



**Estudio Paleomagnético en el Alto Atlas  
Central. Remagnetizaciones e  
implicaciones tectónica.**

*Paleomagnetic study in the Central High  
Atlas. Remagnetizations and tectonic  
implications.*

**PhD Thesis  
Sara Torres-López  
Universidad de Burgos, 2020**





**UNIVERSIDAD  
DE BURGOS**



**Universidad  
Zaragoza**

Juan José Villalaín, profesor titular de la Universidad de Burgos adscrito al Departamento de Física, y Antonio M. Casas Sainz, profesor titular de la Universidad de Zaragoza adscrito al departamento de Ciencias de la Tierra

CERTIFICAN que la presente memoria titulada

*“Estudio Paleomagnético en el Alto Atlas Central. Remagnetizaciones e implicaciones tectónicas”*

ha sido realizada bajo nuestra dirección y supervisión, se ajusta al proyecto presentado al inicio de la tesis, y cumple las condiciones necesarias para que Sara Torres-López pueda optar al grado de Doctor, dentro del programa de doctorado ‘Evolución humana, Paleocología del Cuaternario y Técnicas Geofísicas Aplicadas en la Investigación’ de la Universidad de Burgos, y autorizamos su presentación como ‘compendio de publicaciones’.

En Burgos, a 23 de julio de 2020

**VILLALAIN  
SANTAMARIA  
A JUAN JOSE  
- 13112609X**

Firmado digitalmente por  
VILLALAIN SANTAMARIA JUAN  
JOSE - 13112609X  
Nombre de reconocimiento (DN):  
c=ES,  
serialNumber=dCES-13112609X,  
givenName=JUAN JOSE,  
sn=VILLALAIN SANTAMARIA,  
cn=VILLALAIN SANTAMARIA JUAN  
JOSE - 13112609X  
Fecha: 2020.07.23 13:04:20 +02'00'

VºBº Juan José Villalaín.Santamaría  
DNI: 13112609X

**CASAS SAINZ  
ANTONIO  
MARIA - DNI  
16525287V**

Firmado digitalmente por CASAS SAINZ  
ANTONIO MARIA - DNI 16525287V  
Nombre de reconocimiento (DN): c=ES,  
o=UNIVERSIDAD DE ZARAGOZA,  
ou=CERTIFICADO ELECTRONICO DE  
EMPLEADO PUBLICO,  
serialNumber=dCES-16525287V,  
sn=CASAS SAINZ, givenName=ANTONIO  
MARIA, cn=CASAS SAINZ ANTONIO MARIA  
- DNI 16525287V  
Fecha: 2020.07.23 11:15:57 +02'00'

VºBº Antonio M. Casas Sainz  
DNI: 16525287V





UNIVERSIDAD  
DE BURGOS

**Estudio Paleomagnético en el Alto Atlas Central.  
Remagnetizaciones e implicaciones tectónica.**

*Paleomagnetic study in the Central High Atlas.  
Remagnetizations and tectonic implications.*

**PhD Thesis  
Sara Torres-López  
Universidad de Burgos, 2020**



*A las mujeres  
de mi vida...*

*Julia, Esther y Esther*

*Cuando inicias un camino siempre hay un recorrido anterior, cuando lo finalizas, no hay más que nuevos andares que tomar.*





## *AGRADECIMIENTOS*

Esta tesis doctoral se ha realizado en el Departamento de Física de la Universidad de Burgos. Ha sido financiado con la ayuda BES-2010-029970 para la Formación del Personal Investigador, enmarcado en el proyecto CGL2009-10840 del Ministerio de Economía y Competitividad (MINECO) de España, cofinanciado con fondos FEDES (Unión Europea). Se ha contado con la financiación de los proyectos CGL2012-38481 y CGL2016-77560 del MINECO.

Son muchas las personas que a lo largo de estos años han formado parte de mi vida, muchas muestras de cariño y amor que agradeceré siempre.

Agradezco enormemente el trabajo de los dos directores de esta tesis, Juanjo y Antonio, no sólo por su indiscutible valor profesional que día a día ponen de manifiesto, sino por su apoyo, refuerzo, respeto y cariño personal. Sin duda sois personas a las que admiro profundamente, de las cuales he aprendido y crecido. Muchas gracias y perdonarme por los malos ratos.

Quiero agradecer a todos los miembros del Departamento de Física de la Universidad de Burgos, en especial a aquellos que me dieron acogida con cariño y muchas risas (Iván, Manolo, Alfonso, Isabel. B, Isabel. G, Ángel, Juanjo), a los que llegaron después (Pablo, Elisa, Ángela, Natalia), a los que han estado un tiempo (Bennacer, Ana, Irene, Balatz) y a las que han

compartido mi vida (Marife y Arancha). Gracias, porque trabajar con personas como todos vosotros es un regalo.

Zaragoza ha significado una segunda casa, una alegría ir a seminarios, conferencias e incluso estreno de un súper documental. Cuando hay personas maravillosas que lideran grupos de investigación, no hacen más que crecer más y más gente maravillosa a su alrededor. Muchas gracias por el trabajo de campo, congresos, y todo el apoyo y cariño recibido a (Teresa, Andrés. P, Ruth, Belén, Marcos, Adriana, Cristina, Esther, Andrés. G.).

Lo más bonito de todo este tiempo ha sido la experiencia en Marruecos, ese lugar idílico para nuestros ojos, el Atlas y su maravilloso todo. En las campañas de campo he contado con la ayuda y la sabiduría de muchos. Han sido muchas campañas y muchos días en el Atlas Marroquí y hemos vivido momentos inolvidables. Gracias por cada momento a (Antonio, Juanjo, Bennacer, Vicente Carlos, Belén, Ruth, Andrés. P, Marcos, Hmidou Andrés. G, Pablo, Marife, Esther, Ángela. H, Ángela. J, Elisa, Tania).

Además, en Marruecos hemos contado con la valiosa ayuda de burros, mulas, muleros y guías del Atlas, que nos han acompañado en la recogida de muestras, sufrido alguna caída, respetado nuestro trabajo, han compartido sus conocimientos y nos han mirado y sonreído con los ojos de personas honestas y transparentes que te alegran el corazón.

Merci au peuple berbère. Pour chaque regard, sourire, conversation sans mots, merci pour chaque émotion transmise, pour la compagnie, thé,

pain et miel entre les estacion. Merci pour ce qui a été enseigné et appris entre vos trésor.

De vuelta por aquí, quiero dar las gracias a Ana. C por compartir laboratorio, alegrías y desazones, piso, comidas y risas, en definitiva, mucha vida de estos años. También a compañeras de piso que siempre estarán en mi corazón por tanto compartido, (Raquel y Pili). Dar las gracias a Marta y Claudia, buenísimas compañeras con las que siempre te apetece estar.

Quiero dar las gracias a los amigos de EE. UU, me dieron luz en momentos oscuros. Me devolvieron parte de mí que había perdido, llegaron en un momento que necesitaba que llegasen y esas casualidades, jamás se olvidan, (Mónica, Manuel, Soledad, Germán, Mario...).

Mi grupo de Karate, tan querido por mi. Gracias por hacerme sentir tan valorada, tan querida por vosotros. Los sábados por la mañana se convirtieron en uno de los mejores momentos de la semana, y todo gracias a vosotros, (Rafita, Olga, Bea, Iván, Rebe, Miri, Hector, Cesar, Jimena, Iván peque y en especial a Javi).

Hay personas que llegan para quedarse, amistades que en la lejanía y en la cercanía habitan en ti. Doy las gracias por haberos tenido y teneros en mi vida. Gracias por hacerme reír tanto, por sacar lo mejor de mi, por ayudarme siempre y, sobre todo, por acompañarme en esto que le dicen vivir (Laura, Katty, Juan, Rodrigo, Olga, David, Marife, Diana). Compartimos más que amistad, a veces, compartimos alma (Lauri, Katty).

A Fran, no hay palabras que puedan describir y agradecer el papel que tienes en nuestras vidas. La inteligencia emocional, sacrificio, generosidad y amor incondicional reflejan quién eres. Hace mucho que eres mi familia.

Mi compañera Anek, a ella le debo mucho. Su inteligencia hace que su compañía sea sutil en momentos de soledad. Compañera de juegos, de marchas por el campo, baños en lagos, ríos y mares. Tu estás a mi lado, leal, me has enseñado que la confianza puede ser plena e incondicional, que siempre es un buen momento para pasear y disfrutar del aire libre, para comer y echar un sueño y que no hay ningún dolor que merezca la pena recordar.

La confianza en uno mismo muchas veces es tarea de todos, si algo perdí en este tiempo fue la confianza en mi misma, por ello soy muy consciente de quién siempre la tuvo en mí. Gracias papá, gracias porque el primer recuerdo que tengo son tus palabras “tú puedes hacer y conseguir lo que quieras en tu vida”, estas palabras han resonado y resuenan en mi cabeza con el más puro sentimiento de agradecimiento por haberlas escuchado de tan pequeña, con lo importante que eso es. Gracias por apoyar siempre mi educación.

A mi abuela, mi madre y mi hermana les debo la vida. No puedo agradecerles nada sin agradecerles todo. Mi abuela es quién me facilitó la esencia de mi persona; alegría, lucha y honestidad te definen. Gracias por criarme, por ser una madre, por jugar, escucharme, gracias por tu paciencia, comprensión, por darme tus ojos y, sobre todo, gracias por quererme con el amor más puro que hay. Mi madre es quién me hizo amar la vida, aprendí de ti emocionarme con un paisaje, con el olor del campo recién mojado, ver precioso cada animal en la Tierra, respetar todas las maneras de ver y sentir la vida, viajar y admirar cada lugar nuevo, cada cultura, responder a preguntas que te hacen pensar y reflexionar, trabajarse a uno mismo, luchar en defensa de lo justo, pero sobre todo disfrutar de lo más bonito, compartir la vida con las personas que amas. Mi hermana es mi compañera de vida, es la persona con la que comparto desde mi segundo cero hasta hoy todos mis recuerdos. Dulce, bondadosa, alegre y luchadora infinita, doctora de la vida

y del saber dar, mi ejemplo. Gracias a las tres por hacerme la persona más afortunada. Cuando la casualidad de nacer y la elección convergen, se llama tesoro.









# INDICE DE CONTENIDOS

<b>BLOQUE 1</b>	<b>1</b>
<b>1 Introducción</b>	<b>3</b>
<b>1 Introduction</b>	<b>11</b>
<b>2 Fundamentos del Paleomagnetismo</b>	<b>19</b>
2.1 Campo magnético terrestre	21
2.2 Magnetismo de la materia. Propiedades.	24
2.3 Minerales ferromagnéticos (s.l.)	27
<b>3 Marco geológico</b>	<b>31</b>
3.1 La placa Africana. Curva de Deriva Polar Aparente (APWP)	33
3.2. Unidades geológicas de Marruecos	38
3.3 Rasgos generales del Alto Atlas	42
3.4 Etapas en la evolución del Alto Atlas Marroquí	43
3.5 Deformación y estilo estructural del Alto Atlas Central.	47
3.6 Etapas tectónicas en la evolución del Alto Atlas Central	49
3.7 Diapirismo	51
3.8. Magmatismo Mesozoico	55
<b>BLOQUE 2</b>	<b>59</b>
<b>4 Metodología y materiales estudiados</b>	<b>61</b>
4.1 Trabajo en el campo	63
4.2 Medida de la (NRM) magnetización remanente natural.	67
4.3 Magnetismo de rocas	72
4.3.1 Medida de la susceptibilidad magnética	72
4.3.2 Adquisición progresiva de imanación remanente isoterma (IRM)	73
4.3.3 Desimanación térmica de la IRM (TIRM)	75
4.3.4 Curvas termomagnéticas	76
4.3.5 Ciclos de histéresis	78
4.4 Test de estabilidad paleomagnética	81
4.4.1 Test del pliegue	81
4.4.2 Test del pliegue incremental	84
4.4.3 Test del conglomerado	86
4.5 Áreas de estudio del Alto Atlas Central y materiales investigados	88
4.5.1 Perfil de Midelt- Errachidia	90

4.5.2 Perfil de Imilchil _____	92
4.5.3 Perfil de Demnat _____	93
<b>BLOQUE 3 _____</b>	<b>97</b>
<b>5 La remagnetización regional Cretácica del Alto Atlas Marroquí _____</b>	<b>99</b>
5.1 Introducción _____	101
5.2 Antecedentes en Iberia _____	104
5.3 Justificación del estudio paleomagnético en el Alto Atlas Marroquí. _____	105
5.4 Widespread Cretaceous secondary magnetization in the High Atlas (Morocco). A common origin for the Cretaceous remagnetizations in the western Tethys? _____	107
5.4.1 Introduction _____	108
5.4.2 Geological framework _____	109
5.4.3 Paleomagnetic methods and sampling. _____	113
5.4.4 Paleomagnetic analysis. _____	115
5.4.5 Magnetic mineralogy _____	117
5.4.6 Analysis of paleomagnetic directions. _____	120
5.4.7 Conglomerate test _____	124
5.4.8 Age of remagnetization _____	128
5.4.9 Discussion _____	132
5.4.10 Conclusions _____	138
5.5 Extensión de la remagnetización cretácica del Alto Atlas _____	139
5.5.1 Extensión de la remagnetización hacia el este: Perfil de Midelt-Errachidia. _____	141
5.5.1.1 Introducción _____	142
5.5.1.2 Marco geológico _____	143
5.5.1.3 Muestreo y análisis paleomagnético _____	144
5.5.1.4 Dirección paleomagnética y edad de la remagnetización _____	145
5.5.1.5 Discusión _____	149
5.5.1.6 Conclusiones _____	151
5.5.2 Extensión de la remagnetización hacia el oeste: Perfil de Demnat. _____	153
5.5.2.1 Introducción _____	154
5.5.2.2 Marco geológico _____	156
5.5.2.3 Muestreo y análisis magnéticos _____	156
5.5.2.4 Dirección paleomagnética y edad de la remagnetización. _____	158
5.5.2.5 Discusión _____	159
5.5.2.6 Conclusiones _____	160
5.5.3 Discusión sobre la extensión, origen y propiedades de la remagnetización del Alto Atlas Central. _____	160
<b>6 Reconstrucción de estructuras a partir de la remagnetización del Alto Atlas _____</b>	<b>169</b>

6.1 Aspectos metodológicos. Técnica de los círculos menores.	171
6.1.1 Cálculo de la dirección de una remagnetización. Intersección de círculos menores	171
6.1.2 Aplicación del método de Intersección de círculos menores al Alto Atlas	173
6.1.2.1 Rotaciones de eje vertical	174
6.1.2.2 Coaxialidad de las estructuras	177
6.1.3 Restitución de estructuras a la edad de la remagnetización.	181
6.1.4 Aplicación del método de restitución en el Alto Atlas	184
6.2 Reconstrucción de tres perfiles del Alto Atlas	189
6.2.1 Pre-Cenomanian vs. Cenozoic folding in the High Atlas revealed by palaeomagnetic data	189
6.2.1.1 Introduction	189
6.2.1.2 Geological framework	190
6.2.1.3 Palaeomagnetic methods and results	192
6.2.1.4 Interpretation: Reconstruction of fold geometry at 100 Ma	194
6.2.1.5 Discussion: timing and origin of folding in the Central High Atlas	201
6.2.1.6 Conclusions	204
6.2.2 Evolution of the Ridges of Midelt-Errachidia section in the High Atlas revealed by Paleomagnetic data.	205
6.2.2.1 Introduction	206
6.2.2.2 Geology of the High Atlas	207
6.2.2.3 Paleomagnetic methods and sampling	211
6.2.2.4 Magnetic properties	212
6.2.2.5 Paleomagnetic directions	217
6.2.2.6 Calculation of remagnetization direction and age of the remagnetization	220
6.2.2.7 Reconstruction methodology	223
6.2.2.8 Tectonic reconstruction of the Midelt-Errachidia cross-section	225
6.2.2.9 Reconstruction at 100 Ma	227
6.2.2.10 Discussion	238
6.2.2.11 Conclusions	242
6.2.3 Restitución a 100 Ma. del perfil de Demnat	245
6.2.3.1 Introducción	245
<b>7 Conclusiones</b>	<b>257</b>
7.1 Resultados generales y conclusiones del estudio paleomagnético	259
7.2 Resultados generales y conclusiones de la restitución de las estructuras	261
<b>7 Conclusions</b>	<b>263</b>
7.1 General results and conclusions of the palaeomagnetic study.	264
7.2 General results and conclusions of the restitution of the structures	266
<b>8 Bibliografía</b>	<b>267</b>



# BLOQUE 1

<i>1</i>	<i>Introducción</i>	<i>3</i>
<i>1</i>	<i>Introduction</i>	<i>11</i>
<i>2</i>	<i>Fundamentos del Paleomagnetismo</i>	<i>19</i>
<i>2.1</i>	<i>Campo magnético terrestre</i>	<i>21</i>
<i>2.2</i>	<i>Magnetismo de la materia. Propiedades.</i>	<i>24</i>
<i>2.3</i>	<i>Minerales ferromagnéticos (s.l.)</i>	<i>27</i>
<i>3</i>	<i>Marco geológico</i>	<i>31</i>
<i>3.1</i>	<i>La placa Africana. Curva de Deriva Polar Aparente (APWP)</i>	<i>33</i>
<i>3.2.</i>	<i>Unidades geológicas de Marruecos</i>	<i>38</i>
<i>3.3</i>	<i>Rasgos generales del Alto Atlas</i>	<i>42</i>
<i>3.4</i>	<i>Etapas en la evolución del Alto Atlas Marroquí</i>	<i>43</i>
<i>3.5</i>	<i>Deformación y estilo estructural del Alto Atlas Central.</i>	<i>47</i>
<i>3.6</i>	<i>Etapas tectónicas en la evolución del Alto Atlas Central</i>	<i>49</i>
<i>3.7</i>	<i>Diapirismo</i>	<i>51</i>
<i>3.8.</i>	<i>Magmatismo Mesozoico</i>	<i>55</i>





---

# 1 Introducción

El paleomagnetismo estudia el registro del campo magnético terrestre en las rocas. La magnitud que permite registrar la dirección de dicho campo magnético se denomina magnetización. Hasta los años ochenta, en la mayoría de los trabajos de paleomagnetismo, se tenían en cuenta solamente las magnetizaciones primarias, es decir, adquiridas en el momento de formación de las rocas; sin embargo, diferentes procesos pueden favorecer que se produzca una magnetización secundaria, también llamada remagnetización, que borra parcial o totalmente la magnetización primaria. El estudio de las remagnetizaciones amplió extraordinariamente los campos de aplicación del paleomagnetismo, lo que derivó en la realización de innumerables estudios sobre remagnetizaciones en todo el mundo que continúan hoy en día. Ya los primeros trabajos en remagnetizaciones se realizaron en rocas sedimentarias, como el estudio de red beds en España llevado a cabo por Cleg et al. (1957), previo al concepto remagnetización, o estudios muy tempranos en carbonatos (Creer, 1962, 1968). Existen remagnetizaciones en distintos tipos de rocas, pero son las rocas sedimentarias, las más abundantes en la superficie terrestre, las que concentran un mayor número de estudios, debido a que muchos de los procesos que inducen una segunda magnetización se producen y se registran bien (o son detectables) en este tipo de rocas.

En los últimos 40 años, los estudios sobre remagnetizaciones se han convertido en un clásico de los trabajos de paleomagnetismo, ya que aportan una gran cantidad de información sobre las rocas, los minerales que las forman, origen y procesos a los que se ven sometidas a lo largo del tiempo.

Se ha observado en numerosos estudios que las remagnetizaciones pueden afectar a grandes áreas continentales (Kechra et al., 2003) y que se encuentran registradas en rocas sedimentarias (Kligfield y Channell, 1981; McCabe y Elmore, 1989; Lu et al., 1990; Morris y Robertson, 1993; Platzman, 1994). Además, son características de zonas afectadas por orogenias y procesos relacionadas con las mismas (McCabe y Elmore, 1989). Desde que se reconoció en los años 80 la remagnetización que afectó a los Apalaches durante el Paleozoico (McCabe et al., 1983), se han realizado numerosos estudios por todo el mundo, y en algunas ocasiones una misma zona ha sido sujeto de múltiples investigaciones como es el caso ya citado de los Apalaches (Miller y Kent, 1986, 1989; Kent, 1988; Van der Voo, 1993; Stamatakos y Hirt, 1994; Stamatakos et al., 1996; Gray y Stamatakos, 1997, Donald et al., 2006). A lo largo de estos estudios se ha visto que las remagnetizaciones no están restringidas a ciertos periodos de tiempo (Dekkers et al., 2012) ya que se han documentado remagnetizaciones para todas las



edades geológicas, tanto de antiguos orógenos como para rocas muy jóvenes. Además, en relación con la tectónica, pueden ocurrir previamente a una deformación (Perroud et al., 1984), durante la deformación (por ejemplo, Kent y Opdyke, 1985) o después de la deformación (por ejemplo, Stearns y Van der Voo, 1987).

El arco mediterráneo occidental ha sido sujeto de un número considerable de trabajos sobre remagnetizaciones (Aïfa, 1993; Van der Voo, 1993; Aiello et al., 2004; Font et al., 2012; Henry et al., 1991, 2004; Katz et al., 2000 y otros): Concretamente en Iberia, durante las últimas décadas se han realizado numerosos estudios paleomagnéticos en cuencas sedimentarias mesozoicas invertidas (Galdeano et al., 1989; Moreau et al., 1992, 1997; Villalaín et al., 1994, 2003; Juárez et al., 1998; Dinarés-Turell y García-Senz 2000; Osete et al., 2004, 2007; Gong et al., 2008; Soto et al., 2008, 2011; Casas et al., 2009). En todos estos estudios se han identificado remagnetizaciones asociadas a diferentes procesos tectónicos/evolutivos en rocas sedimentarias mesozoicas. Las características paleomagnéticas que se describen son muy similares entre las diferentes zonas estudiadas, y en la mayoría de ellas la edad que señalan los diferentes autores, aunque con mucha incertidumbre, es aproximadamente Albiense-Cenomaniense.

Uno de los motivos por los que se han llevado a cabo una gran cantidad de estudios paleomagnéticos en Iberia, ha sido intentar reconstruir la cinemática de la placa Ibérica asociada con la apertura del océano Atlántico y su posterior acople con la convergencia entre las placas Euroasiática y Africa, responsable de la inversión de las cuencas formadas durante el Mesozoico. Sin embargo, no hay un modelo único para la evolución de la placa (Neres et al., 2012) y las reconstrucciones paleogeográficas basadas en anomalías magnéticas del fondo oceánico, así como las basadas en datos paleomagnéticos, tienen serias limitaciones, sobre todo para el Jurásico y el Cretácico. Estas limitaciones son debidas, (1) por un lado, al SuperChron de polaridad normal del Cretácico que limita el estudio de la cinemática de las placas con métodos magnéticos y, además, (2) a la frecuente presencia de remagnetizaciones en la mayor parte de las cuencas junto con la incertidumbre en su edad (Steiner et al., 1985; Schott y Peres, 1987; Dinarès-Turell y García-Senz, 2000; Villalaín et al., 2003; Gong et al., 2008, 2009; Soto et al., 2008; Casas et al., 2009). Este último punto explica la escasez de polos paleomagnéticos fiables para Iberia durante el Mesozoico (Neres et al., 2012), la mayor parte de ellos Jurásicos, a partir de estudios paleomagnéticos en rocas sedimentarias (Steiner et al., 1985; Galdeano et al.,

1989; Galbrun et al., 1990; Moreau et al., 1997; Juárez et al., 1998; Palencia-Ortas et al., 2006; Osete y Palencia, 2006; Osete et al., 2007).

Todo ello conlleva que la curva de deriva polar aparente (APWP) de Iberia presente incertidumbres notables durante el Mesozoico, principalmente durante el Cretácico (Neres et al., 2012). Además, las unidades de la placa Ibérica han sufrido importantes rotaciones de eje vertical en sus extremos N y S, tanto en la zona Subbética (Villalaín et al., 2004; Osete et al., 2004), como en los Pirineos (Keller et al., 1994; Pueyo et al., 2000, 2002, 2003) lo que dificulta obtener datos precisos de polos paleomagnéticos a partir de los cuales construir la curva de deriva polar aparente.

El planteamiento de realizar un estudio paleomagnético en el Alto Atlas Marroquí deriva de las similitudes estructurales, geológicas y procesos deformacionales con Iberia, que potencialmente pueden ayudar a resolver algunos de los problemas planteados. La evolución tectónica del Atlas marroquí es similar al interior de la placa Ibérica, con las mismas fases principales de formación: a) dos fases extensionales o etapas de rift Mesozoico. La primera tuvo lugar durante el Triásico-Lías inferior y la segunda fase extensional durante el Jurásico superior-Cretácico en Iberia y durante el Jurásico medio en el Atlas. Posteriormente a las etapas extensionales se producen sendas etapas de subsidencia térmica (o salina en algunos casos), con el final del relleno de las cuencas con series detríticas y carbonáticas principalmente. b) La inversión de las cuencas tanto en Iberia como en el Atlas se produce a partir del Cenozoico debido a la convergencia entre Europa, Iberia y África.

Estas características comunes, la espectacularidad de sus afloramientos y la potencia de las series sedimentarias, nos han llevado a realizar un estudio paleomagnético a partir del cual, poder observar si existen remagnetizaciones que afecten a cuencas sedimentarias en el Alto Atlas marroquí, como ocurre en Iberia, y si es así, determinar qué características paleomagnéticas poseen, a qué edad se producen, y que fenómenos activan el proceso de remagnetización, es decir, poder comparar las distintas áreas y obtener más conocimiento sobre edades y mecanismos de dichos procesos.

La placa africana presenta una APWP que está muy bien definida (Torsvik et al., 2012) para el Mesozoico, lo cual permite comparar la dirección de la remagnetización

con la curva de declinación e inclinación calculada para el área de estudio y, por tanto, datar con precisión el fenómeno de la remagnetización.



*Figura. 1.1 Área de Imilchil. Afloramiento de la serie sedimentaria jurásica que rellena la cuenca. Foto tomada por A. Pocovi, 2019.*

*Figure. 1.1. Imilchil area. Outcrop of the jurassic sedimentary series filling the basin. Photo taken by A. Pocovi, 2019.*

Una de las aportaciones importantes que ofrecen las remagnetizaciones en cuencas sedimentarias es que permiten obtener, a partir del método propuesto por Villalaín et al. (2003), el buzamiento de las capas en el momento de la remagnetización. Por tanto, permiten realizar reconstrucciones de diferentes estructuras geológicas y analizar la deformación previa y posterior al momento de la adquisición de la magnetización. Esto resulta útil para caracterizar la evolución geológica y la influencia que han tenido en la misma procesos como las intrusiones magmáticas, el diapirismo o los movimientos de strike-slip intracuencales

En todas las zonas que se han estudiado para esta tesis se ha observado una componente de remagnetización que presenta las mismas características que las señaladas

en las cuencas Mesozoicas de Iberia. Debido a la buena definición que presenta la rama mesozoica de la APWP para África en comparación con Iberia, se ha podido datar en todos los casos dicha componente secundaria, y la edad obtenida es de 100 Ma. para todas ellas. La posibilidad de obtener la edad nos ha permitido, gracias al método de restitución de círculos menores (SC) desarrollado por nuestro equipo (Villalaín et al., 2003, 2015) reconstruir diferentes estructuras a la edad de la remagnetización, obteniendo de esta manera la geometría de la cuenca en ese momento. Con ello, se pueden interpretar los procesos deformacionales que han llevado a esa situación y cuáles de esos procesos han acontecido posteriormente a la remagnetización, generando finalmente las estructuras actuales.

Los objetivos que se pretenden abordar en este trabajo son: a) Realizar un estudio paleomagnético en tres de los perfiles más estudiados del Alto Atlas. b) Caracterizar la componente de la remagnetización y estudiar sus propiedades y mineralogía, así como su edad y posible origen. c) Calcular la dirección de la remagnetización y datarla de manera precisa. d) Obtener reconstrucciones a la edad de la remagnetización de diferentes estructuras del Alto Atlas Central marroquí. e) Hallar información sobre los procesos deformacionales que han tenido lugar antes y después de la remagnetización para así entender, de una manera más completa, la historia geológica del Alto Atlas Marroquí.

La tesis se estructura en tres grandes bloques, en los cuales se desarrollan los siguientes contenidos: En el primer bloque, posterior a esta introducción, se desarrollan los fundamentos teóricos del paleomagnetismo necesarios para comprender el trabajo realizado, sin profundizar en aquellos que requieren de una explicación detallada que se puede encontrar en tratados clásicos. Además, se presenta una introducción a la geología de Marruecos, comenzando desde la evolución de la placa africana e historia geológica, etapas de formación del Alto Atlas y características geológicas de las zonas estudiadas.

En el segundo bloque se desarrolla la descripción de los materiales estudiados y la metodología usada tanto en el campo como en el laboratorio para la obtención de las direcciones paleomagnéticas y de las características mineralógicas. Se realiza además una descripción detallada de las áreas donde se ha desarrollado el estudio paleomagnético.

El tercer bloque contiene los resultados de la tesis. En él se detallan, en primer lugar, las características de las remagnetizaciones en rocas sedimentarias, precisando los

antecedentes en Iberia. Se describe la remagnetización del Alto Atlas y sus características, así como la extensión de la misma y su edad. Se realiza una descripción de la metodología utilizada para obtener las reconstrucciones de estructuras. Finalmente, se presentan las restituciones realizadas en diferentes estructuras a lo largo de los cortes en el Este (Midel-Rich), Centro (Imilchil) y Oeste (Demnat) del Alto Atlas Central. Por último, se presentan las conclusiones derivadas de todo el trabajo realizado.





---

# 1 Introduction





Paleomagnetism studies the record of the Earth's magnetic field in rocks. The magnitude that allows recording the direction of the magnetic field is called magnetization. Until the eighties, in most of palaeomagnetic works, only primary magnetizations were taken into account, that is, magnetizations acquired at the time of rock formation. However, different processes can favor the occurrence of secondary magnetizations, also called remagnetizations, which partially or totally erase the primary magnetization. The study of remagnetizations dramatically expanded the fields of application of palaeomagnetism, which led to innumerable studies of remagnetizations around the world that continue today. The first works on remagnetizations were carried out in sedimentary rocks, such as the study of red beds in Spain presented by Cleg et al. (1957), prior to the concept of remagnetization, or very early studies in carbonates (Creer 1962, 1968). There are remagnetizations in different types of rocks, but it is the sedimentary rocks, the most abundant on the Earth's surface, which concentrate by far the highest number of studies, because many of the processes that induce a second magnetization occur and are well recorded (or detectable) in this type of rocks.

In the last 40 years, studies of remagnetizations have become a classic of palaeomagnetism work, since they provide a large amount of information about rocks, the minerals that make them up, and the origin and processes to which they are subjected along their history.

It has been observed in numerous studies that remagnetizations can affect wide continental areas (Kechra et al., 2003) and they are registered in sedimentary rocks (Kligfield and Channell, 1981; McCabe and Elmore, 1989; Lu et al., 1990; Morris and Robertson, 1993; Plattzman, 1994). Furthermore, they are characteristic of areas affected by orogeny and processes related to them. (McCabe and Elmore, 1989). Since remagnetization that affected the Appalachians during the Paleozoic was recognized in the 1980s (McCabe et al, 1983), numerous studies have been recurrent all over the world, and in some occasions the same area has been the subject of multiple investigations such as the, already cited, Appalachian case (Miller and Kent, 1986, 1989; Kent, 1988; Van der Voo, 1993; Stamatakos and Hirt, 1994; Stamatakos et al., 1996; Gray and Stamatakos, 1997; Donald et al., 2006).

Throughout these studies it has been observed that remagnetizations are not restricted to certain periods of time (Dekkers et al., 2012) since they have been

documented for all geological ages, both ancient orogens and very young rocks. Besides, in relation to tectonics, they can occur before deformation (Perroud et al., 1984), during the deformation (see, Kent and Opdyke, 1985) or after deformation (e.g. Stearns and Van der Voo, 1987).

The western Mediterranean arc has been the subject of a considerable number of works on remagnetizations (Aïfa, 1993; Van der Voo, 1993; Katz et al., 2000; Henry et al., 1991, 2004; Aiello et al., 2004; Font et al., 2012 and others). Specifically in Iberia, during the last decades, numerous palaeomagnetic studies have been carried out in inverted Mesozoic sedimentary basins (Galdeano et al., 1989; Moreau et al., 1992, 1997; Villalaín et al., 1994, 2003; Juárez et al., 1998; Dinarés-Turell and García-Senz, 2000; Osete et al., 2004, 2007; Gong et al., 2008; Soto et al., 2008, 2011; Casas et al., 2009). In all these studies, remagnetizations associated with different tectonic/evolutionary processes have been identified in Mesozoic sedimentary rocks. The palaeomagnetic characteristics described for these rocks are very similar between the different areas studied, and in most of them, the ages indicated by the different authors, that, although with great uncertainty, are within the range of the Aptian-Albian.

One of the reasons why a large number of palaeomagnetic studies have been carried out in Iberia, has been to try to reconstruct the kinematics of the Iberian plate associated with the opening of the Atlantic Ocean and its subsequent coupling with the convergence between Eurasia and Africa, responsible for the inverted basins developed during the Mesozoic. However, there is no a single model of plate evolution (Neres et al., 2012) and paleogeographic reconstructions based on magnetic anomalies of the ocean floor, as well as, those based on palaeomagnetic data have serious limitations, especially for the Jurassic and the Cretaceous periods. These limitations are due, (1) on the one hand, to the Cretaceous normal polarity SuperChron that constrains the study of plate kinematics by means of magnetic methods and, in addition, (2) the frequent presence of remagnetizations in most of the basins along with the uncertainty in their age (Steiner et al., 1985; Schott and Peres, 1987; Dinarès-Turell and García Senz, 2000; Villalain et al., 2003; Soto et al., 2008; Gong et al., 2008, 2009; Casas et al., 2009). This last point explains the shortage of reliable paleomagnetic poles for Iberia during the Mesozoic (Neres et al., 2012), most of them Jurassic, based on paleomagnetic studies in sedimentary rocks (Steiner et al., 1985; Galdeano et al., 1989; Galbrun et al., 1990; Moreau et al.,

1997; Juárez et al., 1998; Palencia-Ortas et al., 2006; Osete and Palencia, 2006; Osete et al., 2007).

All this implies that Iberia's apparent polar wander path (APWP) presents notable uncertainties during the Mesozoic, mainly during the Cretaceous (Neres et al., 2012). In addition, the geological units of the Iberian plate have suffered significant vertical axis rotations and their northern and southern ends, both in the Subetic area (Villalaín et al., 2004; Osete et al., 2004), and in the Pyrenees (Keller et al., 1994; Pueyo et al., 2000, 2002, 2003) which makes it difficult to obtain accurate data on palaeomagnetic poles from which to construct the apparent polar wander path.

The motivation for carrying out a palaeomagnetic study in the Moroccan High Atlas lies in the structural, geological and deformation similarities that are found between the inner part of the Iberian plate, that potentially help solve some of the problems raised. The tectonic evolution of the Moroccan Atlas is similar to the inner part of the Iberian plate, with the same main phases of formation: a) two extensional phases or Mesozoic rift stages. The first took place during the Early Triassic-Lias and the second extensional phase during the Late Jurassic-Cretaceous in Iberia and during the middle Jurassic in the Atlas. Subsequently to the extensional stages, there are stages of thermal subsidence (or saline in some cases), with the end of the filling of the basins with mainly detrital and carbonate series. b) the inversion of the basins in both Iberia and the Atlas occurs from the Cenozoic due to the convergence between Europe, Iberia and Africa.

These common characteristics, the spectacular nature of its outcrops and the sedimentary basins, have led us to carry out a palaeomagnetic study from which to observe if there are remagnetizations that affect sedimentary basins in the Moroccan High Atlas, as they occur in sedimentary basins of the Iberian Range, and if so, to decide which palaeomagnetic characteristics possess, at what age were they acquired, and which phenomena activate the process of remagnetization. In summary, being able to compare the two areas and to obtain a better knowledge on ages and mechanisms of the above mentioned processes.

The African plate presents an APWP that is very well defined (Torsvik et al., 2012) for the Mesozoic, which allows comparing the direction of remagnetization with

the declination and inclination curve calculated for the study area and, therefore, accurately date the phenomenon of remagnetization.



*Figure. 1.1. Imilchil area. Outcrop of the jurassic sedimentary series filling the basin. Photo taken by A. Pocovi, 2019.*

*Figura. 1.1. Área de Imilchil. Afloramiento de la serie sedimentaria jurásica que rellena la cuenca. Foto tomada por A. Pocovi, 2019.*

One of the important contributions offered by the remagnetizations in sedimentary basins is that it allows obtaining, using the method proposed by Villalaín et al. (2003), the dip of beds at the time of the remagnetization. From these data, it is possible to carry out reconstructions of different geological structures and analyze the deformation before and after the acquisition of the magnetization. This is useful to characterize the geological evolution and the influence of other processes such as magmatic intrusions, diapirism or intra-basin strike-slip movements.

