical N-S) o;} \\ \tan I &= \tan I_{ap} / \sin D / \text{(para el E-W).} \end{aligned}$$

La relación entre las componentes N, E, V y la intensidad M, y dirección (D, I) vienen dadas por las expresiones:

$$N = M \cos I \cos D; E = M \cos I \sin D; V = M \sin I.$$

La convención paleomagnética es representar los puntos finales del vector magnetización como puntos negros en su proyección horizontal y como puntos blancos en la proyección vertical (orientada N-S o E-W) (figura).

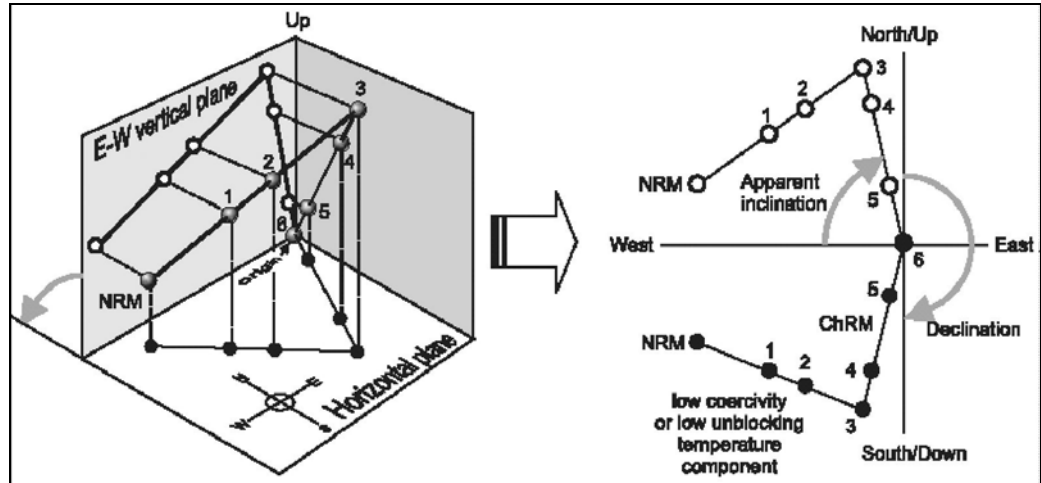


Figura de Morris (2003)

El solapamiento parcial de espectros de coercitividad o de temperatura de desbloqueo produce en estos diagramas de desmagnetización caminos curvos que requieren el uso del **análisis de círculos máximos** para determinar las direcciones de desmagnetización.

Diamagnetismo: Comportamiento propio de todos los materiales que consiste en la creación de una pequeña magnetización inducida opuesta en respuesta a un campo aplicado. Los electrones de un átomo, debido a su velocidad, experimentan una fuerza de Lorentz dentro de un campo magnético; esta fuerza tiene un efecto giroscópico que hace precesar a todas las órbitas electrónicas alrededor del campo; lo que es equivalente a una corriente eléctrica que produce una magnetización en la dirección opuesta a la del campo aplicado. La magnetización es proporcional al campo aplicado y decae hasta cero cuando el campo desaparece. La **susceptibilidad** de las sustancias diamagnéticas es negativa, dado que el campo producido tiene sentido contrario al campo aplicado; e independiente de la temperatura, siendo éstas en su mayor parte del orden de 10^{-5} (SI). La mayoría de los minerales no portadores de hierro, como el cuarzo, la calcita, los feldespatos o las dolomías son puramente diamagnéticos.

Dique: cuerpo ígneo intrusivo laminar que se forma por ascensión y enfriamiento de magma a lo largo de fracturas corticales, comúnmente discordantes con las rocas encajantes.

Dipolo geocéntrico axial (GAD): Hipótesis, base de muchas de las aplicaciones del paleomagnetismo, que afirma que el campo geomagnético promediado en el tiempo puede modelarse por el de un dipolo geocéntrico axial (alineado con el eje de rotación terrestre).

La **inclinación I** del campo magnético del modelo se relaciona con la latitud geográfica λ por la ecuación del dipolo:

$$\tan I = 2 \tan \lambda.$$

La **declinación** es nula en cualquier lugar.

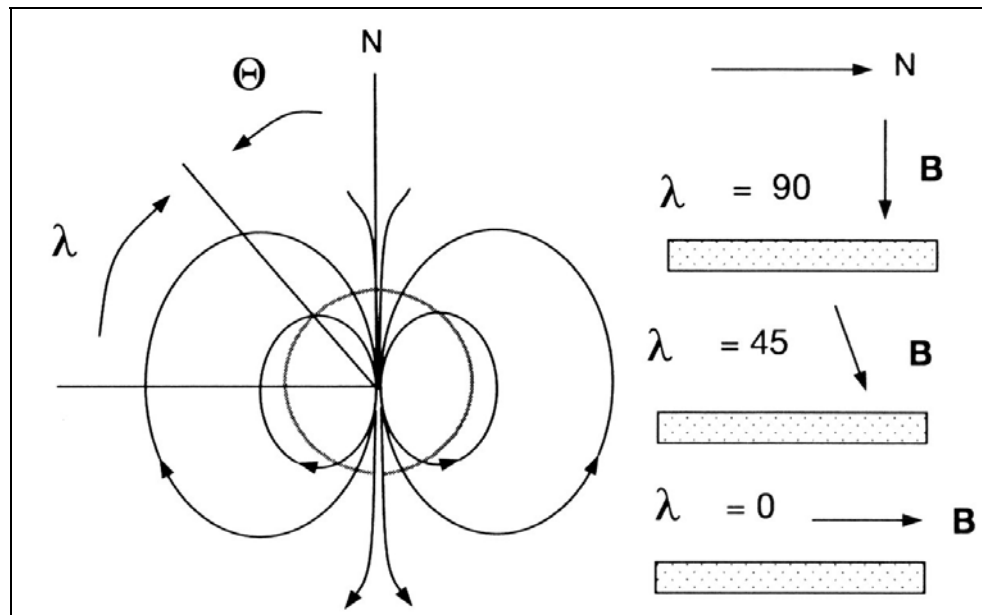


Figura de Tauxe (1998)

Este modelo no describe el campo geomagnético actual. El mejor ajuste entre los polos magnéticos ($I=\pm 90^\circ$) y los polos geomagnéticos propios del dipolo -o entre el ecuador magnético ($I=0^\circ$) y el geomagnético- se produce para una inclinación de éste de unos 11.5° desde el eje de rotación de la Tierra, que aproxima el 90% del campo geomagnético superficial observado. El resto ($\approx 5\%$) es el denominado campo no dipolar.

De todas formas, el registro paleomagnético global extendido a los últimos 5 Ma muestra que la posición promediada del campo geomagnético es indistinguible del eje de rotación terrestre. Por tanto, en periodos de tiempo que promedien la **variación secular** ($>10^5$ años) la hipótesis del GAD parece describir adecuadamente el campo geomagnético. Esta hipótesis es igualmente válida para periodos de polaridad normal o invertida del campo, pero no es aplicable para interpretar las componentes de remanencia adquirida durante los periodos en los que el campo transita entre un estado y otro (ver **excursiones** magnéticas).

Dirección de capa: La dirección medida con la brújula de una línea horizontal contenida en un plano inclinado.

Dirección de referencia: Dirección de magnetización esperada en un **sitio** o **localidad**, generalmente proveniente de un polo coetáneo de referencia obtenido en una región estable. Si el polo de referencia tiene latitud λ_p y longitud Φ_p , y el sitio de estudio λ_s ,

Φ_s , entonces la inclinación y la declinación de la dirección esperada, I_x , D_x vienen dadas por:

$$I_x = \tan^{-1} (2 \cot p) ; \quad D_x = \cos^{-1} ((\sin \lambda_p - \sin \lambda_s \cos p) / \cos \lambda_s \sin p)$$

Donde p es la distancia angular entre el polo de referencia y el sitio de estudio:

$$p = \cos^{-1} (\sin \lambda_p \sin \lambda_s + \cos \lambda_p \cos \lambda_s \cos (\Phi_p - \Phi_s))$$

El límite de confianza, c , al 95% alrededor de D_x , I_x , viene dado por:

$$c = \sin^{-1} (\cos I_x (\sin A_{95} / \sin p))$$

(Ver *figura* de Polo geomagnético virtual).

Dirección media de magnetización: La dirección media de un número N de direcciones paleomagnéticas (muestras de un sitio, sitios de una localidad) se obtiene por una simple suma vectorial. Los cosenos directores de cada vector individual se calculan a partir de:

$$l_i = \cos I_i \cos D_i ; m_i = \cos I_i \sin D_i ; n_i = \sin I_i$$

donde D_i e I_i son la declinación e inclinación del vector i -ésimo, y l_i , m_i y n_i son los cosenos directores del vector i -ésimo con respecto al Norte, Este y la Vertical descendente, respectivamente. El vector resultante, r_{sum} , se calcula a partir de :

$$r_{sum}^2 = (\sum l_i)^2 + (\sum m_i)^2 + (\sum n_i)^2$$

y por tanto los cosenos directores de la dirección media, a partir de:

$$l = (\sum l_i) / r_{sum} ; m = (\sum m_i) / r_{sum} ; n = (\sum n_i) / r_{sum}$$

La declinación e inclinación, D_m e I_m , de la dirección media vienen dados por:

$$D_m = \tan^{-1} (m / l) ; \quad I_m = \sin^{-1} n$$

La longitud del vector resultante, r_{sum} , establece las bases del análisis del grado de agrupamiento de los N vectores de desmagnetización, utilizando la **estadística fisheriana**.

Direcciones con corrección tectónica: ver **Corrección tectónica**

dm (δm): El semieje mayor de la elipse de confianza de un polo magnético (ver **límites de confianza de polos magnéticos**).