In all the areas that have been studied for this thesis, a remagnetization component has been observed that presents the same characteristics as those indicated for the different Mesozoic basins of Iberia. Due to the great definition presented by the APWP for Africa, in comparison with Iberia, this secondary component has been dated in all cases and the age obtained is 100 Ma. for all of them, The possibility of obtaining its age

has allowed us, thanks to the method of restitution of small circles (SC) developed by our team (Villalaín et al., 2003, 2015) to reconstruct different structures at the age of remagnetization. In this way, we obtained the basin geometry at that time. With this, one can interpret the deformational processes that have led to this situation and which of those processes have occurred after the remagnetization, finally generating the current structures.

The objectives that are intended to be addressed in this work are: a) To carry out a palaeomagnetic study in three of the most studied profiles of the High Atlas. b) To characterize the component of the remagnetization, and to study its properties and mineralogy, as well as his age, and possible origin, c) To calculate the direction of the remagnetization and accurately dating it, d) To obtain reconstructions at the age of the remagnetization of different structures in the Moroccan Central High Atlas, and finally, e) To find information on the deformational processes that have taken place before and after the remagnetization in order to understand, in a more complete way, the geological history that has affected the Morroccan Atlas.

The structure of this thesis is developed according to three major blocks in which the following contents are developed: in the first block we develop the theoretical foundations of palaeomagnetism necessary to understand the work done, without dealing with those aspects that require a detailed explanation that can be acquired in classic treatises. In addition, an introduction to the geology of Morocco is presented, starting from the evolution of the African plate and its geological history, stages of formation of the High Atlas and description of the geological characteristics of the studied areas.

In the second block, we describe the materials studied and the methodology used both in the field and in the laboratory for obtaining of palaeomagnetic directions and mineralogical characteristics. A detailed description of the areas where the palaeomagnetic study has been carried out is also shown.

A third block contains the results of the Thesis, in which we detail first, the characteristics of the remagnetizations in sedimentary rocks, specifying the background in Iberia. The remagnetizations of the High Atlas and their characteristics are described, as well as the extension and the age of the remagnetization towards the east and west of the Central High Atlas. A description of the methodology used to obtain the

reconstructions of structures in the Atlas is detailed. Finally, the restitutions made in different structures along the transects in the eastern (Midelt-Rich), central (Imilchil) and western (Demnat) parts of the Central High Atlas are presented. Finally, we present the conclusions derived from all the work done.



---

## 2 Fundamentos del Paleomagnetismo

<i>2.1 Campo magnético terrestre</i>	<b>21</b>
<i>2.2 Magnetismo de la materia. Propiedades.</i>	<b>24</b>
<i>2.3 Minerales ferromagnéticos (s.l.)</i>	<b>27</b>



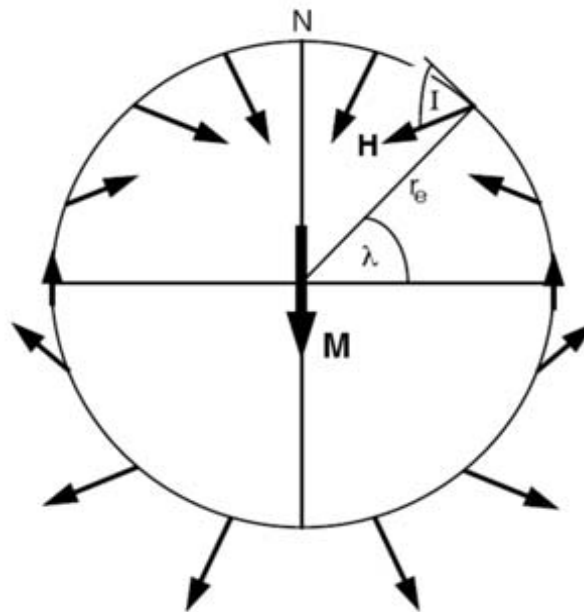
Debido a que los fundamentos teóricos del paleomagnetismo están extensamente descritos en múltiples trabajos que pueden encontrarse en la bibliografía (por ejemplo, Tarling y Krouda, 1993; Butler, 1998; Tauxe, 2010), en este trabajo se van a describir de manera breve solo aquellos aspectos que conciernen directamente al estudio realizado y para el buen entendimiento y seguimiento del trabajo.

## **2.1 Campo magnético terrestre**

A diferencia del campo gravitatorio, no sentimos el campo magnético directamente, solo observamos su efecto como fuerzas sobre imanes y corrientes eléctricas o sobre los materiales que son susceptibles a magnetizarse. La mayor parte del campo magnético terrestre (CMT) se genera en el interior de la Tierra. Pese a que la descripción y el conocimiento del CMT ha sido de interés desde hace muchos años, el mecanismo que lo genera excede aún el conocimiento de los científicos que intentan describirlo. Es conocido que el CMT se genera por corrientes de convección en el núcleo externo de la tierra, pero la fuente de energía que crea estas corrientes de convección no es conocida del todo, aunque existen modelos numéricos sobre movimientos de fluidos que generan campos magnéticos (Tauxe, 2008). El campo magnético generado en el interior de la tierra explica alrededor del 97% del CMT observado en la superficie, el restante es de origen externo, generándose en las capas altas de la atmósfera y en la magnetosfera, inducido principalmente por la actividad solar (Villalaín, 2016).

Existen varios modelos geométricos para describir la geometría del campo magnético. El más sencillo es el Modelo de dipolo geocéntrico axial (Geocentric Axial Dipole, GAD (fig 2.1)), que consiste en un único dipolo magnético situado en el centro de la Tierra y alineado con su eje de rotación. Este modelo se aleja parcialmente de las medidas observadas en la superficie de la tierra en un momento concreto. Sin embargo, es muy útil para las aplicaciones tectónicas del paleomagnetismo. La razón es que el CMT presenta una serie de cambios temporales denominados Variación Secular. Al promediar los valores del campo durante un período de tiempo (del orden de  $10^4$  años), se elimina

la variación secular y el campo magnético se comporta describiendo el modelo de dipolo axial. De este modo, la latitud geográfica ( $\lambda$ ) (-90 polo Sur +90 polo Norte) y la inclinación ( $I$ ) están relacionadas por la ecuación de dipolo que es de gran importancia en la aplicación del Paleomagnetismo y la tectónica:  $\tan I = 2 \tan \lambda$ . Así, para un lugar dado, la declinación sería cero y la inclinación ( $I$ ) depende de la latitud ( $\lambda$ ). Si se dan las condiciones para promediar la variación secular en un registro paleomagnético, este modelo sirve como sistema de referencia para estudiar la deformación de la corteza terrestre (uso tectónico del paleomagnetismo).

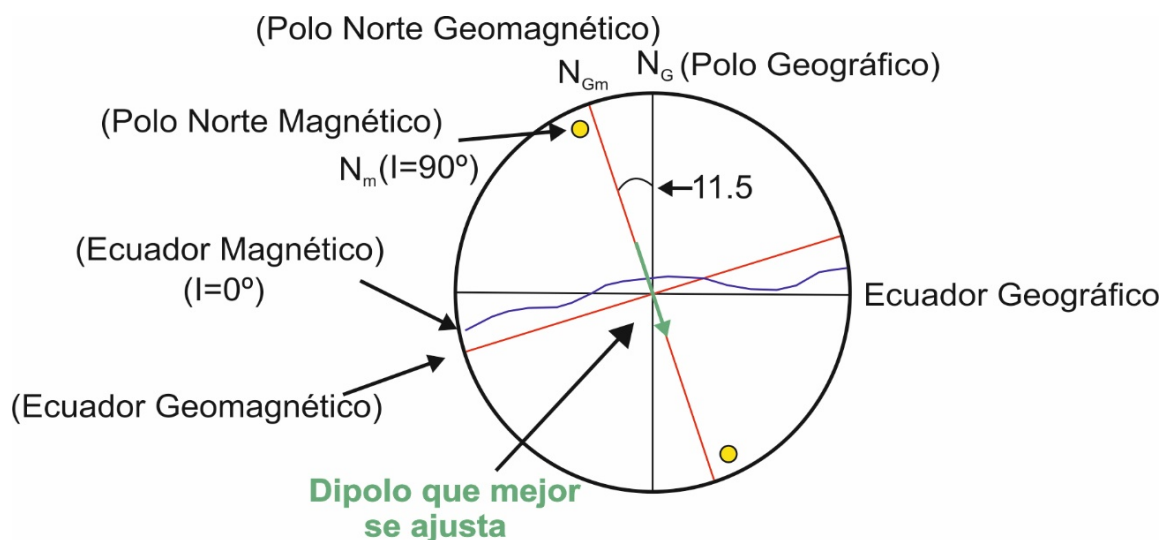


*Figura. 2.1. Modelo del dipolo axial geocéntrico. El dipolo magnético  $M$  está situado en el centro de la Tierra y alineado con su eje de rotación. La latitud geográfica es  $\lambda$ ; el radio medio de la Tierra es  $r_e$ ; las flechas representan las líneas de campo magnético en la superficie terrestre producidas por este dipolo.  $I$  (inclinación) para un lugar determinado. N (Polo Norte geográfico). Modificado de Butler (1998).*

*Figure. 2.1. Geocentric axial dipole model. Magnetic dipole  $M$  is located in the center of the Earth and aligned with its axis of rotation. The geographical latitude is  $\lambda$ ; the average radius of the Earth is  $r_e$  the arrows represents the magnetic field line son the Earth's surface produced by this dipole.  $I$  (inclination) for a certain place. N (Geographic North pole). Modified from Butler (1998).*

Es cierto que en una primera aproximación el ecuador geomagnético ( $I = 0$ ) está cerca del ecuador geográfico, las inclinaciones son positivas en el hemisferio norte y negativas en el hemisferio sur tal como predice el modelo GAD. Sin embargo, hay evidencias de que el CMT posee una configuración más compleja que la de un simple GAD. Los polos magnéticos ( $I = 90^\circ$ ) no coinciden con los polos geográficos, como

predice el GAD, y el ecuador magnético oscila alrededor del ecuador geográfico. Un modelo también simple que explica estas observaciones es el modelo de dipolo centrado, o también modelo de orden 1 que consiste en un dipolo geocéntrico inclinado con respecto al eje de rotación inclinado, en estos momentos un ángulo de  $11.5^\circ$  (fig 2.2). Esta aproximación explica el 90% de las observaciones del campo magnético en superficie y por su simplicidad (está descrito sólo por 3 parámetros) es muy útil en paleomagnetismo y arqueomagnetismo. Finalmente, el campo observado puede considerarse como la suma del modelo dipolar (de orden 1) y una perturbación que se denomina componente no dipolar del campo.



*Figura. 2.2. Modelo del dipolo geocéntrico inclinado. Se distinguen los polos magnéticos y geomagnéticos. Se muestra una comparación esquemática entre el ecuador geomagnético y magnético. Modificada de Butler (1998).*

*Figure. 2.2. Model of inclined geocentric dipole. The magnetic and geomagnetic poles are distinguished. A schematic comparison between the geomagnetic and magnetic equator is shown. Modified from Butler (1998).*

## 2.2 Magnetismo de la materia. Propiedades.

Todos los materiales generan una respuesta al ser sometidos a un campo magnético y, su respuesta magnética es distinta de unos materiales a otros. En función de su respuesta los materiales se pueden agrupar en tres categorías: diamagnéticos, paramagnéticos y ferromagnéticos. Las propiedades magnéticas de los materiales están condicionadas por las fuentes de campo magnético a escala atómica, fundamentalmente el momento magnético orbital y el momento magnético intrínseco (espín) de los electrones. La suma de todos los momentos magnéticos de los electrones es el momento magnético total del átomo ( $\mathbf{m}$ ). A nivel macroscópico se puede hablar de la imanación o magnetización específica  $\mathbf{M}$ , o momento magnético total por unidad de volumen ( $\mathbf{M} = \mathbf{m}/v$ ). Las propiedades magnéticas de un material vienen caracterizadas no sólo por el valor de  $\mathbf{M}$ , sino por el modo en que este depende del campo magnético externo. Cuando se aplica un campo magnético ( $\mathbf{H}$ ) a un material, los momentos magnéticos atómicos interactúan con el campo aplicado modificando su grado de alineamiento y por tanto su magnetización. La relación entre el campo aplicado y la magnetización es la susceptibilidad magnética:  $\mathbf{M} = \chi \mathbf{H}$ . La susceptibilidad magnética cuantifica la capacidad de ordenamiento de los momentos magnéticos atómicos ante un campo aplicado. Se distinguen tres tipos de comportamiento magnético en relación con la susceptibilidad:

### - Diamagnetismo

Los materiales diamagnéticos cuando son sometidos a un campo magnético ( $\mathbf{H}$ ) generan una débil magnetización ( $\mathbf{M}$ ) que es opuesta al campo aplicado (fig 2.3 a). El comportamiento diamagnético reside en el momento magnético orbital, de modo que si una sustancia no tiene un momento magnético neto originado por los espines se comportará exclusivamente como diamagnética. La susceptibilidad magnética de estos materiales es negativa e independiente de la temperatura. Una vez que es eliminado el

campo, los momentos magnéticos se reorientan al azar por lo que no se preserva magnetización remanente. Un ejemplo de mineral diamagnético es la calcita.

- Paramagnetismo

En el caso de las sustancias que contienen átomos con momentos magnéticos de espín desapareados, pero sin interacción con los momentos atómicos adyacentes, cuando se aplica un campo adquieren una magnetización en el sentido del campo aplicado. La magnetización inducida es bastante débil, aunque un orden de magnitud superior a los diamagnéticos y depende linealmente del campo aplicado. La susceptibilidad de estos minerales es pequeña pero positiva (fig 2.3 b) y no es independiente de la temperatura, disminuyendo a medida que aumenta esta. Al desaparecer el campo, los momentos magnéticos se reorientan al azar, por lo que no tienen magnetización remanente. La pirita es un ejemplo de mineral paramagnético.

- Ferromagnetismo

A diferencia de los minerales para y diamagnéticos, los ferromagnéticos contienen átomos con momentos magnéticos adyacentes que interaccionan fuertemente entre sí. Las interacciones entre los momentos magnéticos generan un alineamiento paralelo o antiparalelo de los mismos que produce una magnetización espontánea de gran intensidad. Al aplicar un campo externo (fig 2.3 c) la magnetización aumenta hasta alcanzar para una temperatura determinada un valor máximo ( $M_s$ ) que es la magnetización de saturación. Los materiales ferromagnéticos pierden, por la acción de la agitación térmica, la interacción entre los momentos magnéticos, de modo que existe una temperatura denominada de Curie ( $T_c$ ) a la cual se convierten en paramagnéticos. La temperatura de Curie es característica de cada mineral, por ejemplo, es de  $580^\circ\text{C}$  para la Magnetita.

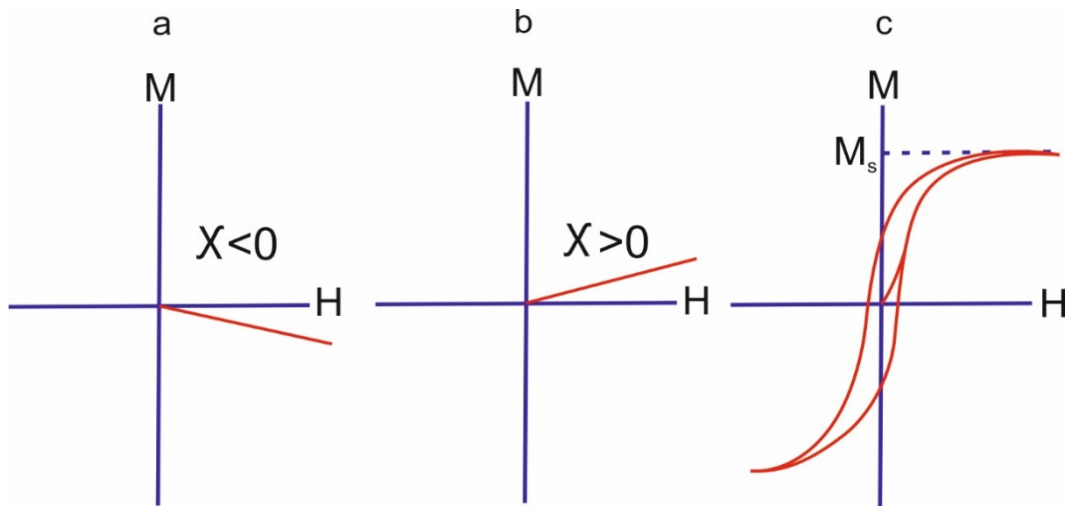


Figura. 2.3. Diagrama de magnetización frente al campo magnético aplicado (a) para una sustancia diamagnética, la susceptibilidad magnética,  $\chi$ , es una constante pequeña y negativa. (b) para una sustancia paramagnética la susceptibilidad magnética,  $\chi$ , es constante con el campo y tiene un valor pequeño y positivo. (c) para una sustancia ferromagnética, la magnetización alcanza el valor de saturación, al disminuir el campo se observa un comportamiento irreversible denominado histéresis. La susceptibilidad magnética,  $\chi$  no es constante. Modificado de Butler (1998).

Figure. 2.3. Magnetization diagram against applied magnetic field (a) for a diamagnetic substance the magnetic susceptibility,  $\chi$ , is a small and negative constant. (b) for a paramagnetic substance the magnetic susceptibility,  $\chi$ , it is constant with the field and has a small and positive value. (c) for a ferromagnetic substance, the magnetization reaches the saturation value, when the field decrease a irreversible behaviour called hysteresis is observed. The magnetic susceptibility,  $\chi$  is not constant. Table 2.1. Table of the most common ferromagnetic minerals in the rocks of the Earth's crust along with some of their magnetic properties. Modified from Butler (1998).

En los materiales ferromagnéticos, *sensu lato*, cuando se elimina el campo externo aplicado, se conserva parte de la magnetización adquirida al aplicar el campo. Esta propiedad se conoce como magnetismo remanente y supone un fundamento básico para el paleomagnetismo. Se pueden diferenciar tres tipos de comportamiento ferromagnético:

i) Los minerales ferromagnéticos, *sensu stricto*, son los que presentan el acoplamiento de todos los momentos atómicos paralelos (fig 2.4 a). Mineral ejemplo del comportamiento ferromagnético es el hierro puro. ii) Los minerales antiferromagnéticos como la Ilmenita, presentan dos grupos de momentos magnéticos que dentro de la red se alinean en sentidos opuestos, pero de la misma magnitud (fig 2.4 b). Cuando la dirección de los momentos es completamente paralela, el momento resultante es cero. Sin embargo, en ocasiones no se encuentran perfectamente alineados (antiferromagnetismo parásito o cantedo) y presentan desviaciones que dan lugar a un momento magnético débil como es el caso del Hematites (fig 2.4 c). iii) Los minerales ferrimagnéticos como la Magnetita,

presentan dos grupos de momentos magnéticos también antiparalelos pero con distinta magnitud dando lugar a una magnetización neta (fig 2.4 d).

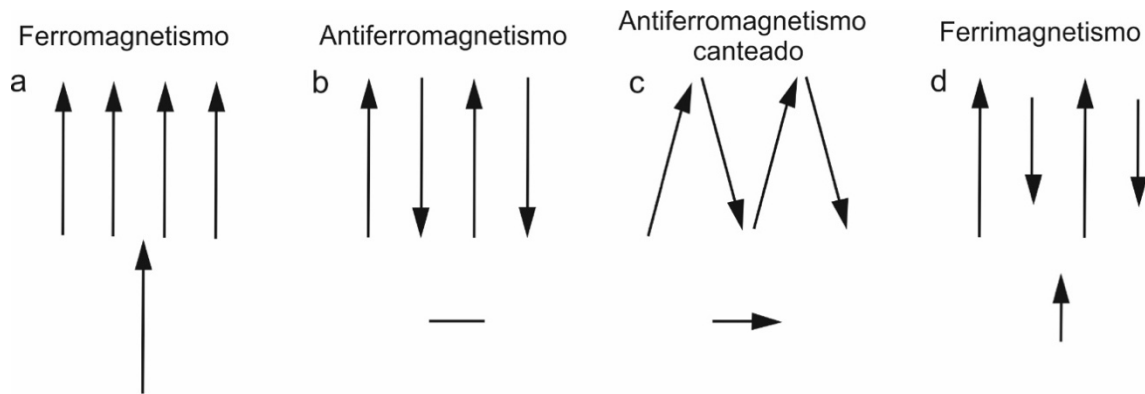


Figura. 2.4. Representación de los diferentes comportamientos en los materiales ferromagnéticos s.l.: (a) ferromagnetismo, (b) antiferromagnetismo, (c) antiferromagnetismo cantedo o parásito, (d) ferrimagnetismo. Se indican los momentos magnéticos resultantes para cada caso. Modificada de Tauxe (2010).

Figure. 2.4. Representation of the different behaviours in ferromagnetic materials, S.L.: (a) ferromagnetism, (b) antiferromagnetism, (c) parasitic antiferromagnetism, (d) ferrimagnetism. The resulting magnetic moments for each case are indicated. Modified from Tauxe (2010).

De manera muy breve se van a explicar los distintos tipos de minerales ferromagnéticos, *sensu lato*, con capacidad de retener una magnetización remanente.

### 2.3 Minerales ferromagnéticos (s.l.)

Los minerales ferromagnéticos son, en esencia, aquellos que contienen hierro magnético. El hierro es con diferencia el elemento de transición más abundante en el sistema solar, formando parte de soluciones magnéticas tanto extraterrestres como terrestres. Los más frecuentes son los óxidos de hierro como la Magnetita, la Maghemita y el Hematites, los oxidohidróxidos de hierro, como la Goethita y la Ferrihidrita, y los sulfuros de hierro tales como la Greigita y la Pirrotina. Este trabajo se centra en algunos

de estos minerales magnéticos, como la Magnetita y en algunos casos Hematites y Pirrotina.

#### *Magnetita ( $Fe_3O_4$ )*

La Magnetita es el mineral ferromagnético s.l. más común y por tanto el que mayor interés paleomagnético ha recibido. Se encuentra presente en la mayoría de las rocas magmáticas y en una gran parte de las rocas metamórficas y sedimentarias. De visu es un mineral de color negro, brillante y de alta densidad. A excepción del hierro puro, la Magnetita es el que presenta las propiedades magnéticas más intensas de los habituales en la corteza terrestre. El comportamiento es ferrimagnético, y posee una temperatura de Curie ( $T_C$ ) de  $580^\circ C$  (Dunlop y Özdemir, 1997). Presenta estructura cristalina perteneciente al sistema cúbico que a  $-150^\circ C$  cambia a monoclinica, punto que se conoce como *Transición de Verwey* (Verwey, 1939) que conlleva, además, un cambio en sus propiedades magnéticas. Su rango de coercitividad (intensidad del campo magnético que se debe inducir a una muestra para llevar su magnetización a cero una vez que la muestra haya sido magnetizada hasta la saturación) es bajo, del orden de 0.03 T.

La Magnetita puede ser primaria, ya sea en las rocas magmáticas como en las sedimentarias. En algunas ocasiones hay procesos diagenéticos que favorecen la formación de Magnetita secundaria. Estos procesos son muy diversos como enterramiento, procesos de presión-disolución, circulación de fluidos termales, aumento de temperatura, procesos de diagénesis sedimentaria, etc. En estos casos se puede formar a partir de otros minerales, por ejemplo, oxidación de otros óxidos de hierro, sulfuros, carbonatos férricos (Dunlop y Özdemir, 1997), o en condiciones de reducción del Hematites para dar Magnetita, que a su vez puede oxidarse a Maghemita (Murad y Wagner, 1998; Evans y Heller, 2003; Carrancho y Villalaín, 2011).

#### *Hematites ( $\alpha$ - $Fe_2O_3$ )*

El Hematites es un óxido de hierro que cristaliza en el sistema hexagonal y su comportamiento es antiferromagnético. De visu presenta un color de gris a rojo, opaco, a veces brillante y densidad media. Son especialmente abundantes en ambientes



sedimentarios en condiciones oxidantes, por ejemplo, capas rojas o *red beds*. Se pueden encontrar presentes en otros tipos de rocas como las ígneas pero la aportación a las propiedades magnéticas frente a otros minerales ferromagnéticos en ese tipo de roca es despreciable. La temperatura a la cual desaparece su magnetización se llama temperatura de Néel en lugar de Curie ya que esta última se usa exclusivamente para minerales ferromagnéticos s.s. (Tauxe, 2008). La temperatura de Néel para el Hematites es aproximadamente de 685° C (Dunlop y Özdemir, 1997); el espectro de coercitividad es elevado, pudiendo alcanzar hasta 5T. Al igual que la Magnetita, el Hematites presenta una transición cristalográfica que se produce a -10° C, conocida como la *Transición de Morin*, que transforma la red magnética convirtiéndose en un mineral antiferromagnético neto, (Morin, 1950).

La génesis es variada, se puede encontrar Hematites en depósitos de metasomatismo de contacto, formado por procesos hidrotermales, rocas ígneas, rocas sedimentarias en contextos de oxidación, etc. Al igual que la Magnetita, su formación puede ser primaria o secundaria. Se puede formar por oxidación a alta temperatura de (titano)Magnetitas durante procesos de enfriamiento o por oxidaciones prolongadas de Magnetita a temperatura ambiente. Existen otros procesos secundarios que generan Hematites en contextos sedimentarios como la inversión de Magnetita, la deshidratación de Goethita, transformación de minerales arcillosos y la precipitación de granos ultrafinos de Hematites procedentes de soluciones ricas en hierro en los intersticios de sedimentos detríticos (Por ejemplo,.: Dunlop y Özdemir, 1997; De Boer, 1999; Carrancho, 2010).

#### *Pirrotina (Fe<sub>7</sub>S<sub>8</sub>-Fe<sub>11</sub>S<sub>12</sub>)*

La Pirrotina es un sulfuro de hierro, que de visu presenta un color dorado, dureza y densidad medias y es opaco. Su comportamiento es ferrimagnético. Se forma generalmente en la diagénesis de sedimentos marinos en presencia de materia orgánica; también se puede encontrar en rocas magmáticas básicas y metamórficas. La temperatura de Curie es de 320° C y presenta un rango de coercitividad de entre 0.05 y 0.15T.

Existen otros minerales de interés paleomagnético que no entran dentro del estudio de la tesis. A continuación, se muestra una tabla con los grupos y minerales de relevancia para estudios paleomagnéticos y sus principales características magnéticas.

Grupo	Mineral	Composición	Ms(Am <sup>2</sup> /kg)	Temperatura de Curie Tc (°C)	Campo coercitivo Bc (mT)	Susceptibilidad Magnética K (x 10 <sup>-3</sup> SI)
Óxidos	Magnetita	Fe <sub>3</sub> O <sub>4</sub>	92	580	20-40	1000
	Titano-Magnetita	Fe <sub>3-x</sub> Ti <sub>x</sub> O <sub>4</sub>	<92	<580	20-40	<1000
	Maghemita	γFe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	74	590-675	20-40	1000
	Hematites	αFe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.4	675	>1000	1.3
Oxihidróxido	Goethita	FeOOH	<1	70-125	>1000	1
Sulfuros	Greigita	Fe <sub>3</sub> S <sub>4</sub>	25	330	60-100	1
	Pirrotina	Fe <sub>7</sub> S <sub>8</sub>	<20	325	50-150	1

Tabla 2.1. Tabla de minerales ferromagnéticos más habituales en las rocas de la corteza terrestre junto con algunas de sus propiedades magnéticas. (Villalaín, 2016).

Table 2.1. Table of the most common ferromagnetic minerals in the rocks of the Earth's crust along with some of their magnetic properties. (Villalaín, 2016).



---

## 3 Marco geológico

3.1 La placa Africana. Curva de Deriva Polar Aparente (APWP) _____	33
3.2. Unidades geológicas de Marruecos _____	38
3.3 Rasgos generales del Alto Atlas _____	42
3.4 Etapas en la evolución del Alto Atlas Marroquí _____	43
3.5 Deformación y estilo estructural del Alto Atlas Central. _____	47
3.6 Etapas tectónicas en la evolución del Alto Atlas Central _____	49
3.7 Diapirismo _____	51
3.8. Magmatismo Mesozoico _____	55

### **3.1 La placa Africana. Curva de Deriva Polar Aparente (APWP)**

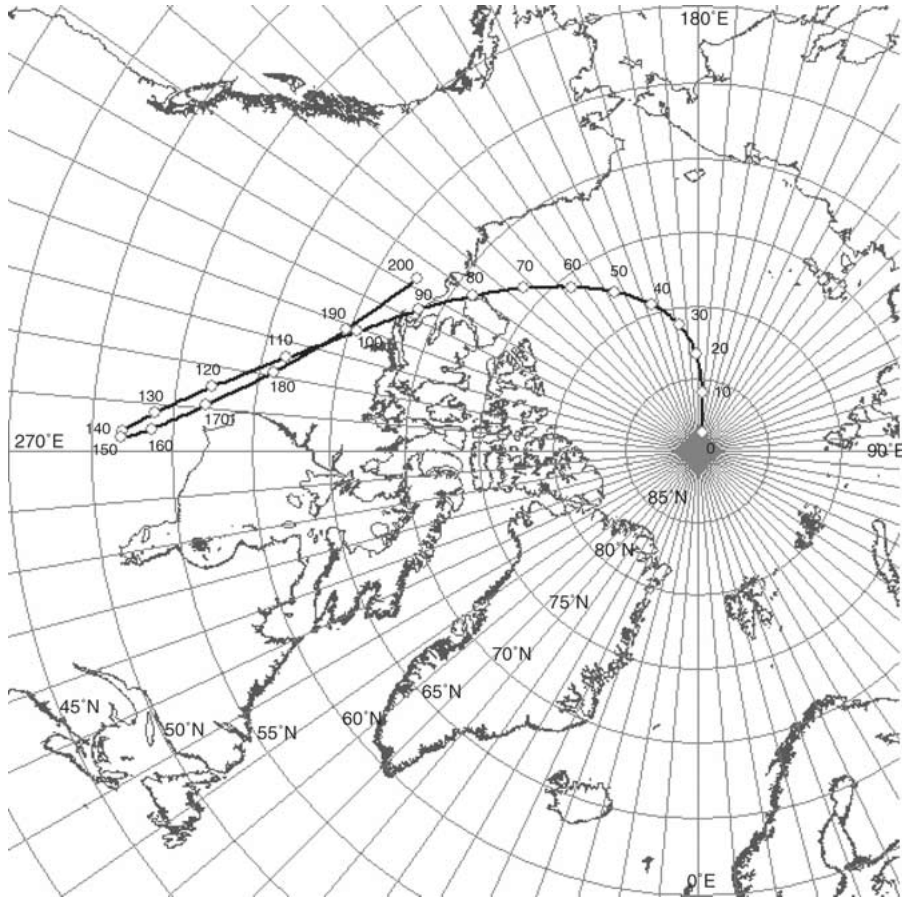
El paleomagnetismo es el estudio del Campo Magnético Terrestre (CMT) del pasado a través del registro del magnetismo remanente preservado en las rocas en el momento de su formación. Los resultados del análisis paleomagnético se expresan como vectores que reconstruyen la declinación e inclinación del campo magnético del pasado. Las direcciones paleomagnéticas pueden convertirse en los llamados polos geomagnéticos virtuales (VGP) asumiendo que se han generado por un dipolo geocéntrico. El promedio de un conjunto de VGPs, garantizando que promedia la Variación Secular del CMT, permite determinar los polos paleomagnéticos. Si promediada la Variación Secular se asume el modelo de Dipolo Axial Geocéntrico (GAD), las desviaciones de los polos paleomagnéticos respecto del polo geográfico se interpretan en términos de movimientos de la placa o bloque en la que se han obtenido los datos paleomagnéticos (Irving, 1958; Van der Voo, 1993). Con ellos, se pueden construir curvas de deriva polar aparente (APWP) que reflejan posiciones relativas de la placa estudiada respecto de otras y, por tanto, se obtiene el camino recorrido a lo largo de millones de años.

La construcción de las APWP ha sido fundamental para conocer la posición de los continentes a lo largo de los últimos 320 Ma. A partir de la magnetización remanente de las rocas se puede calcular la latitud original y la rotación para cada continente a través del tiempo. El paleomagnetismo no permite conocer las paleo-longitudes, pero estas se pueden estimar a partir de diversos métodos que permiten restaurar la longitud original o relativa, en relación con otros continentes. Sí se puede valorar qué placa o continente se ha movido menos desde el tiempo de la reconstrucción, y esa placa/continente puede usarse como referencia. África estaba rodeada de dorsales oceánicas durante la ruptura de Pangea por lo que se puede asumir que su movimiento en términos absolutos fue reducido, como confirman por otra parte los focos volcánicos asociados a la red de hot-spots (considerada como sistema de referencia fijo).

A partir de las anomalías magnéticas del fondo oceánico también se puede obtener la posición relativa de los continentes. Estas informaciones, unidas a la geometría de las zonas de fracturación (fallas transformantes), son obtenidas a partir del Jurásico (175 Ma). Además de las anomalías magnéticas, los puntos calientes fijos (hotspots) o trazas de puntos calientes se pueden usar para la reconstrucción del movimiento de las placas, pero su uso queda limitado a 130 Ma que es la traza de punto caliente más antigua conocida en el Atlántico Sur. A pesar de las limitaciones mencionadas, como el desconocimiento de las paleolongitudes, el paleomagnetismo es el único método que aporta datos cuantitativos de posicionamiento sobre el globo (Torsvik et al., 2008).

Desde que el supercontinente Pangea comienza a formarse, la posición relativa entre la mayoría de los continentes es relativamente bien conocida. Se considera que África, hoy en día, ocupa sus posiciones paleolongitudinales, lo que se conoce como método longitud cero de África. Este método ha sido importante para el desarrollo de combinaciones de reconstrucción a partir de puntos calientes “hotspot” y reconstrucciones paleomagnéticas. El primer uso de este método mantenía a África fija, aunque después se ha admitido un movimiento en longitud durante y después del Cretácico superior, con lo que su posición se ha corregido con posterioridad. Para la calibración de la longitud anterior a Pangea se utiliza el método de zona de generación de pluma, el cual usa paleopolos individuales de varios continentes para reconstruirlos en latitud y en orientación azimutal. El paleomagnetismo es, por tanto, el método más satisfactorio para conocer las posiciones pre-Cretácicas. Como se ha mencionado antes, las longitudes son imposibles de conocer en reconstrucciones paleomagnéticas, pero utilizando el método de longitud cero para África se pueden obtener reconstrucciones semi-absolutas.

El paleomagnetismo ha sido la clave para conocer el movimiento de los continentes a lo largo del tiempo, aportando evidencias inequívocas sobre la deriva de los continentes y permitiendo estimar de manera cuantitativa los desplazamientos entre los continentes a lo largo del tiempo. Estos desplazamientos se pueden observar para cada continente (fig 3.1) siguiendo la APWP que describe el recorrido en los últimos cientos de millones de años.



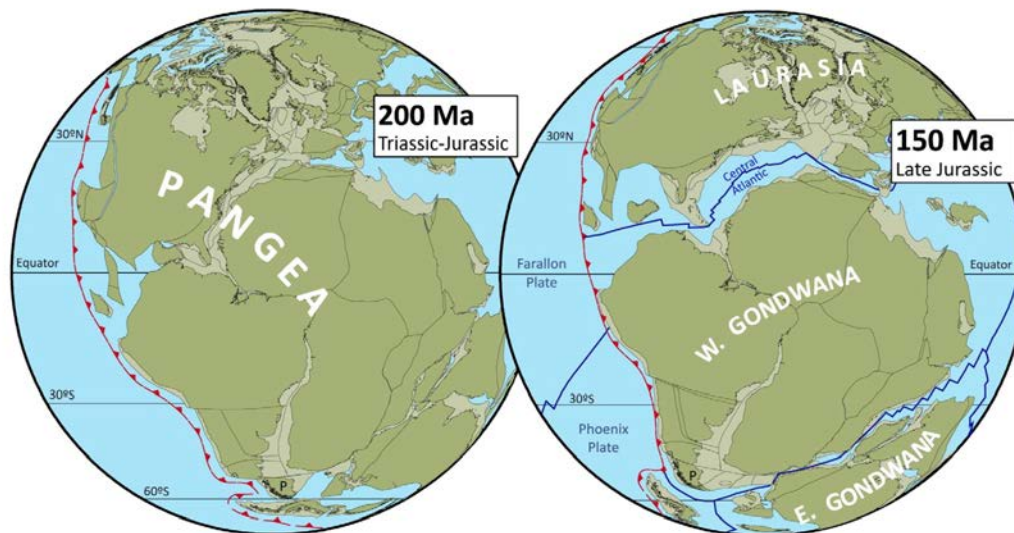
*Figura. 3.1. Curva de Deriva Polar Aparente para los últimos 200 Ma. de África en proyección ortogonal. Schettino y Scotese (2005).*

*Figure. 3.1 Apparent Polar Drift Curve for the last 200 Ma. of Africa in orthogonal projection. Schettino and Scotese (2005).*

Las reconstrucciones de los continentes son muy fiables a partir de los 300 Ma con la ruptura del supercontinente Pangea. En las reconstrucciones paleozoicas de Gondwana se encuentran incertidumbres importantes y no son fiables las reconstrucciones paleogeográficas para el Precámbrico, debido a que no hay provincias florales o faunísticas precámbricas. Las rocas antiguas han sido tectonizadas y eso no solo borra las magnetizaciones primarias, sino que también difumina los márgenes originales de los continentes. Es por tanto difícil saber la posición del probable supercontinente Rodinia que existió sobre la mayor parte del Neoproterozoico.

Las reconstrucciones paleogeográficas tienen un alto grado de confianza a partir del Mesozoico, es por ello por lo que la evolución a partir del supercontinente Pangea es bien conocida. Las reconstrucciones que se muestran aquí están basadas en la Curva de

Deriva Polar Aparente Global (GAPWP), siendo África (Sur) la placa de referencia hasta Pangea y África Central para el estadio post-Pangea; el resto de los continentes están modelados de acuerdo con su posición.



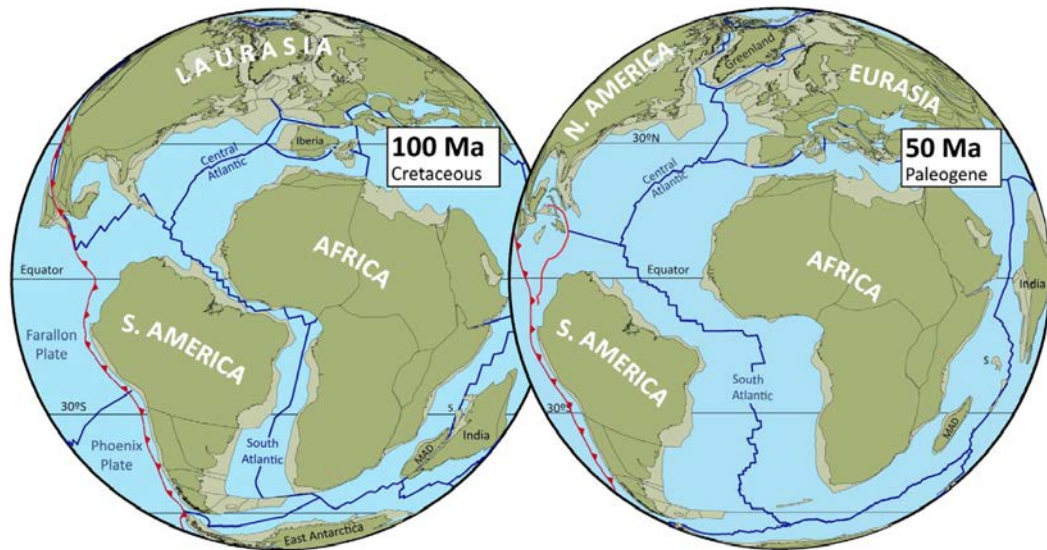
*Figura. 3.2 Reconstrucción de las placas tectónicas para el Triásico superior-Jurásico superior según Torsvik et al. (2012).*

*Figure. 3.2. Reconstruction of tectonic plates for the upper Triassic-late- Jurassic according to Torsvik et al. (2012).*

El movimiento a partir de Pangea viene caracterizado por una deriva general hacia el Norte y rotaciones eulerianas lentas (Torsvik et al., 2012). Durante el Mesozoico, la masa continental central se encontraba en latitudes tropicales; sin embargo, durante el Paleógeno se produce una marcada transición hacia latitudes norte. La fase más dinámica ocurre al resquebrajarse Pangea durante el emplazamiento de los magmas correspondientes al CAMP (Provincia Magmática del Atlántico Central, 200 Ma.), y la subsecuente apertura del océano Atlántico. Después de iniciarse el rifting, los movimientos más importantes de las masas continentales se producen en la deriva hacia el Oeste y al Este. El momento exacto del inicio de la apertura del Atlántico es incierto, pero podría haber ocurrido alrededor de los 180-177 Ma. La primera anomalía que se identifica en el suelo oceánico es la M25 en torno a los 155 Ma. La fragmentación de Pangea dio lugar a dos continentes: Laurasia formado por la actual Norteamérica y Eurasia y Gondwana formado por Australia, Antártida, Sudamérica, India y África.



Durante el Jurásico, la placa norteamericana se trasladó hacia el noroeste y el Atlántico se abrió hacia el norte.



*Figura. 3.3. Reconstrucción de las placas para el Cretácico y el Paleógeno según Torsvik et al. (2012).*

*Figure. 3.3. Reconstruction of the plates for the Cretaceous and Paleogene according to Torsvik et al. (2012).*

A finales de este periodo, comenzó la fracturación entre Sudamérica y África, de sur a norte, con la consiguiente apertura del Atlántico Sur (130 Ma), expansión del fondo marino entre la Antártida oriental e India (Gaina et al., 2007) y al mismo tiempo la India se separa de Australia (Mihut y Müller, 1998; Heine et al., 2004; Torsvik et al., 2008). A los 100 Ma. se conecta la apertura del océano Atlántico sur con el Atlántico central. Alrededor de 85 Ma., la India y las Seychelles se desviaron de Madagascar después de una surgencia térmica asociada con el punto caliente Marion. Entre los 60 y 55 Ma., Groenlandia se separó de Eurasia. Los océanos Índico y Atlántico continuaron expandiéndose, cerrando el mar del Tetis. Simultáneamente Australia se mueve rápidamente al Norte al igual que la India. La Antártida se mantiene muy cerca del polo Sur desde la formación de Pangea. La placa africana comenzó a cambiar su dirección de movimiento del oeste al noroeste hacia Europa, mientras que Sudamérica comenzó a moverse hacia el Norte. Hace 50 Ma. el promontorio de India colisionó con Eurasia, cerrando el mar del Tetis hace unos 35 Ma., como consecuencia de ello se produce la

orogenia Alpina que formó las principales cordilleras del sur de Europa y Asia, así como los Pirineos, Alpes, Himalaya y el Atlas Marroquí.

### 3.2. Unidades geológicas de Marruecos

El Atlas forma parte de una serie de unidades que conforman la geología marroquí. Podemos considerar su división en diferentes provincias o dominios (fig 3.4) que incluyen el dominio Sahariano, las montañas del Rif, el Anti-Atlas, las Mesetas y el Dominio Atlásico.

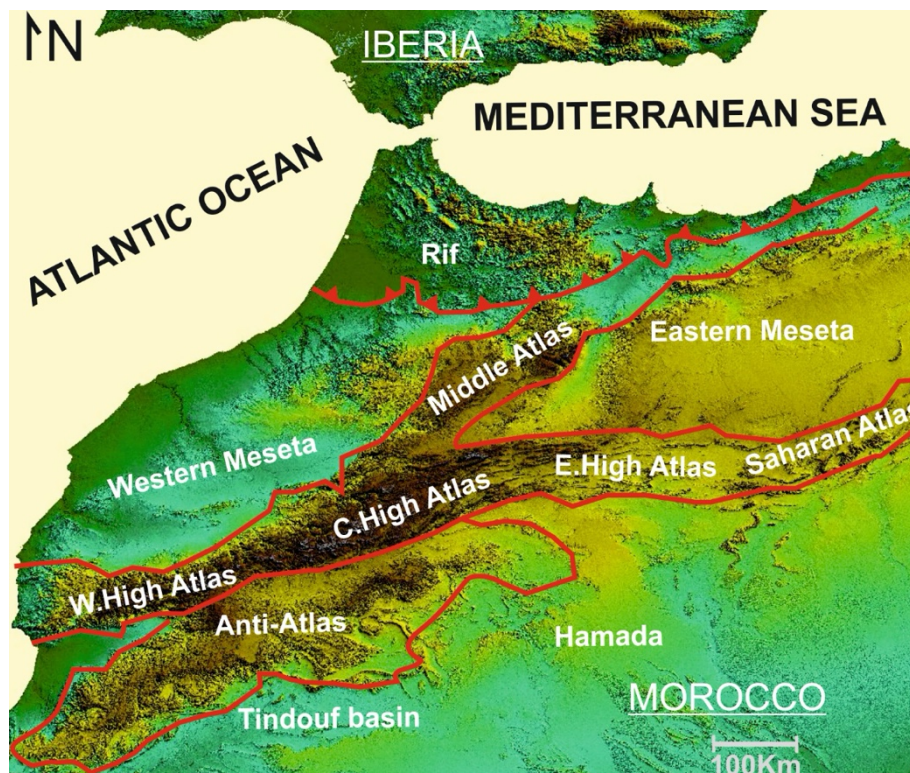


Figura. 3.4. Distintos dominios geológicos de Marruecos.

Figure. 3.4. Different geological domains of Morocco.

### Dominio Sahariano:

Constituye una penillanura que alcanza los 500 metros de altitud sobre el basamento precámbrico al sur del Sahara. Las estructuras paleozoicas presentan una orientación E-W. La parte oeste de esta serie paleozoica está plegada y constituye los relieves de Zemmour. Ya en el sur y fuera de la cadena se distingue las “*hamadas*”, que son *plateaux* donde dominan los terrenos calcáreos frente al paleozoico. La elevación decrece hacia el sur desde los 1000 m hasta los 400 m en la cuenca de Tindouf y hacia el oeste hasta los 200 m en la cuenca de Tarfaya, cerca del Atlántico. Más hacia el oeste hasta la cuenca de Dakhla domina una planicie con depósitos esencialmente carbonáticos ricos en fosfatos.

### Dominio del Rif:

La cadena del Rif es la unidad más septentrional, que se origina debido a la colisión entre África y Eurasia durante la orogenia Alpina y el desplazamiento hacia el oeste del denominado Dominio de Alborán. La deformación dentro del orógeno es muy heterogénea y está caracterizada por tectónica extensional con diferentes episodios compresionales. Su prolongación hacia el Norte es la cadena Bética del sur de España.

### Dominio del Anti-Atlas:

La cordillera del Anti-Atlas es un cinturón de pliegues de antepaís que definen un gran antiforme situado al sudoeste de Marruecos. Está formado por rocas precámbricas (que aparecen en las llamadas “*Bouttonnières*” de rocas de basamento proterozoico, Choubert., 1963), granitos y esquistos rodeado por una cobertera Paleozoica. Su límite al norte es la falla Sur Atlásica (SAF) y presenta muy poca deformación Alpina.

### Dominio de la Meseta:

Está formado por la Meseta oriental y la Meseta Atlántica. La meseta Atlántica está compuesta por terrenos metamórficos, graníticos y sedimentarios paleozoicos. Al ser el dominio Atlántico un margen pasivo, ha tenido lugar una continua subsidencia de las cuencas que ha favorecido la acumulación de sedimentos. El basamento está cubierto por sedimentos mesozoicos y cenozoicos quedando aislado en pequeños macizos. La meseta oriental se extiende hasta Argelia y está compuesta por terrenos paleozoicos aislados por una cobertera tabular. Todo el dominio del Atlas está limitado al Sur por la *Zona*

*transformante del Atlas Paleozoico (APTZ)* que se extiende hacia el este por la llamada *Zona de la Meseta Sur (SMSZ)*. La zona limítrofe con el macizo del Atlas es conocida como sistema de fallas Tizi n'test-Meltsen.

#### *Dominio Atlásico:*

El dominio Atlásico está fundamentalmente formado por el Alto Atlas y el Atlas Medio con orientaciones ENE-WSW y NE-SW respectivamente (Michard et al., 1976; Mattauer et al., 1977; Laville, 1977; Frizon de Lamotte et al., 2000). Representa el elemento morfológico y geológico más característico de Marruecos controlando la geografía, climatología e hidrogeología. Son dos sistemas montañosos intra-placa formados como resultado de la convergencia entre África y Europa.

*Atlas Medio:* Separa la meseta oriental y occidental, limitando al norte con el Rif y al Sur con el Alto Atlas. Está básicamente formado por rocas mesozoicas. La estructuración interna tiene una orientación NE-SW paralela a la tendencia general de la cadena (Termier, 1936; Fedan, 1988; du Dresnay, 1988; Charroud, 1990; Gómez et al., 1996; 1998; Arboleya et al., 2004). La estructura de la mitad norte del Atlas Medio es tabular, con fallas normales e inversas; esta zona queda separada de una zona plegada por la falla Norte del Atlas Medio (ANMA). La estructura de esta parte central deformada consiste en dos sinclinales que preservan capas cretácicas y cenozoicas. Al sur esta área está limitada por la falla sur del Medio Atlas (ASMA), falla normal marcada por una variación de espesor de las capas afectadas.

*Alto Atlas:* Es un cinturón montañoso plegado de dirección ENE-WSW; junto con el Medio Atlas se define como una cadena intracontinental (Michard, 1976; Mattauer, 1977; Missenard et al., 2006b), formada por un sustrato paleozoico y una cobertera mesozoica. El Alto Atlas queda dividido en tres grandes zonas:

- *Alto Atlas occidental:* El Alto Atlas occidental es un macizo de gran elevación, con valles profundos, que consisten principalmente en afloramientos de terreno cristalino cubiertos hacia el oeste por una serie mesozoica plegada. Comprende la parte más occidental de la cadena desde la costa Atlántica hasta el

puerto de Tizi n'Tichka. La parte más occidental está compuesta por una serie meso-cenozoica principalmente marina y permo-triásica continental y la parte oriental queda representada por rocas magmáticas y sedimentarias de edad paleozoica. Esta unidad consta de una serie de cuencas que, durante el período Jurásico, recibieron sedimentación atlántica sin comunicación con los surcos marinos del Alto Atlas y Medio Atlas.

- *Alto Atlas Central*: Se extiende desde Tizi n'Tichka al oeste hasta las gargantas de Oued Ziz en el este (Piqué, 1994). Está constituido por sedimentos mesozoicos marinos y continentales, que alcanzan potencias de hasta 8000 m (Bernasconi, 1983; Teixell et al., 2007; Sarih, 2008). El estilo estructural se caracteriza por grandes sinclinales en los que aflora el Jurásico medio y estrechos anticlinales, “ridges” o “rides” en los que normalmente afloran rocas del Lías.

- *Alto Atlas Oriental*: El alto Atlas Oriental es la parte situada más al este de la cadena dentro del territorio marroquí. Está constituida como el Alto Atlas por una serie mesozoica potente, aunque más reducida y con un relieve más suave.

En esta tesis se presenta un estudio detallado de estructuras clave para la comprensión de las fases de deformación del Alto Atlas Central, basándose en el estudio de tres perfiles clásicos. De este modo se describe el Alto Atlas Central, y dentro de él su parte más oriental y occidental. Por ello, en los siguientes apartados se trata sobre la deformación y los procesos que afectan al Alto Atlas Central, si bien se hace referencia a las fases de deformación que afectan a toda la cadena.

### **3.3 Rasgos generales del Alto Atlas**

La cordillera del Alto Atlas se extiende a lo largo de 2400 km desde las montañas de Túnez en el Este hasta el Océano Atlántico al Oeste, pasando por el Sahara argelino. El Atlas está formado por segmentos con direcciones dominantes ENE-OSO y NE-SO (Mattauer et al., 1977). El punto más alto de la cordillera se encuentra en Marruecos, el Jebel Toubkhal que alcanza una altura de 4.167 m. La cordillera del Atlas ha sido extensamente estudiada debido a que es la rama occidental de África y punto de conjunción entre África, Norteamérica y Europa. Por tanto, jugó un papel importante en el mencionado desmembramiento de Pangea y apertura del Océano Atlántico.

El basamento precámbrico y paleozoico sobre el cual se encuentra toda la serie mesozoica forma la parte más elevada del oeste del Alto Atlas. Está compuesto principalmente por granitos y rocas metamórficas, mientras que la sucesión paleozoica está caracterizada por rocas clásticas y carbonatadas deformadas durante la orogenia Varisca (Michard et al., 2008; Ellero et al., 2012).

A mediados y finales del Triásico comienza a registrarse una etapa de rifting, con extensión en dirección NO-SE, lo que es considerado un paso previo a la posterior apertura del Atlántico Central. Durante esta etapa se desarrollan cuencas evaporíticas, controladas por estructuras previas de dirección NNE-SSO, además de un magmatismo basáltico que, aunque breve, es muy importante en volumen. Durante el Jurásico se produce el relleno de las cuencas desarrolladas durante la etapa extensional. A partir del Cretácico superior y durante el Paleógeno y Neógeno tiene lugar la inversión de las cuencas debido a la convergencia entre África y Eurasia.

### 3.4 Etapas en la evolución del Alto Atlas Marroquí

La ruptura del supercontinente Pangea se inició con la formación de varios rifts intracontinentales, algunos de los cuales se convirtieron en límites de placa, mientras que los otros forman tan solo un adelgazamiento litosférico intracontinental. La apertura del océano Atlántico entre América y África inicialmente, posteriormente Iberia y finalmente Europa, causaron movimientos diferenciales entre estos continentes.

La evolución geodinámica del Atlas comprende dos fases principalmente. La primera fase de rifting tiene lugar en dos estadios. El estadio principal se produce a finales del Triásico y comienzo del Lías inferior y el segundo estadio, de menor importancia, durante el Lías superior y Dogger. El primero y más desarrollado es considerado como la propagación hacia el este de la apertura de Pangea. Queda revelado por un desarrollo de fallas normales durante el Triásico superior que permitió la formación de numerosas cuencas y su relleno caracterizado por depósitos de *red beds* y desarrollo local de sucesiones evaporíticas (Courel et al., 2003). Su acumulación, viene controlada por el sistema de fallas que se extiende desde el margen Atlántico marroquí al oeste hasta Túnez y Argelia en el este (Ellouz et al., 2003; Frizon de Lamotte et al., 2008; Gouiza et al., 2010). Las sucesiones evaporíticas afloran en el Alto Atlas Central, de forma más extensa en la parte más oriental. La orientación de las fallas normales que controlan la etapa principal de rifting es ENE en el Alto Atlas, ligeramente oblicuas a la tendencia general de la cadena E-W y NE en el Atlas Medio. Las cuencas extensionales podrían estar formadas por *grabens* simétricos y asimétricos limitados por fallas de alto ángulo. Las variaciones de espesor que presentan las cuencas llegan a alcanzar los 2 km (Domènech et al., 2015). El episodio extensional funcionó desde el Trías medio-superior hasta el Jurásico inferior. Esta fase de rifting produjo dos surcos, uno de dirección ENE-WSW (Alto Atlas) y otro con dirección predominante NE-SW (Atlas Medio) durante el Triásico superior (Laville et al. 1991, 2004; Laville y Piqué, 1992; Piqué y Laville, 1993; Ibouh, 2004). Durante esta etapa se produce un régimen extensional oblicuo a las estructuras hercínicas heredadas, que presentan tres direcciones principales: las fallas de dirección

N40E-N60E que están presentes en el Atlas Medio, las fallas normales N90E oblicuas a la dirección principal de extensión y las fallas de desgarre de dirección N120E presentes en los bordes de las cuencas centrales.

La sedimentación triásica es fundamentalmente continental como atestiguan los *red beds*, conglomerados y areniscas aluviales (Beauchamp et al., 1988). Esta etapa de sucesivos rifting debidos a la rotura de Pangea viene asociada a una etapa de intensa actividad magmática en un corto periodo de tiempo que caracteriza el Atlas Central, conocida como CAMP (provincia magmática del Atlántico central; Marzoli et al., 1999; 2004; Hesselbo et al., 2002; Youbi et al., 2003; Knight et al., 2004; Verati et al., 2005, 2007; Nomade et al., 2007; Mahmoudi y Bertrand, 2007; Whiteside et al., 2007; Deenen et al., 2010; Ruth et al., 2010).

A partir del Lías se distinguen dos provincias en el sistema Atlásico: i) la provincia oriental, de afinidad Tethysiana que corresponde fundamentalmente a los dominios del Alto Atlas Central, Oriental y Medio Atlas, siendo los dos primeros objeto de estudio de esta tesis y ii) la provincia occidental o de afinidad Atlántica. Estas dos provincias quedan separadas por el Arco Occidental Marroquí (Western Meseta (fig 3.4)). Durante el Lías inferior se produce subsidencia y una transgresión marina, lo que favorece el desarrollo de plataformas carbonatadas (Du Dresnay, 1971; Tesón, 2009), durante el Lías medio se crean condiciones de mayor subsidencia.

El segundo episodio de rift es reconocido por una rápida transición desde secuencias de plataforma hasta facies continentales, cuya edad varía desde el Jurásico inferior hasta el Jurásico medio-superior, dependiendo de los autores (Laville y Piqué, 2004; Frizon de Lamotte, 2008).

Algunos de los autores señalan este evento en el Sinemuriense-Pliensbachiense seguido de una fase postrift que está ligada a bajas tasas de subsidencia térmica (Ellouz et al., 2003; Frizon de Lamotte et al., 2008). Mientras, otros autores sitúan esta etapa algo más temprana, señalando el fin de la fase a comienzos del Jurásico, seguida de la fase post-rift al final del Jurásico inferior y Jurásico medio, con una influencia local y baja actividad extensional. De acuerdo con estos autores, desde el Toarciense hasta el Batoniense dominó un régimen transtensional con el desarrollo de surcos profundos y de manera coetánea intrusión de cuerpos volcánicos. La discrepancia en el tiempo del rifting



se basa en la ausencia de fallas cortando capas posteriores al Jurásico inferior. Se producen por tanto en esta etapa, cambios litoestratigráficos, los cuales muestran variaciones batimétricas y de medios profundos a someros que tuvieron lugar desde el Lías medio hasta el Dogger (Frizon de Lamotte et al., 2008). A lo largo del Jurásico inferior, las plataformas carbonatadas poco profundas experimentan un hundimiento cada vez mayor. El final del Jurásico inferior y Jurásico Medio se caracterizó por el depósito de series de margas y calizas, terminando con una regresión marina y la sedimentación de series continentales (red beds). El Jurásico medio representa el episodio de mayor tasa de subsidencia y mayor espesor de sedimentos, alcanzando, junto con el Toarciense, más de 5000 m de calizas y margas en la parte central del Alto Atlas (Laville et al., 1977; Ibouh et al., 1994; Teixell et al., 2003).

La tasa de migración hacia el este de África se ve reducida durante el Jurásico medio (Olivet, 1984). En el Jurásico Superior se produce además el comienzo de la ruptura del Atlántico Sur (Robinowitz y Labreque, 1979; Fairhead, 1988). En la cadena del Atlas, estos eventos representan, según algunos autores, el inicio de los movimientos relacionados con una compresión incipiente, dando como resultado un proceso de cizallas sinestrales y zonas de relevo en los accidentes principales N70E a E-W. La apertura del Atlántico Central y la variación de la velocidad de la apertura de la dorsal oceánica durante el Jurásico medio produce una reactivación de movimientos sinestrales que se expresa con el emplazamiento de múltiples cuerpos asociados a magmatismo alcalino (Beraâuz, 1993; Lachmi et al., 2001; Zayane, 2002; Zayane et al., 2002; Ibouh, 2004; Bensalah et al., 2006; Bensalah et al., 2013).

El emplazamiento de plutones, principalmente intrusiones gabroicas es un carácter distintivo de la parte central del Alto Atlas Marroquí. Son cuerpos de forma elípticos con longitudes entre 10-20 Km y 2-5 Km de ancho emplazados a lo largo de un eje N45E (Laville y Piqué, 1992). Existen algunas estructuras que sugieren un emplazamiento diapírico mientras que aureolas metamórficas relativamente pequeñas sugieren un emplazamiento en frío y de roca magmática rígida. El emplazamiento de estos materiales originó el inicio de relieves emergidos en el centro de la cadena (Ibouh, 1994; Piqué et al., 1998). Algunos autores, como Mattauer et al. (1972, 1977), Laville y Piqué (1992) y Laville et al. (2004) han propuesto una fase de compresión, plegamiento, asociado a clivaje, y erosión intra-jurásica, relacionada con estos procesos.

Este evento marcaría según dichos autores el comienzo de la inversión tectónica de la cuenca del Atlas en relación con las primeras etapas de la apertura del Atlántico Sur en el Jurásico Superior. Esta interpretación mantiene un debate (Laville, 2002; Gómez, 2002) ya que los datos de fission tracks sugieren que las rocas plutónicas estaban en profundidad hace 80 Ma (Barbero, 2007), y recientemente Calvín et al. (2017) mediante datos paleomagnéticos demuestran el origen post-Cretácico del clivaje y los pliegues asociados.

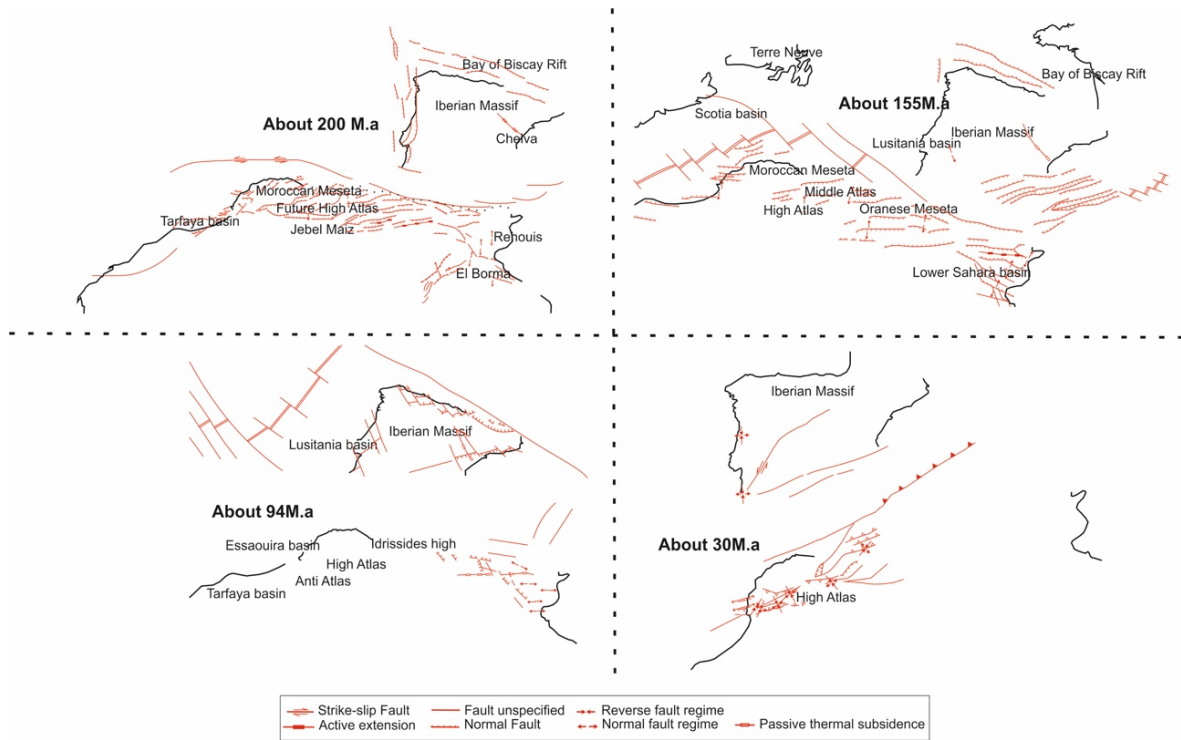


Figura. 3.5. Reconstrucción paleogeográfica del Norte de África e Iberia mostrando la principal actividad tectónica y paleoesfuerzos de cada época. Modificado de Decourt et al. (2000).

Figure. 3.5. Palaeogeographic reconstruction of the North of Africa and Iberia showing the principal tectonic activity and paleostress at each time. Modified from Decourt et al. (2000).

Se podría sugerir que el magmatismo jurásico-cretácico está asociado a un levantamiento por algún tipo de pluma de manto (tanto ascenso vertical en el concepto clásico de pluma de manto como migración lateral, Oyarzun, 1997) y esta interpretación podría ser coherente con la exhumación del Marruecos central (Teixell, 2005; Zeyen, 2005; Missenard, 2006; Barbero, 2007, 2011; Malusa, 2007; Ghorbal, 2008; Frizon de Lamotte, 2009). Mchonee (2000) señala que, aun habiendo plumas de manto, el

magmatismo no está relacionado con ellas. Otros autores ligan el magmatismo jurásico del Alto Atlas a la continuación de un régimen previo extensional (Frizon de Lamotte, 2008).

El Cretácico está marcado por dos periodos transgresivos, el primero a comienzos del Cretácico y evidenciado por depósitos de red beds del Jurásico final-Cretácico. Otra transgresión caracteriza el Cenomaniense y se observa por el desarrollo de plataformas carbonatadas (Moret, 1931; Choubert y Faure-Muret, 1962).

Durante el Cretácico no se observan las variaciones de espesor que se distinguen durante todo el Jurásico (Gouiza et al., 2010), registrando además una distribución de la subsidencia más uniforme (Frizon de Lamotte et al., 2009, 2011; Babault et al., 2013).

A partir del Cretácico superior y durante el Cenozoico se produce una inversión de las cuencas desarrolladas durante el Mesozoico. Cambia, por tanto, el régimen tectónico, respondiendo a la convergencia entre África y Eurasia con una dirección NW-SE. Durante el Cenozoico existen dos episodios compresivos: el primero ocurrió al final del Eoceno y el segundo desde el final del Mioceno hasta la actualidad (El Harfi et al., 2001, 2006; Bracène y Frizon de Lamotte, 2002; Missenard, 2006; Frizon de Lamotte et al., 2008). Los depósitos cenozoicos son conglomerados aluviales y depósitos lacustres contemporáneos con la deformación compresional. Durante el Plioceno superior y Cuaternario dominan los procesos erosivos, aunque la compresión continúa (Dutour y Ferrandini, 1985; Morel et al., 1993; Morel et al., 1999; Sébrier et al., 2006; Arboleya et al., 2008).

### **3.5 Deformación y estilo estructural del Alto Atlas Central.**

Las dos fases tectónicas principales del sistema del Atlas son la fase extensional durante el Triásico superior y Lías inferior y la inversión tectónica de las cuencas a partir del Cretácico Superior-Cenozoico hasta la actualidad.

Como otras cadenas intracontinentales, el Alto Atlas presenta doble vergencia y evolución compleja en el tiempo. Fallas inversas, y estructuras plegadas podrían resultar de la reactivación de las fallas extensionales preexistentes durante el rifting del Triásico-Lías.

El Alto y Medio Atlas presentan el mismo estilo estructural, tectónica de piel gruesa con el basamento involucrado en la deformación compresional (Frizon de Lamotte et al., 2000; Teixell et al., 2003; El Harfi et al., 2006). No obstante, existen estructuras en el límite Sur del Alto Atlas que han sido interpretadas como tectónica de piel fina (Beauchamp et al., 1999; Benammi et al., 2001; Teixell et al., 2003) favorecida por la existencia de niveles de despegue bajo la serie Mesozoica (normalmente en el Triásico superior).

La deformación compresional está heterogéneamente distribuida y se manifiesta en estrechos anticlinales y cabalgamientos asociados a estos pliegues, claramente relacionados con la compresión cenozoica, separados por amplios sinclinales, donde afloran sedimentos del Jurásico medio con zona de charnela sub-horizontal. El núcleo de los anticlinales está ocupado por rocas del Jurásico inferior y Triásico o por intrusiones magmáticas, en su mayoría gabros (en algunos casos basaltos asociados al CAMP), que caracterizan la parte central del Alto Atlas (anticlinales N45E). Estos pliegues pueden estar caracterizados por la reducción de espesores y discordancias. Esto sugiere una reactivación de las fracturas del basamento durante el Jurásico, aunque algunos autores abogan por un origen mayoritariamente diapírico (Saura et al., 2014). En el Atlas Medio muchos anticlinales se disponen de la misma manera, aunque es más patente la influencia de las fallas del basamento con funcionamiento transpresivo.

A partir del estudio de cortes transversales a la cadena, diferentes autores han estimado el acortamiento que se ha producido en el Atlas, quedando comprendido entre un 15% y un 24% para el Alto Atlas Central y siempre disminuyendo el porcentaje de este a oeste (Gómez et al., 2000). Estas estimaciones son difíciles de constreñir debido a que no existen cortes realmente compensados en los bordes N y S de la cadena por lo que seguramente se subestime el acortamiento relacionado con la etapa compresional Cenozoica. Aun suponiendo que el acortamiento fuera algo mayor, no justifica la elevación que alcanza la cadena, hasta 4167 m en su punto más alto. Esta elevación topográfica sin la adecuada raíz cortical produce un desequilibrio isostático (Ayarza et

al., 2005). De hecho, todos los autores señalan un adelgazamiento litosférico como el responsable de la alta topografía en el Atlas (Zeyen et al., 2005; Teixell et al., 2005; Missenard et al., 2006), justificando hasta 1000 metros de elevación por encima de la situación de equilibrio isostático debido a este proceso (Missenard et al., 2008).

### **3.6 Etapas tectónicas en la evolución del Alto Atlas Central**

Las principales etapas tectónicas del Alto Atlas Central (extensión e inversión) están documentadas por numerosos autores, pero hoy en día no existe un consenso sobre las posibles fases tectónicas ocurridas a lo largo del Jurásico y el Cretácico inferior. Desde hace varias décadas existen dos corrientes principales acerca de la actividad tectónica durante el Mesozoico. Este debate fue abierto por Jacobshagen et al., (1988) quienes señalaron que la inversión tectónica en su totalidad había comenzado al final del Oligoceno, lo cual contradecía a Studer y du Dressnay (1980) que argumentaban que las *ridges* o *rides* (que puede traducirse como crestas) se generan en el Jurásico inferior y medio por movimientos compresionales, llegando a distinguir dos fases de deformación sinsedimentaria separadas por un periodo de relativa calma: una primera fase de deformación durante el Toarciense-Aaleniense y una segunda etapa durante el Bajociense-Batoniense. Desde entonces y hasta la actualidad no hay datos irrefutables para determinar si realmente todo el Jurásico fue un periodo de calma tectónica o, sin embargo, hubo esfuerzos transtensivos (o transpresivos) que deformaran la cobertera.

Los primeros movimientos sinsedimentarios fueron descritos por Du-bar (1938). En esta línea, Laville y Piqué (1992) y Laville et al. (1994), defendieron la existencia de deformaciones dúctiles a pequeña escala durante el Jurásico, basándose en el desarrollo de clivaje en cuerpos intrusivos, señalando el emplazamiento de los cuerpos de gabros de manera coetánea a la deformación durante el Jurásico medio. Esta relación temporal se basa en depósitos de *red beds* que fosilizan la deformación que Laville y Piqué (1992) creían de edad Jurásica, mientras que Michard et al. (2011) señalan como del comienzo del Cretácico. En los últimos años se han presentado dataciones de estos depósitos

(Charrière et al., 2009), situándolos dentro del Paleoceno superior, lo que invalidaría los argumentos defendidos de una compresión intra-jurásica.

Según Laville et al. (2004) el régimen general en el Alto Atlas comienza a ser transpresivo durante el Jurásico medio-superior. Autores como Beauchamp et al. (1996, 1999), Bertotti y Gouiza, (2012), o Lepretre et al. (2017) admiten un levantamiento del Alto Atlas Central durante el Jurásico medio superior-Cretácico inferior el cual podría causar deformaciones sinsedimentarias.

Otros autores, como Ibouh et al. (1994) concluyen que las estructuras en el área de Imilchil (Alto Atlas Central) revelan una fase compresiva durante el Bajociense. En la misma línea, Ibouh et al. (2001) señalan tectónica compresiva posterior al Toarciense-Aalenense. Etakki et al. (2007) definen deformaciones sedimentarias durante el Bajociense y Batoniense que corresponden a un régimen transpresivo sinistral coetáneo con el emplazamiento de cuerpos magmáticos. Guezal et al. (2013) concluyen, a partir de un estudio geodinámico, químico y petrográfico que, durante el Jurásico y comienzo del Cretácico, se produce una etapa de tectónica transpresiva asociada a magmatismo transicional. Sin embargo, hay autores que no reconocen deformaciones compresivas ni tectónica transpresiva, durante el Jurásico y el Cretácico (Gomez et al., 2002; Ellouz et al., 2003; Teixell et al., 2003; Arboleya et al., 2004; Barbero et al., 2007; Frizon de Lamotte et al., 2008; Michard, 2008; Babault et al., 2013; Bensalah et al., 2013; Moragas et al., 2016; Martin-Martin et al., 2017; Teixell et al., 2017). Algunos de estos autores explican las deformaciones intra-jurásicas debidas al emplazamiento de los cuerpos intrusivos, pero nunca debidos a tectónica transpresiva (Teixell et al., 2003; Arboleya et al., 2004). Estudios de *fission tracks* de apatito muestran una edad de exhumación de diferentes intrusiones en el Alto Atlas Central centrada en 80 Ma. indicando que no hay un levantamiento significativo y erosión durante el Jurásico medio-superior (Barbero et al., 2007). Cálculos a partir de indicadores térmicos y marcadores de enterramiento sedimentario tales como la reflectancia de la vitrinita (Moragas et al., 2017) indican que las rocas Jurásicas podrían haber estado enterradas a 2.3 km de profundidad hasta el final del Cretácico, antes de la compresión Alpina, levantamiento y subsecuente erosión. En la misma línea, trabajos de termocronología con curvas de baja temperatura en sección *offshore-onshore* de la costa Atlántica de Marruecos, muestran una exhumación desde finales del Triásico hasta mediados del Jurásico, seguido de una subsidencia con aumento

de la temperatura para finales del Jurásico y Cretácico inferior y una exhumación posterior hasta la actualidad (Charton et al., 2018).