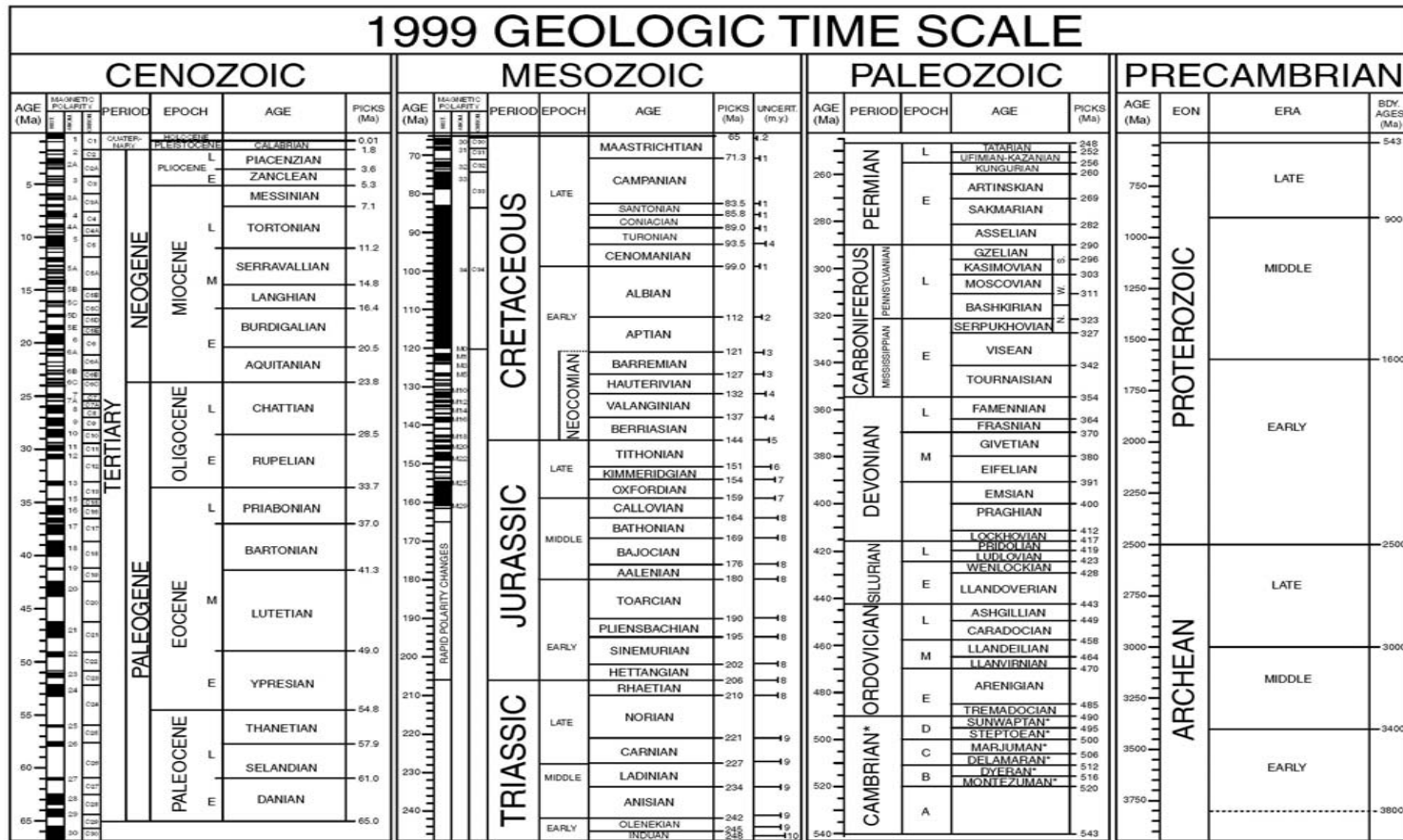
Dominios: Dentro de un grano ferromagnético, la magnetización es uniforme en dirección dentro de pequeñas regiones; y tiene una dirección preferente, alineada bien a lo largo de ejes cristalográficos específicos (denominados “ejes magnetocristalinos fáciles”), o a lo largo de la longitud del grano (para granos pequeños y alargados). Denominaremos a estos ejes “preferentes”. Sin embargo, en los granos más grandes ($>10 \mu m$) pueden encontrarse varios elementos de volumen, denominados *dominios magnéticos*, cada uno con su magnetización orientada a lo largo de un eje preferente específico, con un polo norte y otro sur en puntos opuestos de su superficie. Cada dominio está separado de su vecino adyacente por una estrecha “*pared de Bloch*” dentro de la cual la orientación de los espines cambia de la dirección de un dominio a la del otro. En ausencia de fuerzas externas que los alineen, la organización de los dominios es tal que minimiza la energía magnética total del grano asociada a sus polos superficiales: dos dominios, por ejemplo, ajustarán sus magnetizaciones internas de manera que sean antiparalelas, mientras que un gran número de dominios tenderá a formar *dominios cerrados*. Dependiendo del tamaño de grano, se observan tres tipos de comportamientos magnéticos: (i) *Comportamiento monodominio (SD)*: el material está estructurado en sólo un dominio magnético, los granos SD tienen alta coercitividad y su magnetización puede ser estable durante periodos de tiempo geológicos, y por lo tanto son portadores magnéticos eficientes. Los granos SD de magnetita cúbica son menores de $0.1 \mu m$, mientras que los granos SD de magnetita alargados pueden alcanzar $1 \mu m$ de longitud. (ii) *Comportamiento multidominio (MD)*: el material contiene varios dominios magnéticos, los granos MD poseen una fuerza coercitiva baja, y su magnetización decae con el tiempo. Por tanto, los granos MD son portadores magnéticos menos eficientes que los granos SD. (iii) *Comportamiento pseudo-monodominio (PSD)*: La presencia de imperfecciones en la red cristalina en algunos granos MD impide la interacción simple entre dominios adyacentes. El comportamiento magnético resultante de los granos PSD está cercano al de los granos SD. Los granos PSD también resultan de los tamaños intermedios que presentan algunos granos. Los momentos magnéticos forman vórtices que producen granos de alta coercitividad pero de momentos magnéticos totales pequeños. El intervalo de tamaño de grano característico del comportamiento PSD es aproximadamente de $0.1-1.0 \mu m$ (el comportamiento PSD es el más frecuente

cuando el volumen del grano es mayor que uno pero menor que tres volúmenes típicos de dominio). Los granos PSD poseen una significativa estabilidad de la remanencia y pueden ser importantes portadores magnéticos.

dp (δp): El semieje menor de la elipse de confianza de un polo magnético (ver **límites de confianza de polos magnéticos**).

DRM: ver **Magnetización remanente detrítica**.

Escala de tiempo geológico:



© 1999, The Geological Society of America. Product code CTS004. Compilers: A. R. Palmer, John Geissman

*International ages have not been established. These are regional (Laurentian) only. Boundary Picks were based on dating techniques and fossil records as of 1999. Paleomagnetic attributions have errors, Please ignore the paleomagnetic scale.

Sources for nomenclature and ages: Primarily from Gradstein, F., and Ogg, J., 1996, *Episodes*, v. 19, nos. 1 & 2; Gradstein, F., et al., 1995, *SEPM Special Pub. 54*, p. 95-128; Berggren, W. A., et al., 1995, *SEPM Special Pub. 54*, p. 129-212; Cambrian and basal Ordovician ages adapted from Landing, E., 1998, *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 35, p. 329-338; and Davidek, K., et al., 1998, *Geological Magazine*, v. 135, p. 305-309. Cambrian age names from Palmer, A. R., 1998, *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 35, p. 323-328.

Espécimen: El espécimen estándar en paleomagnetismo tiene unas dimensiones de 22 mm de altura y 25 mm de diámetro: así se proporciona la mejor aproximación al espécimen esférico, teóricamente ideal pero impráctico.

Espectro de coercitividades: El rango de **coercitividades** presente en un espécimen, que proviene de su distribución de tamaños de granos **ferromagnéticos**, formas y composiciones.

Espectro de temperaturas de bloqueo: El rango de **temperaturas de bloqueo** presente en un espécimen, que proviene de su distribución de tamaños de granos **ferromagnéticos**, formas y composiciones.

Espectro de temperaturas de desbloqueo: El rango de **temperaturas de desbloqueo** presente en un espécimen.

Estadística fisheriana: Los datos de las medidas de la NRM están sometidos a errores debido a factores que afectan al registro de la magnetización de la roca, inherentes a su medida y a los procesos y dificultades experimentales, o derivados de las variaciones periódicas del campo magnético terrestre. Es por ello que han de analizarse estadísticamente para interpretar la dispersión que originan en los resultados. **Fisher (1953)** proporcionó una función de densidad de probabilidad para direcciones de magnetización considerados como vectores unitarios y representados por puntos sobre una esfera de radio unidad, conocida como distribución de Fisher, que se usa para definir estadísticamente la dispersión de un conjunto de vectores de magnetización alrededor de su dirección media y para realizar tests estadísticos. El parámetro de precisión teórico para la distribución de Fisher, κ , varía desde 0, si todos los vectores están aleatoriamente distribuidos, hasta infinito, si son idénticos al valor medio. El mejor estimador, k , de este parámetro de precisión κ (basado en un número finito de muestras, N , representativas de la población total) viene dado por:

$$k = (N-1) / (N-r_{sum}), \text{ para } N > 7 \text{ y } \kappa > 3$$

donde r_{sum} es la longitud del vector resultante de la suma de los vectores unitarios de las N direcciones consideradas (ver **dirección media de la magnetización**). El parámetro k varía también desde su valor nulo para una distribución perfectamente desordenada ($r_{sum} \ll N$), hasta infinito para una distribución de puntos idénticos ($r_{sum} = N$). Valores de $k > 10$ indican que la dirección característica observada es próxima a la dirección verdadera de la población total. El límite de confianza de las direcciones obtenidas puede definirse mediante el parámetro α_{95} , 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 del 95% de que esté contenida la dirección "verdadera". Para valores de $k \geq 20$ su valor se aproxima a:

$$\alpha_{95} \approx 140^\circ / (k * N)^{1/2}.$$

Una dirección característica bien definida tendrá valores altos de k (>20) y valores pequeños del ángulo α_{95} ($<15^\circ$).

Excursión magnética: 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. Esta transición se estima en unos 4000 o 5000 años. Tras este tiempo el polo geomagnético se estabiliza en su nueva posición por un periodo de duración mayor de 10^4 años. Sin embargo, estudios paleomagnéticos han puesto en evidencia que en algunas ocasiones el polo geomagnético sufre un gran desplazamiento, de incluso 180° , volviendo a su posición original. Este fenómeno se denomina *excursión magnética*, y constituye un cambio reversible de las componentes del campo magnético terrestre que no llegan a estabilizarse en la polaridad opuesta.

Flanco de un pliegue: Región planar de un pliegue que se sitúa entre dos zonas de charnela adyacentes y está confinado entre las zonas de máxima curvatura. En paleomagnetismo se refiere al conjunto de capas de un pliegue que tienen la misma orientación.