En este trabajo se abordará este debate para las diferentes áreas estudiadas, aportando luz a los posibles escenarios tectónicos que tuvieron lugar durante el Jurásico medio-superior y Cretácico inferior en el Alto Atlas Marroquí.

### 3.7 Diapirismo

Un diapiro es un cuerpo de roca que asciende debido a su baja densidad (lutitas, yesos, halita, evaporitas en general) en relación con las rocas circundantes, de manera que en su movimiento en la vertical desplaza o rompe las rocas suprayacentes. Al proceso se le denomina diapirismo. A través del empuje y la penetración en las capas suprayacentes, el diapirismo puede formar anticlinales y domos salinos, estructuras con capacidad de albergar hidrocarburos o rocas ígneas.

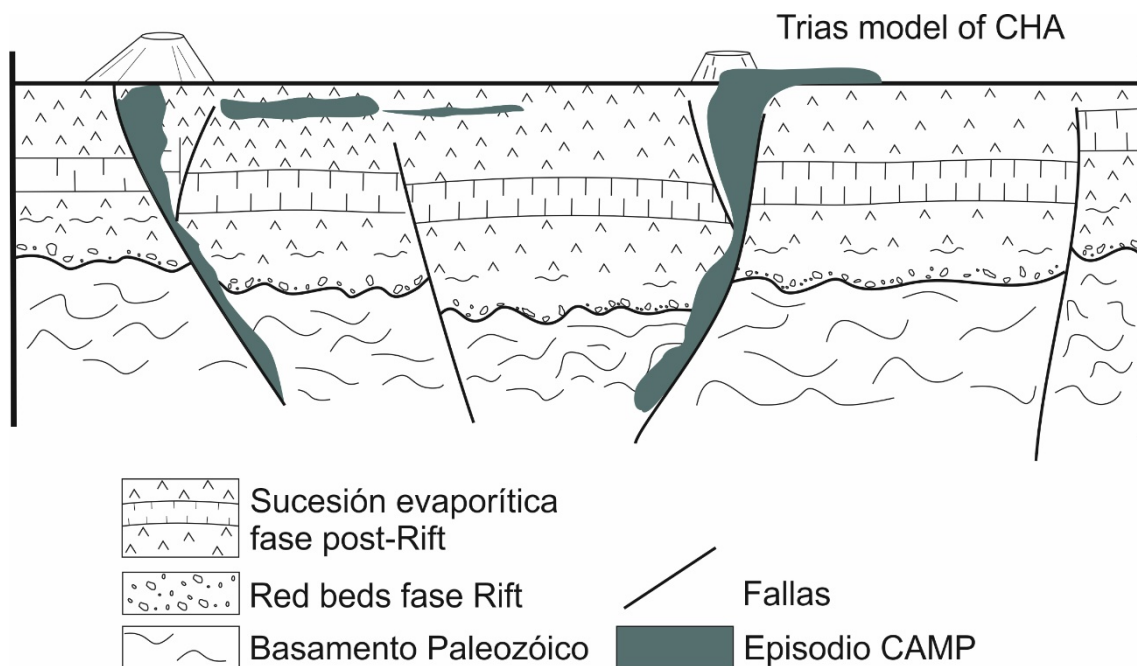


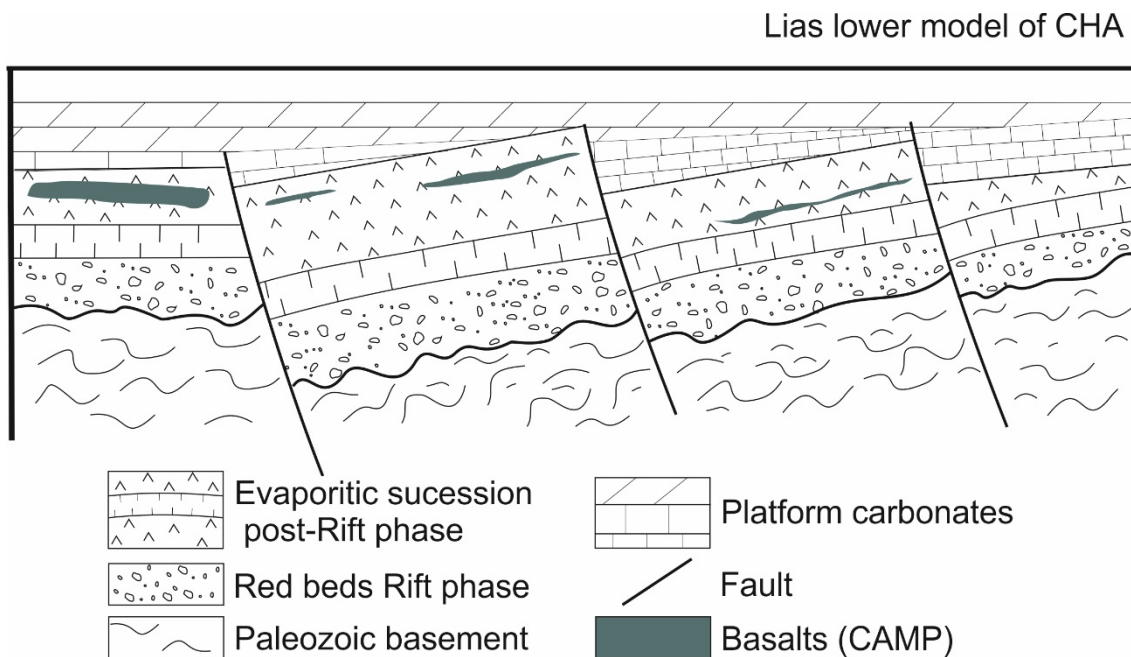
Figura. 3.6. Modelo geológico en corte del Alto Atlas Central durante el Triásico.

Figure. 3.6. Geological model of the Central High Atlas during Triassic.

Durante la etapa de rift Triásico tuvo lugar la sedimentación de *red beds* (Courel et al., 2003) y un desarrollo de gran espesor de evaporitas en la zona más occidental del Atlas, siendo más escasos al este del Atlas Central, vinculadas en este caso a la fase postrift (Tari et al., 2013).

A finales del Triásico tiene lugar el episodio del CAMP que afecta a todo el Atlas Marroquí: Los basaltos quedan embebidos dentro de las sales que ya cubren o rellenan las incipientes cuencas, emplazándose a veces en condiciones subvolcánicas (fig 3.6).

A lo largo del Lías inferior la subsidencia es rápida y el espesor de sedimentos acumulado por el desarrollo de plataformas carbonatadas del orden de unos 3000 m (fig 3.7). Durante este periodo la cuenca se compartimenta a favor de fallas normales (Merino-Tomé et al., 2012).

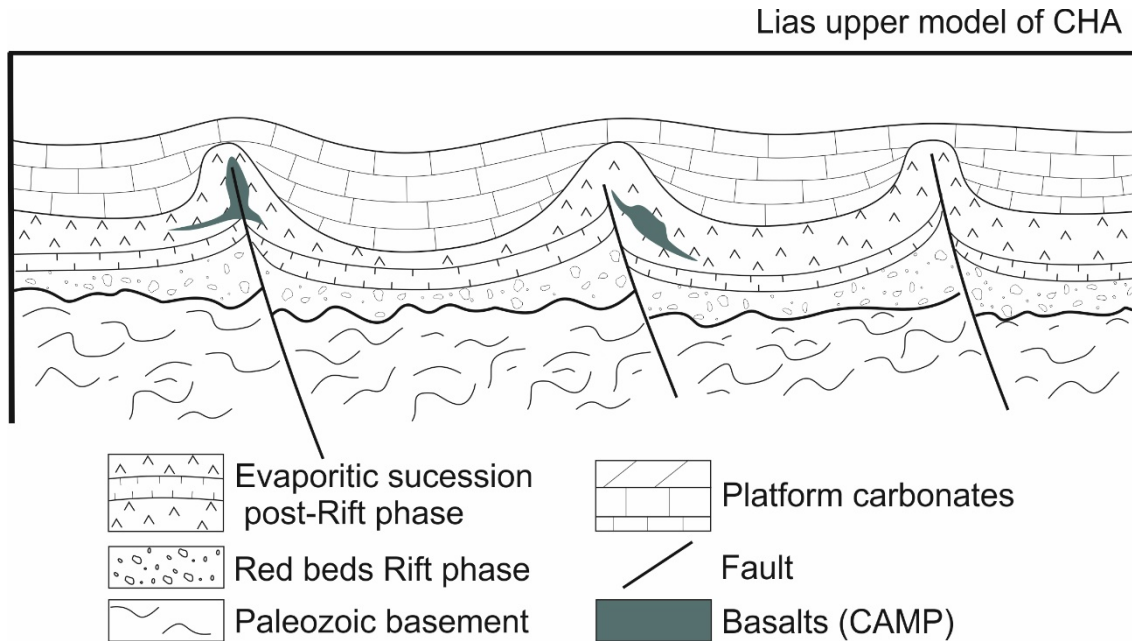


*Figura. 3.7. Modelo geológico en corte del Alto Atlas Central durante el Lias inferior.*

*Figure. 3.7. Geological model of the Central High Atlas during the lower Lias.*



La actividad diapírica probablemente tuvo lugar desde el Pliensbachiense hasta el Calloviense (fig 3.8), en parte debida a la carga litostática diferencial inducida por la extensión, desarrollando lo que se conoce como provincia salina del Atlas (Atlas Salt Province, Saura et al., 2014).



*Figura. 3.8. Modelo geológico en corte del Alto Atlas Central durante el Lias superior.*

*Figure. 3.8. Geological model of the Central High Atlas during the upper Lias.*

Las evaporitas aparecen de manera extensiva y con grandes potencias en el *offshore* mientras que en el Alto Atlas Central están concentradas en los núcleos de algunos ridges. Este hecho hace que se cuestione la primera idea de que el origen de los ridges era exclusivamente debido a una tectónica transtensiva y abre la posibilidad a que exista (también) tectónica salina. En el Jurásico medio-superior se desarrolla un ciclo magmático que afecta a todo el Alto Atlas Central. Este ciclo produce el emplazamiento de cuerpos gabroicos en los núcleos de las ridges (fig 3.9), que, hasta el momento, se encuentran ocupados por sales. El incremento de temperatura producido favoreció probablemente la circulación y evacuación de las sales, disminuyendo así su volumen y favoreciendo por otra parte su movimiento, sobre todo en la parte Central y este del Alto Atlas Central.

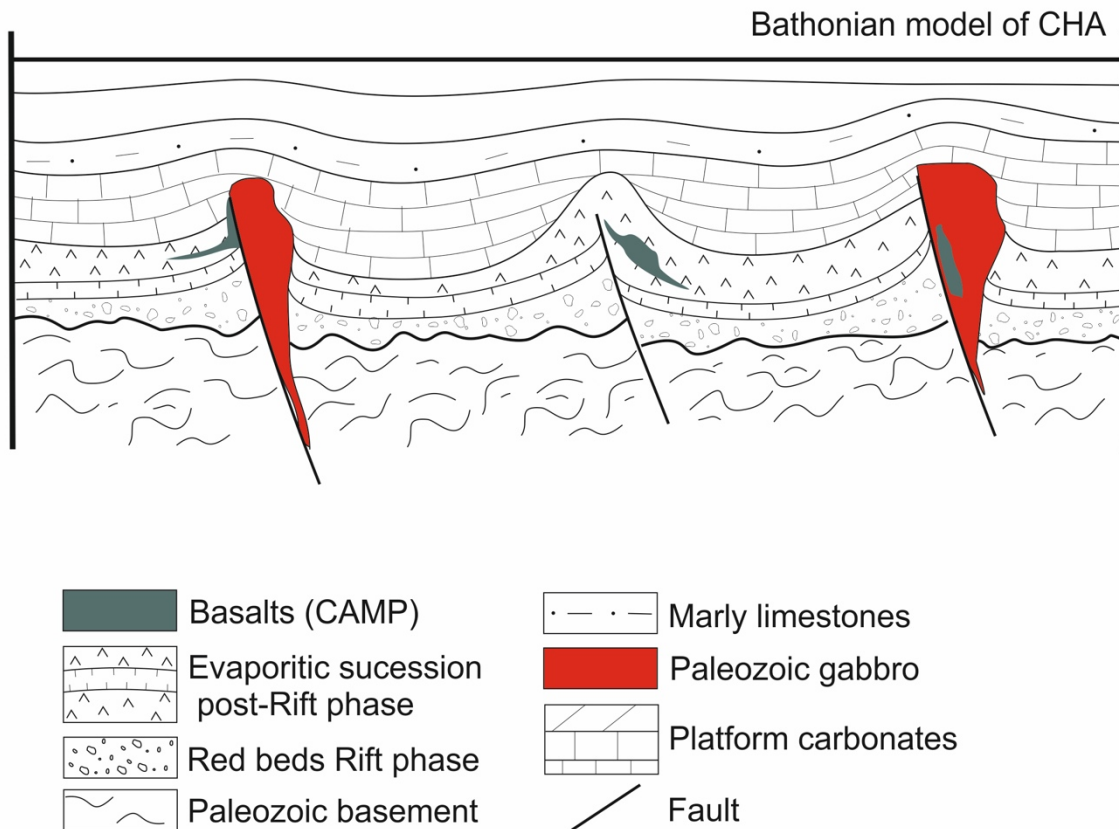


Figura. 3.9. Modelo geológico en corte del Alto Atlas Central durante el Batoniense.

Figure. 3.9. Geological model of the Central High Atlas during Bathonian.

En la actualidad se pueden observar en el alto Atlas dos tipos de afloramientos de diapiros. Las fallas previas, originadas en la primera etapa extensiva, se invierten y se aprietan (buttressing) durante la compresión Alpina, por lo que las alineaciones de los diapiros (posibles salt-walls) se alargan y estrechan. Los afloramientos del Trías superior quedan prácticamente confinados en alargadas y estrechas “crestas” de dirección principal NE-SO. Existen algunas formaciones diapíricas que progresan de manera diferente, se encuentran aisladas y poco condicionadas por la compresión. Esto es debido a que se encuentran formando domos y no han emergido a favor de las fallas extensionales previas. Así la deformación no les afecta de la misma manera, y se muestran como estructuras (a veces diapíricas) más o menos circulares en planta.

En el alto Atlas Central la tectónica salina ha sido descrita por Michard et al. (2011) que interpretan los ridges como *salt walls* diapíricos con evolución polifásica y Saura et al. (2014), quienes describen la estructura de minicuenas asociadas al

diapirismo jurásico describiendo secuencias halocinéticas y sedimentos sintectónicos (growth strata). Más recientemente se han realizado estudios en detalle de algunos de los diapiros más característicos en el Alto Atlas Central, como son los trabajos de Martín-Martín et al. (2016), Moragas et al. (2017), o Teixell et al. (2017). Estos autores describen los bordes de las cuencas caracterizados por depósitos del Jurásico inferior y medio con secuencias contemporáneas con los movimientos halocinéticos que llegan a alcanzar más de 3 km y que muestran diacronía de una minicuenca a otra (Saura et al., 2014; Martín-Martín et al., 2016; Moragas et al., 2017). Según estos autores, podríamos imaginar el Alto Atlas Central como un conjunto de minicuenas rodeadas y limitadas por cuerpos salinos.

Los emplazamientos de diapiros pueden llegar a condicionar de manera muy relevante la estructura, tanto en las zonas de relevo, como en la formación de cabalgamientos, ya que estos avanzan por las zonas de debilidad que implicarían los propios diapiros. Por tanto, los diapiros juegan un papel muy importante en el control de la deformación del Alto Atlas, como canalizadores o amortiguadores de la deformación (Michard et al., 2011; Tari et al., 2012; Tari y Jabour, 2013; Saura et al., 2014; Martín-Martín et al., 2016; Moragas et al., 2017; Teixell et al., 2017). Además, las sales podrían jugar un papel importante durante los picos de subsidencia (Soto, 2017). En general, la mayoría de los autores consideran que la actividad diapírica termina en el Bajociense–Calloviense (Martín-Martín et al., 2016) en todo el Atlas Central.

### **3.8. Magmatismo Mesozoico**

Como resultado de la fragmentación de Pangea en el Mesozoico y el desarrollo de rifts intracontinentales, tienen lugar tres ciclos magmáticos, geoquímicamente bien diferenciados (Bensalah et al., 2013).

El primer ciclo, ya mencionado, está relacionado con la etapa extensional durante el Trías y Lías inferior (alrededor de unos 200 Ma.), la cual permite la apertura del

Atlántico Central y del oeste del Océano del Tethys. Los materiales de este primer ciclo conforman la denominada Provincia Magmatica del Atlántico Central (CAMP, Marzoli et al., 2004, 2011; Knight et al., 2004; Vérati et al., 2007). Este evento toleítico se emplaza en un periodo corto de tiempo, pero afecta a todo Marruecos, desde el Anti-Atlas hasta los dominios externos del Rif (Verati et al., 2007; Frizon de Lamotte, 2008).

El segundo ciclo ocurre durante el Jurásico medio-superior, cerca del límite entre el Jurásico y el Cretácico, documentado por  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  (Armando, 1999), K/Ar (Westphal et al., 1979) y estudios bioestratigráficos (Haddoumi et al., 2010). Aunque volumétricamente es menos importante que el primero, es este ciclo el de mayor interés en este trabajo. Afecta esencialmente a Marruecos y a Iberia. El tipo de intrusiones es muy variado desde flujos de lavas basálticas a diques y sills con composición alcalina a transicional (Beraâouz y Bonin, 1993; Beraâouz et al., 1994; Amrhar et al., 1997; Armando, 1999; Lhachmi et al., 2001; Zayane et al., 2002; Bensalah et al., 2006, 2013).

Aunque este evento se reconoce en el Este y Oeste del Alto Atlas (El Kochri y Chorowicz, 1996; Amrhar et al., 1997) es específico del Alto Atlas Central (Frizon de Lamotte, 2008), donde el registro es esencialmente bimodal básico/ultrabásico (troctolitas y gabros) e intermedio/silíceo (dioritas, monzodioritas y sienitas). La mayoría de los complejos plutónicos afloran en los núcleos de los anticlinales, o “ridges” a lo largo de los ejes del Alto Atlas Central de dirección ENE-WSW. El magmatismo fue por tanto controlado por sistemas de fallas hercínicas pre-existentes y reactivadas como fallas normales durante el Triásico y Jurásico. Los cuerpos magmáticos son muy variados, entre ellos intrusiones básicas (gabros) intermedias (dioritas y monzodioritas) y ácidas (sienitas) y de manera local, complejos de mezclas de magma que van de félsicos a intermedios, además de numerosos diques. En general presentan una distribución química de afinidad alcalina a subalcalina. La mayoría de los autores reconocen dos eventos: 175-155 Ma. y 135-110 Ma.

El interés por estos cuerpos masivos es la relación estructural en el momento de su emplazamiento, ya que acontece durante un momento clave en el Alto Atlas, así como por la deformación previa y posterior al evento de la remagnetización que se documenta en este trabajo. Debido a que los cuerpos se emplazan en un momento en que el Alto Atlas central se encuentra en relativa calma tectónica, existe un desconocimiento sobre

los mecanismos que forzaron su emplazamiento, la deformación producida y su evolución posterior. Estos aspectos se discutirán en cada área estudiada.

Sería posible que en el Alto Atlas la mayor parte de los gabros se emplazasen bajo una importante potencia de serie, favorecidos por la existencia de un nivel incompetente en el Triásico superior y extendiéndose como grandes sills en este nivel de despegue bajo la cobertera Jurásica. El gabro se emplaza en los materiales del Triásico superior por lo que, de manera general, donde aflora el Triásico en los núcleos anticlinales vemos gabros y podría extenderse por debajo de toda la serie, es decir, en este caso el grosor no sería muy potente pero sí su extensión lateral.

El tercer ciclo magmático afecta fundamentalmente a Iberia y tiene lugar a finales del Mesozoico, en forma de dos pulsos de magmatismo alcalino, el primero relacionado con la apertura del golfo de Vizcaya (94-85 Ma) y el segundo ligado al comienzo de la orogenia Alpina (75-72 Ma) (Bensalah et al., 2013).



# BLOQUE 2

<i>4 Metodología y materiales estudiados</i>	<i>61</i>
<i>4.1 Trabajo en el campo</i>	<i>63</i>
<i>4.2 Medida de la (NRM) magnetización remanente natural.</i>	<i>67</i>
<i>4.3 Magnetismo de rocas</i>	<i>72</i>
<i>4.4 Test de estabilidad paleomagnética</i>	<i>81</i>
<i>4.5 Áreas de estudio del Alto Atlas Central y materiales investigados</i>	<i>88</i>







---

## **4 Metodología y materiales estudiados**

4.1 Trabajo en el campo	63
4.2 Medida de la (NRM) magnetización remanente natural.	67
4.3 Magnetismo de rocas	72
4.3.1 Medida de la susceptibilidad magnética	72
4.3.2 Adquisición progresiva de imanación remanente isoterma (IRM)	73
4.3.3 Desimanación térmica de la IRM (TIRM)	75
4.3.4 Curvas termomagnéticas	76
4.3.5 Ciclos de histéresis	78
4.4 Test de estabilidad paleomagnética	81
4.4.1 Test del pliegue	81
4.4.2 Test del pliegue incremental	84
4.4.3 Test del conglomerado	86
4.5 Áreas de estudio del Alto Atlas Central y materiales investigados	88
4.5.1 Perfil de Midelt- Errachidia	90
4.5.2 Perfil de Imilchil	92
4.5.3 Perfil de Demnat	93

La metodología usada en este trabajo es muy variada y se ha llevado a cabo en diferentes fases. En los siguientes apartados se van a comentar la metodología en el trabajo de campo, las relacionadas con los análisis de laboratorio y los test de estabilidad paleomagnética. La metodología utilizada para el cálculo de la dirección característica de la remagnetización y el procedimiento para obtener la restitución de las estructuras se detalla en el apartado 6.1, debido a que se hace un análisis de su fiabilidad y de su idoneidad para su desarrollo en este trabajo.

## **4.1 Trabajo en el campo**

En cualquier estudio paleomagnético la toma de muestras es un aspecto fundamental, en primer lugar, porque las muestras tienen que orientarse in situ, y en segundo lugar porque el muestro debe adaptarse al trabajo a realizar y al tipo de material. Previamente es necesario realizar una planificación del muestreo, considerando la accesibilidad a través de carreteras, pistas, caminos y campo a través. Esta fase pre-campaña es muy importante ya que nos proporciona información acerca del tiempo que se va a emplear, herramientas necesarias y diferentes recursos que deben estar pensados antes de viajar al campo.

El muestreo en las zonas del Alto Atlas se ha realizado con una perforadora de gasolina portátil de gran potencia (fig 4.1) ya que las rocas muestreadas en su gran mayoría son calizas y calizas margosas, si bien hay estaciones en red beds pero presentan el suficiente grado de compactación como para no necesitar una máquina de perforación eléctrica.



*Figura. 4.1. Perforadora de gasolina portátil y sistema de refrigeración de la Universidad de Burgos.*

*Figure. 4.1. portable gasolina drilling machine and refrigeration system from the University of Burgos.*

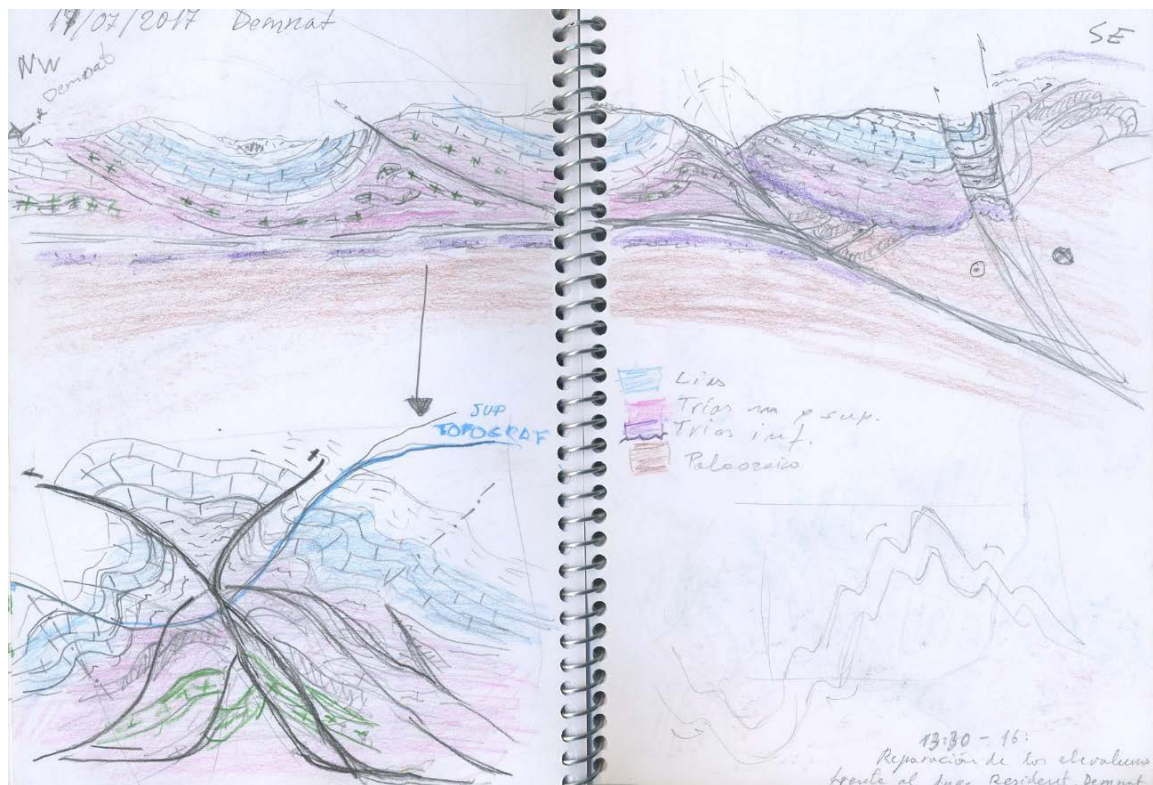
La perforadora va equipada con brocas diamantadas y sistemas de refrigeración mediante agua que permiten obtener testigos cilíndricos de unos 2,5 cm de diámetro. La longitud de los testigos es variable y dependiente del afloramiento, pero suele estar entre 6 y 12 cm.



*Figura. 4.2. Inclinómetros con brújula integrada para la determinación del azimut y la inmersión de las muestras in situ.*

*Figure. 4.2. Inclinometers with integrated compass for azimuth determination and plunge of samples in situ.*

Una vez se ha perforado a esa profundidad y con el testigo todavía ligado a la roca, se procede a la orientación de la muestra mediante un inclinómetro (fig 4.2). Se determina así la inclinación (inmersión) del eje del cilindro, mientras que con una brújula acoplada en el inclinómetro (aguja solar en ocasiones) se obtiene el azimut de la proyección horizontal del eje del cilindro. Así, las muestras quedan referenciadas a su posición in situ.



*Figura. 4.3. Corte interpretativo trazado en la región de Demnat sobre el terreno. Realizado por Andrés Pocovi, 2017.*

*Figure. 4.3. Interpretive profile made in Demnat region in the field. Drawn by Andrés Pocovi, 2017.*

El diseño del muestreo de campo no es trivial. Previo al trabajo de campo se realiza un estudio a partir de mapas geológicos, análisis de imágenes de satélite y cortes estructurales para realizar un diseño del muestro. Se deciden las estructuras que muestrear por su interés tectónico, implicación en la evolución y desarrollo de la cadena, litología, posición estructural, etc. Por ello, una vez en el campo, el trabajo no se centra solo en el muestreo paleomagnético para la obtención de muestras; además, debido a que uno de los objetivos de la tesis es resolver problemas geológicos y poder reconstruir estructuras, se

realizan observaciones geológicas (fig 4.3) y toma de medidas de elementos estructurales (fig 4.4) que ayudan a entender cómo se relacionan unas estructuras con otras y que junto con los datos paleomagnéticos completan la información necesaria para la realización de modelos geológicos, tanto para la actualidad como para las reconstrucciones a 100 Ma.



*Figura. 4.4. Medida de elementos estructurales in situ.*

*Figure. 4.4. Measurement of structural elements in situ.*

Este tipo de medidas consiste en definir la orientación de planos de estratificación, foliación tectónica, discordancias, fallas y pliegues, tanto en los sitios paleomagnéticos como en otras zonas necesarias para el control estructural.

Se han extraído como mínimo ocho muestras por sitio paleomagnético; este número varía según las condiciones del afloramiento o la estructura en sí. Por ejemplo, para los test de conglomerado o test de pliegue métricos, este número puede aumentar hasta trece por sitio paleomagnético.

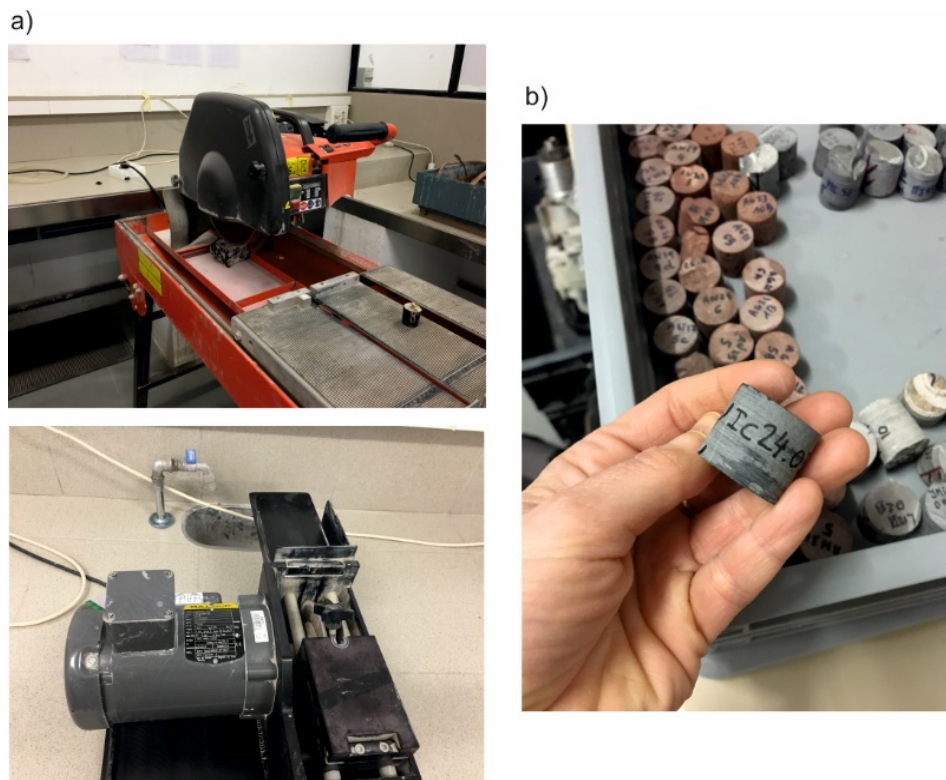
En contadas ocasiones (8 en todo el trabajo), no ha sido posible por problemas logísticos, ya sea por falta de agua, o por problemas mecánicos, la obtención de los testigos por medio de la perforadora. En estas ocasiones se han recogido *muestras de mano*, que son orientadas previamente a su extracción, determinando la dirección de máxima pendiente e inclinación de un plano. En estos casos, se han extraído tres bloques

por cada sitio paleomagnético para el posterior submuestreo en el laboratorio de 8 muestras cilíndricas estándar.

Una vez obtenidas las muestras empieza el trabajo en el laboratorio, que se describe a continuación.

## 4.2 Medida de la (NRM) magnetización remanente natural.

Una vez en el laboratorio las muestras se cortan para obtener especímenes de dimensiones estándar (2,5 cm de diámetro y 2,2 cm de longitud). De cada sitio se selecciona un espécimen (fig 4.5) para realizar una primera desmagnetización térmica piloto y otro espécimen para desmagnetizar por campos alternos.



*Figura. 4.5. (a) Diferentes cortadoras de muestras de disco diamantado en el laboratorio de la Universidad de Burgos. b) Especímenes de dimensiones estándar.*

*Figure. 4.5. (a) Different diamond, trim saw cutters in the laboratory of the University of Burgos. (b) Standard dimension Specimens.*

La magnetización remanente natural (NRM) es la suma vectorial de la magnetización primaria que haya adquirido la roca en el momento de su formación, más las magnetizaciones que haya adquirido a lo largo de su historia geológica. El objetivo es poder medir la componente característica (ChRM) que puede ser primaria o secundaria. En este trabajo la componente característica es una remagnetización o componente secundaria.

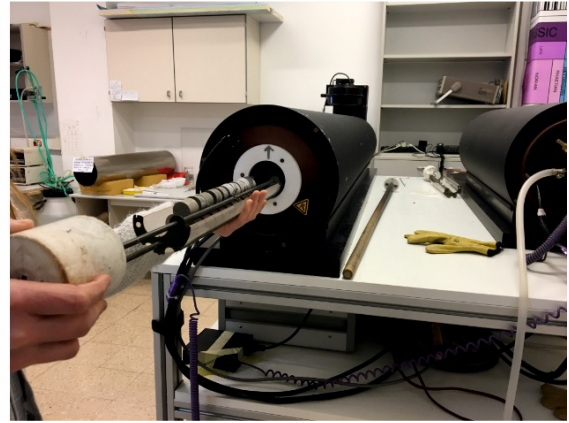
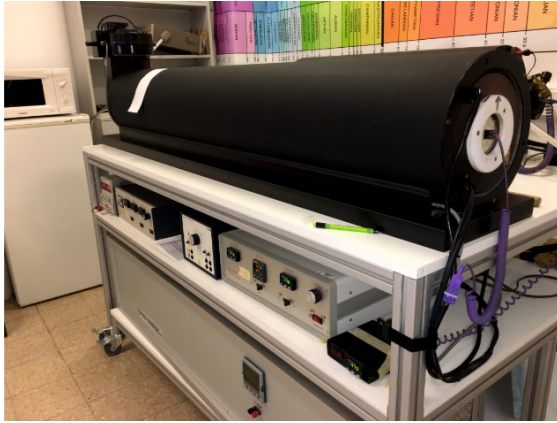
Los dos métodos más usados para aislar las direcciones de las distintas componentes son la desmagnetización térmica (TH) y la desmagnetización por campos alternos decrecientes (AF); si bien las dos son utilizadas, dependiendo del rango de coercitividades del mineral portador de la magnetización y del grado de solapamiento entre componentes, se elige entre una técnica y otra.

A partir de los resultados obtenidos en las muestras piloto en este trabajo, en la mayoría de los casos se decidió que el tratamiento idóneo para aislar la ChRM es el térmico ya que se produce menos solapamiento entre las distintas componentes que puede tener una muestra y, además, se alcanza la destrucción total de magnetización. Esta técnica consiste en aplicar pasos de calentamiento y enfriamiento en campo magnético nulo, incrementando en cada paso la temperatura entre 25-50° C de manera estándar. A temperaturas muy altas el incremento puede llegar a ser de 10 en 10° C e incluso de 5 en 5° C. Para cada paso de temperatura se enfrían las muestras en campo magnético nulo en el propio horno. Esto se consigue mediante hornos con apantallamientos de  $\mu$ -metal que permiten un aislamiento casi total del campo magnético ambiental (fig 4.6). Posteriormente se mide la resultante de cada paso de desmagnetización de la NRM.

Nosotros hemos empleado los desmagnetizadores térmicos TD48-SC y TD48-DC (ASC). Así y de forma estándar se obtuvo la desmagnetización térmica de 8 especímenes por cada sitio paleomagnético. Al ser una técnica progresiva nos permite obtener la dirección de distintas componentes asociadas a diferentes temperaturas de desbloqueo.

Normalmente las componentes más estables son las que presentan un rango de temperatura más alto.