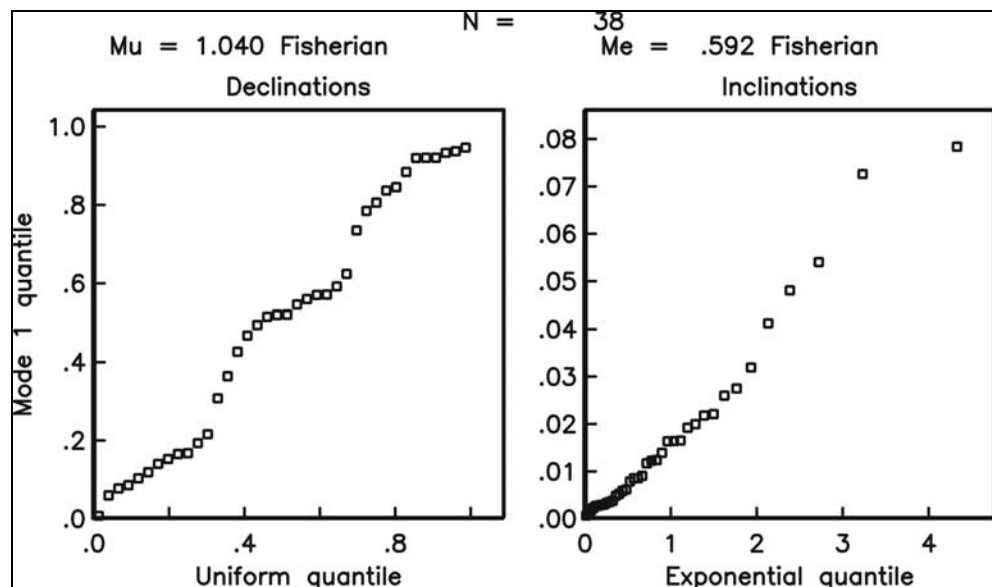
Ferrimagnetismo: Describe el comportamiento de sólidos cuyas redes adyacentes de momentos magnéticos atómicos están acopladas de forma antiparalela, pero con desiguales momentos magnéticos, lo que produce una magnetización neta en el sentido de la red dominante.

Ferromagnetismo: El término ferromagnetismo *sensu lato* sólo se produce en sólidos cuyas redes de momentos atómicos están espontáneamente acopladas (por la fuerza de *supercanje*) de manera que se alinean todas las magnetizaciones individuales de cada red, incluyendo aquellos que presentan **antiferromagnetismo** y **ferrimagnetismo**. El término ferromagnetismo *sensu stricto* describe el comportamiento de los elementos metálicos de transición y sus compuestos, donde los momentos magnéticos de las redes adyacentes se acoplan directamente (por la fuerza de *canje*), de manera que todos los vectores magnéticos se orientan en la misma dirección, produciendo una intensa magnetización incluso en la ausencia de un campo externo aplicado. El ferromagnetismo está sobrepuesto al comportamiento **paramagnético**,

de manera que si las propiedades ferromagnéticas se destruyen, por ejemplo por calentamiento, los materiales anteriormente ferromagnéticos se comportan paramagnéticamente.

Fisheriana: Distribución de direcciones paleomagnéticas (declinación / inclinación) o de VGPs (longitud / latitud) que verifican simultáneamente que (i) sus declinaciones (o longitudes) estén uniformemente distribuidas y (ii) sus co-inclinaciones (o colatitudes) estén distribuidas exponencialmente. (Ver **estadística fisheriana**).

En el ejemplo de figura (del estudio de la sección de Almonacid de la Cuba) el análisis del carácter fisheriano / no-fisheriano de las direcciones de la componente original se ha realizado con diagramas “quantile-quantile” en los que las declinaciones se representan frente a una distribución asumida uniforme y las inclinaciones frente a otra distribución asumida exponencial. La linealidad de estos diagramas viene determinada por unos parámetros μ (caso uniforme) y Me (caso exponencial) que se comparan con unos valores críticos por los cuales se puede rechazar al 95% de confianza el carácter fisheriano de la distribución comparada (lo que ocurre si $\mu > 1.207$ o $Me > 1.094$).



GAD: ver **Dipolo geocéntrico axial**.

Goethita: Un oxi-hidróxido de hierro, de composición αFeOOH , que presenta **antiferromagnetismo** imperfecto o **ferromagnetismo** parásito. Tiene una gran **coercitividad** ($> 5\text{T}$), por lo que es fácil de reconocer mediante experimentos de adquisición de IRM (ver **magnetización remanente isotérmica**), y una pequeña

temperatura de desbloqueo máxima de entre 80-120°C. La deshidratación natural de la goethita produce **hematites** que adquiere una **magnetización remanente química (CRM)** por crecimiento del tamaño de grano, por lo que es importante en el proceso de magnetización de algunos sedimentos y rocas; así como en el proceso de **desimación térmica** a temperaturas entre 300-400°C, a las que esta deshidratación se produce.

Granos monodominio (SD): Ver **Dominios**.

Granos multi-domino (MD): Ver **Dominios**.

Hematites: Mineral de estructura hexagonal, de composición $\alpha\text{Fe}_2\text{O}_3$. Los momentos magnéticos atómicos de los cationes Fe^{3+} están acoplados de forma paralela dentro de los planos de la base, pero las redes de cationes adyacentes están acopladas aproximadamente de forma antiparalela. El resultado es un **antiferromagnetismo** imperfecto, también llamado *antiferromagnetismo inclinado*. Además, algunos granos naturales de hematites poseen un **ferromagnetismo** defectuoso debido a imperfecciones cristalinas o impurezas. La hematites tiene una **temperatura de desbloqueo** máxima de 675°C y **coercitividad** máxima de 1.5–5.0T. Casi siempre es el material ferromagnético dominante en capas rojas, pero también puede serlo en calizas y rocas ígneas.

Imanación: Magnetización.

Inclinación (I): Ángulo entre un vector de magnetización (o el campo magnético terrestre) y el plano horizontal.

Intensidad magnética o magnetización (unidades SI: Am^{-1}): El momento magnético neto (unidades SI: Am^2) por unidad de volumen. Los magnetómetros miden el vector resultante de todos los momentos magnéticos de un **especimen**.

IRM: ver **Magnetización remanente isotérmica**.

k: El mejor estimador del parámetro de precisión de Fisher que mide la dispersión de un conjunto de magnetizaciones alrededor de una **dirección media de magnetización**. Valores altos de *k* indican que la dirección media observada es cercana a la verdadera (de la que se ha extraído el conjunto de direcciones). Ver **estadística fisheriana**.

Límites de confianza de polos magnéticos (dm, dp): El límite de confianza circular α_{95} alrededor de una **dirección media de magnetización** se proyecta en un límite de confianza elíptico alrededor de la posición de su correspondiente polo magnético, cuyos semiejes mayor (*dm*) y menor (*dp*) vienen dados por:

$$dm = \alpha_{95} (\sin p / \cos I) ; \quad dp = 2 \alpha_{95} (1/(1+3\cos^2 I))$$

donde I es la **inclinación** de la dirección media del sitio, α_{95} es límite de confianza (al 95%) de la dirección media del sitio, y p es la distancia angular desde el polo de referencia al sitio muestreado (ver **dirección de referencia**).

Lavado: El proceso de eliminar componentes secundarias de magnetización de un espécimen para aislar la componente primaria de remanencia. Los métodos de lavado más comunes son las **desmagnetizaciones progresivas térmica y por campos alternos**. Es una práctica común aplicar ambos métodos a especímenes de la misma muestra. La superposición completa de los **espectros de coercitividades o de temperaturas de desbloqueo** de dos **componentes magnéticas** en una roca puede llevar a caminos de desimanación lineales que pueden malinterpretarse como provenientes de una sola componente. Afortunadamente es poco probable que esto ocurra a la vez en ambos tipos de espectros.

Litología: Descripción de las características macroscópicas de una roca o formación rocosa.

Localidad: Generalmente un área de menos de 1 km² en el que se ha muestreado más de un sitio.

MAD: ver **Análisis de la componente principal**.

Maghemita: Mineral **ferromagnético** de composición $\gamma\text{Fe}_2\text{O}_3$, con la composición de la **hematites** pero con la estructura cúbica (*spinel*) de la **magnetita**. Se forma por **oxidación** de baja temperatura (<200°C) de la magnetita por acción de los elementos atmosféricos en ambiente marino o aéreo. Posee una **coercitividad** máxima de 300 mT, equivalente a la de la magnetita. Se destruye por calentamiento a 350°C, temperatura a la que se invierte en hematites.

Magnetita: ver **titanomagnetitas**.

Magnetización de saturación o imanación de saturación (Ms): Máxima magnetización que un espécimen puede adquirir en presencia un campo magnético (ver **ciclo de histéresis**).

Magnetización o imanación primaria: Aquella componente de magnetización que fue adquirida en el tiempo de la formación de la unidad rocosa. Para rocas ígneas, la magnetización primaria es la **TRM** adquirida durante el enfriamiento inicial; mientras que para rocas sedimentarias, es la **DRM** o **pDRM** adquirida durante la deposición. En general, no es fácil probar que una magnetización remanente característica (**ChRM**) aislada durante el proceso de desimanación es una verdadera remanencia primaria de la roca. Los **tests de pliegue** pueden usarse solo para identificar la edad de la adquisición de la remanencia relativa a la deformación, esto

es, si ésta es pre- o post-tectónica- o sin-tectónica; pudiéndose encontrar casos con remagnetizaciones pre-tectónicas.

Magnetización remanente característica (ChRM): La componente de la NRM de mayor estabilidad aislada durante la desimanación. Al contrario que una **remanencia primaria**, una ChRM no informa sobre el tiempo de su adquisición.

Magnetización remanente detrítica (DRM): Una **magnetización remanente** adquirida durante la deposición y litificación de las rocas sedimentarias. El portador **ferromagnético** más común de la DRM es la **magnetita** detrítica. La adquisición de la DRM es un proceso complejo, afectado por el ambiente deposicional y perturbaciones post-deposicionales como la bioturbación. Las remanencias detríticas pueden subdividirse entre aquellas que se producen por el alineamiento físico de los partículas ferromagnéticas con el campo geomagnético durante la deposición (magnetizaciones remanentes detríticas deposicionales) y aquellas otras que provienen de alineamientos post-deposicionales (magnetizaciones remanentes detríticas post-deposicionales, o **pDRMs**). La DRM total observada en una roca sedimentaria suele resultar de la combinación de estos dos tipos de remanencias. Los sedimentos de grano fino, que contienen una alta proporción de granos estables SD y PSD, registran mejor el campo geomagnético durante (o poco después de) la deposición, y poseen intensas magnetizaciones. Sin embargo, los granos MD, de mayor tamaño de grano, son menos estables, y son menos libres de moverse libremente entre los espacios porosos de los sedimentos saturados de agua.

Magnetización remanente isotérmica (IRM): Una magnetización adquirida naturalmente debido a las descargas eléctricas asociadas a la caída de rayos, o artificialmente cuando a un espécimen se le somete a un campo magnético directo en el laboratorio. Los experimentos de adquisición de IRMs son ampliamente usados en los laboratorios para determinar la naturaleza de los minerales magnéticos que son capaces de portar una remanencia natural en los especímenes, midiendo la IRM adquirida tras cada aplicación del campo. Cada mineral ferromagnético presenta una forma específica en la gráfica de la adquisición de las IRMs frente al campo aplicado. Por ejemplo, un rápido aumento seguido de un aplanamiento de la curva (saturación) para campos aplicados de entre 100 y 300 mT revelan la presencia de **magnetita**, **titanomagnetita**, o **maghemita**. En cambio, la **hematites** no alcanza su saturación hasta 1.0 – 5.0 T, mientras que la **goethita** solo se satura al aplicarla campos mayores que 5.0 T. La interpretación de estas curvas se refuerza posteriormente con una **desimanación térmica progresiva** de la IRM adquirida, particularmente si se

aplican previamente campos diferentes (típicamente de 0.12, 0.40 y 2.00 T) a lo largo de cada uno de los tres ejes ortogonales del espécimen a estudiar (Lowrie, 1990). De este modo puede deducirse el **espectro de temperaturas de desbloqueo** de las diferentes fracciones de coercitividad de la IRM.

Magnetización remanente isotérmica de saturación (Ms ó SIRM): Máxima remanencia que un espécimen adquiere cuando es sometido a un campo magnético, cuando se satura a partir de cierto valor del campo aplicado H_s (ver **ciclos de histéresis**).

Magnetización remanente natural (NRM): La suma de todas las **componentes de remanencia** magnética adquiridas por procesos naturales. La NRM de un espécimen puede consistir en la combinación de varias componentes (una remanencia multi-componente) adquiridas en diferentes momentos de su historia. Por ejemplo, la NRM de un espécimen de roca basáltica de un dique puede comprender una **magnetización termoremanente** primaria, una **magnetización secundaria** adquirida durante un metamorfismo moderado (o una IRM producida por las descargas eléctricas asociadas a la caída de rayos), y una **magnetización remanente viscosa** adquirida en presencia del campo geomagnético actual. En el laboratorio se separan las distintas componentes de magnetización mediante el proceso de **desimación progresiva**.

Magnetización remanente post-deposicional (pDRM): La remanencia magnética adquirida por los sedimentos después de la deposición pero antes de su compactación, generalmente producida por una combinación de alineamiento físico con el campo geomagnético y cambios químicos producidos según se consolidan los sedimentos. La **pDRM** es muy común en sedimentos marinos y sedimentos lacustres profundos (ver **magnetización remanente detrítica**)

Magnetización remanente química (CRM): La remanencia adquirida durante la nucleación y crecimiento de un grano ferromagnético en presencia de un campo magnético y a cierta temperatura inferior a la de su **temperatura de Curie**. Para que esta remanencia sea paleomagnéticamente estable, los granos no deben crecer hasta un tamaño superior al de los granos **SD** o **PSD**. Una CRM provoca reacciones que incluyen: (i) la alteración de un mineral existente a otro mineral ferromagnético y (ii) precipitación directa de una solución de minerales ferromagnéticos.

Magnetización remanente: Una magnetización permanente en un material, que persiste aunque cese de actuar un campo magnetizador. La remanencia de las rocas registra la información de la dirección del campo geomagnético en el momento de la adquisición de la magnetización. El paleomagnetismo básicamente consiste en la

medida y el análisis de las componentes de magnetización remanente existentes en los distintos tipos de rocas que son apropiadas para registrarlas. Para conocer los detalles de los diferentes tipos de magnetización remanente, ver: **TRM, DRM, CRM, VRM**.

Magnetización remanente viscosa (VRM): Una **magnetización remanente** adquirida gradualmente cuando una roca se expone a campos magnéticos débiles. La adquisición de la VRM puede considerarse como el caso inverso de la relajación magnética (ver **tiempo de relajación**), e implica el alineamiento de los momentos magnéticos de los granos de menor tiempo de relajación τ . Cuando un conjunto de granos está expuesto al campo geomagnético durante un tiempo T , se desbloquean magnéticamente aquellos granos con tiempos de relajación $\tau \leq T$, alineándose con el campo geomagnético. La intensidad de la VRM resultante aumenta cuanto mayor sea el tiempo de exposición al campo, según se sobrepasa el tiempo de relajación de más granos. La razón de adquisición de una VRM aumenta con la temperatura, ya que una mayor energía térmica ayuda a los momentos magnéticos a superar las barreras energéticas que les impedían reorientarse. La VRM adquirida a alta temperatura se denomina *magnetización remanente termoviscosa*. En las rocas puede comúnmente encontrarse una VRM natural como una remagnetización con la dirección del campo geomagnético actual. Los **granos monodominio** y **pseudomonodominio**, debido a su mayor tiempo de relajación, tienen menos probabilidad de adquirir una VRM que los **granos multidominio** y los granos superparamagnéticos.

Magnetización secundaria: Una componente de magnetización que ha sido adquirida en cualquier momento posterior al de la formación de la unidad rocosa. Los mecanismos que pueden producir magnetizaciones secundarias incluyen: eventos de recalentamiento (por ejemplo, enterramiento y posterior exhumación) que originan magnetizaciones remanentes termoviscosas; alteraciones químicas (por ejemplo por circulación orogénica de fluidos o alteración meteorológica) que producen **CRMs**; las caídas de rayos, que inducen **IRMs**; y la exposición al campo geomagnético que produce la adquisición de magnetizaciones viscosas (**VRMs**). Las magnetizaciones secundarias pueden distinguirse mediante **tests de campo**. Para eliminar estas magnetizaciones secundarias se procede a la desimanación (lavado magnético) de la remanencia natural (**NRM**), ya que normalmente presentan diferente estabilidad a la **desimanación térmica** o por **AF** que las **magnetizaciones primarias**.

Magnetización termoremanente (TRM): La **magnetización remanente** adquirida por enfriamiento desde una temperatura superior a la **temperatura de Curie** (T_c) hasta la temperatura ambiente, en presencia de un campo magnético débil. La mayoría de las rocas ígneas adquieren una TRM cuando se enfrían. Dependiendo de su composición y distribución de tamaños de granos **ferromagnéticos**, la roca presentará un rango de **temperaturas de bloqueo** distribuido por debajo de su T_c . Cuando cada grano individual se enfría por debajo de su temperatura de bloqueo, experimenta un rápido aumento de su correspondiente **tiempo de relajación**, adquiriendo una magnetización estable. La TRM total de una roca se bloquea cuando se enfría por debajo de la temperatura de bloqueo más pequeña de sus granos ferromagnéticos. Se conoce como TRM parcial, o **pTRM**, a la proporción de la TRM total adquirida en un intervalo de temperatura determinado.

Magnetización: ver **Intensidad magnética**.

Magnetómetro “flux-gate”: El de más extendido uso, es capaz de medir **intensidades magnéticas** del orden de 10^{-5} A/m. Un sensor de campo magnético (“flux-gate”), con núcleo ferromagnético, detecta el campo magnético de los **especímenes** paleomagnéticos mientras giran sobre sí mismos, a velocidad regulada y apantallados magnéticamente. Se necesita una secuencia de medidas, generalmente en cuatro o seis orientaciones distintas, para promediar sus inhomogeneidades. Los principios del funcionamiento de los magnetómetros se detallan en **Collinson (1983)**.

Magnetoestratigrafía: ciencia que estudia los cambios de polaridad que ha experimentado el campo magnético terrestre en el pasado

Magnetozona: Unidad rocosa con la misma polaridad magnética.

MD: ver **Dominios**.

NRM: ver **Magnetización remanente natural**.

Orogenia: Formación de montañas. Sucede, principalmente, cuando una franja de corteza terrestre es comprimida mediante esfuerzos laterales para formar una cadena montañosa.

Orógeno: Cuerpo rocoso relacionado con una o más **orogenias**. Muchos autores utilizan el término como sinónimo de cinturón orogénico.

Oxidación: Las fases de magnetita-ulvoespinela son poco frecuentes en la naturaleza porque normalmente hay suficiente oxígeno en el magma como para oxidar las titanomagnetitas. El proceso es una *oxidación de alta temperatura*, llamada también *oxidación deutérica*, si ocurre durante el enfriamiento de la roca, generalmente sobre la temperatura de Curie, en lugar de en un posterior metamorfismo de alta temperatura. Afecta tanto a los granos primarios de **titanomagnetita** -creando fases

próximas a la magnetita y a la ilmenita y en casos extremos rutilo (TiO_2) y hematites- , como a los de **titanohematites** -pudiendo resultar rutilo, hematites y pseudobroquita (Fe_2TiO_5)-; variándose por tanto sus propiedades magnéticas. Tanto en este tipo de oxidación como en la *oxidación de baja temperatura o maghemitización* (la conversión de titanomagnetita a titanomaghemita, generalmente como una meteorización secundaria a temperatura ambiente o por alteración hidrotermal a $T < 200^\circ\text{C}$), los granos de titanomagnetita siguen un recorrido paralelo a la base del diagrama ternario en el que se aumenta la razón $\text{Fe}^{3+} : \text{Fe}^{2+}$ mientras que la razón $\text{Fe} : \text{Ti}$ permanece constante; pero las fases resultantes son enteramente diferentes, ya que la oxidación a baja temperatura no cambia la estructura del grano.

Óxidos FeTi primarios en rocas ígneas: En el diagrama ternario de la figura, se muestra el promedio de la composición química de los óxidos de Fe-Ti encontrados en la mayoría de las rocas ígneas (con puntos) y las soluciones sólidas de la magnetita-ulvoespinela y de la ilmenita-hematites (las líneas discontinuas, en el sentido de las flechas, representan una oxidación creciente con una razón Fe:Ti constante). En numerosas rocas ígneas, su composición promedio es la de la composición de dos o más minerales diferentes.

Miembros de las series de soluciones sólidas de las **titanomagnetitas** y las **titanohematites** cristalizan tempranamente como fases primarias en las rocas ígneas alrededor de los 1300°C , constituyendo generalmente entre el 1% y el 5% de su volumen. Las titanohematites y sus productos de oxidación se encuentran en la mayoría de las rocas ígneas en menor proporción que las titanomagnetitas y sus productos de oxidación. Pero si las rocas son muy silíceas o están muy oxidadas, la **hematites** puede ser el mineral ferromagnético dominante. En los basaltos se encuentran aproximadamente a partes iguales, con composición entre $0 < x < 0.8$ para las titanomagnetitas y entre $0.8 < x < 0.95$ (paramagnéticas a temperatura ambiente) para las titanohematites. Las rocas félsicas tienen titanomagnetitas primarias pobres en Ti, y titanohematites ricas en hematites, generalmente fuera del rango $0.4 < x < 0.8$. En las rocas intermedias y máficas, con mayor fracción de óxidos FeTi -y estos óxidos con mayor proporción Ti : Fe-, las titanohematites primarias son ricas en Ti, salvo en las rocas silíceas, pobres en Ti. La velocidad de enfriamiento es determinante en la distribución del tamaño de grano de los óxidos FeTi : si ésta es alta, se encuentran titanomagnetitas con una proporción significativa de granos de $1\mu\text{m}$ o menos ; si el enfriamiento es lento (rocas intrusivas, p.ej.), de hasta $100\mu\text{m}$.