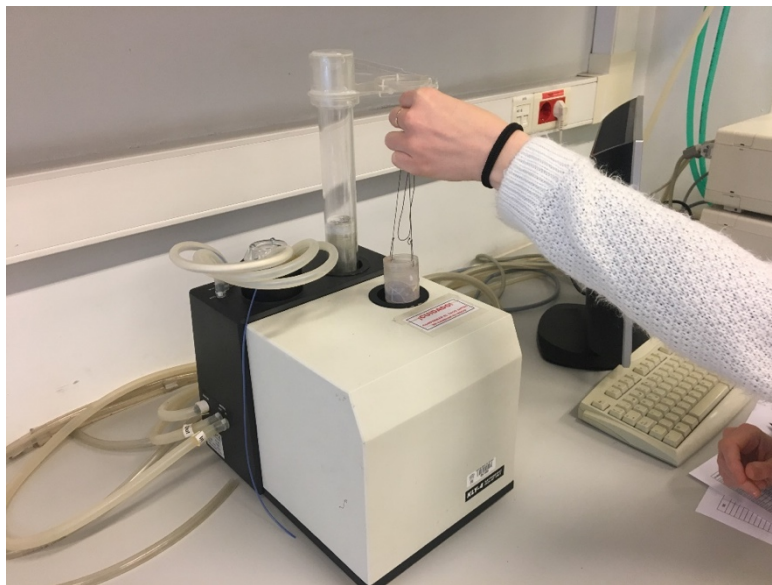




*Figura. 4.6. Horno TD48-DC (ASC) usado para el calentamiento y enfriamiento de las muestras en su desmagnetización térmica.*

*Figure. 4.6. TD48-DC (ASC) oven used for heating and cooling the samples in their thermal demagnetization.*

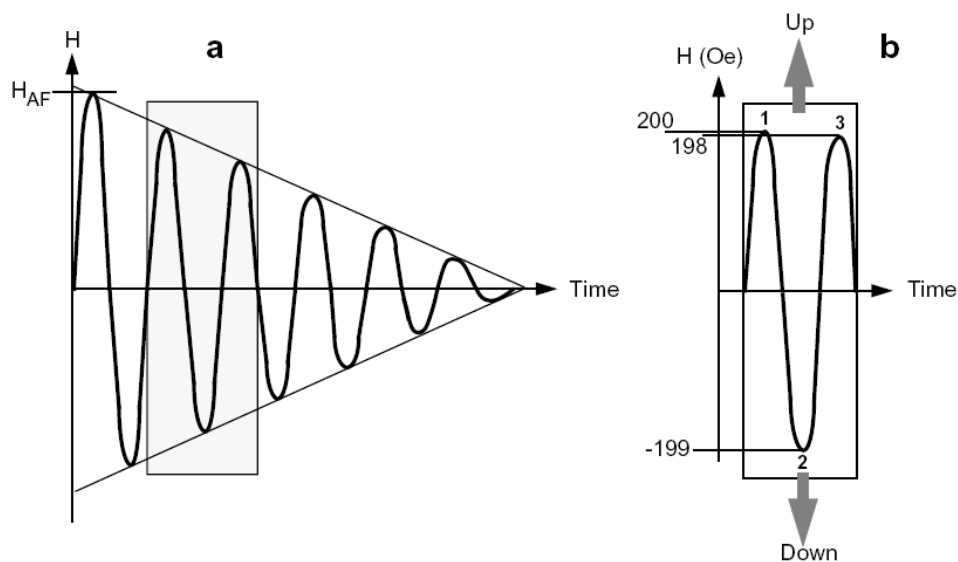
Un inconveniente que presenta esta técnica es la posibilidad de alteración o crecimiento de nuevos minerales ferromagnéticos debido a la aplicación de calor, sobre todo en rocas sedimentarias, pero se ha controlado esta posibilidad midiendo la susceptibilidad magnética (fig 4.7) en cada paso de temperatura con el fin de detectar los cambios químicos producidos por el calentamiento en la mineralogía.



*Figura. 4.7. Medida de la susceptibilidad magnética por medio de un puente de susceptibilidad KLY-4S (AGICO).*

*Figure. 4.7. Measurement of magnetic susceptibility by means of a KLY-4S susceptibility bridge (AGICO).*

Aunque no se ha usado de manera sistemática la desmagnetización por campos alternos, sí que se ha realizado un tratamiento piloto por este método, ya que proporciona información importante sobre los minerales portadores de la remanencia. Por ello se va a explicar de manera muy breve. Este método consiste en aplicar a la muestra un campo magnético alterno que decrece en magnitud, de este modo, los momentos magnéticos de aquellas partículas cuyo campo coercitivo ( $H_c$ ) sea igual o menor que los campos aplicados se magnetizarán en la dirección de dicho campo. En cada ciclo de aplicación los granos con diferentes campos coercitivos repartirán sus momentos magnéticos en sentidos sucesivamente opuestos. Así se compensan todos los momentos magnéticos correspondientes a los granos con campos coercitivos inferiores al campo máximo aplicado denominado campo de pico (fig 4.8).



*Figura. 4.8 Esquema de la desmagnetización por campos alternos decrecientes (Buttler, 1992).*

*Figure. 4.8. Sketch of demagnetization by decreasing alternate fields. (Buttler, 1992).*

En nuestro caso el sistema utilizado es el desmagnetizador por AF automático y en línea que incorpora el magnetómetro criogénico superconductor 2G-755 (nivel de ruido  $\sim 5 \times 10^{-12} \text{ Am}^2$ ), con un máximo de campo aplicado de 300 mT, del laboratorio de Paleomagnetismo de la Universidad de Burgos (UBU) (fig 4.9).



*Figura. 4.9 Magnetómetro criogénico superconductor 2G-755.*

*Figure. 4.9. Superconducting cryogenic magnetometer. 2G-755.*

Este magnetómetro tiene un sistema de portamuestras automático que desimana en los tres ejes con la muestra fija, llegando a alcanzar 160 mT en la modalidad automática.

La muestra gira dentro de dos bobinas, de modo que sus tres ejes ortogonales se desimanan al ir secuencialmente coincidiendo con la dirección del eje de la bobina. La desimanación por campos alternos es una técnica eficiente para identificar entre los portadores de la NRM minerales blandos o de baja coercitividad (Ej: Magnetita y/o Maghemita), frente a minerales duros o de alta coercitividad como Hematites y/o Goethita, que requieren desimanación térmica. A diferencia de ésta, la desimanación por campos alternos tiene la ventaja de no producir alteraciones químicas.

### **4.3 Magnetismo de rocas**

Tan importante es para el estudio paleomagnético de una zona conocer la dirección de la componente magnética como conocer los minerales ferromagnéticos que portan esa dirección dentro de la roca, así como su estabilidad magnética. Existen diversos experimentos que contribuyen a esta finalidad. En este trabajo se han llevado a cabo algunos de ellos que describiremos más adelante.

Las propiedades magnéticas de las rocas dependen de la mineralogía ferromagnética presente en la roca, tamaño y forma de los granos, así como de la composición química, la temperatura y presión a la que estén sometidos. El objetivo es conocer cuál es el origen y estabilidad de las magnetizaciones y qué minerales la pueden adquirir en la naturaleza.

#### ***4.3.1 Medida de la susceptibilidad magnética***

La susceptibilidad magnética se define como la capacidad que tiene un material para adquirir una magnetización inducida al someterse a un campo magnético. Es por tanto dependiente del tipo de material. Al medir la susceptibilidad magnética de una roca computamos la contribución de todos los minerales que componen la muestra.

Para controlar los posibles cambios mineralógicos producidos al exponer a las muestras a diferentes temperaturas al realizar la desmagnetización térmica, se ha medido la susceptibilidad de cada muestra piloto después de cada paso térmico durante la desmagnetización, mediante un puente de susceptibilidad KLY-4S (AGICO), ver figura 4.7. Ver apartado 4.2.

### 4.3.2 Adquisición progresiva de imanación remanente isoterma (IRM)

Se llama imanación remanente isoterma (IRM) a la imanación adquirida por una muestra al someterse durante un periodo de tiempo corto a un campo magnético intenso (varios ordenes de magnitud mayor que el Campo Magnético Terrestre, CMT) y a temperatura constante. Un total de 65 muestras han sido sometidas, una vez medida la NRM, a campos magnéticos que se han aplicado de manera progresiva a lo largo del eje Z (eje axial del testigo) con un inductor magnético magnetizador de pulsos M2T-1 (FERRONATO) (fig 4.10).



*Figura. 4.10. Inductor Magnético Magnetizador de pulsos M2T-1 (FERRONATO).*

*Figure. 4.10. M2T-1 (FERRONATO) Pulse Magnetizing Magnetic Inductor.*

Los pasos que se han realizado son 25 mT, 50 mT, 100 mT, 150 mT, 200 mT, 300 mT, 400 mT, 600 mT, 800 mT, 1000 mT, 1400 mT, 2000 mT. Después de cada paso de adquisición se ha medido la magnetización resultante.

Con estas medidas se construyen curvas de adquisición progresiva de IRM (fig 4.11) que facilitan la diferenciación de los minerales presentes en la roca a partir de la coercitividad. Tanto la forma de las curvas como su intensidad son indicativos del tipo de mineral y su concentración.

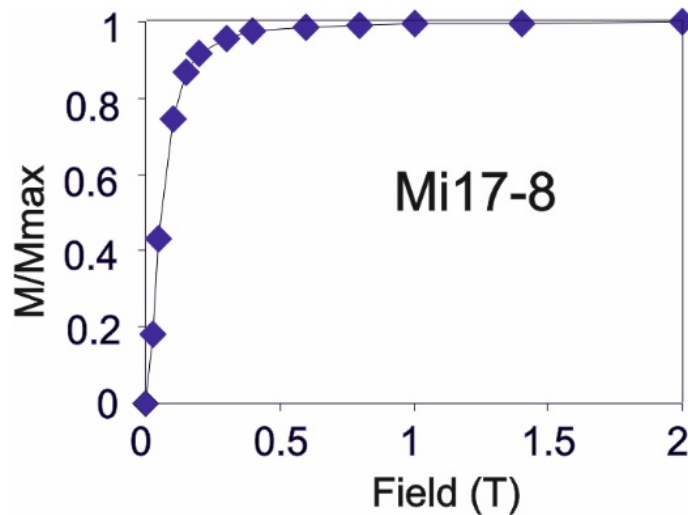


Figura. 4.11. Ejemplo de curva de adquisición progresiva de IRM.

Figure. 4.11. Example of progressive IRM acquisition curve.

El análisis de la IRM nos permite diferenciar si los minerales dominantes presentan un campo de saturación alto o bajo, magnitud que está directamente relacionada con la coercitividad. La coercitividad de la Magnetita monodominio está controlada por la forma del grano y toma valores de hasta 0.3 T (Lowrie y Heller, 1982; Evans et al., 1968), aunque la coercitividad de la Magnetita multidominio no excede de 0.1 T (Evans y McElhinny, 1969). El Hematites en cambio, satura su remanencia entre 1-3 T. En nuestro caso el campo máximo aplicado es de hasta 2 T. Esta técnica no genera cambios químicos y es efectivo incluso en rocas que presentan un bajo contenido en minerales ferromagnéticos.

### ***4.3.3 Desimanación térmica de la IRM (TIRM)***

Este método permite discriminar unos minerales frente a otros determinando la distribución de temperaturas de desbloqueo asociada a cada fracción de coercitividad (figura 4.12). Lowrie (1990) propone este método que aporta información no solo sobre la composición sino también sobre la concentración de los minerales ferromagnéticos en una muestra (Dunlop, 1972; Heller, 1978; Cisowski, 1981; Lowrie, 1990; Robertson y Francia, 1994; Kruiver et al., 2001; Egli, 2003, 2004). Consiste en inducir en cada muestra tres campos de distinta intensidad a lo largo de tres ejes ortogonales entre sí, de manera que se aplica primero el campo más intenso, en nuestro caso de 2 T, que es el campo máximo del inductor, a lo largo del eje Z, con el fin de aislar las fases de alta coercitividad magnética como el Hematites o la Goethita. Posteriormente, a lo largo del eje Y, se introduce un campo magnético de 0.4 T para intentar observar la presencia de fases de media coercitividad como los sulfuros ferromagnéticos (Pirrotina y Greigita). Por último, 0.12 T son inducidos a favor del eje X, para discriminar las fases de baja coercitividad como Magnetita o Maghemita. Posteriormente se procede a una desmagnetización térmica, es decir, al calentamiento y enfriamiento en campo nulo de las muestras en pasos incrementales sucesivos hasta alcanzar los 700°C y la medida de la magnetización posterior a cada incremento de temperatura. Los pasos incrementales de temperaturas seguidos han sido: 100, 150, 200, 250, 300, 350, 400, 450, 500, 550, 575, 600, 625, 650, 675, 700°C.

Este tratamiento permite observar simultáneamente los criterios de coercitividad y temperaturas de desbloqueo en la identificación de minerales magnéticos.

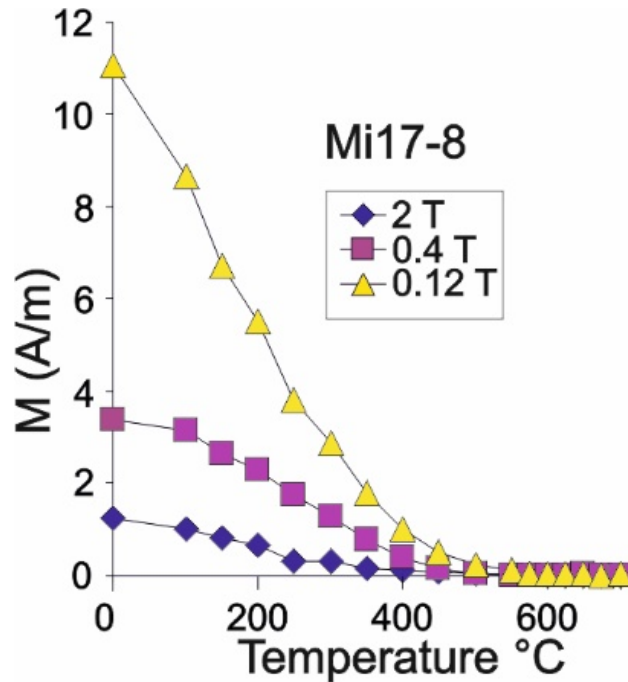


Figura. 4.12. Ejemplo de curva de desmagnetización térmica de tres componentes ortogonales de IRM.

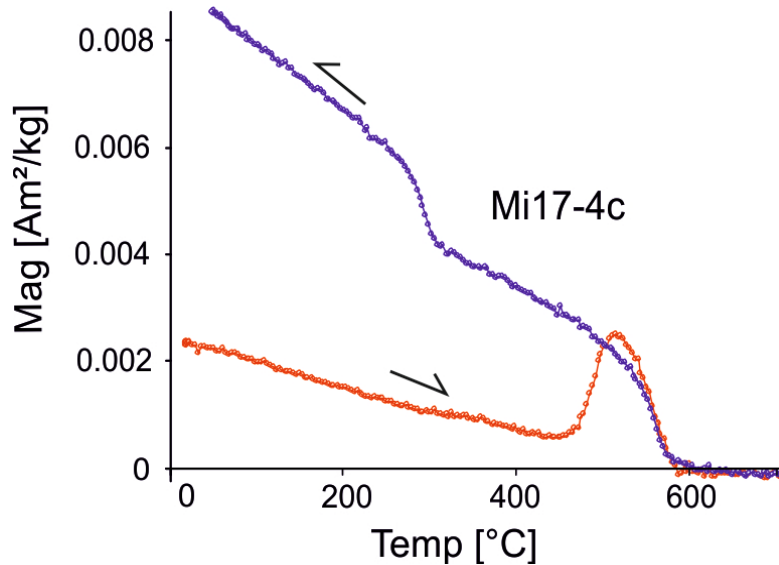
Figure. 4.12. Example of the thermal demagnetization curve of three IRM orthogonal components.

#### 4.3.4 Curvas termomagnéticas

En las curvas termomagnéticas se estudia la evolución de la magnetización inducida durante el calentamiento y enfriamiento de la muestra en presencia de un campo magnético. Este método nos permite determinar la temperatura de Curie de las diferentes fases magnéticas contenidas en la muestra y así identificar los minerales ferromagnéticos que hay en ella. El procesamiento de datos se ha realizado mediante el programa RockMag-Analyzer (Leonhardt, 2006). Este programa permite la estimación de la temperatura de Curie mediante el método de extrapolación propuesto por Moskowitz (1981) que se basa en la dependencia de la magnetización de la temperatura en la vecindad de la temperatura de Curie.



El método consiste en calentar la muestra hasta 700°C y posteriormente enfriar a temperatura ambiente, midiendo de manera continua las variaciones en la magnetización inducida (fig 4.13).



*Figura. 4.13 Ejemplo de curva termomagnética.*

*Figure. 4.13. Example of a thermomagnetic curve.*

La forma de la curva nos indica la mineralogía presente. El grado de reversibilidad entre los ciclos de calentamiento y enfriamiento, son indicativos de su estabilidad o de posibles transformaciones mineralógicas. El tipo de cambios químicos reflejados en los cambios de magnetización durante el calentamiento son también diagnósticos para caracterizar la mineralogía magnética. Algunos ejemplos de curvas donde se observa Magnetita y Pirrotina son mostrados en el apartado 5.4.

### 4.3.5 Ciclos de histéresis

Es uno de los métodos más usados para caracterizar el contenido y tipo de minerales magnéticos de un material, es además un buen indicador del estado de dominios de los granos ferromagnéticos. Un ciclo de histéresis consiste en un gráfico que representa la variación de la magnetización inducida en función del campo externo aplicado.

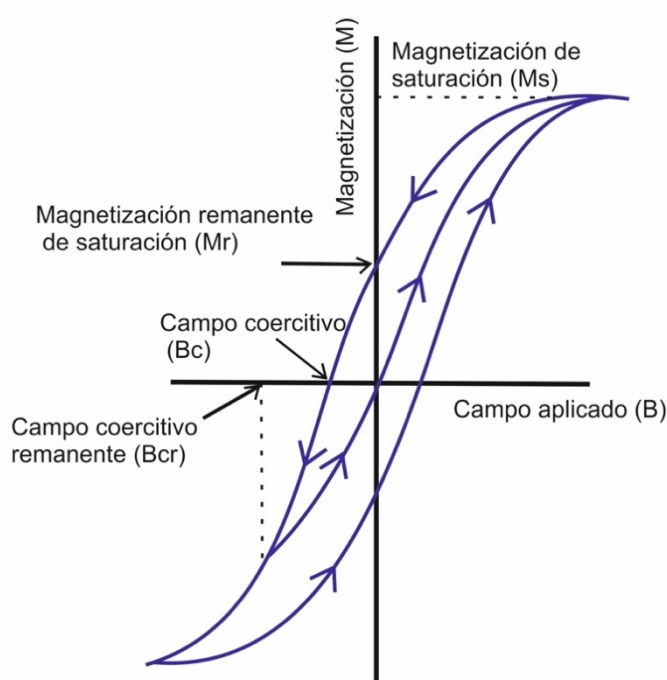


Figura. 4.14. Ciclo de histéresis de un material ferromagnético arbitrario indicando los diferentes parámetros que se miden.

Figure. 4.14. Hysteresis cycle of an arbitrary ferromagnetic material indicating the different parameters that are measured.

Cuando se aplica un campo magnético a un material, la magnetización inducida que sufre depende del campo aplicado y de los estados magnéticos previos del material (Siz, 1968). En la figura 4.14, el campo magnético aplicado se hace cada vez mayor hasta llegar a un valor máximo  $+H_s$ , llamado campo de saturación que se produce cuando se alcanza la magnetización de saturación ( $M_s$ ). Durante la cancelación progresiva del

campo ( $B$ ) hasta que llega a cero, la magnetización no sigue el camino de ida, lo que refleja la irreversibilidad del fenómeno. En el momento en que el campo llega a cero, la magnetización no se anula, sino que retiene una magnetización remanente ( $M_r$ ). Si la muestra hubiese llegado a la saturación, hablaríamos de magnetización remanente de saturación ( $M_{rs}$ ). Aplicando un campo en sentido contrario ( $-B_c$ ) llega un momento en que la magnetización llega a cero, ese punto marca el campo coercitivo ( $B_c$ ). Por último, podemos calcular el campo coercitivo remanente ( $B_{cr}$ ) a partir de las curvas de *backfield* y que representa el valor del campo aplicado por el cual, tras retirar el campo, la magnetización remanente se hace cero (Wohlfarth ,1958, Dankers, 1981).

Estos parámetros son muy utilizados para la caracterización de la mineralogía magnética y son dependientes del tamaño, forma y estado de los dominios magnéticos, temperatura, anisotropía o interacciones magnéticas (Tauxe et al., 1996).

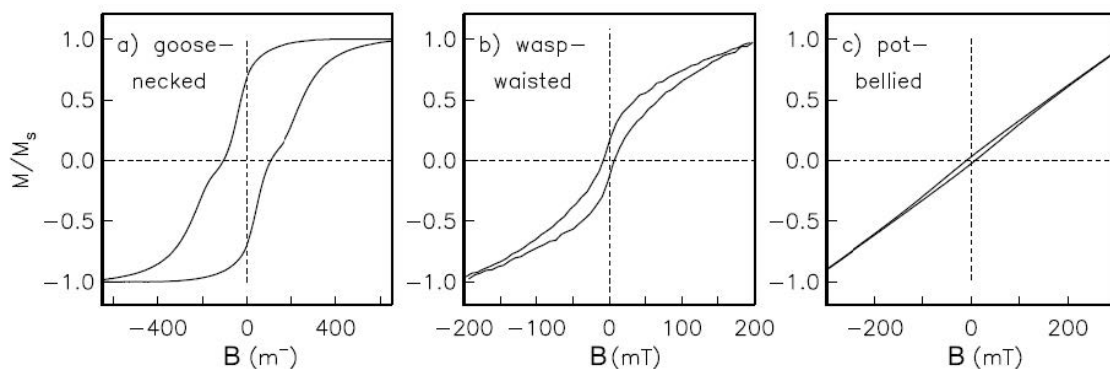


Figura. 4.15. Ciclos de histéresis característicos de mezclas minerales o diferentes estados de dominios: (a) Magnetita SD y Hematites; (b) Magnetita SD / SP; (c) otro ejemplo de Magnetita SD / SP. Tomado de Tauxe (2010).

Figure. 4.15. Hysteresis cycles characteristic mineral mixtures or different states of domains: (a) SD magnetite and hematite; (b) SD/SP magnetite; (c) another example of SD/SP magnetite. From Tauxe (2010)

En la figura se muestran varias formas típicas de mezcla de minerales con diferentes coercitividads magnéticas o mezcla de granos diferentes tamaños o diferentes estados de dominios magnéticos, que se utilizan ampliamente en estudios de mineralogía magnética.

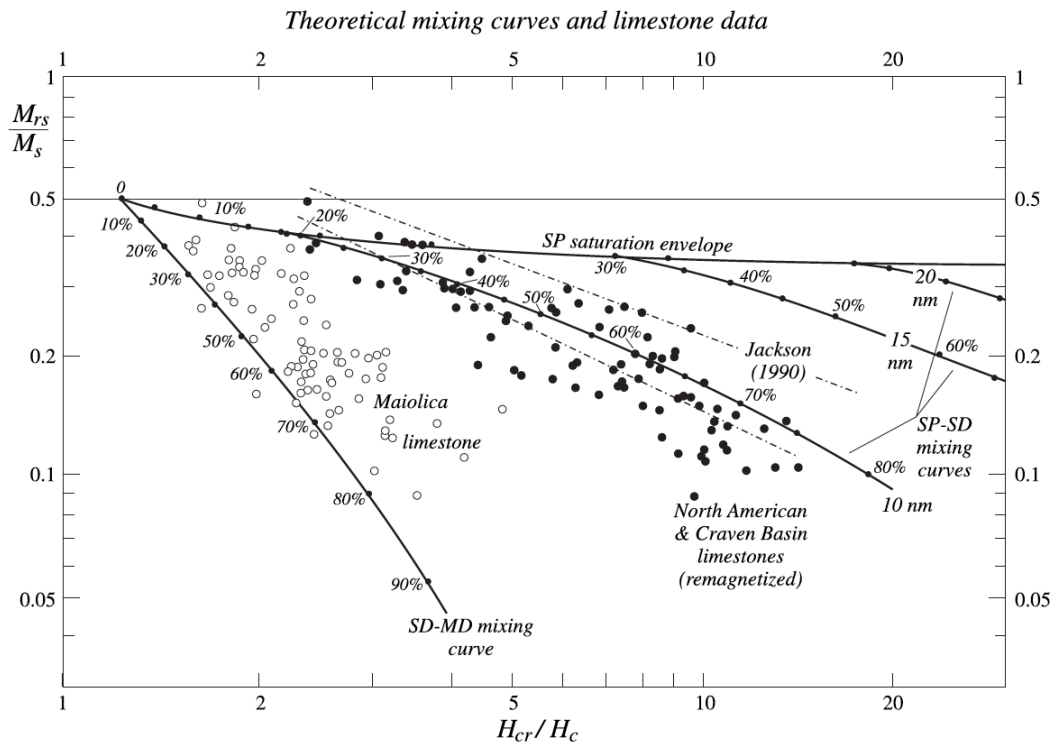


Figura. 4.16. Relaciones de histéresis de calizas no remagnetizadas de Maiolica y remagnetizadas de Norteamérica y la cuenca de Craven (Channell y McCabe, 1994) comparado con curvas teóricas. Los datos de caliza no remagnetizada son compatibles con la curva de mezcla 2 de SD/MD, mientras que las tendencias promedio (ajuste lineal) de datos de Channell y McCabe (1994) y Jackson (1990), (líneas discontinuas) siguen curvas de mezcla SP/SD con tamaños promedio de partículas SP de  $\sim 9$  y  $\sim 12$  nm, respectivamente. Según Dunlop (2002).

Figure. 4.16. Hysteresis ratios for unremagnetized Maiolica limestones and remagnetized North American and Craven Basin limestones (Channell and McCabe, 1994) compared to theoretical curves. Unremagnetized limestone data are roughly compatible with SD-MD mixing curve 2, whereas the average (linear fit) trends of Channell and McCabe's and of Jackson's (1990) data (dot-dashed lines) follows SP-SD mixing curves with average SP particle sizes of  $\sim 9$  and  $\sim 12$  nm, respectively. After Dunlop (2002).

Los parámetros que obtenemos tanto de los ciclos de histéresis como de las curvas *Backfield* son un indicativo granulométrico muy usado para caracterizar calizas remagnetizadas químicamente. La representación de las ratios de la remanencia ( $M_{rs}/M_s$ ) frente a las ratios de la coercitividad ( $B_{cr}/B_c$ ) se llama Diagrama de Day (Day et al., 1977, (fig 4.16)). Si se comparan las proyecciones en el diagrama de Day de muestras de calizas no remagnetizadas y de calizas remagnetizadas, se puede observar cómo se sitúan en zonas granulométricas diferentes. Las calizas no remagnetizadas se sitúan sobre la curva de mezcla entre monodominio estable (SSD) y multidominio (MD), (fig 4.16). Sin

embargo, las muestras de calizas remagnetizadas se desplazan hacia valores correspondientes a mezcla de Magnetita superparamagnética (SP) y SSD, Dunlop. (2002).

#### **4.4 Test de estabilidad paleomagnética**

Los experimentos de desmagnetización que se realizan en el laboratorio revelan las componentes de la NRM pero en ningún caso desvelan si una componente es la primaria o cuál de las componentes, en caso de haber varias, lo es.

Tanto el test de pliegue como el test del conglomerado aportan información crucial sobre la cronología de la adquisición de la magnetización, por lo que son métodos que permite evaluar la estabilidad paleomagnética y a la vez datar de manera relativa una remagnetización.

##### ***4.4.1 Test del pliegue***

El test del pliegue fue propuesto por Graham, (1949). La idea en la que se basa es bastante intuitiva en un principio. Si se observa que las direcciones de la magnetización remanente en diferentes estratos se agrupan cuando se llevan estos a la posición horizontal, entonces el test indicará que la magnetización ha sido adquirida antes de bascularse los diferentes estratos, es decir, en su posición original. Esta idea ya nos lleva a suponer que las rocas, por tanto, pueden adquirir una magnetización posterior a la de su formación, una remagnetización. El test de pliegue tiene dos posibles soluciones extremas: a) si las direcciones se agrupan al restituir los estratos a su posición original, se dice que el test es positivo, indicando que la magnetización se adquirió antes del

plegamiento y b) si las direcciones se agrupan en la posición actual (in situ), es decir, posterior al basculamiento se conoce como test negativo e indica que la magnetización es post-plegue (fig 4.17).

Aunque el uso del fold test empezara en 1949, no había un método estadístico que respaldara la fiabilidad del mismo, hasta que McElhinny (1964) propuso el uso del parámetro de precisión K de Fisher (Fisher, 1953), para la población conjunta de direcciones en ambos flancos del pliegue para poder medir el grado de convergencia de las direcciones. A partir de ese momento el *fold-test* se aplicó en numerosos estudios plaeomagnéticos. McFadden y Jones (1981) cuestionan el método anterior al considerarlo estadísticamente no válido y proponen un nuevo método estadístico que trata a las poblaciones de los flancos de manera individual para así comparar las direcciones medias obtenidas para cada flanco, determinando si las direcciones son estadísticamente coincidentes o no. Este planteamiento genera una diversidad de soluciones que antes no se contemplaban, como por ejemplo que las direcciones sean comunes en las dos configuraciones, in situ y con corrección tectónica (CT) o que las direcciones no sean coincidentes ni antes ni después de la CT. En el primer caso se puede interpretar que la deformación ha producido una desviación en las direcciones menor que la incertidumbre de los datos (solución inconcluyente). En el segundo caso ha de interpretarse que se ha violado alguna de las hipótesis del test de pliegue, por ejemplo, si el pliegue tiene una pendiente axial no considerada, existe deformación interna a escala del afloramiento, la presencia de un basculamiento primario de los estratos, etc. En relación con este segundo caso, la explicación más habitual es que la imanación de los flancos de un pliegue haya sido adquirida en un estadio intermedio de la deformación, lo que conocemos como adquisición sintectónica, que resulta al producirse la imanación en una disposición diferente a la actual y diferente también a la posición original de sus flancos.

Existe una relación muy estrecha entre las remagnetizaciones y los procesos orogénicos, por lo que, en estos casos, es de esperar que cuando se produce una remagnetización las capas no se encuentren en la posición original, “horizontal”, y tampoco en la actual ya que la adquisición se produce durante la deformación ligada a la evolución del orógeno.

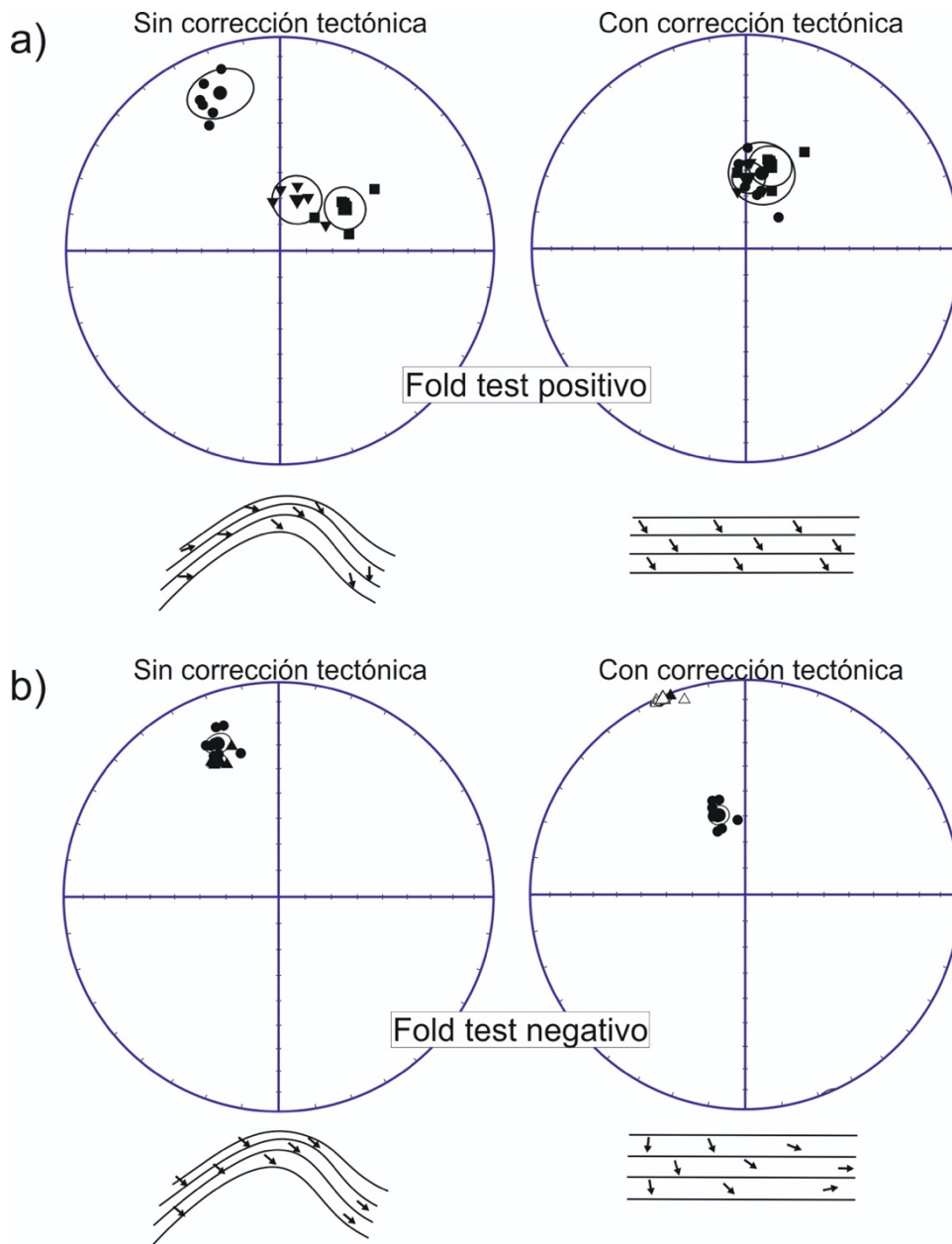


Figura. 4.17. Representación esquemática del principio del test del pliegue. (a) proyección de igual área de las direcciones paleomagnéticas antes y después de la corrección tectónica y representación estructural de un fold test de resultado positivo. (b) proyección de las direcciones paleomagnéticas antes y después de la corrección tectónica y representación estructural de un fold test de resultado negativo.

Figure. 4.17. Schematic representation of the fold test principle. (a) Equal area projection of the palaeomagnetic direction before and after tectonic correction and structural representation of a positive result fold test. (b) projection of palaeomagnetic directions before and after tectonic correction and structural representation of a negative fold test.

Sin embargo, también puede obtenerse una solución similar del test del pliegue si la remagnetización se adquirió en una época de calma posterior a una etapa de deformación “temprana” y, a su vez, previa al desarrollo de otra deformación posterior, siempre separadas en el tiempo, por lo que la remagnetización ocurriría posteriormente a una fase y previamente a otra fase de deformación.

#### ***4.4.2 Test del pliegue incremental***

Para poder probar una adquisición sintectónica se utiliza el método del test de pliegue incremental (fig 4.18.). Este test consiste en cuantificar la agrupación de las direcciones paleomagnéticas de dos o más flancos de un pliegue desplegando progresiva y proporcionalmente en cada flanco la estructura hasta llegar a la horizontal. El despliegue se realiza en diferentes pasos, siendo el mínimo un 0%, que representa la geometría actual y el máximo el 100%, que representa la horizontalidad de las capas. Para evaluar la validez estadística del test se utiliza un parámetro estadístico que cuantifique el agrupamiento de las direcciones, como el parámetro de precisión  $K$  de Fisher (1953) o  $f$  de McFadden and Jones (1981).

Entre los dos casos extremos, existe una situación crítica donde la reagrupación de las direcciones paleomagnéticas de los dos flancos es máxima. Esta situación representa la solución del test, con un valor mínimo del parámetro  $f$  (o máximo de  $K$ ), e indica la tasa de plegamiento que refleja el momento de la adquisición de la magnetización remanente. De esta manera, se obtiene el porcentaje de despliegue necesario para que las direcciones de los flancos confluyan y así obtener la deformación sufrida antes de la remagnetización y después de la misma (fig 4.18.). El test incremental nos permite por tanto obtener la edad relativa de la remagnetización con respecto a la deformación. Esta técnica se ha usado para obtener la dirección de la remagnetización y el momento de adquisición de la misma por algunos autores (e.g. Kodama, 1988; Villalaín et al., 1994; Cederquist et al., 2006).