Durante el enfriamiento además pueden verse afectados por los procesos de **exolución** en estado sólido y/o **oxidación** deutérica, alterándose la composición y el tamaño de los granos, con los efectos consiguientes en sus propiedades magnéticas.

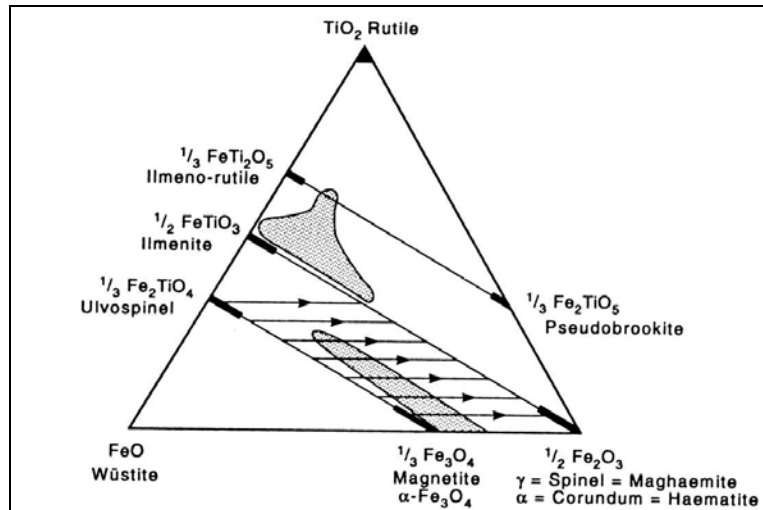


Figura de Tarling & Hrouda (1993).

Packstone: Caliza caracterizada por una textura grano-soportada con una matriz de fango calcáreo.

Paleohorizontal: Superficie de una unidad rocosa que puede presumirse como horizontal en el momento de su formación (por ejemplo, una capa sedimentaria). El buen control de la paleohorizontal es necesario para una adecuada corrección estructural para recuperar la orientación del vector de la remanencia magnética existente antes de la deformación.

Paleointensidad: Intensidad del campo geomagnético del pasado, normalmente determinada por el análisis de la **magnetización termorremanente (TRM)** de rocas ígneas. En el procedimiento estándar para determinar la paleointensidad se compara la TRM adquirida en el laboratorio por un espécimen de roca, cuando es calentado bajo un campo magnético conocido, con su TRM natural.

Paleolatitud: La latitud de una unidad muestreada en el momento de adquisición de la magnetización. La paleolatitud λ y la inclinación I están relacionadas por la ecuación del **dipolo geocéntrico axial**:

$$\tan I = 2 \tan \lambda$$

Pueden cometerse errores en la determinación de I , y por tanto de λ , al asignar una edad incorrecta a la remanencia (por ejemplo usando vectores con corrección tectónica si la magnetización es posterior en edad al plegamiento); o al no aplicar las

correcciones tectónicas adecuadamente; o por un *aplanamiento de la inclinación*, que puede ocurrir en rocas sedimentarias debido a efectos de compactación deposicional y gravitatorios.

Paleovariación secular (PSV): Variación secular del campo geomagnético en el pasado.

Paramagnetismo: Describe el comportamiento de los sólidos que contienen átomos con momentos magnéticos que no interactúan con los momentos adyacentes. Puede existir una alineación parcial de los momentos magnéticos atómicos en la dirección del campo cuando éste se aplica a una sustancia con los orbitales electrónicos incompletos. Aunque el grado de alineación es pequeño a temperatura ambiente, es suficiente para sobreponerse al **diamagnetismo**, pero también desaparece cuando cesa el campo aplicado. La mayoría de los sulfuros portadores de hierro, carbonatos y silicatos son paramagnéticos; por ejemplo los piroxenos y olivinos. Los minerales paramagnéticos tienen **susceptibilidades** positivas que se extienden por varios órdenes de magnitud, en general entre 10^{-4} y 10^{-2} (SI) para los minerales que forman las rocas más comunes. Su susceptibilidad es inversamente proporcional a la temperatura.

Parámetro de precisión: ver Estadística fisheriana.

Parámetros de rotación (R) y de aplanamiento (F) : Los parámetros R y F señalan, para la declinación y la inclinación respectivamente, la diferencia entre una dirección observada (D_o , I_o) con la **dirección de referencia** esperada (D_x , I_x), dada por un polo de referencia para ese lugar. Estos parámetros, y sus errores **-Demarest (1983)-** se definen:

$$R = D_o - D_x, \quad \Delta R = 0.8(\Delta D_o^2 + \Delta D_x^2)^{1/2};$$

$$F = I_x - I_o, \quad \Delta F = 0.8(\Delta I_o^2 + \Delta I_x^2)^{1/2}$$

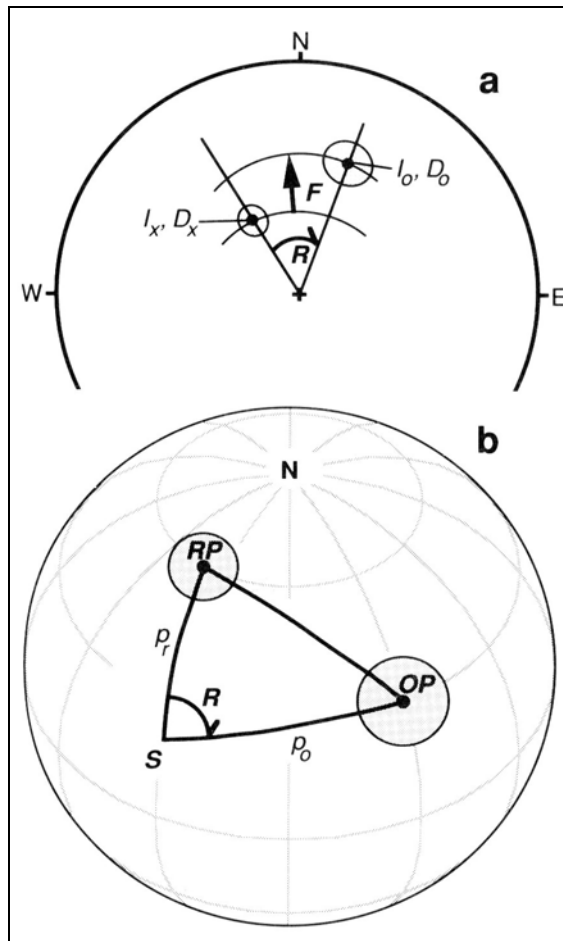


Figura de Butler (1992)

PCA: ver **Análisis de la componente principal**.

PDRM: ver **Magnetización remanente post-deposicional**.

Pirrotita: Sulfuro de hierro ferrimagnético con estructura cristalina monoclinical y composición en el rango entre Fe_7S_8 y Fe_9S_{10} . Posee una temperatura de desbloqueo máxima de 325°C y una coercitividad máxima de entre 0.5-1.0 T. Se origina durante la diagénesis de sedimentos marinos y en aureolas de contactos metamórficos.

Pliegue: Estructura curvada que afecta a cualquier estructura planar de una roca. La estructura planar (estratificación, laminación, etc.) es desviada por el pliegue, modificándose su **dirección** y / o **buzamiento**.

Polaridad normal / invertida del campo geomagnético: Atendiendo a periodicidades mayores de las de la variación secular ($>10^4$ años), se ha observado que el campo geomagnético dipolar alterna su configuración actual apuntando hacia el sur geográfico (denominada *polaridad normal*) con la del sentido opuesto a ella (*polaridad invertida*). Una *inversión* de la polaridad del dipolo produce un cambio de 180° en la dirección del campo geomagnético en todos los puntos de la superficie del globo. Es

importante destacar que el modelo del **dipolo geocéntrico axial** describe el campo geomagnético promediado en el tiempo durante cada intervalo de polaridad normal o invertida. La escala temporal de polaridades geomagnéticas, está frecuentemente recalibrada (**Cande & Kent, 1995**), aunque no se conoce detalladamente para edades superiores al registro más antiguo de anomalías magnéticas oceánicas (unos 160 Ma), demuestra que el campo geomagnético ha ido variando con el tiempo la frecuencia de sus inversiones.

Polo de Euler: Punto de giro para el movimiento relativo entre dos placas. El movimiento de cualquier sólido rígido sobre la superficie de una esfera puede ser representado por una rotación de dicho sólido alrededor de un punto. Por tanto los movimientos de las placas en la tierra pueden ser descritos usando los polos de rotación de Euler. Ver **Cox & Hart (1986)**.

Polo geomagnético virtual (VGP): Es la posición del polo del dipolo geocéntrico responsable de la dirección de magnetización media característica (**ChRM**) observada en el sitio muestreado. La latitud λ_p y longitud Φ_p del VGP correspondiente a la **dirección media de magnetización** con declinación D e inclinación I en un sitio de latitud λ_s y longitud Φ_s , viene dada por:

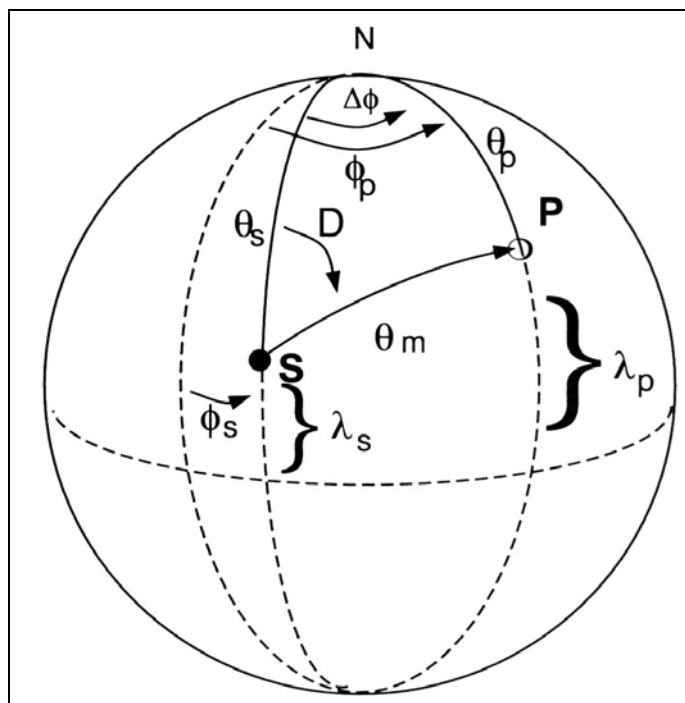


Figura de Tauxe (1998)

$$\lambda_p = \sin^{-1} (\sin \lambda_s \sin \lambda + \cos \lambda_s \cos \lambda \cos D)$$

$$\Phi_p = \Phi_s + (\sin^{-1}(\cos \lambda \sin D / \cos \lambda_p))$$

donde $\lambda = \tan^{-1} ((\tan I) / 2)$ es la latitud magnética del sitio de estudio. El límite de confianza circular α_{95} alrededor de una dirección media de la magnetización se proyecta en una elipse alrededor de la posición de su correspondiente polo geomagnético virtual (ver **límites de confianza de polos paleomagnéticos**). Los VGPs individuales en el tiempo de la magnetización del sitio de estudio raramente se corresponden con la posición actual del polo geomagnético, incluso si se ha promediado la **variación secular** del campo geomagnético dipolar y corregido la deriva continental de la unidad rocosa, debido a la influencia de sus componentes no dipolares (ver también **polo paleomagnético**).