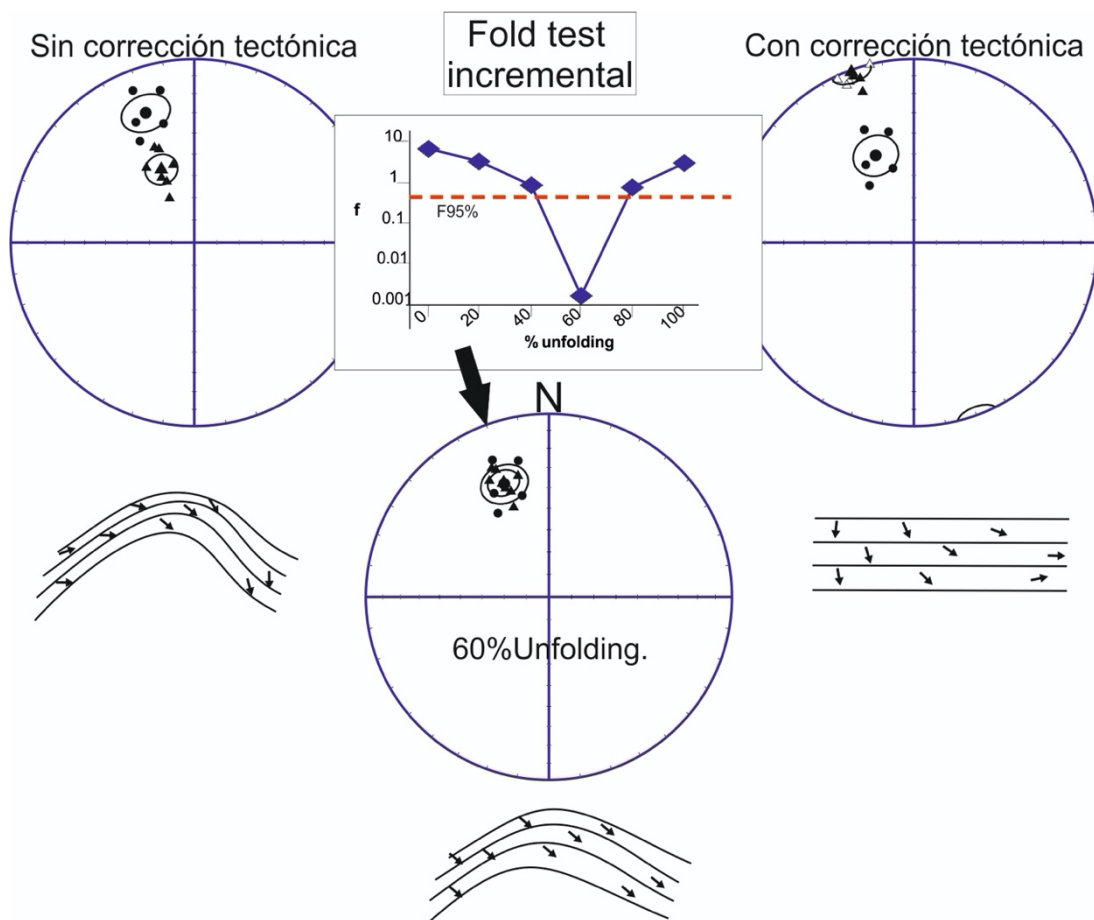


Figura. 4.18. Representación esquemática de un test de pliegue incremental. No existe coincidencia de las direcciones antes y después de realizar la corrección tectónica completa. Máxima coincidencia al 60% de despliegue. Se representa el parámetro  $f$  de McFadden and Jones (1981) y el valor límite del 95% de confianza estadística  $F_{95\%}$  en la gráfica.

Figure. 4.18. Sketch of an incremental fold test. There is no coincidence of directions before and after the full tectonic correction. Maximum clustered at 60% unfolding. The parameter  $f$  (McFadden and Jones, 1981) and the critical value of  $f$  at the 95% confidence level ( $F_{95\%}$ ) are shown.

Sin embargo, el test incremental asume que la deformación en los dos flancos del pliegue se produce al mismo tiempo y es simétrica. Esta circunstancia no se cumple cuando estudiamos remagnetizaciones que ocurren entre dos episodios tectónicos distintos en el tiempo (Villalaín et al., 2016). Es el caso de cuencas sedimentarias originadas a partir de una tectónica extensional y posteriormente invertidas por un proceso compresivo o transpresivo.

#### ***4.4.3 Test del conglomerado***

Este test está basado en dos premisas, por un lado, que la orientación de los clastos dentro del conglomerado es errática y por otro lado que la NRM de los clastos o las componentes magnéticas en ellos contenidos son direccionalmente estables desde la erosión de la roca madre (Shipunov et al., 1997). Podemos obtener dos resultados al realizar este test: una distribución aleatoria de las direcciones de los distintos clastos implica que la componente característica era estable y no ha sido modificada después de la formación del conglomerado (fig 4.19 a). Este resultado se caracteriza como test de conglomerado positivo e indica que esta componente es primaria en relación a la formación de esta unidad.

Sin embargo, si ocurre una remagnetización posterior a la formación del conglomerado, es decir, la componente característica de los clastos se adquiere posteriormente al depósito del mismo, tendremos una distribución no aleatoria de las direcciones obtenidas en cada clasto (fig 4.19 b), situación que indica un test de conglomerado negativo.

Un test de conglomerado positivo representa una fuerte evidencia de que la componente característica observada en los clastos es la componente primaria; por otro lado, el resultado negativo del test indica que se ha producido una remagnetización posterior al depósito, pudiendo la remagnetización haber borrado, parcial o totalmente, la componente primaria.

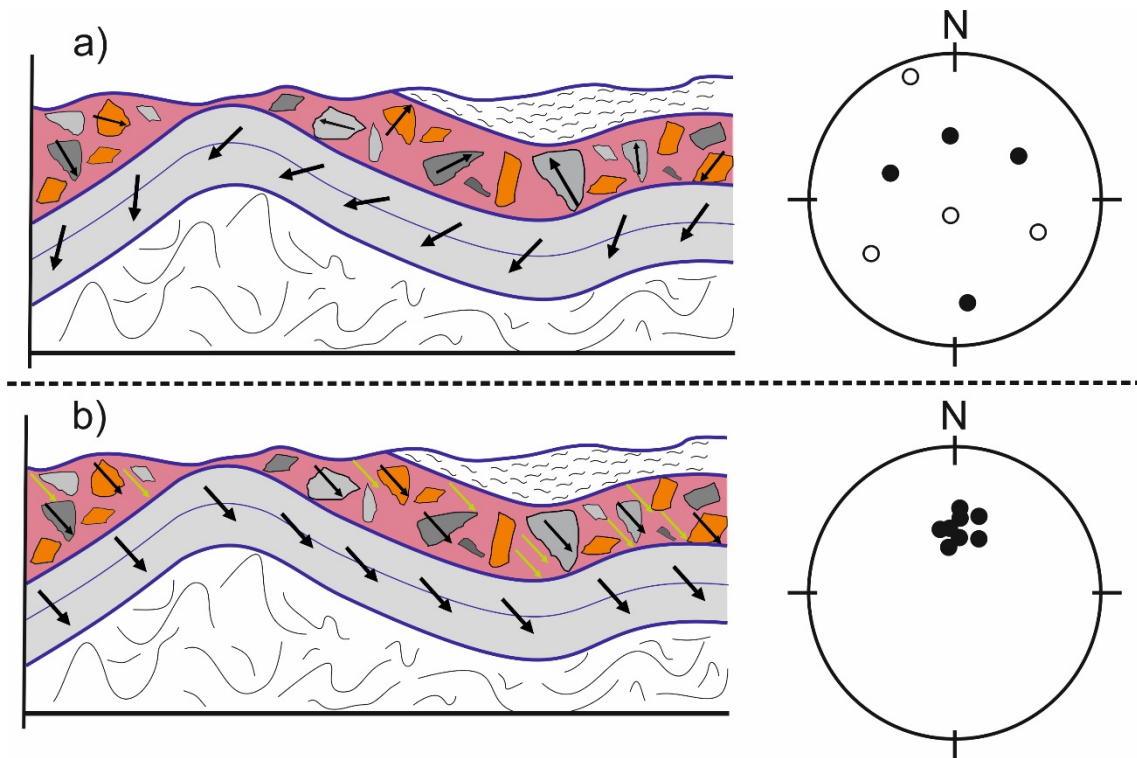


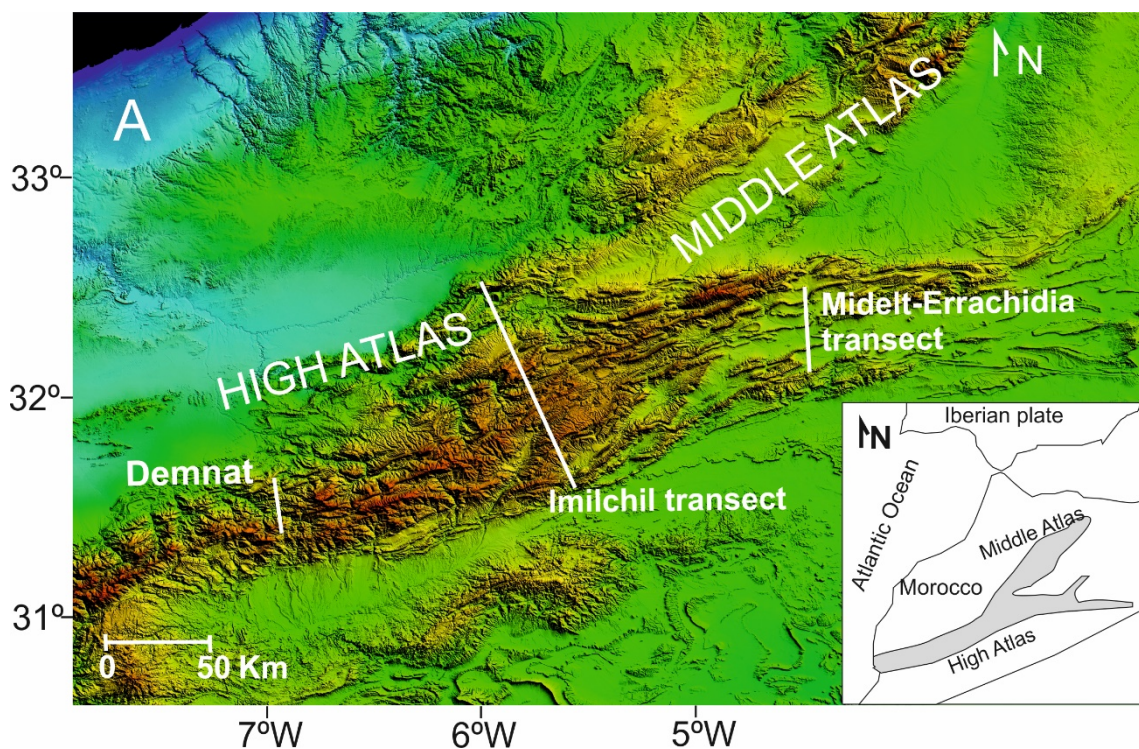
Figura. 4.19. (a) Corte geológico representando una situación de test de conglomerado positivo. Cada clasto presenta un vector paleomagnético de componente primaria o secundaria adquirida previa a la formación del conglomerado. Se muestra la proyección de igual área de las direcciones de cada clasto. Se observa cómo las direcciones están dispersas. (b) Corte geológico representando situación de test de conglomerado negativo. Los clastos y la matriz han sido remagnetizados posteriormente a su depósito por lo que todos los vectores apuntan en la misma dirección. Se muestra la proyección de igual área de las direcciones. Se observa cómo las direcciones están agrupadas. Modificado de Cox y Doell (1960).

Figure. 4.19. (a) Geological profile representing a positive conglomerate test situation. Each clast presents a paleomagnetic vector of the primary or secondary magnetization acquired before to the conglomerate formation. Equal area projection of the clast directions are shown. The directions are scattered. (b) Geological profile representing a negative conglomerate test situation. The clasts and the matrix have been remagnetized after their deposit, therefore, whole vectors point the same direction. Equal área projection of the directions are shown. The directions are clustered. Modified from Cox and Doell, (1960).

## 4.5 Áreas de estudio del Alto Atlas Central y materiales investigados

La tesis se centra en el estudio de tres cortes geológicos del Alto Atlas Central, desde la parte más oriental hasta la más occidental. Los perfiles geológicos son tres de los perfiles clásicos del Alto Atlas más estudiados en los últimos años por numerosos autores (Beauchamp et al., 1996; Bennami et al., 2002; Teixell et al., 2003; Arboleya et al., 2004; Frizon de Lamotte et al., 2006; Sarih, 2008; Missenard et al., 2011, entre otros). La zona Este viene caracterizada por el perfil Midelt-Errachidia, la zona Central por el corte de Imilchil y la zona oeste por el perfil de Demnat (fig 4.20).

Los tres cortes seccionan la cadena de manera transversal a la estructura y son representativos del estilo estructural y deformación del Alto Atlas.



*Figura. 4.20. Modelo digital del terreno del Atlas Medio y Alto Atlas mostrando los perfiles estudiados.*

*Figure. 4.20. Digital elevation model of the Middle and High Atlas showing the studied profiles.*

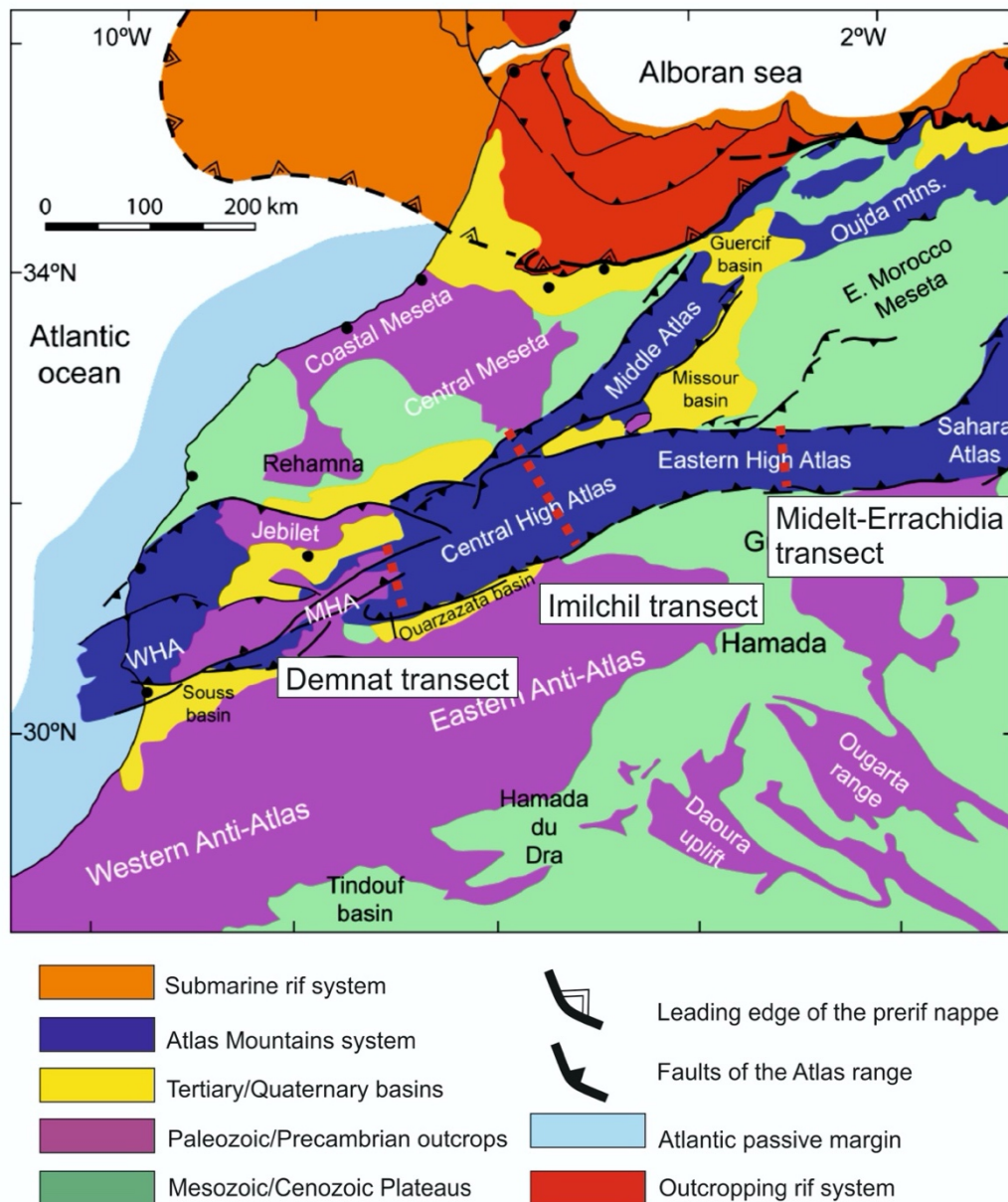


Figura. 4.21. Mapa Geológica del Alto Atlas Marroquí con los tres perfiles estudiados mostrando la sucesión Mesozoica que cortan. Modificado de Frizon de Lamotte et al. (2008).

Figure. 4.21. Geological map of the High Atlas (Morocco). The geological profiles studied and the geological series cutted are shown. Modified from Frizon de Lamotte et al. (2008).

Los perfiles localizados en la zona Central y este del Atlas tienen un estilo estructural muy similar (fig 4.21). Son cuencas sedimentarias mesozoicas invertidas de gran potencia, llegando a alcanzar del orden de 8.000 m de serie en la zona central, que se encuentran limitadas tanto en el norte como en el sur por fallas a escala regional de

direcciones ENE-OSO. La estructura se caracteriza por estrechos anticlinales, normalmente fallados, con dirección ENE-OSO que se disponen separados por suaves y extensos sinclinales con capas subhorizontales. En conjunto definen sistemas anastomosados de crestas falladas y anticlinales que varían su tendencia de E-O a NE-SO, con cambios de polaridad y zonas de relevo. Los pliegues muestran a menudo patrones sigmoidales.

Aunque las fallas de zócalo juegan un papel importante en la tectónica de estas áreas, los niveles de despegue triásicos y la tectónica de piel fina son los que caracterizan la deformación en el sector Central y este del Alto Atlas.

Tanto en la zona de Midelt-Errachidia como en Imilchil los núcleos de los *ridges* están ocupados por intrusiones gabroicas, más comunes en Imilchil (Zayane et al., 2002; Bensalh et al., 2013) y por arcillas y más raramente sales y evaporitas del Triásico superior.

Sin embargo, en el oeste del Alto Atlas Central el zócalo que aflora en la mitad sur del perfil está involucrado en la deformación. En esta zona la serie mesozoica está bastante reducida, llegando a estar totalmente erosionada en gran parte del perfil de Demnat, que se caracteriza por extensos afloramientos de la serie del Triásico inferior y medio y del basamento paleozoico. Los sinclinales se encuentran limitados por fallas de alto ángulo. Es destacable la ausencia de grandes despegues y por consiguiente de intrusiones gabroicas y de diapirismo, lo que marca una diferencia con la zona central y este del Alto Atlas Central.

#### ***4.5.1 Perfil de Midelt- Errachidia***

El perfil de Midelt-Errachidia presenta estructuras de dirección ENE-WSW que van cambiando progresivamente a E-W hacia la parte oriental (fig 4.22). En los pliegues asociados a los cabalgamientos de vergencia sur (que son los más numerosos), los flancos norte de los anticlinales están formados por calizas liásicas mientras que en los flancos

sur afloran calizas del Dogger. La serie estratigráfica Jurásica comienza con unidades carbonatadas de plataforma del Sinemuriense desarrolladas en el norte y en el sur de los bordes de la cuenca y calizas y calizas margosas. En la parte central, el final del Sinemuriense y el Pliensbachiense están caracterizados por unidades de calizas y calizas margosas depositadas en ambientes más profundos.

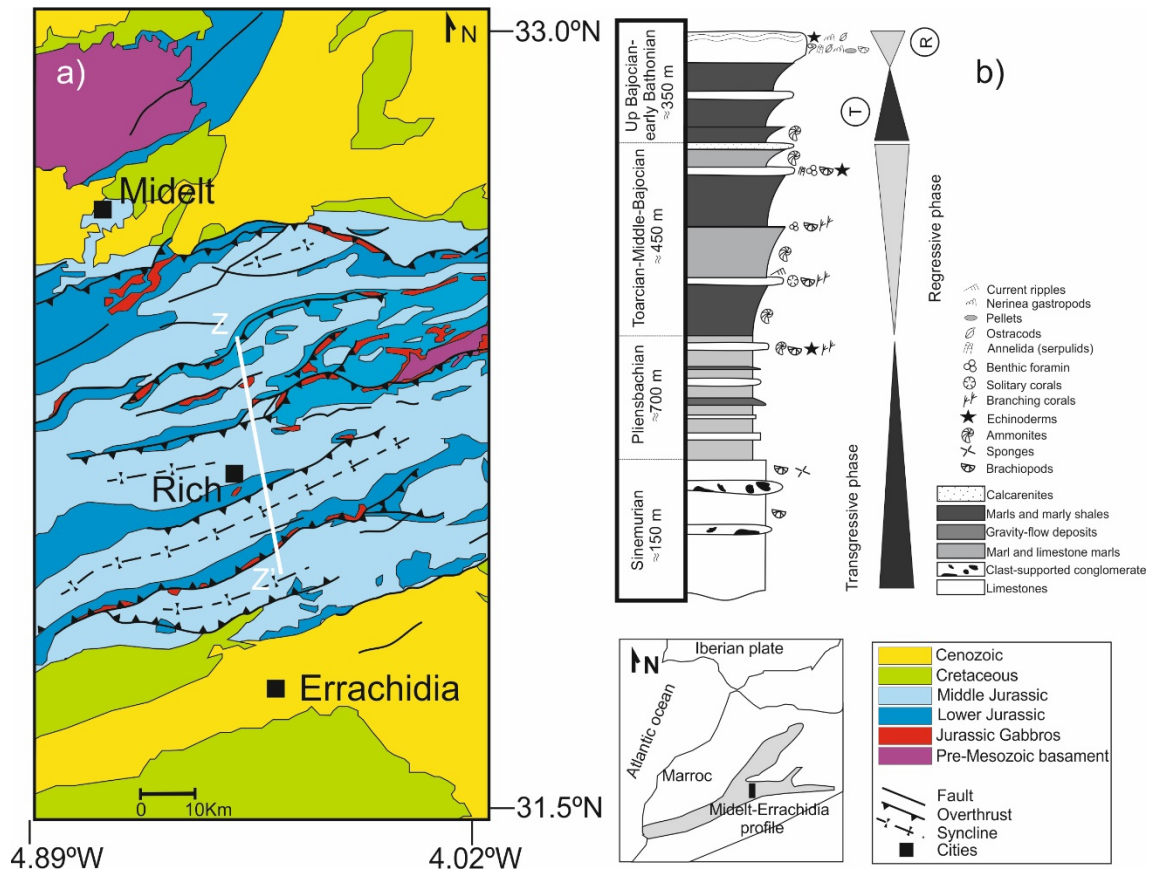


Figura. 4.22. (a) Mapa geológico mostrando el corte de Midelt-Errachidia. (b) Columna estratigráfica sintética del área de estudio.

Figure. 4.22. (a) geological map showing the Midelt-Errachidia profile. (b) Synthetic stratigraphic column of the study area.

El tramo Toarciense-Bajociense comienza con margas y lutitas margosas con ammonites y finaliza con calizas de plataforma carbonatada poco profunda y arrecifes (Ait Addi y Chafiki, 2013). El Bajociense y Batoniense conservados en las zonas centrales de los sinclinales, son depósitos de margas principalmente, con construcciones a techo de arrecifes de corales y braquiópodos.

#### 4.5.2 Perfil de Imilchil

El perfil de Imilchil es posiblemente el que mejor refleja el estilo estructural, historia tectónica, deformación y estratigrafía del Alto Atlas Central (fig 4.23). El núcleo de los anticlinales está ocupado por arcillas, evaporitas y sales del Triásico, además de basaltos del CAMP y gabros del Jurásico medio. Los flancos de los anticlinales, tanto norte como sur, están definidos por calizas del Lías inferior en la mayor parte de ellos y también calizas del Dogger como en el caso de Tasraft. En los sinclinales afloran calizas del Jurásico medio-superior.

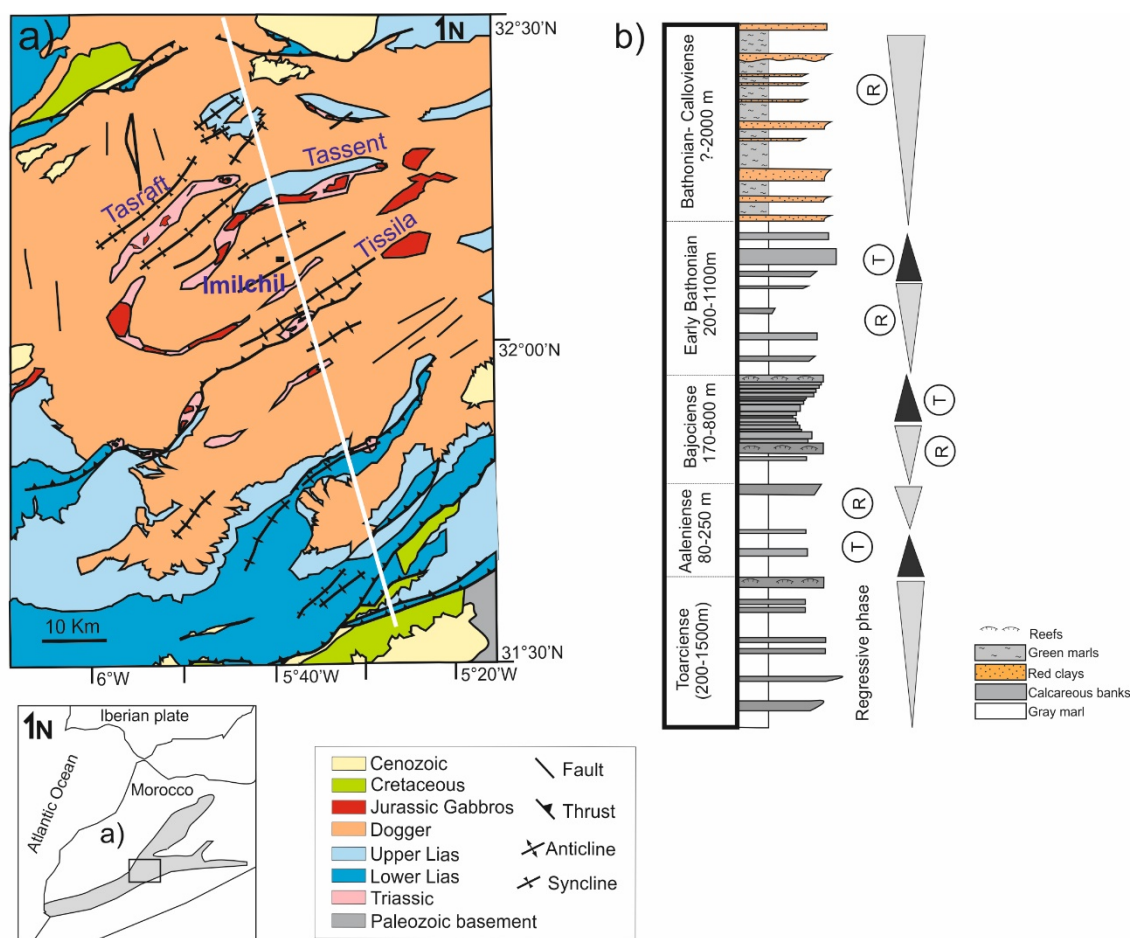


Figura 4.23. (a) Mapa geológico mostrando el corte de Imilchil. (b) Columna estratigráfica sintética (del Toarciense en adelante) del área de estudio.

Figure. 4.23. (a) Geological model showing the Imilchil profile. (b) Synthetic stratigraphic column (from the Toarcian upwards) of the study area.



Se puede describir la estratigrafía en dos grupos de afloramientos: los núcleos de los *ridges* y los sinclinales. Dentro de los núcleos anticlinales se observan carbonatos y dolomías del Lías inferior (Hettangiense-Sinemuriense) que quedaron embebidas dentro de las sales triásicas. En éstos núcleos también aparecen intrusiones gabroicas del Jurásico medio, a veces de gran volumen (175-155 Ma., Frizon de Lamotte, 2008). Además de los cuerpos de gabros, también se observan dioritas, sienitas y otras rocas magmáticas indiferenciadas (Joussiaume, 2016).

La serie jurásica comienza en la zona central del corte con depósitos del Toarciense de margas grises y bancos calcáreos y culmina con bioconstrucciones arrecifales (Pierre, 2006). El Toarciense puede llegar a alcanzar alrededor de 1500 m de potencia. El Aalenense presenta las mismas características estratigráficas y aunque con menos espesor es más constante en toda la región de Imilchil. El Bajociense inferior, con espesores de hasta 300 m, está compuesto por margas grises que pasan en la vertical a alternancias margo-calcáreas (Fadile, 2003) en bancos decimétricos.

El bajociense medio y superior está representado por una unidad carbonatada masiva que alcanza hasta los 500 m de espesor. El Batoniense inferior llega a alcanzar espesores de 1300 m y está formado por margas de colores claros con intercalaciones de bancos calcáreos claros. El Batoniense superior- Calloviense inferior se encuentra aflorando en los núcleos de los sinclinales y está constituido por alternancias de arcillas rojas con margas verdes y niveles carbonatados. A techo los niveles evolucionan a continentales. Esta serie llega a alcanzar 2000 m de espesor en el núcleo de los sinclinales.

#### ***4.5.3 Perfil de Demnat***

El perfil de Demnat está situado en la parte más occidental del Alto Atlas Central. Presenta unas características estructurales distintas a las descritas en la parte central y este del Atlas (fig 4.24), debido a que la deformación en este sector está más controlada por el zócalo. El Jurásico inferior está representado por dolomías y carbonatos, aunque en general es menos calcáreo en la parte occidental que en el este del Atlas central. De la

misma manera, en el sector oeste, el Jurásico medio es más clástico y con mayor influencia continental.

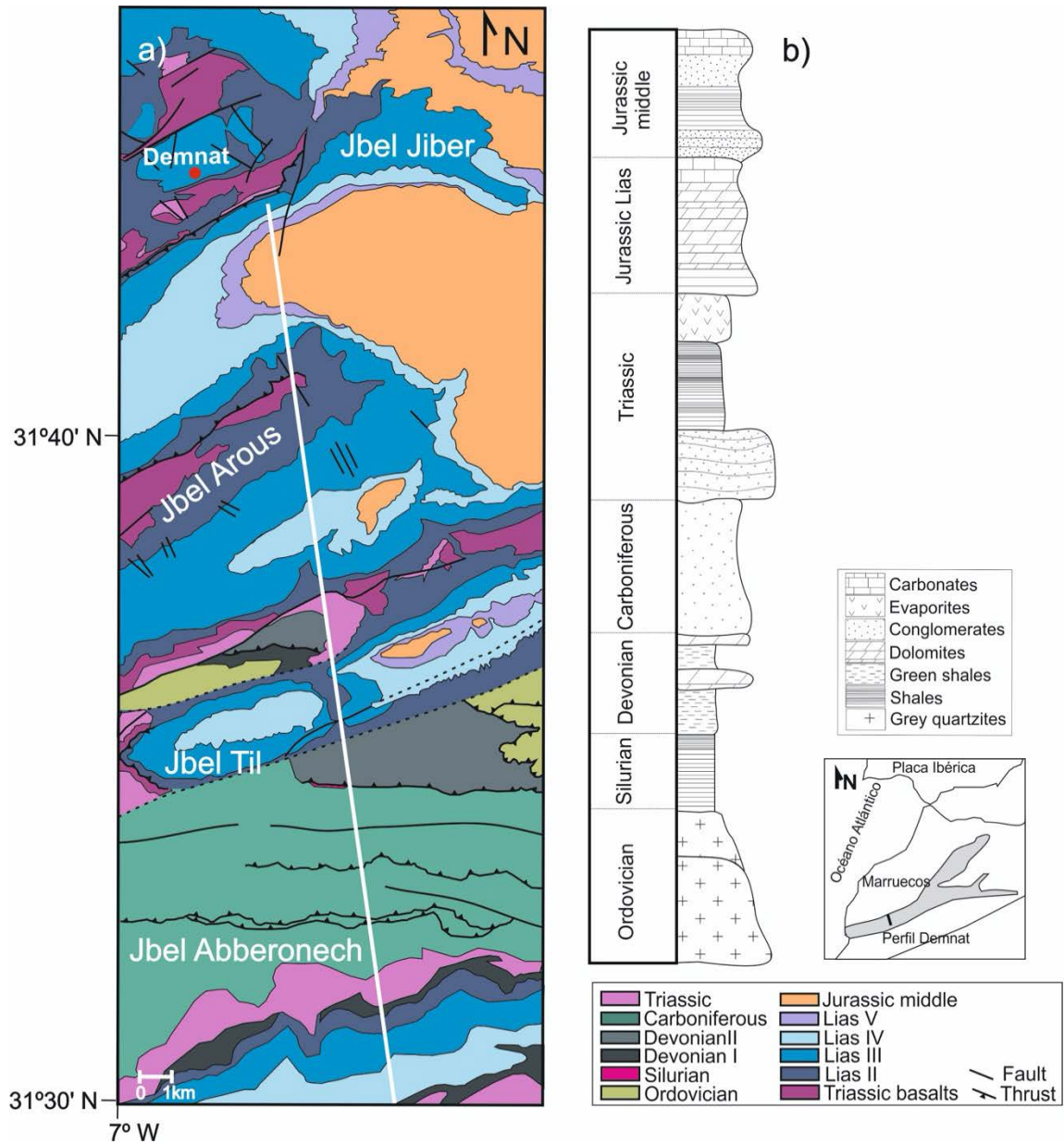


Figura. 4.24. (a) Mapa geológico mostrando el corte de Demnat. (b) Columna estratigráfica sintética.

Figure. 4.24. (a) Geological map showing the Demant profile. (b) Synthetic stratigraphic column.

Aunque existen claras diferencias estructurales con los otros sectores del Atlas, se distinguen los amplios sinclinales cortados por fallas inversas de alto ángulo y fallas normales. De los tres cortes, este es el que presenta un mayor relieve topográfico y un nivel de erosión más profundo. Los depósitos del Ordovícico, Silúrico y hasta mitad del Devónico corresponden a facies epicontinentales principalmente del Silúrico donde los depósitos de margas alcanzan hasta 2000 m de potencia. El Devónico superior y Carbonífero están caracterizados por depósitos continentales de conglomerados. El Triásico comienza con depósitos continentales, *red beds*, que a medida que ascendemos en la serie pasan a lutitas y evaporitas. El Triásico llega a alcanzar 2000 m de espesor.

El estudio paleomagnético realizado en los tres perfiles cortando la estructura del Atlas Central por sus vertientes occidental, central y oriental está compuesto de más de 170 estaciones y 1500 muestras analizadas en el laboratorio.



# BLOQUE 3

5	<i>La remagnetización regional Cretácica del Alto Atlas Marroquí</i>	99
5.1	<i>Introducción</i>	101
5.2	<i>Antecedentes en Iberia</i>	104
5.3	<i>Justificación del estudio paleomagnético en el Alto Atlas Marroquí.</i>	105
5.4	<i>Widespread Cretaceous secondary magnetization in the High Atlas (Morocco). A common origin for the Cretaceous remagnetizations in the western Tethys?</i>	107
5.5	<i>Extensión de la remagnetización cretácica del Alto Atlas</i>	139
6	<i>Reconstrucción de estructuras a partir de la remagnetización del Alto Atlas</i>	169
6.1	<i>Aspectos metodológicos. Técnica de los círculos menores.</i>	171
6.2	<i>Reconstrucción de tres perfiles del Alto Atlas</i>	189
7	<i>Conclusiones</i>	257
7.1	<i>Resultados generales y conclusiones del estudio paleomagnético</i>	259
7.2	<i>Resultados generales y conclusiones de la restitución de las estructuras</i>	261
7	<i>Conclusions</i>	263
7.1	<i>General results and conclusions of the palaeomagnetic study.</i>	264
7.2	<i>General results and conclusions of the restitution of the structures</i>	266





---

## **5 La remagnetización regional Cretácica del Alto Atlas Marroquí**

5.1	<i>Introducción</i>	101
5.2	<i>Antecedentes en Iberia</i>	104
5.3	<i>Justificación del estudio paleomagnético en el Alto Atlas Marroquí.</i>	105
5.4	<i>Widespread Cretaceous secondary magnetization in the High Atlas (Morocco). A common origin for the Cretaceous remagnetizations in the western Tethys?</i>	107
5.4.1	<i>Introduction</i>	108
5.4.2	<i>Geological framework</i>	109
5.4.3	<i>Paleomagnetic methods and sampling.</i>	113
5.4.4	<i>Paleomagnetic analysis.</i>	115
5.4.5	<i>Magnetic mineralogy</i>	117
5.4.6	<i>Analysis of paleomagnetic directions.</i>	120
5.4.7	<i>Conglomerate test</i>	124
5.4.8	<i>Age of remagnetization</i>	128
5.4.9	<i>Discussion</i>	132
5.4.10	<i>Conclusions</i>	138
5.5	<i>Extensión de la remagnetización cretácica del Alto Atlas</i>	139
5.5.1	<i>Extensión de la remagnetización hacia el este: Perfil de Midelt-Errachidia.</i>	141
5.5.2	<i>Extensión de la remagnetización hacia el oeste: Perfil de Demnat.</i>	153
5.5.3	<i>Discusión sobre la extensión, origen y propiedades de la remagnetización del Alto Atlas Central.</i>	160



## 5.1 Introducción

Una remagnetización se produce cuando una roca adquiere una magnetización posterior a la de su formación y por tanto a la magnetización remanente primaria. Esta nueva magnetización puede borrar parcial o totalmente la magnetización primaria de las rocas, sustituyéndola en algunos casos. Las rocas sedimentarias, tanto clásticas de grano fino como carbonatadas, son el foco de estudio de numerosos trabajos sobre remagnetizaciones, fundamentalmente por dos razones: ayudan a entender los procesos diagenéticos que han afectado a la cobertera, ya que son las rocas que más abundan en cinturones orogénicos y cuencas sedimentarias y además, las remagnetizaciones en ellas, proporcionan señales magnéticas claras e intensas. Además, las rocas sedimentarias son especialmente propensas a sufrir remagnetizaciones.