Polo paleomagnético: Posición del polo calculada a partir de direcciones medias de **polos geomagnéticos virtuales (VGPs)** para promediar la **variación secular** de las componentes dipolar y no dipolar del campo geomagnético. Un conjunto de VGPs obtenidos de sitios magnetizados en un periodo de entre 10^4 y 10^5 años proporciona un adecuado promedio de la variación secular. El polo paleomagnético resultante representa la posición del eje de rotación de la Tierra con respecto al sitio muestreado en el momento de adquisición de la magnetización.

Posición del polo: ver **Polo geomagnético virtual** y **Polo paleomagnético**.

Proyección de igual área (o de Lambert): Representación en el plano de las direcciones de magnetización, que se consideran fijadas al centro de una esfera de radio unidad. Cada circunferencia concéntrica del plano tiene el mismo valor de la **inclinación I** (de 0° en la exterior, a $+90^\circ$ ó -90° en el centro), y cada radio el mismo valor de la **declinación D** (creciendo desde 0° a 360° desde el radio vertical superior -norte- en sentido horario). La inclinación se transforma de la siguiente manera (ver **figura**):

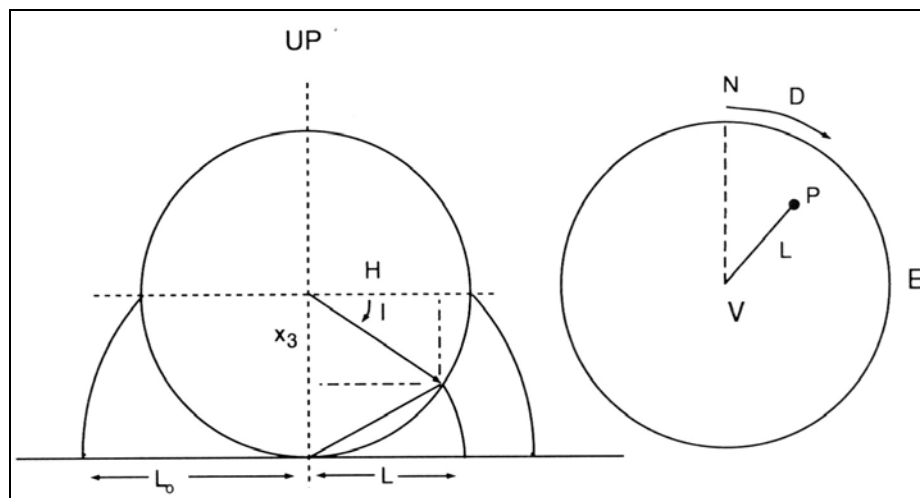


Figura de Tauxe (1998)

$L=Lo (1-x_3)^{1/2}$; $Lo=1/(x_1^2 + x_2^2)^{1/2}$, donde x_1 , x_2 , x_3 son las componentes de la dirección tomadas positivas hacia el norte, el este y la vertical descendente, respectivamente.

En general, regiones de igual área en la esfera son proyectadas conservando el área, lo que permite una rápida visualización de la dispersión de los datos. Tiene la desventaja de que, además de perder la información de la magnitud del vector, los círculos de confianza en la superficie de la esfera se proyectan como elipses en el plano. La convención paleomagnética que permite distinguir entre hemisferios es la de usar símbolos sólidos para las proyecciones con inclinación positiva, y símbolos huecos para las de inclinación negativa. Los cambios de dirección de la NRM de una muestra durante el proceso de desimanación quedan reflejados como una curva (ver **círculos de remagnetización**) que tiende a la dirección del llamado "punto final estable" si se eliminan las primeras componentes inestables y se aísla esa dirección.

PSD: ver **Dominios**.

PSV: ver **Paleovariación secular**.

pTRM: La remanencia adquirida por enfriamiento durante cierto intervalo de temperatura por debajo de la temperatura de Curie, en presencia de un campo magnético débil (ver **magnetización termoremanente**).

Reimanación o remagnetización: Evento que produce una **magnetización secundaria** que puede suplantarse parcial o totalmente la **magnetización primaria** o una magnetización secundaria más antigua.

Remanencia sintectónica: Las correcciones estructurales tectónicas estándar en paleomagnetismo (**correcciones tectónicas**) restauran a la horizontal los flancos de un pliegue. A veces, las direcciones de magnetización presentan su mayor agrupamiento antes de que los flancos hayan sido completamente restaurados tectónicamente. Esto implica que la magnetización debió ser adquirida durante la formación del pliegue; entonces la magnetización se interpreta como una *remanencia sintectónica*. La **estadística fisheriana** informa del grado de agrupamiento correspondiente a los diferentes estados en los que se deshace el pliegue. Dados los errores potenciales que pueden cometerse al realizar las correcciones tectónicas estándar (ver **corrección tectónica**), deben tomarse con precaución la interpretación de *remanencias sintectónicas* formadas aproximadamente a menos del 20% o más del 80% de porcentaje de despliegue, ya que pueden representar remanencias posteriores o anteriores al plegamiento, respectivamente.

Rift: Zona comprendida entre dos placas tectónicas divergentes.

Riffting: Mecanismo de apertura y evolución de un **rift**.

Rotación paleomagnética: La diferencia angular entre la declinación del vector de remanencia en un sitio y la declinación de su correspondiente **dirección de referencia**. (ver **parámetros de rotación (R)** y **de aplanamiento (F)**)

Rotación de bloques: rotación tectónica neta sobre ejes verticales de un fragmento cortical.

SD: ver **Dominios**.

S_F: Dispersión geomagnética angular (desviación angular estándar) de la **PSV** corregida por la dispersión “entre sitios”, **S_T**, y “de cada sitio”, **S_W**, calculada como:

$$S_F^2 = S_T^2 - S_W^2 / \bar{n}$$

Donde \bar{n} es la media de muestras por sitio.

SIRM: ver **Magnetización remanente isotérmica de saturación**.

Sitio: Un conjunto de muestras orientadas individualmente extendidas en un afloramiento en un área de entre 5 a 10 m². La precisión de la dirección media de magnetización, obtenida a partir de un número N de muestras, crece inicialmente con N (es decir, según aumenta N , k aumenta y el valor de α_{95} disminuye, ver **estadística fisheriana**), hasta tender a estabilizarse para valores de $N > 8$. Es por ello que los sitios están formados por un conjunto de entre 6 y 10 muestras, solución de compromiso entre el esfuerzo que se deriva de la recolección y el análisis de las muestras, y la precisión necesaria para una interpretación fiable de las mismas.

S_T: Dispersión geomagnética angular de la **PSV** observada “entre sitios”, calculada a partir de las distancias angulares Δ_i de cada uno de los **VGP**s de los sitios con respecto a la media de sus direcciones (o al eje de rotación en su caso): $S_T^2 = \sum \Delta_i^2 / (N-1)$.

Superparamagnetismo: Describe el comportamiento magnético de granos muy pequeños (<0.01 μm para los granos de **magnetita** y <0.03 μm para los de **hematites**), cuyos momentos magnéticos atómicos se alinean en la presencia de un campo magnético resultando una fuerte magnetización, pero que se destruye muy rápidamente por agitación térmica poco después de que el campo haya cesado de actuar. Los granos superparamagnéticos pueden poseer altas **susceptibilidades** magnéticas.

Susceptibilidad magnética: ver **Susceptibilidad**.

Susceptibilidad total: La susceptibilidad magnética debida a todos los minerales contenidos en un espécimen, pero generalmente dominada por los minerales ferromagnéticos. Expresada en m³ / kg (por unidad de masa) o adimensional (por unidad de volumen).

Susceptibilidad: Medida de la facilidad con la que un material puede ser magnetizado. Para campos magnéticos débiles como el de la Tierra, la **magnetización** inducida M en un material es directamente proporcional a la intensidad del campo magnético H (unidades S.I.: A/m):

$$M = \chi H = \chi B / \mu_0$$

Esta constante de proporcionalidad, χ , es la susceptibilidad del material (adimensional en el S.I.); B es el campo magnético (medido en **Tesla**) y μ_0 es la permeabilidad del vacío (unidades S.I.: $4\pi \times 10^{-7}$ henry / m). La medida de la susceptibilidad es útil para estimar el contenido magnético total de un espécimen, y para alertar de alteraciones químicas durante la **desimanación térmica**.

SV: ver **Variación secular**.

S_w: Corrección de la dispersión geomagnética S_F de la **PSV** que considera la dispersión existente “en cada sitio” producida por las fuentes de error, inherentes a cada uno de ellos, causados fundamentalmente por la incertidumbre en la orientación de las muestras individuales, pequeñas rotaciones, etc.

Temperatura de bloqueo: El **tiempo de relajación** de un grano magnético es inversa y exponencialmente proporcional a su temperatura. Para un determinado volumen de un grano SD y una composición dada, existe una temperatura por encima de la cual los tiempos de relajación son tan cortos que un grano no puede mantener una dirección de magnetización fija para intervalos de tiempo del orden del de los experimentos de laboratorio, y se comporta de forma **superparamagnética**. Según el grano se enfría por debajo de esta temperatura, presenta un comportamiento SD estable. Esta temperatura de transición se denomina temperatura de bloqueo. Entre la **temperatura de Curie** y la de bloqueo, un grano es **ferromagnético**, pero la magnetización remanente de un conjunto de estos granos se reducirá rápidamente hasta cero. Por debajo de la temperatura de bloqueo, la magnetización remanente comienza rápidamente a ser cada vez más estable ya que los tiempos de relajación aumentan drásticamente con la disminución de la temperatura. El tiempo de relajación y la temperatura de bloqueo son fundamentales para las teorías de adquisición de la **TRM**.

Temperatura de Curie: La temperatura por encima de la cual las sustancias **ferro-** y **ferrimagnéticas** se comportan de forma paramagnética. Según aumenta la temperatura, las distancias interatómicas aumentan tanto que el acoplamiento de

canje se debilita, reduciéndose la magnetización resultante; hasta que desaparece debido a que los momentos atómicos se independizan y el material se vuelve **paramagnético**. Cuando la temperatura decrece por debajo de la temperatura de Curie el acoplamiento de canje y el comportamiento ferro- o ferrimagnéticos reaparecen. Las temperaturas de Curie de los portadores paleomagnéticos más comunes son 580°C para la **magnetita** y 680°C para la **hematites**.

Temperatura de desbloqueo: La temperatura a la que una componente de magnetización en un espécimen llega a desmagnetizarse, destruyéndose por agitación térmica, en un experimento de laboratorio. Esto ocurre cuando los tiempos de relajación de los granos portadores de la magnetización son del orden del tiempo al que los especímenes se mantienen a elevada temperatura durante la desimanciación térmica en el laboratorio. Una **TRM** adquirida a una determinada **temperatura de bloqueo** no se desbloquea necesariamente a la misma temperatura en su calentamiento en el laboratorio (las temperaturas de desbloqueo pueden ser hasta 100° C menores que la temperatura de bloqueo). Las diferencias entre los valores de las temperaturas de bloqueo y de desbloqueo son función del ritmo de enfriamiento desde la temperatura de bloqueo inicial; y estas diferencias tienden a cero en componentes que llegan a bloquearse a temperaturas cercanas a la **temperatura de Curie** del mineral portador de la remanencia (**Dodson & McClelland Brown, 1980**). Las temperaturas de desbloqueo de otras magnetizaciones remanentes (por ejemplo, la **DRM** y la **CRM**) no están relacionadas con las condiciones de temperatura en el momento de su adquisición. Sin embargo las de las **TVRMs** sí (**Pullaiah et al, 1975**). Las temperaturas de desbloqueo máximas de los distintos tipos de remanencia pueden usarse para caracterizar los minerales **ferromagnéticos** que la portan (ver **titanomagnetitas, hematites, goethita y pirrotita** para consultar sus respectivas temperaturas de desbloqueo).

Tesla (T): La unidad de intensidad de campo magnético usada comúnmente en paleomagnetismo. En el S.I. de unidades, B se mide en Tesla y estrictamente corresponde a la inducción magnética, mientras que H , que se mide en A/m, es el campo magnético.

Test de campo: Diferentes métodos para establecer el tiempo de adquisición de la ChRM, que generalmente requieren estrategias de muestreo cuidadosamente planeadas. Ver también **test de pliegue, test de inversión y remanencia sintectónica**.

Test de inversión: Un test de estabilidad paleomagnética, basado en la propiedad del campo dipolar axial geocéntrico (**GAD**) por la que, cuando se promedia en el tiempo la **variación secular**, los valores de declinación de los intervalos de polaridad normal e

invertida difieren en todo lugar en 180°. Por tanto, si una serie de sitios paleomagnéticos proporcionan el adecuado promedio de la variación secular durante ambos intervalos de polaridad (normal e invertida), se espera que la dirección media de la **ChRM** de los sitios de polaridad normal sea antiparalela a la dirección media de los de polaridad invertida, en cuyo caso se dice que las direcciones características “pasan el test de inversión”. El cálculo cuantitativo involucra a las direcciones medias (y a los intervalos de confianza a su alrededor) de los sitios de cada intervalo de polaridad. Dos causas provocan que las direcciones características “no pasen el test de inversión” : i) la presencia de una **magnetización secundaria** de la NRM que no se haya eliminado totalmente; y ii) un muestreo inadecuado para el promedio de la variación secular durante uno o los dos intervalos de polaridad. Por lo tanto, que las direcciones características “pasen el test de inversión” no garantiza que sean primarias, pero sí que han sido bien aisladas y que se ha promediado la variación secular. Las bases estadísticas de este test se detallan en **McFadden & McElhinny (1990)**.

Test de pliegue: Un **test de campo** de estabilidad paleomagnética. Las muestras se recogen de capas que presentan en la actualidad diferentes orientaciones estructurales (por ejemplo alrededor de un pliegue). Se comparan las distribuciones de las direcciones de las **ChRMs** antes y después de restituir tectónicamente las capas del pliegue. Un test de pliegue positivo significa que se encuentran más agrupadas después de deshacer el pliegue, lo que indica que la ChRM se adquirió antes del plegamiento. Al contrario, un test de pliegue negativo significa que la dispersión es mayor tras deshacer el pliegue, lo que indica que la ChRM se adquirió después del plegamiento. **McFadden & Jones (1981)** plantean un test de pliegue analizando las poblaciones de cada **flanco** de un pliegue de forma individual. El test determina hasta qué punto las direcciones medias de cada flanco pueden distinguirse estadísticamente. Para ello es necesario que las direcciones medias provengan de la misma población y que sus dispersiones sean comparables. Para el caso de dos flancos la hipótesis de una dirección media común puede ser rechazada si:

$$\frac{[R_a + R_b - R^2/(R_a + R_b)]}{2(N - R_a - R_b)} = f > (1/p)^{1/(N-2)} - 1$$

donde R es el módulo del vector resultante de todos los vectores unitarios de ambos flancos, R_a y R_b son los de cada uno de los flancos, N el número de

muestras en total y p es el nivel de confianza (para un nivel de confianza del 95%, $p=0.05$)

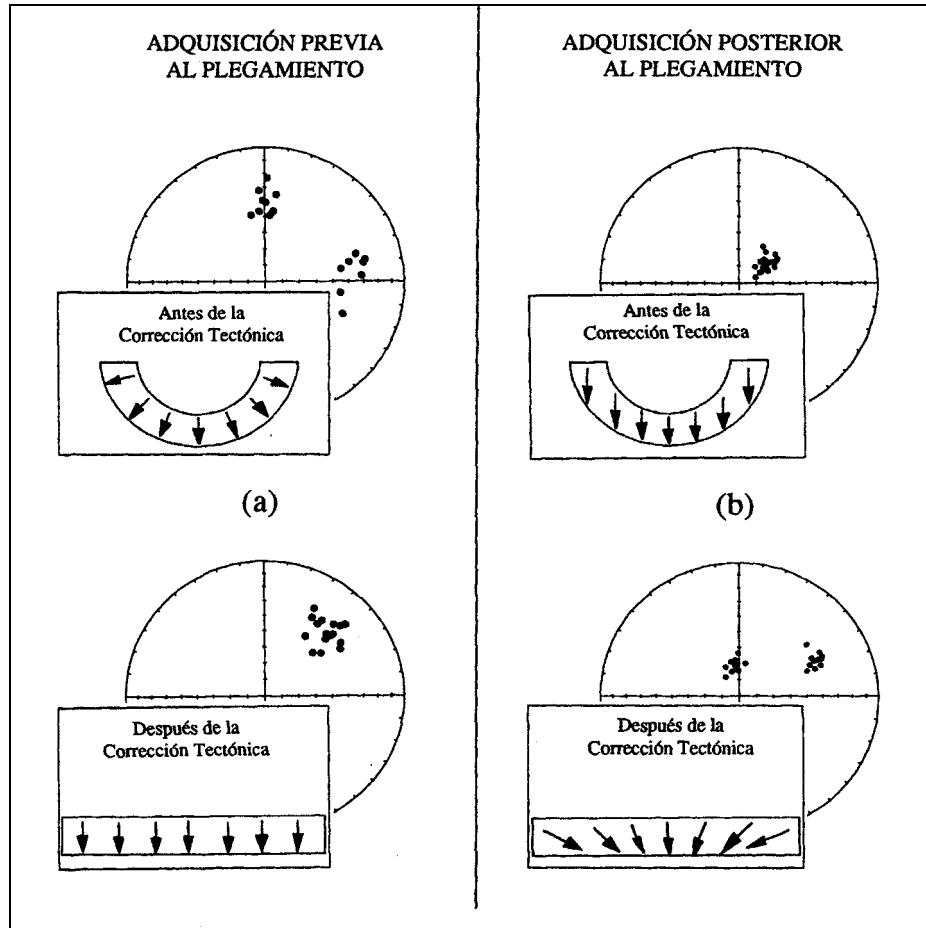


Figura de Villalain (1995)

Cuando las direcciones se encuentran dispersas antes y después de la corrección tectónica, se puede realizar un *test de pliegue incremental* para encontrar el porcentaje de despliegue que mejor agrupe las direcciones (ver **remanencia sintectónica**). Debe tenerse cuidado para asegurar que se realizan las correcciones estructurales adecuadas, y que cualquier inmersión del pliegue se haya corregido previamente (ver **corrección tectónica** y **remanencia sintectónica**).

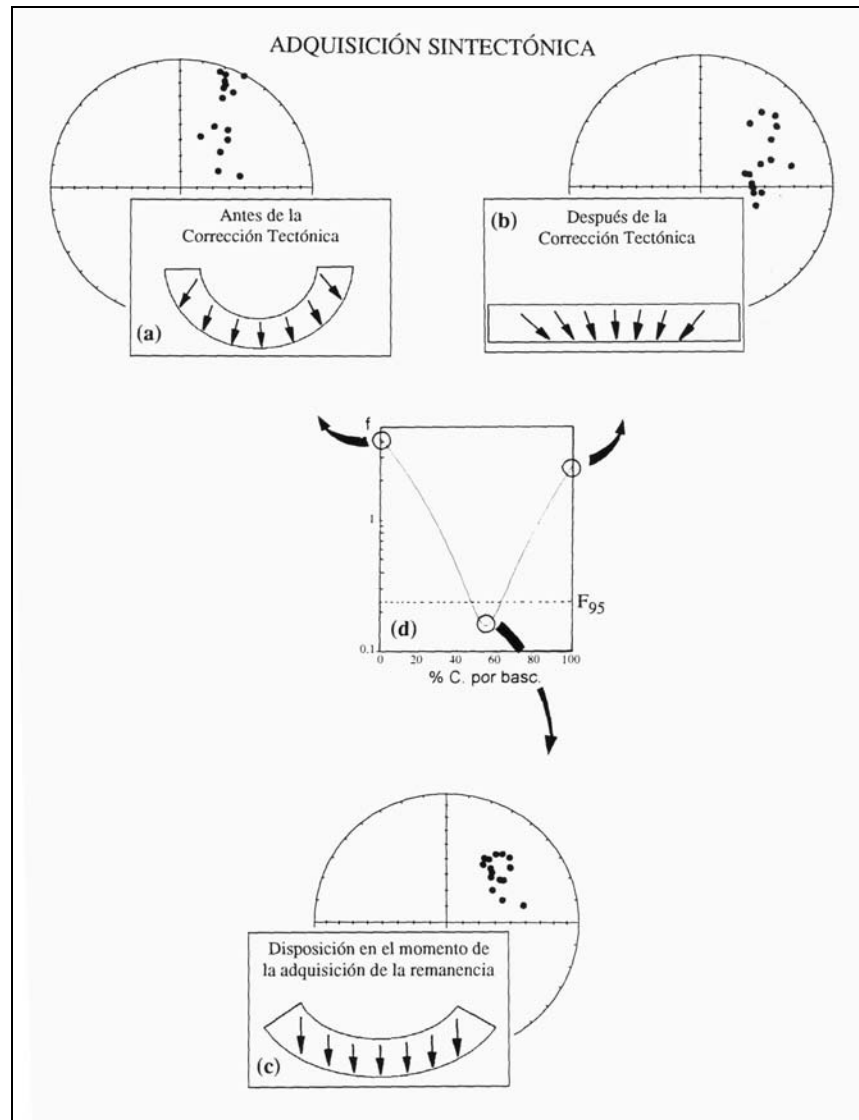


Figura de Villalain (1995)