El uso de direcciones paleomagnéticas obtenidas a partir de rocas remagnetizadas presenta muchas limitaciones (incertidumbre en la edad y corrección tectónica) en su uso para realizar reconstrucciones paleogeográficas clásicas. Sin embargo, los procesos que llevan a que ocurra una remagnetización sí que aportan mucha información geológica difícil de obtener de otra manera, por ejemplo (i) direcciones paleomagnéticas posteriores a la de la formación de la roca y anteriores al tiempo actual, (ii) indicadores de paleotemperaturas ligados a procesos de maduración de materia orgánica, procesos de subsidencia de cuencas, circulación de fluidos hidrotermales, mineralizaciones, etc.

En los últimos años, muchos autores han intentado descifrar el mecanismo que producen las remagnetizaciones. Hay dos grupos de mecanismos fundamentales que pueden generar una remagnetización: i) mecanismos químicos que consisten en la generación de nuevos minerales ferromagnéticos que adquieren una magnetización remanente química (CRM) y ii) mecanismos termoviscosos producidos por la reactivación térmica de granos ferromagnéticos preexistentes.

Aunque algunos procesos de adquisición de la remagnetización siguen siendo enigmáticos, en la mayoría de los casos se apuntan a que las remagnetizaciones a gran escala son procesos químicos, ya sean asociados a fluidos hidrotermales o por otros procesos diagenéticos (McCabe y Elmore, 1989; Elmore et al., 2006, 2012, 2016). Algunos ejemplos de estos procesos son los que tienen su origen en la transformación mineralógica ligada a procesos de enterramiento (Katz et al., 1998; Woods et al., 2000, 2002; Evans y Elmore, 2006; Aubourg et al., 2008, 2012), los que señalan procesos de presión-disolución (Evans y Elmore, 2006, Oliva-Urcia et al., 2007), o aquellos en los que se introducen los esfuerzos tectónicos (Lewchuk et al., 2002; Elmore et al., 2006; Zwing et al., 2009).

En la mayor parte de los casos el mineral portador de las remagnetizaciones químicas en carbonatos es la Magnetita, aunque también se registran con frecuencia Pirrotina y Greigita. La Greigita es un mineral poco estable y a partir de temperaturas superiores a 50°C se transforma en Magnetita. Aubourg et al. (2012) y Kars et al. (2015) encuentran que en lutitas de cuencas profundas existe una evolución mineralógica ligada al enterramiento y asociada a ciertos rangos de temperaturas, lo que permite restringir zonas de estabilidad de minerales a determinadas temperaturas y profundidad de enterramiento. De esta manera, se observa que la Magnetita es estable en un rango de temperaturas entre 50 y 300° C, y a partir de 300° C comienza a transformarse en Pirrotina. Estos trabajos, aunque no sean en calizas, son de una gran relevancia en el estudio de remagnetizaciones en cuencas sedimentarias, donde debido a la subsidencia y al apilamiento de series se alcanzan estas temperaturas durante el suficiente tiempo como para generar nuevos minerales que puedan adquirir una nueva magnetización.

Diversos estudios han puesto de manifiesto algunas propiedades magnéticas características de ciertos tipos de rocas remagnetizadas (Channell y McCabe, 1994; Gong et al., 2008a). Ya se ha mencionado en el apartado, 4.3.5 (figura 4.16), que las calizas que han sufrido remagnetizaciones químicas con la Magnetita como mineral portador presentan una forma característica del ciclo de histéresis. Las relaciones entre los parámetros del ciclo y la coercitividad de la remanencia ( $M_r/M_s$  y  $H_{cr}/H_c$ ) definen un área característica en el denominado diagrama de Day (fig 5.1), (Day et al., 1977). Los valores de estos parámetros se corresponden con una distribución de tamaños de grano, mezcla de superparamagnéticos y monodominio (SP+SD) (Channell and McCabe, 1994; Dunlop, 2002). Muy probablemente, esta distribución está relacionada con los procesos

que condicionan el crecimiento de los granos de Magnetita en una remagnetización química.

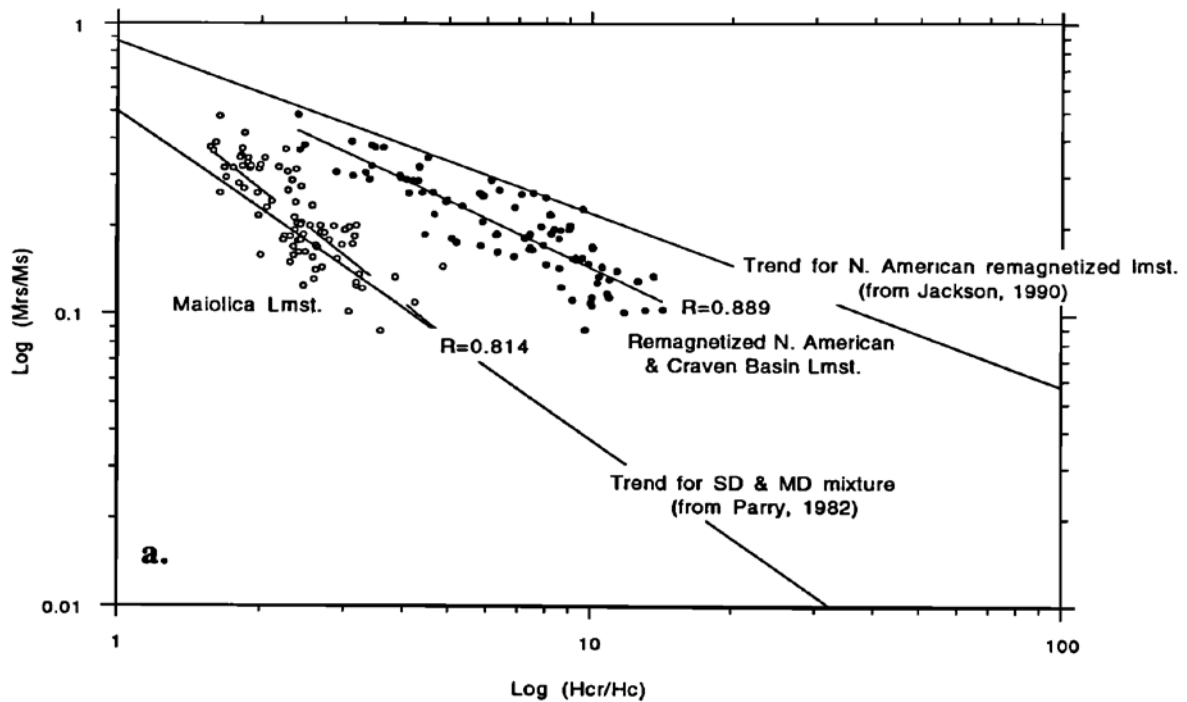


Figura. 5.1. Diferentes líneas de correlación  $Mrs/Ms$  —  $Hcr/Hc$  para calizas no-remagnetizadas de Maiolica y las calizas remagnetizadas del Norte de América y Europa. Channell y McCabe (1994).

Figure. 5.1. Different correlation lines  $Mrs/Ms$  —  $Hcr/Hc$  for non-remagnetized limestones from Maiolica and remagnetized limestones from North America and Europe. Channell and McCabe (1994).

Las calizas remagnetizadas presentan características similares, no sólo en cuanto a los ciclos de histéresis, como ya hemos visto, sino también en cuanto al espectro de temperaturas de desbloqueo de la remagnetización observadas en la desmagnetización térmica. Las calizas remagnetizadas presentan temperaturas máximas de desbloqueo que suelen oscilar entre 400 y 500°C (Villalaín et al., 1994), claramente inferiores a la temperatura de Curie de la Magnetita.

## 5.2 Antecedentes en Iberia

Hay una extensa documentación escrita sobre remagnetizaciones en rocas sedimentarias mesozoicas de Iberia, tanto en capas rojas (portadas por Hematites) como en carbonatos (portadas por Magnetita), (Schott y Peres, 1987; Galdeano, et al., 1989; Moreau et al., 1992; Villalaín et al., 1994; Juárez et al., 1998; Dinarès-Turell y García-Senz, 2000; Gong et al., 2008, 2009; Villalaín et al., 2003; Soto et al., 2008, 2011; Casas et al., 2009, etc.). Se han realizado estudios paleomagnéticos de alta resolución en las cuencas invertidas de Cameros (Mata et al., 2001; Villalaín et al., 2003, 2006; Casas et al., 2009; García-Lasanta et al., 2017), Vasco-Cantábrica (Soto et al., 2008, 2011), la región oriental de la Cordillera Ibérica (Villalaín et al., 2008) o las cuencas Norpirenaicas (Oliva-Urcia, 2010). En todos los trabajos anteriormente citados se describen remagnetizaciones en cuencas continentales Mesozoicas. Las propiedades magnéticas de la componente remagnetizada en las diferentes áreas son similares y presenta sistemáticamente polaridad normal. La datación de dicha remagnetización es un problema complejo debido a la incertidumbre que existe en la curva de deriva polar de Iberia para el Cretácico. Esta incertidumbre es debida a la escasez de datos paleomagnéticos primarios por un lado y a la calidad de los mismos. Aun así, los autores señalan el Cretácico como la época de adquisición de las remagnetizaciones. Más concretamente en algunos casos se llega a constreñir en el Albiense, momento posterior a la fase extensional que afecta a las cuencas mesozoicas de Iberia y previa a la inversión tectónica debido a la compresión Cenozoica entre Iberia y África.

### **5.3 Justificación del estudio paleomagnético en el Alto Atlas Marroquí.**

Tras los trabajos de Juárez et al. (1998); Villalaín et al. (2003), Casas et al. (2009), Soto et al. (2008), Gong et al. (2008, 2009), etc. en las cuencas mesozoicas ibéricas queda abierta la cuestión de si las remagnetizaciones cretácicas en distintas partes de Iberia son un fenómeno limitado a cada cuenca o si el hecho de que sean eventos aparentemente sincrónicos implican un fenómeno a gran escala. Por ello, tal como se ha comentado en la Introducción, uno de los objetivos iniciales de esta tesis fue el estudio del fenómeno de las remagnetizaciones en otras zonas fuera de Iberia, en el marco del contexto del mediterráneo occidental. El objetivo es poder constreñir el origen, las propiedades, edad y extensión del fenómeno. Debido a que en Iberia existen limitaciones para conocer la edad de la remagnetización por la indefinición de la curva de deriva polar aparente de la placa, el estudio se centra en un área que en principio responda a dos cuestiones importantes: una historia geológica similar, para así poder trabajar con las mismas características y una curva de deriva polar bien definida para solventar las incertidumbres acerca de la edad de las posibles remagnetizaciones. El Alto Atlas Marroquí presenta todas las características necesarias para estudiar si el fenómeno de la remagnetización señalado en Iberia se traslada más allá del límite de placa. Por una parte, el Alto Atlas está formado por cuencas intraplaca mesozoicas con características similares a las ibéricas y por otra, la Placa Africana sufrió durante el Cretácico, una amplia rotación alrededor de un polo euleriano próximo ,relacionado con la apertura del Atlántico que está definida con precisión a partir de los estudios de circuitos de placas disponibles en la actualidad.



Torres-López, S., Villalaín, J. J., Casas, A. M., EL Ouardi, H., Moussaid, B., and Ruiz-Martínez, V. C. (2014). Widespread Cretaceous secondary magnetization in the High Atlas (Morocco). A common origin for the Cretaceous remagnetizations in the western Tethys? *Journal of the Geological Society (London)*, 171, 673–e687. <https://doi.org/10.1144/jgs2013-107>

#### **5.4 Widespread Cretaceous secondary magnetization in the High Atlas (Morocco). A common origin for the Cretaceous remagnetizations in the western Tethys?**

After publication of this paper, a conglomerate test was performed in the Central High Atlas. The 5.4.7 section shows these news results.

##### **Abstract**

In this paper, we present the first paleomagnetic data (51 sites) in Mesozoic (Lower-Middle Jurassic) sediments of the Moroccan Central High Atlas and address the study of a widespread remagnetization. The remagnetization is characterized by a very stable component with systematic normal polarity, carried by magnetite. The relationship between the magnetic properties and location within the basin suggests that the acquisition of the remagnetization is controlled by basin geometry. Fold-tests indicate that the overprint acquisition is syn-folding in some structures but clearly predates the Tertiary compressional stage. Using the Small Circle Intersection method, we have calculated the remagnetization direction ( $D = 336.4^\circ$ ,  $I = 29.2^\circ$ ). Comparison with Global

Apparent Polar Wander Path indicates that the remagnetization was acquired during the Late Cretaceous (probably Cenomanian). Considering both the basinal confinement of remagnetization and the connection with other remagnetization events in the western Tethys, we propose a scenario explaining widespread remagnetizations in the region, concerning both basin-scale conditions mainly related to sediment thickness and a regional-scale thermal event acting as catalyst of remagnetizations in those sedimentary basins that satisfy the basin-scale conditions.

Keywords: Paleomagnetism, Remagnetization, Mesozoic, Atlas, Small Circle intersection, African Plate.

#### ***5.4.1 Introduction***

Secondary magnetizations or remagnetizations are linked to various tectonic processes and basinal histories: volcanism or hydrothermal (Valet et al., 1998; Evans et al., 2000), burial and diagenesis (Katz et al., 1998a, Woods et al., 2000, Gong et al., 2008b), low-grade metamorphism (Appel et al., 2012), thermal processes at the plate scale (Juárez et al., 1998) or wholesale thrusting during orogenic evolution (Stamatakis et al., 1996; Enkin et al., 1997, 2000; Lewchuk et al., 2002; Oliva et al., 2007). The first references to “remagnetization” can be found in the 1960’s but it is especially from the 1980s that numerous studies about remagnetizations were published (Scotese et al., 1982; Kent, 1985; Tuckers and Kent, 1988; Mc Cabe and Elmore, 1989). Most of them have been performed in sedimentary rocks (limestones, marls or red beds), as identification of remagnetizations is easier when fold- or conglomerate-tests can be performed. Furthermore, in many cases, remagnetizations are linked to fluid circulation, and the higher permeability of sedimentary rocks allows for solution-precipitation of new magnetic phases. An overview of the remagnetization phenomenon has been given by Van der Voo and Torsvik (2012).

The study of remagnetizations presents particular problems in relation to the study of primary magnetizations. Probably the most important is related to determining the age



of secondary magnetization, as some of the classical tests used for characterization of primary magnetizations do not allow this age to be constrained. Indirect procedures are the relationship with folding, the homogeneous polarity or the relationship with other basinal or thermal processes (Cairanne et al., 2002; Villalaín et al., 2003; Donald et al., 2006; Tohver et al., 2008).

In this work we present a paleomagnetic study in sedimentary rocks from the Moroccan High Atlas. The advantages of exploring this area from the paleomagnetic point of view lie in (i) the thickness of Mesozoic deposits (specifically Jurassic), which reaches several thousands of metres and thus favours the possibility of existence of remagnetizations and of sampling different portions of the sedimentary sequence, (2) its relatively well-known geological structure, (3) the geological evolution of the area, with a stage of tectonic inversion, which allows us to test the age of magnetizations and favoured the exhumation and outcrop of extensive sequences of the syn-rift units, and (4) the well-defined and widespread Mesozoic arm of the apparent polar wander path (APWP) for Africa, which allows indirect dating of paleomagnetic vectors. In this study, we provide new paleomagnetic results (51 new sites and about 500 samples) from the High Atlas, where no previous paleomagnetic studies on Mesozoic sediments have been conducted. The Mesozoic basins of the High Atlas are susceptible to remagnetization because of their above-described characteristics. From the palaeomagnetic data, we interpret the magnetic properties and their relationship to the structure of the basin. Our results can provide information about the origin of the remagnetization and shed light on the problem of remagnetizations in the region of the western Tethys.

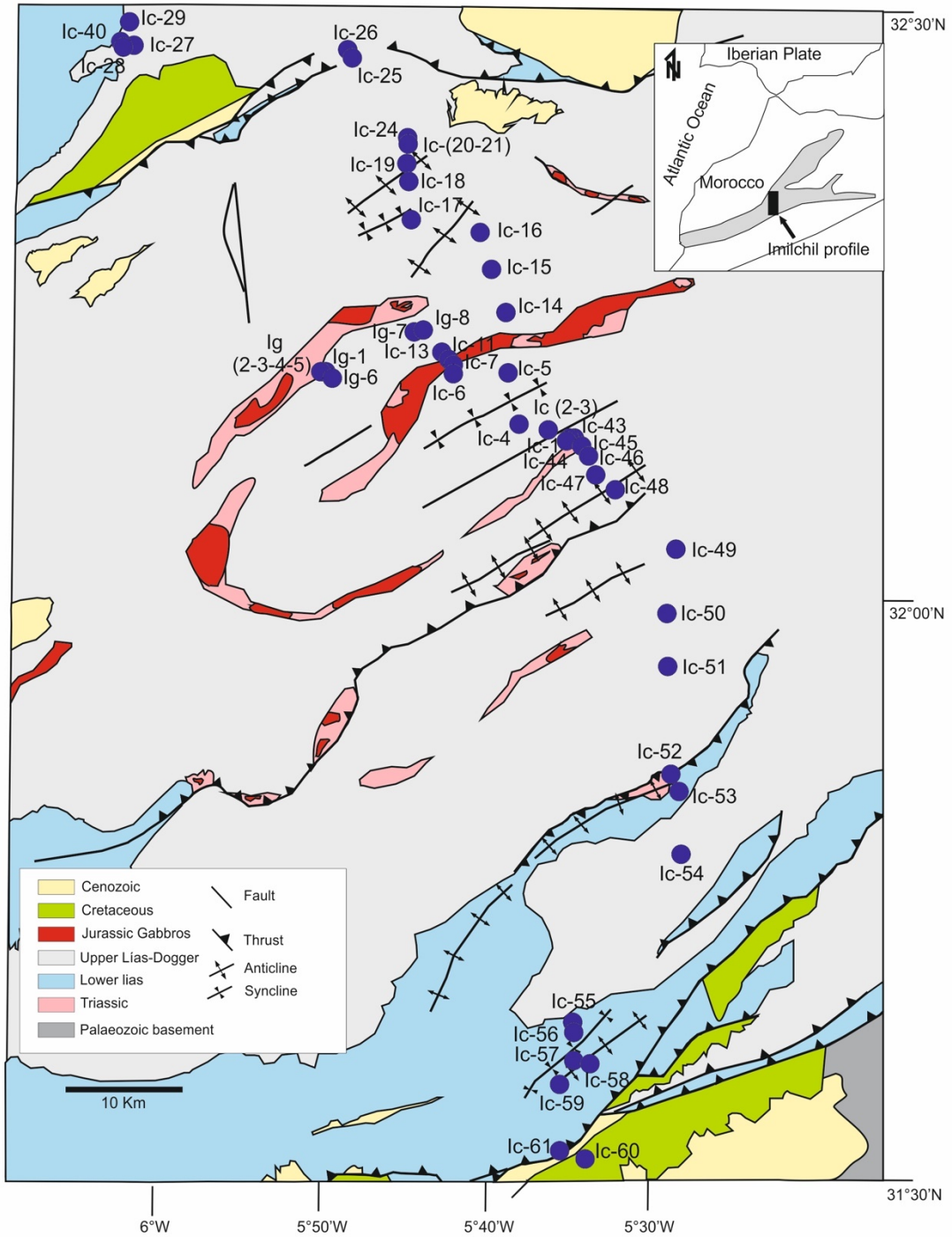
#### ***5.4.2 Geological framework***

The Atlas is an intracontinental mountain chain developed over a continental basement (Mattauer et al., 1977, Frizon de Lamotte et al., 2000), which extends for 2000 km with ENE-WSW and east-west directions, from the Atlantic coast of Morocco to the Mediterranean, and defines the southernmost part of the Mediterranean Alpine system.

There are two chains: The Middle Atlas, with NE-SW direction, and the High Atlas, with east-west direction. The Atlas chains developed as a result of the inversion of the extensional or transtensional Mesozoic basins, as a consequence of the convergence between Africa and Europe during the Cenozoic (Mattaueer et al., 1977).

The amount of tectonic shortening and the uplift associated with the Alpine compression is still under discussion. Despite showing elevations of more than 4000 m, the Atlas has experienced moderate shortening. Some researchers have considered that thermal uplift, related to thinned lithosphere and mantle processes, has made a significant contribution to the relief of the High Atlas (Teixell et al., 2003; Ayarza et al., 2005; Zeyen, 2005).

Two rifting stages took place during the Triassic and Late Liassic-Dogger. The first stage, during the Triassic, is characterized by successive extensional episodes in a rifting context, controlling the subsequent evolution of the basins; these numerous episodes are represented by red beds units with intercalated basaltic lava flows (Choubert et al., 1962; Piqué et al., 2000), which were sedimented in graben structures and ending abruptly against their margins. In the second extensional stage, during the Jurassic, basins were elongated in NE-SW (Mattaueer et al., 1977) and ENE-WSW (Laville et al., 1992) directions. The second rifting evolution is evidenced by lithostratigraphic changes which show bathymetric or environmental variations from deep to shallow water and lasted from the Middle Liassic until the Dogger (Frizon de Lamotte et al, 2008). During the Early Jurassic, shallow marine platforms, with increasing subsidence, controlled the deposition of carbonates. The Middle Jurassic was characterized by deposition of marl-limestone series, ending with a marine regression and the sedimentation of red bed deposits.



*Figura. 5.2. Mapa geológico del Alto Atlas mostrando la localización del corte de Imilchil y los sitios muestreados.*

*Figure. 5.2. Geological sketch map of the High Atlas showing the location of the Imilchil profile and the sampling sites.*

The Middle Jurassic represents the episode with maximum subsidence and thickness of sediments, reaching more than 5000 m (Laville et al., 1977; Ibouh et al., 1994; Teixell et al., 2003) in the basin centre. A phase of compressive folding and erosion, witnessed by unconformities and pervasive structures at the outcrop scale, was proposed for the Late Jurassic by Mattauer et al., (1972, 1977), Laville and Piqué (1992) and Laville et al., (2004).

However, this compressional, intermediate stage is still controversial and not recognized by other researchers (see e.g. Frizon de Lamotte et al., 2008). In the Middle and Late Jurassic, an alkaline-type magmatic episode, forming intrusions of igneous rocks along a N45°E axis (Laville and Piqué, 1992), took place in the central part of the High Atlas (fig 5.2.).

This magmatic episode is characterized by gabbro intrusions and basaltic lava flows, prior to the Aptian extensional episode (Laville and Harmand, 1982; Laville and Piqué, 1992; Barbero et al., 2007; Frizon de Lamotte et al., 2008). The Late Cretaceous presents local evidences of folding that, for some researchers, indicates the first Alpine compression stages in the Atlas (Mattauer et al., 1977; Laville et al., 1977; Laville, 2002). Generalized basin inversion took place during two compressive episodes: the first occurred in the Late Eocene and the second from the Late Miocene to the present (El Harfi et al., 2001, 2006; Bracène and Frizon de Lamotte, 2002; Missenard, 2006; Frizon de Lamotte et al., 2008).

The Cenozoic deposits are alluvial and lacustrine conglomerates that are contemporaneous with the main compressional deformation. Cenozoic magmatism with alkaline and hyper-alkaline affinity, related to mantle uplifts, formed volcanic and sub-volcanic rocks (Teixell et al., 2005).

The tectonic style characterizing the High Atlas is mainly thick-skinned, as the basement was involved in the compressional deformation (Frizon de Lamotte et al., 2000, Teixell et al., 2003, El Harfi et al., 2006). However, there are structures in its southern border that have been interpreted as having evolved within a thin-skinned style of deformation (Beauchamp et al., 1999, Bennani et al., 2001, Teixell et al., 2003), favoured by the existence of low-strength detachment levels within the Mesozoic series. Compressional deformation is heterogeneously distributed: narrow anticlines or thrust

faults with clearly Tertiary compressional origin are separated by broad synclines that can be interpreted as the result of extensional tectonics, Mesozoic compressional events or Tertiary, Atlasic movements. Variations in Mesozoic stratigraphy and thickness of the Mesozoic series across many thrust faults attest to their origin as synsedimentary extensional faults (Frizon de Lamotte et al., 2000). Thrust-related folds are also characteristic of the deformation pattern affecting Jurassic rocks and the Upper Cretaceous-Eocene series; in the Central High Atlas, thrusts are oriented NE-SW to N70E, parallel to the South Atlas Fault zone, (Ellero et al., 2012). Kinematic analysis suggests that thrusting and folding can be also linked to the development of strike-slip faulting in a complex polyphased tectonic evolution.

#### ***5.4.3 Paleomagnetic methods and sampling.***

A total of 51 sites, with 8-11 samples per site, were sampled along the Imilchil cross-section (c. 90 Km), one of the classical transects in the High Atlas, with NNW-SSE direction (fig 5.2.). The sampled series consists of Jurassic limestones and marly limestones, with ages between Sinemurian and Bathonian, except for two sites located in Cretaceous sandstones of Valanginian age (fig 5.3). Sampled sites (fig 5.3 a) are distributed along large-scale structures (fig 5.3 b), gabbro outcrops and diapirs related to Triassic materials (fig 5.3 c) and small-scale folds (fig 5.3 d and e). The sampling sites include depocentral areas, and the two margins (NW and SE) of the Jurassic basin, where thickness of the Mesozoic sequence decreases dramatically.

Sampling was carried out by means of a gasoline portable drilling machine and samples were oriented using a magnetic compass-inclinometer device. All the paleomagnetic and rock magnetic analyses were carried out in the Palaeomagnetism Laboratory of the University of Burgos (Spain). The Natural Remanent Magnetization (NRM) of about 500 samples was measured through a 2G755 cryogenic magnetometer. Stepwise thermal demagnetization was done with a TD48-SC thermal demagnetizer. This technique was systematically used in samples from all cores. In addition, pilot samples,

one or two for each station, were demagnetized using the alternating fields (AF) technique. The steps for AF demagnetizing followed progressive peak fields, applying increasing fields of 2-10, 5-30, 10-60 and 20-100mT. Thermal demagnetization was carried out in steps of 25°C up to 575°C except for some samples reached 700°C. Low field magnetic susceptibility was monitored during the demagnetization process with a KLY4S susceptibility bridge (AGICO Kappabridge), to detect mineralogical changes induced by thermal treatment.

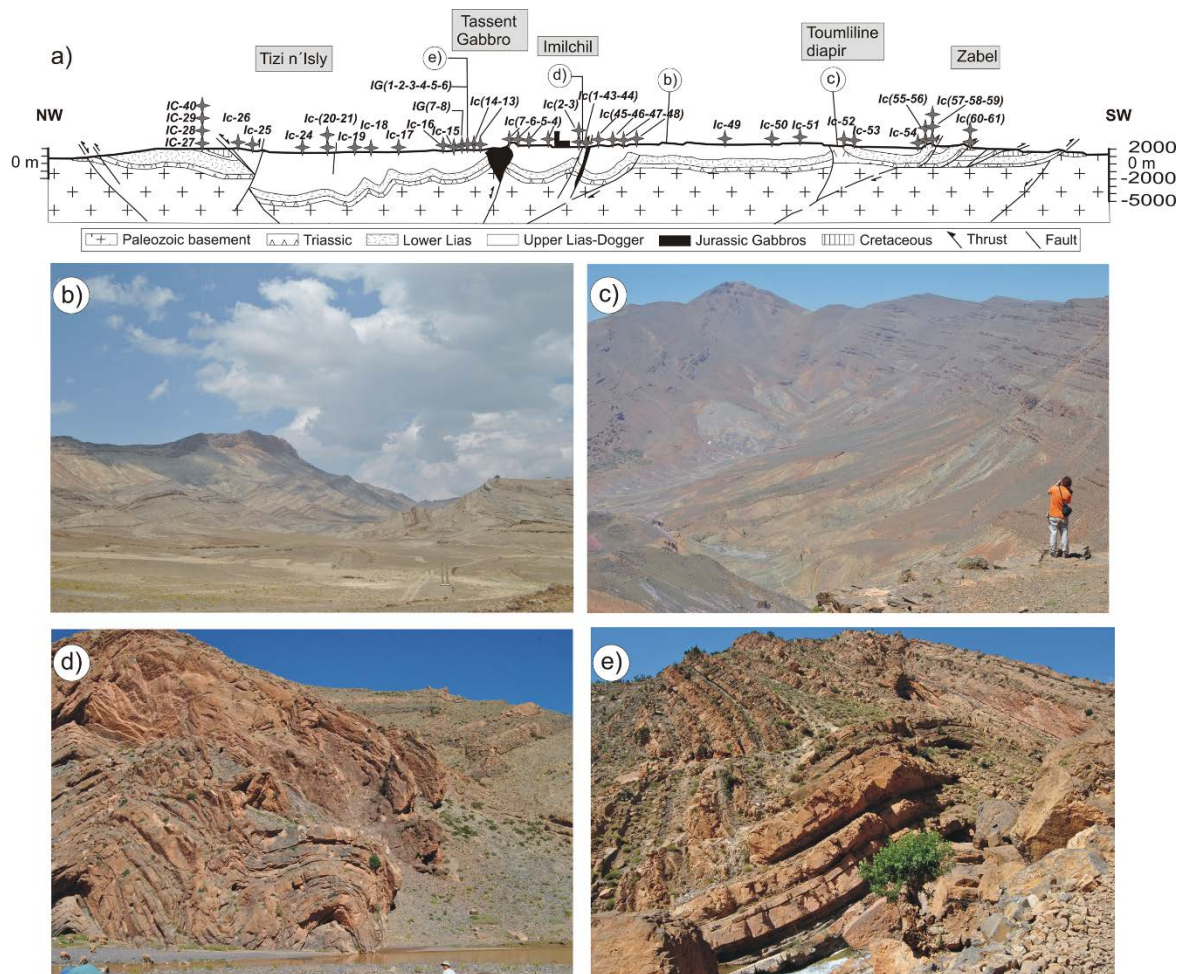


Figura. 5.3. (a) Perfil geológico (modificado de teixell et al. 2003) a través del Alto Atlas Marroquí (sección de Imilchil) con los sitios paleomagnéticos proyectados. Se muestra en la figura 5.3 la localización del perfil realizado. (b, c) Ejemplos de estructuras synrift: anticlinal (ridge) localizado al sur de Imilchil (b) y diapir de Toumliline (c). (d, e) Ejemplos de pliegues Terciarios compresionales, localizados cerca de los sitios IC2-IC3 (d) y del IG (2, 3, 5) con un fold-test (e).

Figure. 5.3. (a) Geological cross-section (modified from Teixell et al. 2003) through the High Atlas of Morocco (Imilchil section) with the projection of the palaeomagnetic sites. Location of cross-section is shown in Figure 5.3. (b, c) Examples of synrift structures: kilometre-scale anticline (ridge) located south of Imilchil (b) and Toumliline diapir (c). (d, e) Examples of Tertiary compressional folds, located close to IC2-IC3 sites (d) and at the IG (2, 3, 5) site with fold-test (e).

After the magnetic analyses, magnetic components were isolated using linear regression techniques. The distribution of directions was determined using the statistics Fisher's (1953). To analyze the stability of the magnetic components, several fold-tests in large-scale and metric-scale folds were performed. The statistical confidence of the fold-tests was determined by McFadden and Jones (1981) method. To determine the properties of the carriers of the magnetization, several rock magnetic experiments were performed. Representative samples were submitted to progressive acquisition of isothermal remanent magnetization (IRM) using a pulse magnetizer, reaching a maximum field of 2T. Furthermore, samples were thermally demagnetized after they had acquired three orthogonal IRM components under fields of 2, 0.4 and 0.12 T (Lowrie, 1990). Thermomagnetic and backfield curves, as well as hysteresis loops, have been performed by means of a Magnetic Variable Field Translation Balance (MMVFTB).

#### ***5.4.4 Paleomagnetic analysis.***

On the basis of palaeomagnetic properties, two types of behaviors (G1 and G2), can be distinguished. Group G1 corresponds mainly to marine and lacustrine Jurassic limestones, and shows uniform magnetic characteristics, independently of stratigraphic position and lithology of samples. This group presents magnetic susceptibility values between 10 and  $700 \times 10^{-6}$  (S.I.), most of them between 100 and  $400 \times 10^{-6}$  (S.I.). The intensity of the natural remanent magnetization (NRM) is very high, varying between 1 and 80 mA/m, with most samples between 20 and 40 mA/m.

Thermal demagnetization of the NRM of group G1 (fig 5.4 a-f), revealed two stable components. One of them has a maximum unblocking temperature between 200 and 250° C and is aligned with the present-day Earth's magnetic field before any tectonic correction. We have considered it as a viscous (V) component.

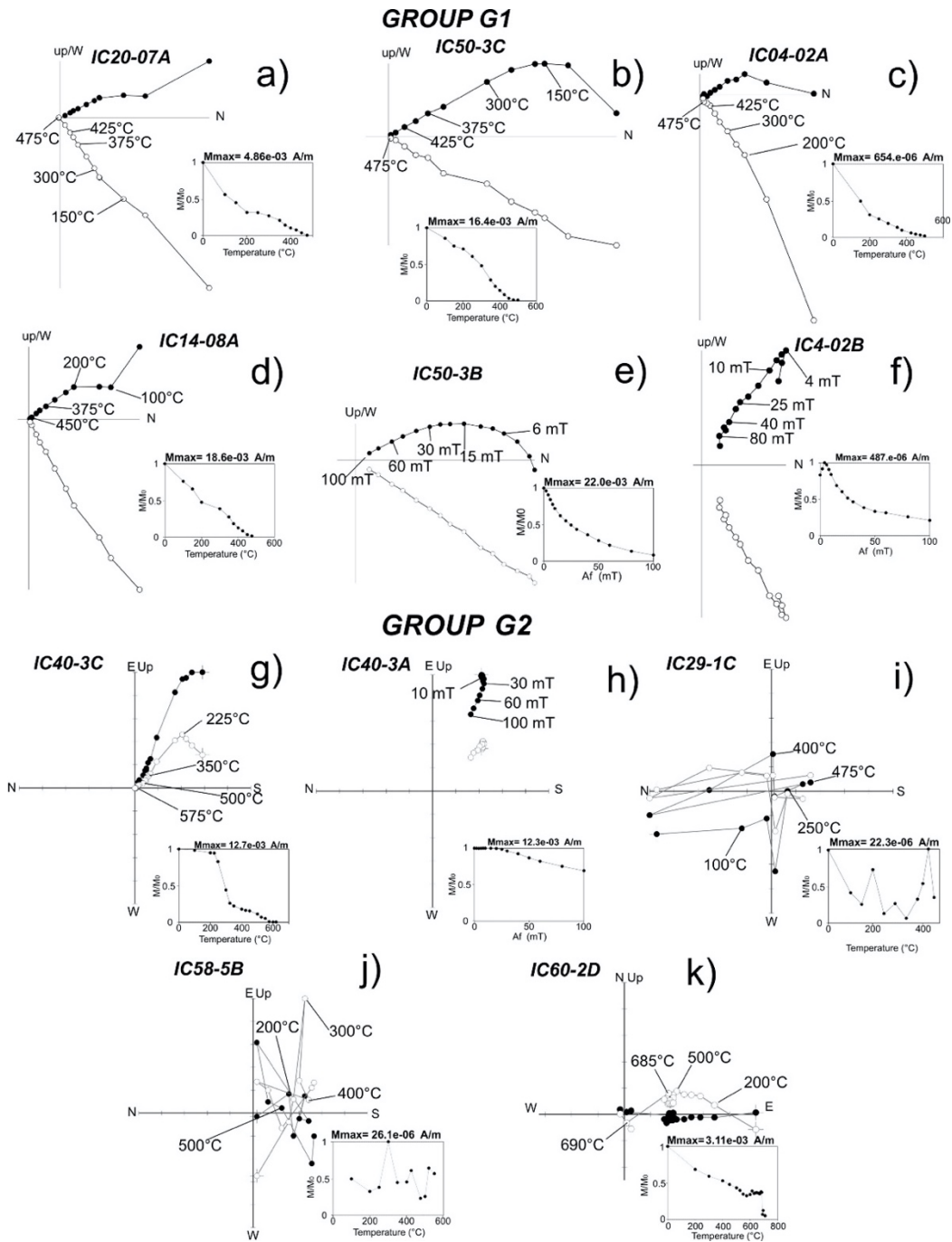


Figura. 5.4. Proyección ortogonal de la desmagnetización térmica y por campos alternos de la NRM de muestras representativas de los grupos G1 y G2. Todas las direcciones están proyectadas en coordenadas In Situ. Los símbolos abiertos son proyecciones del vector en el plano vertical norte-sur o este-oeste y los símbolos rellenos son proyecciones en el plano horizontal.