Tiempo de relajación: La agitación térmica de los momentos magnéticos atómicos puede superar las barreras energéticas internas (magnetostática y magnetocristalina) de los granos SD, causando que su magnetización pueda girar y alternar su sentido a lo largo de los “ejes preferentes” (ver **dominios**). Si los ejes preferentes de un conjunto de granos SD están azarosamente distribuidos, los procesos térmicos hacen que el conjunto de magnetizaciones individuales no tenga ninguna dirección privilegiada y se observe externamente una magnetización neta nula. La **magnetización remanente** de un conjunto de granos SD decae exponencialmente en el tiempo. Los sistemas MD se comportan de manera análoga, según la agitación térmica permita a las paredes de los dominios atravesar las barreras energéticas. El tiempo de relajación τ se define como aquél que emplea una magnetización remanente inicial M_0 en reducirse hasta M_0 / e . Los tiempos de relajación varían a lo largo de varios

órdenes de magnitud. Para que un mineral pueda ser un portador paleomagnético eficiente debe tener tiempos de relajación del orden de la escala geológica de tiempos. Los granos SD son excelentes portadores paleomagnéticos ya que pueden tener tiempos de relajación mayores que la edad de la Tierra. Para temperaturas por debajo del punto de Curie, se define el tiempo de relajación, τ , como:

$$\tau = (1/C) \exp(vH_c M / 2kT_{\text{abs}})$$

Donde v es el volumen de grano, H_c es la coercitividad, M es la magnetización, k es la constante de Boltzman y T_{abs} es la temperatura absoluta. La constante, C , es el factor de frecuencia, del orden de 10^{10} s^{-1} . La definición refleja la fuerte dependencia que existe entre el tiempo de relajación de un grano y el cociente v/T_{abs} , es decir, el volumen de grano y la temperatura ambiente). Ver también **temperatura de bloqueo** y **volumen de bloqueo**.

Titanomagnetitas (TM): Minerales ferrimagnéticos de composición $\text{Fe}_{3-x}\text{Ti}_x\text{O}_4$, siendo x el parámetro de composición ($0 \leq x \leq 1$) que mide el porcentaje de Ti^{4+} , variando desde TM0 (es decir, titanomagnetita con $x=0$) o **magnetita** (Fe_3O_4) a TM100 o *ulvoespinela* (Fe_2TiO_4). Tienen estructura cúbica (*spinel*) a temperatura ambiente y forman series de solución sólida por encima de 800°C . En condiciones de enfriamiento lento, la solución sólida de alta temperatura tiende a su **exolución**, mientras que los enfriamientos rápidos, en cambio, pueden preservar titanomagnetitas de composición intermedia (ver **exolución**). Las *titanomagnetitas* son paramagnéticas a temperatura ambiente para $x > 0.8$. Existe una disminución lineal de la **magnetización de saturación** y de la **temperatura de Curie** T_c con x , el contenido en Ti: La temperatura de Curie entre los extremos de la serie varía desde la característica de la magnetita (ferrimagnética, con $T_c=580^\circ\text{C}$) a la de la ulvoespinela (TM100, antiferromagnética con $T_c=-153^\circ\text{C}$). Las máximas **temperaturas de desbloqueo** y **coercitividades** decrecen también con el contenido en Ti, siendo, respectivamente: 575°C y 300 mT para la magnetita (TM0); 350°C y 200 mT para la composición TM30; y 150°C y 100 mT para la TM60 (O'Reilly, 1984 ; Lowrie, 1990).

Titanomaghemitas : Son productos de **oxidación** de las **titanomagnetitas**, con su misma estructura (ver **maghemita**).

Titanohematites: Son equivalentes oxidados de las **titanomagnetitas**, de composición $\text{Fe}_{3-x}\text{Ti}_x\text{O}_4$, pero con estructura romboédrica. También son llamadas *hemoilmenita* debido a los

extremos de su serie, la *ilmenita* (FeTiO_3) y la *hematites* ($\alpha\text{Fe}_2\text{O}_3$). Se debe tener en cuenta que minerales de la misma composición pero estructura diferente ocupan el mismo punto en el diagrama ternario: por ejemplo, en el extremo inferior derecha coinciden la **maghemita** (cúbica, $\gamma\text{Fe}_2\text{O}_3$) y la **hematites** (romboédrica, $\alpha\text{Fe}_2\text{O}_3$). La serie de las *titanohematites* es paramagnética a temperatura ambiente para $x > 0.8$. La **temperatura de Curie** disminuye linealmente con x , pero no ocurre lo mismo con la **magnetización de saturación**: para $x < 0.45$ las *titanohematites* retienen el **antiferromagnetismo** inclinado de la hematites, y para $x > 0.45$ el comportamiento es **ferrimagnético**. Para la serie de las *titanohematites*, la temperatura de Curie varía entre la de la hematites (antiferromagnetismo “inclinado”, con $T_c = 680^\circ\text{C}$) y la de la *ilmenita* (antiferromagnética, $T_c = -218^\circ\text{C}$).

Toleíta: Roca ígnea de grano fino extraordinariamente abundante, que tiene como minerales esenciales plagioclasa cálcica, augita subcálcica, y pigeonita, con vidrio intersticial o finos intercrecimientos de cuarzo y feldespato. Las toleítas son un tipo de basalto sobresaturado en sílice, que aparece en los plateaus de lava en la corteza continental y como componente principal extrusivo en los fondos oceánicos.

TRM: ver **Magnetización termoremanente**.

TVRM: ver **Magnetización remanente viscosa**.

Variación secular (SV): A los cambios del c.m.t. cuyos periodos temporales oscilan entre 1 y 10^5 años se les denomina **variación secular**. A ésta contribuyen tanto los cambios del campo dipolar, de largo periodo, como los del no dipolar, de corto periodo. Los cambios en el campo no dipolar tienen periodicidades menores de 3000 años y se caracterizan, a lo largo de su registro histórico, por una deriva longitudinal hacia el Oeste de 0.4° por año.

VGP: ver **Polo geomagnético virtual**.

Volumen de bloqueo: El **tiempo de relajación** de un grano magnético es proporcional a su volumen. El volumen de bloqueo es aquél por encima del cual un grano se comporta como un monodominio y presenta una **magnetización remanente** estable. El tiempo de relajación y el volumen de bloqueo son fundamentales para las teorías de adquisición de la **CRM**.

VRM: ver **Magnetización remanente viscosa**.

Wackstone: caliza compuesta por partículas de carbonato con una textura matriz-soportada.

REFERENCIAS DEL GLOSARIO:

- Besse, J. and Courtillot, V., 2002. Apparent and true polar wander and the Geometry of the magnetic Field in the last 200 Million Years, *Journal of Geophysical Research*, Vol. 107, NO. B11, 2300, doi:10.1029/2000JB000050, 2002.
- Butler, R.F., 1992. "Paleomagnetism". Blackwell Scientific Publications, Cambridge, 319pp.
- Cande, S.C. and D.V. Kent, 1995. Revised calibration of the geomagnetic polarity time scale for the Late Cretaceous and Cenozoic. *J. Geophys. Res.*, 100, 6093-6095.
- Collinson, D. W., 1883. *Methods in palaeomagnetism and rock magnetism*. Chapman & Hall, London.
- Cox, A. & Hart, R.B. 1986. *Plate Tectonics. How it works*. Oxford, U.K. Blackwell Scientific Publication.
- Demarest, H.H. 1983. Error analysis for the determination of tectonic rotation from paleomagnetic data. *J. Geophys. Res.* 88, 4321-4328.
- Dodson, M.H. & McClelland Brown, E., 1980. Magnetic blocking temperatures of single-domain grains during slow cooling. *Journal of geophysical Research.*, 85, 2625-2637.
- Dunlop, D.J. 1979. On the use of Zijderveld vector diagrams in multicomponent paleomagnetic studies. *Phys. Earth Planet. Inter.*, 20, 12-24.
- Fisher, R.A., 1953. "Dispersion on a sphere". *Proc. Roy. Soc. (London) A.* 217, 295-305.
- Lowrie, W., 1990. Identification of ferromagnetic minerals in a rock by coercivity and unblocking temperature properties. *Geophysical Research Letters.* 17, 159-162.
- McFadden, P.L. y Jones, D.L., 1981. The fold test in palaeomagnetism. *Geophys. J. Int.* 67, 53-58.
- McFadden, P. L., and M. W. McElhinny, 1988. The combined analysis of remagnetization circles and direct observations in paleomagnetism, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 87, 161-172.
- McFadden, P.L. y McElhinny, M.W., 1990. Classification of the reversal test in palaeomagnetism. *Geophys. J. Int.* 103, 725-729.
- Morris, A. & Robertson, A. H. F. 1993. Miocene remagnetisation of carbonate platform and Andalya Complex units within the Isparta Angle, SW Turkey. *Tectonophysics*, 220, 243-266.
- Morris, A., 1996. Glossary of basic palaeomagnetic and rock magnetic terms. From Morris, A. and Tarling, D.H., (eds.), *Palaeomagnetism and tectonics of the Mediterranean Region*, Geological Society Special Publication No. 105, pp. 401-415.
- Morris, A. 2003. A Palaeomagnetic and rock magnetic glossary. *Tectonophysics*, 337, 211-228.
- Najman, Y.M.R., Enkin, R.J., Johnson, M.R.W., Robertson, A.H.F. & Baker, J., 1994. Paleomagnetic dating of the earliest continent Himalayan foredeep sediments: implications for Himalayan evolution. *Earth and Planet. Science. Lett.*, 128, 713-718.
- O'Reilly, W., 1984. *Rock and mineral magnetism*. Blackie, Glasgow.
- Pullaiah, G., Irving, E., Buchan, K.L. & Dunlop, D.J., 1975. Magnetization changes caused by burial and uplift. *Earth and Planet. Science. Lett.*, 28, 133-143.
- Tarling, D.H. (1971) *Principles and Applications of Palaeomagnetism*. Chapman and Hall, 11 new fether Lane, London EC4
- Tarling, D.H. and Hrouda, F. (1993) *The magnetic anisotropy of rocks*. Published by Chapman & Hall, 2-6 Boundary Row, London SE1 8HN.
- Tauxe, L., 1998. *Paleomagnetic Principles and Practice*, Kluwer Academic Publishers.
- Villalaín, J.J., *Estudio paleomagnético de las Béticas Occidentales y sus implicaciones tectónicas. Descripción de una reimanación regional neógena*. (Tesis Doctoral, Univ. Complutense de Madrid, 1995).