Figure. 5.4. Orthogonal projection of the NRM thermal and alternating field demagnetizations of representative samples of groups G1 and G2. All directions are plotted in in situ coordinates. Open symbols are projections of the vector end points onto the vertical north–south or east–west plane and filled symbols are projections onto the horizontal plane. The evolution of normalized NRM intensity  $M/M_0$  is also shown in the insets.



After removing the V component, a second component (A) with maximum unblocking temperatures of 450-475°C (exceptionally 500°C, fig 5.4 a-d) and intermediate coercivities, between 30 and 100 mT (fig 5.4 e and f) was identified. The A component is well defined and is very stable, presenting a systematic normal polarity. In this study we have considered the A component as the characteristic remanent magnetization (ChRM).

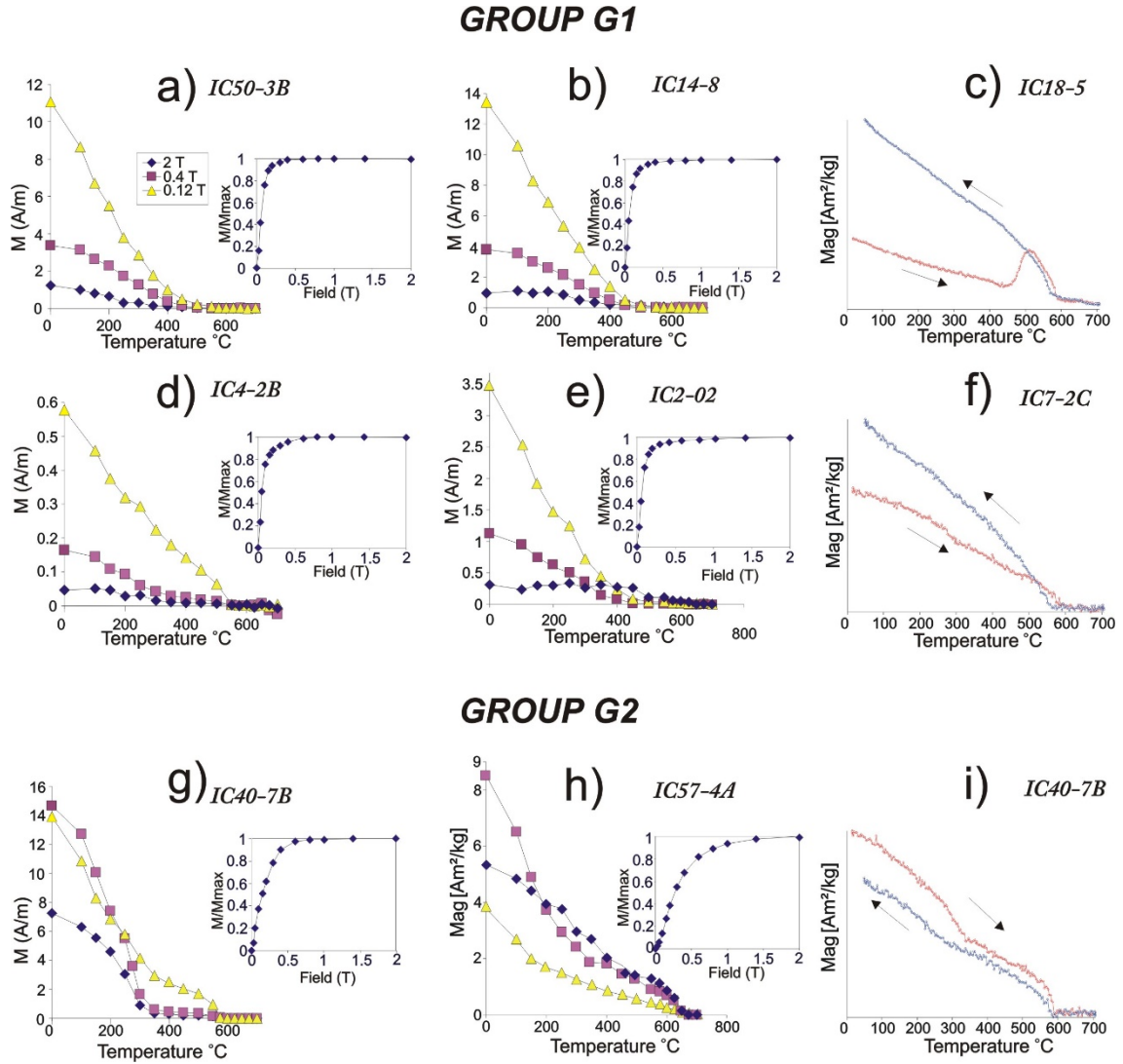
The component A (group G1) is observed at most of studied sites (40 sites), distributed along the central area of the basin (70 km wide belt), South of the Tizi-n-Isly fault and North of the Zabel thrust faults, where the thickness of the Mesozoic series is greater (> 5 km, fig 5.3 a).

The second group of sites (G2) corresponds to similar stratigraphic ages and lithology, but with heterogeneous magnetic behaviour. Many of these samples showed very low intensities (0.01-1 mA m<sup>-1</sup>) and susceptibility values between diamagnetic behaviour and 1-6 x10<sup>-6</sup> (S.I.). These samples show very unstable demagnetization diagrams and erratic directions (fig 5.4 i and j). Group G2 also includes two sites located at the northern basin border (fig 5.3 a), showing high NRM intensities (5-20 mA m<sup>-1</sup>) and two magnetic phases with maximum unblocking temperatures of 350°C and 575°C, respectively (fig 5.4 g and h). Both phases show reversed polarities. Group G2 also includes two sites sampled in Cretaceous rocks, with high unblocking temperatures (680°C) and scattered directions (fig 5.4 k). The sites corresponding to G2 behaviour are located in the marginal areas of the basin, to the North of the Tizi-n-Isly fault and in the southern basin border\_(Zabel thrust fault complex).

#### ***5.4.5 Magnetic mineralogy***

The acquisition of IRM for group G1 (fig 5.5 a, b, d and e) indicates that magnetization is saturated below fields of 0.5 T, suggesting that the dominant magnetic carriers have low coercivity. At a few sites, another small, high-coercivity contribution, is observed (fig 5.5 e). In the thermal demagnetization of three IRM

components, the low-coercivity phase shows drops at unblocking temperatures between 475 and 525°C, suggesting that magnetite is the main carrier. The rare high-coercivity phases show unblocking temperatures of 675°C, characteristic of hematite (fig 5.5 e).



*Figura. 5.5. Adquisición de la IRM y subsecuente desmagnetización térmica de tres componentes ortogonales de la IRM de muestras representativas de los grupos G1 y G2 (a, b, d, e, g, h). Se muestran curvas termomagnéticas de magnetización inducida de muestras representativas de ambos grupos (c, f, i)*

*Figure. 5.5. IRM acquisition and subsequent thermal demagnetization of three orthogonal IRM components of representative samples of groups G1 and G2 (a, b, d, e, g, h). Thermomagnetic curves of induced magnetization of representative samples of both groups are also shown (c, f, i).*

The thermomagnetic curves of samples from group G1 (fig 5.5 c and f) show very clear drops at 580 °C, which confirm the presence of magnetite observed in the IRM experiments (fig 5.5 f). In some samples, an increment at 450 °C could be connected to development of secondary magnetite (fig 5.5 c), probably owing to oxidation of pyrite, which is very abundant in these rocks. A small drop at 300 °C (i.e. fig 5.5 f) that could be caused by several reasons (e.g. the presence of ferromagnetic sulphides such as greigite and pyrrhotite) has also been detected.

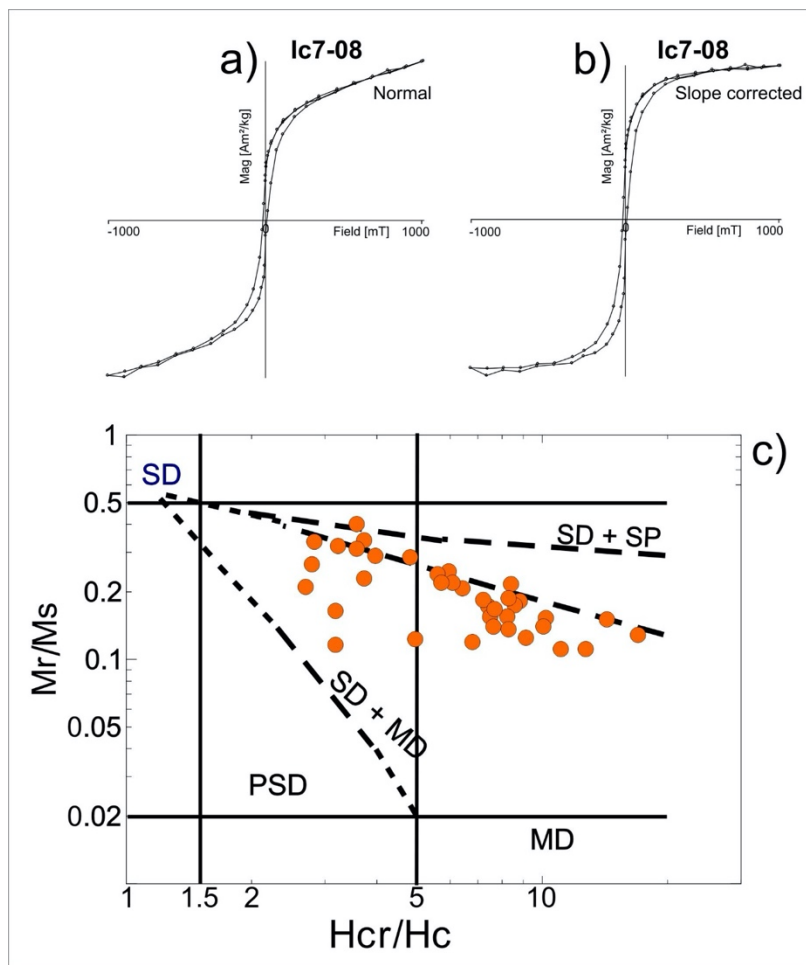


Figura. 5.6. (a, b) Hysteresis loops antes y después de la corrección de pendiente de una muestra representativa del grupo G1. (c) Diagrama de Day (Day et al. 1977), mostrando los parámetros de histeresis de muestras representativas del grupo G1. SD, mono-dominio; PSD, pseudo mono-dominio; MD, multidominio; SP, superparamagnético. Las líneas discontinuas indican las líneas de referencia teórica que siguen a Dunlop (2002) para SD + SP y SD + MD.

Figure. 5.6. (a, b) Hysteresis loops before and after slope correction of a representative sample of group G1. (c) Day diagram (Day et al. 1977), showing the hysteresis parameters for representative samples from group G1. SD, single domain; PSD, pseudo-single domain; MD, multidomain; SP, superparamagnetic. Dashed lines indicate the theoretical reference lines following Dunlop (2002) for SD + SP and SD + MD.

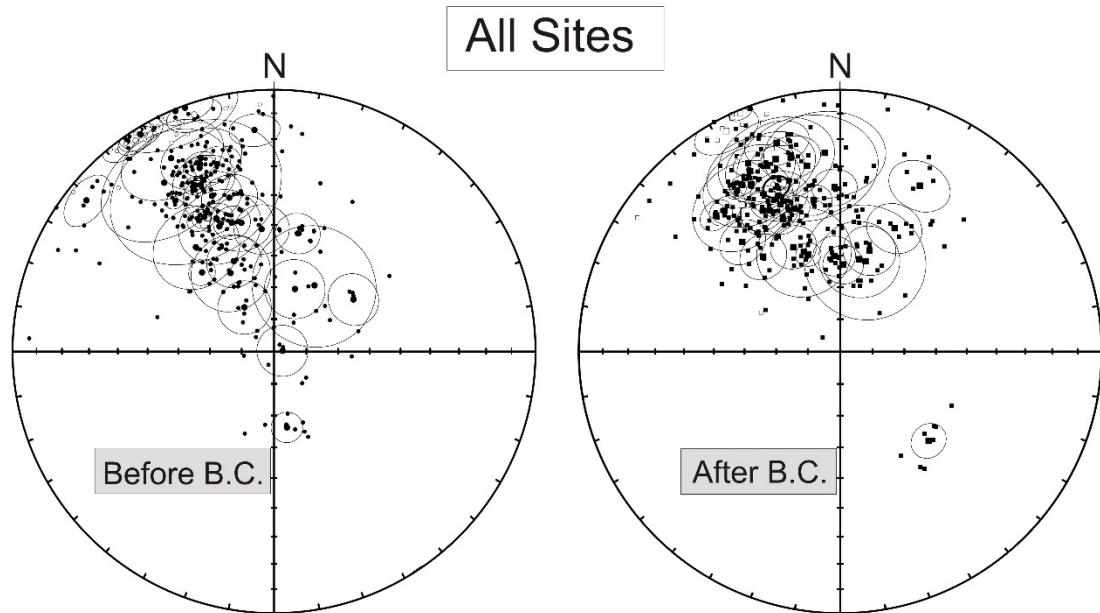
The magnetic mineralogy of group G2 is very heterogeneous. Some sites become saturated at fields below 1 T and the intermediate-coercivity curve of the thermal demagnetization presents maximum unblocking temperatures of 325–350 °C, which indicate the presence of ferromagnetic sulphides, greigite or pyrrhotite. The low-coercivity phase shows the presence of magnetite with maximum unblocking temperature of 575 °C (fig 5.5 g). The presence of sulphides is also confirmed by the thermomagnetic curve (fig 5.5 i), which shows a sharp drop at 350 °C, probably owing to the presence of pyrrhotite, because this drop is also observed in the cooling curve. A significant drop can also be observed at 580 °C, indicating the Curie temperature of magnetite. There are sites that do not saturate when reaching 2 T fields, indicating the presence of hematite, although during the IRM thermal demagnetization the low-coercivity component shows a drop at temperatures of 550° C, indicating also the presence of magnetite (fig 5.5 h).

Samples show “wasp waisted” hysteresis loops (fig 5.6.) which is considered indicative of a bimodal distribution of grains with contrasting coercivity, probably related to differences in grain size (Jackson, 1990; Roberts et al., 1995). The parameters of hysteresis  $M_r/M_s$  and  $H_{cr}/H_c$  (fig 5.6.) of G1 samples are within the SP+SD mixture area, (Dunlop, 2002a) with approximate limits of  $0.1 < M_r/M_s < 0.5$  and  $3 < H_{cr}/H_c < 20$ . All in all, they show a very similar behaviour to remagnetized limestones that have been interpreted as carrying a chemical remagnetization (Jackson, 1990; Channell and Mc Cabe, 1994).

#### ***5.4.6 Analysis of paleomagnetic directions.***

Only component A, observed in the sites of group G1, can be analyzed from the directional point of view to obtain reliable paleomagnetic vectors. It was identified in 40 out of 51 stations (fig 5.7. and table 5.1). The directions obtained show strong scatter both before and after bedding correction. The palaeomagnetic vectors are distributed in a vertical plane with NW-SE direction, with a strong scatter in inclination. All sites systematically present normal polarity. Taking into account that normal and reverse

polarities are expected for the Jurassic period, the single polarity nature of this component and the dispersion observed before and after bedding correction suggest that the characteristic component A is not a primary magnetization, but a remagnetization.



*Figura. 5.7. Proyecciones de igual área mostrando las direcciones de la magnetización característica (componente A) obtenidas en todas las muestras antes y después de la corrección tectónica. (B.C.). Se representa para cada sitio la dirección principal y el círculo del 95% de confianza. Los símbolos sólidos están ploteados en el hemisferio inferior y los abiertos en el hemisferio superior.*

*Figure. 5.7. Equal-area projections showing directions for characteristic magnetization (component A) obtained in all samples before and after bedding correction (B.C.). Mean direction and 95% confidence circle are also represented for each site. Filled symbols are plotted on lower hemisphere and open symbols on upper hemisphere.*

The scatter of palaeomagnetic vectors before and after tectonic correction suggest a syn-folding remagnetization. However, it must be understood that a syn-folding remagnetization does not strictly imply that it was acquired during the development of a single, compressional fold (see e.g. Villalaín et al., 1994), In the High Atlas, a tectonic quiescent period between the end of syn-rift sedimentation (Early Cretaceous) and the onset of collision-related compression during the Tertiary is generally acknowledged (see Michard et al. 2008 and references therein). Therefore, the events occurring between syn-rift deformation, (here including folding associated to normal faults, diapirs and igneous

intrusions, Teixell et al., 2003; Michard et al., 2008, fig 5.3 b and c) and wholesale compressional folding and thrusting (fig 5.2 d and e) during the Tertiary can be considered as “syn-folding” *sensu lato*, because the present-day tilting of beds (i.e. finite deformation) reflects the whole sequence of events occurring after sedimentation and early diagenesis.

To assess the stability of the A component and to determine the relative age of the remagnetization in relation to some structures, several fold-tests were performed along the cross section in metric-scale and kilometric-scale folds. Because in the inner part of the fold belt there are not syncompressional sediments that would allow us to unequivocally date the age of folding, indirect indicators such as the geometry of folds and their relationships with extensional faults must be used to assign a tentative age to folds. Furthermore, the study of remagnetizations provides a feedback for quantifying the amount of tilting in the pre- and post- remagnetization stage (see Villalaín et al., 2003). Indeed, the fold-test results indicate pre-folding, and syn-folding acquisition of the remagnetization depending on the type and geometry of the analyzed structure, as described below.

The fold-test performed in tight, metric-scale folds, probably related to the Tertiary compression, (fig 5.3 d and e) indicates a clear pre-folding acquisition (fig 5.9 a). Sites Ig2 and Ig3 correspond to the limbs, and site Ig5 corresponds to the hinge zone. In this case, the directions are scattered before and clustered after tectonic correction, giving a pre-folding acquisition at 95% level of confidence (McFadden and Jones, 1981). The fold-test carried out in a kilometric-scale syncline (sites Ic4, Ic5, Ic6; fig 5.3 b,) suggests acquisition of remagnetization at an intermediate deformation stage, as directions are scattered before and after tectonic correction (fig 5.9 b).

In the incremental fold-test we observe that the maximum grouping takes place at an unfolding configuration of 50%, corresponding to a minimum  $f$  value (McFadden y Jones, 1981), indicating that both distributions present statistically the same direction at 95% level of confidence in the curve (fig 5.9 b). Because large-scale synclines in this transect are confined between anticlinal ridges that can be linked in some cases to extensional faults or other synrift structures, the tilting in the southern limb of this syncline (site Ic4) is probably related to the movement of a normal fault during the extensional stage.

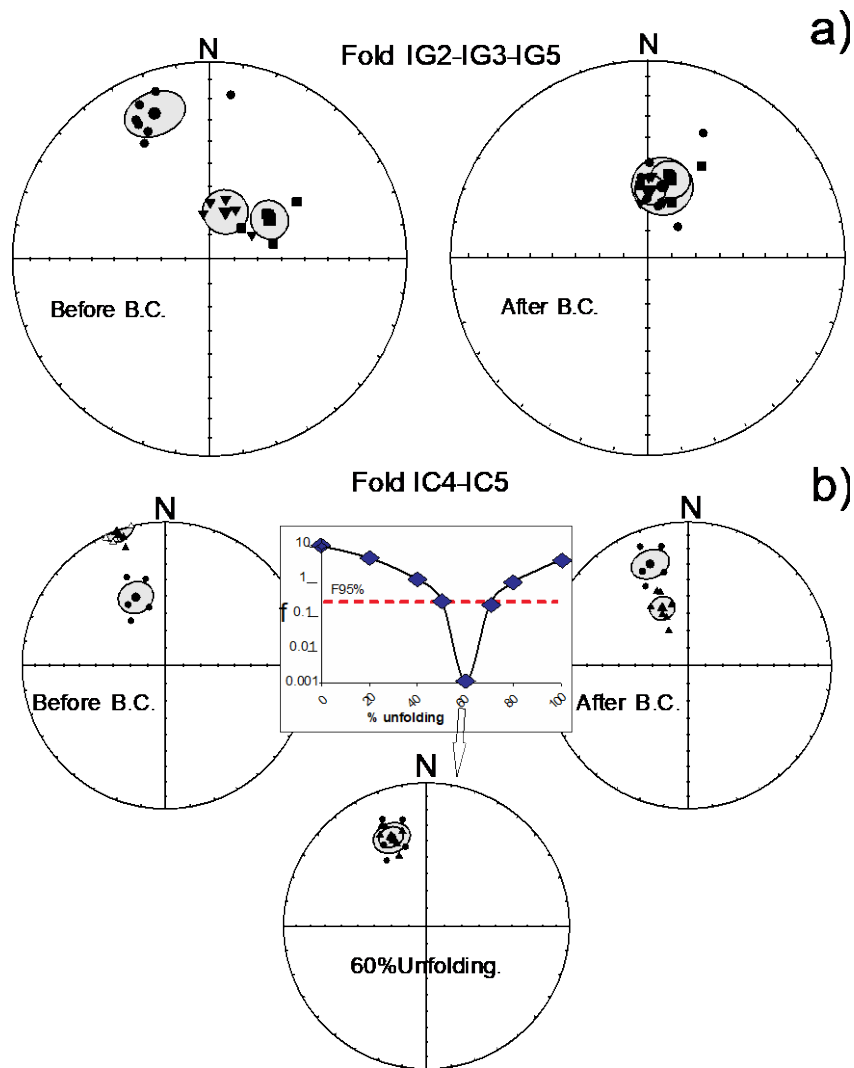


Figura. 5.9. (a) Fold test en un pliegue de escala métrica. Los cuadrados, círculos pequeños y triángulos son direcciones correspondientes a muestras de diferentes buzamientos antes y después de la corrección tectónica (BC). Se representan la dirección principal y el círculo del 95% de confianza para cada población. (b) Fold test incremental en un sinclinal de escala kilométrica. Los círculos pequeños y triángulos son direcciones correspondientes de ambos flancos antes y después de la corrección tectónica (BC) y el 50% de despliegue. Se representan la dirección principal y el círculo del 95% de confianza. Se representa en el gráfico el parámetro  $f$  (McFadden and Jones, 1981) en función del porcentaje de despliegue del buzamiento de la capa. La línea discontinua horizontal representa el valor crítico de  $f$  en el nivel de confianza del 95% ( $F_{95\%}$ ).

Figure. 5.9 (a) Fold test in a metric scale fold. Square, small circles and triangles are directions corresponding to samples from different limbs before and after bedding correction (BC). Mean direction and 95% confidence circle are also represented. (b) Incremental fold test in a kilometric scale syncline. Small circle and triangles are directions corresponding to both limbs before and after bedding correction (BC) and to the 50% unfolding. Mean direction and 95% confidence circle are also represented. The parameter  $f$  (McFadden and Jones, 1981) as a function of the percentage of unfolding of bedding tilt is represented in the graph. Horizontal dashed line represents the critical value of  $f$  at the 95% confidence level ( $F_{95\%}$ ).

This movement can be responsible for the pre-magnetization deformation detected in this syntectonic fold-test. In summary, the fold-test results indicate that component A is a remagnetization acquired before the compressional stages related to the inversion of the basin, but after some folding processes, such as the formation of synclines related to normal faulting.

#### ***5.4.7 Conglomerate test***

A conglomerate test has been performed in Bathonian, continental red beds (fig 5.8). This unit lies onto the Bajocian limestones by means of a paraconformity. The conglomerate is located in the Aït Mazigh massif, about 13 km south-west of the town of Tilouguite, in the heart of the Central High Atlas. The clasts are made of gray limestone and the matrix is a very fine-grained red clay.

The result obtained from the conglomerate test is a non-random distribution of the populations corresponding to the clasts and to the matrix, therefore indicating a negative result. This confirms that the clasts of the conglomerate has been affected by the re-magnetization after the Bathonian, and probably at the Albian-Cenomanian boundary.

It is evident in figure 5.8 c, the dispersion that exists both in the matrix and in the clasts, therefore the statistical significance of the clustering has been determined by a randomness test using the  $R_0$  parameter defined by Watson (1956). The pre-determined  $R_0$  value for  $N=10$ , number of samples in the clasts, is 5.03 at 95% confidence and 5.94 at 99%. An  $R$  value greater than the pre-determined value indicates that there is no randomness in the population. The  $R$  obtained for the clasts is 9.55.

It is observed that the  $\alpha 95$  confidence circles of the two populations overlap. In order to compare the two populations, the statistical parameters  $f$  and  $F$  of McFadden and Jones (1981) have been compared for both, clasts and matrix, resulting in:  $f = 0.098 < F = 0.534$ , where  $F$  represents the critical value of  $f$  which indicates that the hypothesis of a



common mean direction can be rejected with 95% statistical confidence, so the two directions can be considered common origin.

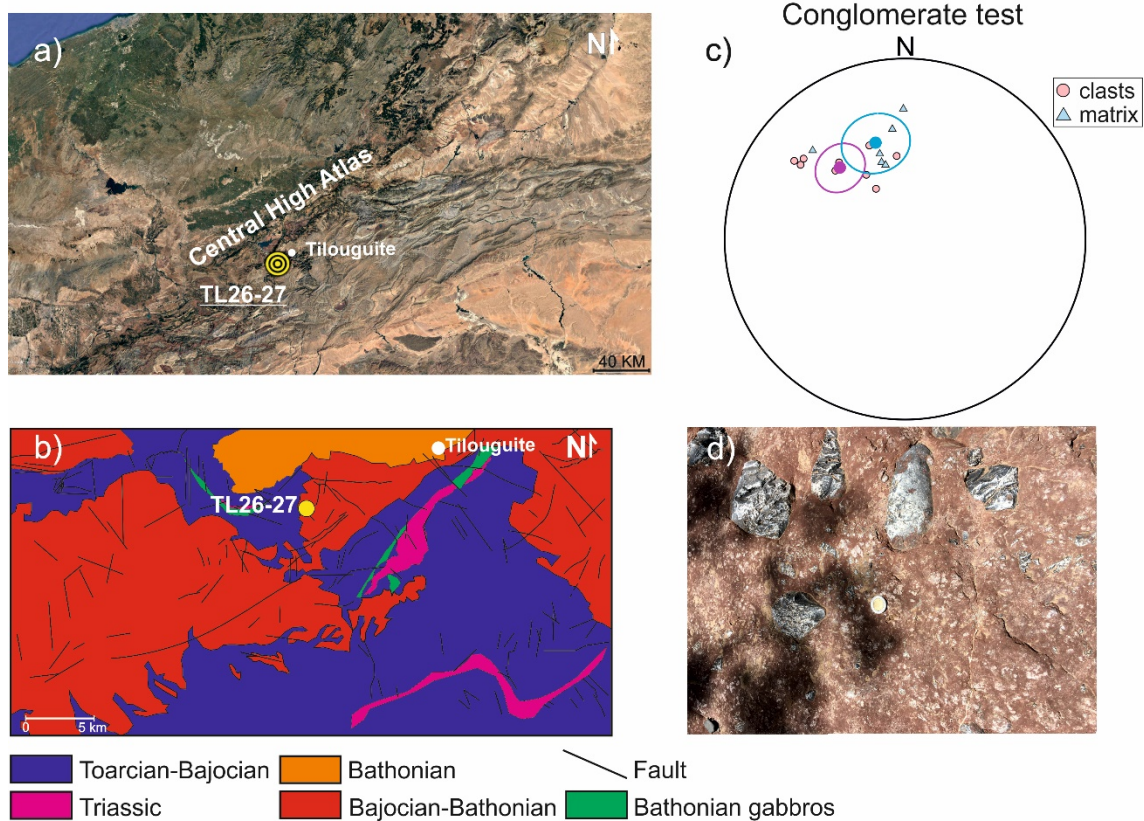


Figura. 5.8. Mapa geológico del Alto Atlas Central mostrando la localización de la estación donde se ha realizado el test de conglomerado. (b) mapa geológico esquemático mostrando las diferentes unidades y estructuras tectónicas principales. (c) Proyección de igual área de las direcciones correspondientes a las poblaciones de los clastos y de la matriz. Se muestran las direcciones de la componente característica, la dirección media y círculo del 95% de confianza para ambas poblaciones, (d) Foto del campo de los sitios TL26-27 (clastos y matriz).

Figure. 5.8. (a) Geological sketch map of the Central High Atlas showing the location of the paleomagnetic site where the conglomerate test has been done. (b) Simplified geological map showing the different units and main tectonic structures. (c) Equal area projection of the directions corresponding to the clast and matrix populations. Characteristic component directions, mean direction and 95% confidence circle are also represented for both populations, (d) Field photo of the sites TL26-27 (clasts and matrix).

The dispersion observed in the matrix may be due to the fact that the matrix itself is a micro-conglomerate formed by very fine-grained clay and small millimeter clasts that can provide some dispersion, despite this, the two populations indicate the expected direction for remagnetization in the studied area.

*Tabla 5.1. Parámetros de la magnetización remanente para la componente característica.*

*Table 5.1. Remanent magnetization parameters for the characteristic component.*

Site	Age	Lat °	Lon °	In Situ bedding DD/D	N/n	In Situ				100% Tilt Corrected			
						D	I	K	$\alpha_{95}$	D	I	K	$\alpha_{95}$
IC-2	Bajocian	32.156	5.598	178, 42	7/8	325.6	-2.7	170.4	4.6	320.7	31.2	170.3	4.6
IC-3	Bajocian	32.156	5.598	338, 66	7/8	85.0	87.4	59.0	7.9	345.8	24.5	59.2	7.9
IC-4	Bathonian	32.162	5.630	348, 22	8/8	336.4	46.6	21.6	12.2	337.0	25.6	21.6	12.2
IC-5	Bajocian	32.208	5.640	168, 54	7/9	339.9	1.3	90.2	6.4	335.8	54.0	76.6	6.9
IC-6	Bajocian	32.207	5.695	155, 35	8/10	338.4	24.2	167.5	4.3	341.9	60.2	213.8	3.8
IC-7	Aalenian	32.214	5.697	149, 81	8/10	341.8	47.2	105.6	5.4	135.9	53.7	105.5	5.4
IC-13	Toarcian	32.225	5.704	343, 33	7/8	336.1	31.3	502.5	2.7	337.2	-1.5	512.8	2.7
IC-14	Aalenian	32.269	5.643	355, 40	8/10	317.5	56.6	181.8	4.1	333.9	21.0	181.8	4.1
IC-15	Aalenian	32.299	5.657	164,09	8/8	342.5	29.8	166.4	4.3	342.3	38.8	166.4	4.3
IC-16	Aalenian	32.330	5.665	090,00	7/8	336.5	44.0	75.9	7.0	336.5	44.0	75.9	7.0
IC-17	Aalenian	32.342	5.739	326, 15	8/9	330.1	42.0	244.0	3.6	329.4	27.1	244.0	3.6
IC-18	Toarcian	32.378	5.742	146, 36	8/8	343.1	26.3	76.0	6.4	356.4	60.0	76.4	6.4
IC-19	Aalenian	32.392	5.741	328, 82	8/8	170.3	65.8	133.0	4.8	317.6	30.2	132.9	4.8
IC-20	Bajocian	32.408	5.740	340, 35	7/8	325.9	73.7	53.9	8.3	333.3	39.5	52.9	8.4
IC-21	Bajocian	32.408	5.740	138, 54	7/8	341.3	-5.3	86.0	6.5	350.0	40.9	137.7	5.2
IC-24	Bathonian	32.414	5.743	018, 12	7/8	332.5	41.9	273.5	3.7	338.7	33.0	273.5	3.7
IC-25	Bajocian-Bathonian	32.484	5.796	155, 56	5/8	337.7	0.7	29.7	14.3	339.8	56.6	29.7	14.3
IC-26	Aalenian-Bajocian	32.495	5.804	351, 42	5/8	336.0	59.1	86.0	8.3	343.0	17.8	86.0	8.3
IC-43	Bathonian	32.134	5.577	092, 70	8/8	337.6	29.9	42.2	8.6	25.6	30.4	42.2	8.6
IC-44	Bathonian	32.150	5.579	115, 57	7/8	326.9	24.1	11.7	18.4	15.5	60.7	11.7	18.4
IC-45	Bathonian	32.141	5.569	090, 25	7/8	354.2	51.2	56.1	8.1	23.7	47.3	55.8	8.2

**Table 1** (continued)

IC-46	Bathonian	32.135	5.560	324, 49	7/8	31.6	65.8	10.9	19.1	349.8	28.6	11.0	19.0
IC-47	Bathonian	32.118	5.550	342, 85	8/8	323.1	48.7	18.6	13.2	326.1	-32.9	15.2	14.7
IC-48	Toarcian	32.105	5.530	161, 51	7/8	328.4	2.9	119.9	5.5	320.8	51.4	71.6	7.2
IC-50	Aalenian	32.028	5.468	128, 10	9/10	334.6	30.4	273.1	3.1	337.9	39.2	273.1	3.1
IC-51	Bajocian	31.964	5.481	139, 18	9/10	337.9	25.3	136.6	4.4	342.2	42.1	136.5	4.4
IC-52	Sinemurian	31.870	5.476	313, 10	7/8	344.7	31.3	7.1	24.3	341.4	23.4	19.5	15.6
IC-53	Sinemurian	31.856	5.465	105, 39	9/10	308.8	8.8	53.9	7.1	318.1	43.2	54.9	7.0
IC-54	Aalenian-Bajocian	31.804	5.468	154, 11	7/8	331.9	17.5	20.3	13.7	331.8	28.4	20.3	13.7
IC-59	Sinemurian	31.602	5.586	336, 38	9/10	331.0	61.9	18.9	12.2	333.4	24.0	18.9	12.2
IG1	Aalenian	32.207	5.825	123, 40	10/10	325.1	2.3	56.1	6.5	331.4	28.7	54.6	6.6
IG2	Aalenian	32.208	5.828	130, 57	7/8	339.2	22.1	32.2	10.8	12.0	60.4	25.3	12.2
IG3	Aalenian	32.208	5.828	314, 24	6/8	56.9	60.2	72.3	7.9	16.5	56.9	72.3	7.9
IG4	Aalenian	32.208	5.828	320, 13	6/8	343.8	38.7	71.5	8.0	340.6	26.6	71.5	8.0
IG5	Aalenian	32.208	5.828	340, 10	5/8	18.4	69.5	68.7	9.3	2.3	62.8	155.8	6.1
IG6	Bajocian	32.205	5.822	129, 60	10/10	332.7	-5.9	28.1	9.3	345.7	47.9	37.7	8.0
IG7	Aalenian	32.244	5.733	160, 22	9/10	355.0	16.1	66.9	6.3	358.2	37.3	66.8	6.3
IG8	Aalenian	32.246	5.724	318, 16	9/10	9.6	52.4	61.6	6.6	356.4	41.4	11.3	16.0

*DD/D, Dirección de buzamiento y buzamiento; N/N<sub>0</sub>, número de direcciones de muestra usadas en el análisis versus número de muestras desmagnetizadas; k y  $\alpha_{95}$ , parámetros estadísticos de Fisher (Fisher 1953); D, declinación; I, inclinación.*

*DD/D, Dip direction and dip; N/N<sub>0</sub>, number of sample directions used in the analysis versus number of samples demagnetized; k and  $\alpha_{95}$ , Fisher statistical parameters (Fisher 1953); D, declination; I, inclination*

#### ***5.4.8 Age of remagnetization***

To determine the age of the remagnetization (component A) observed in rocks from the inner part of the basin (group G1) we must take into account several constraints: (1) the chronology relative to deformation inferred from fold-tests; (2) the systematic normal polarity; (3) the remagnetization direction; (4) the comparison with the global apparent polar wander path (GAPWP) (Torsvik et al., 2012) in NW Africa coordinates.

The fold-tests in the Imilchil transect indicate that the remagnetization was acquired before Alpine compression but after other tectonic events related to basin evolution, such as gabbro intrusions and synsedimentary folds associated with extensional tectonics.

A definitive chronological criterion can be obtained from the comparison of the paleomagnetic direction with the GAPWP. For this purpose, a reliable direction must be obtained. Because the secondary magnetization is broadly syntectonic, directions obtained before or after tectonic correction cannot be directly used. The Small Circle Intersection (SCI) method, by Shipunov (1997) and Waldhör and Appel (2006) allows to calculate the characteristic direction of a synfolding remagnetization. This method assumes that during tilting, the direction of magnetization rotates around a horizontal axis parallel to the bedding strike and then the magnetization vector follows a small circle trajectory in its rotation around the bedding strike. The intersections of the small circles from different sites represent the single possible common magnetization direction (Shipunov, 1997), which can be interpreted as the characteristic direction of remagnetization.

To increase the reliability of the direction obtained, a high number of intersections between small circles, and therefore a wide range of different bedding strikes, must be present (see e.g. Henry et al., 2004). Furthermore, the method assumes that no vertical-axis rotations occurred. The statistical solution is obtained by minimizing the sum  $A = \sum |\alpha_M|$  of the angular distances ( $\alpha_M$ ) between the direction and each small circle (see Waldhör and Appel, 2006). This method has been successfully used for finding the

remagnetization characteristic direction in Mesozoic basins in Iberia (Soto et al., 2008, 2001; Casas et al., 2009; Gong et al., 2009).

Our data are appropriate for the use of this method because the intersection of the small circles shows a very narrow region in declination (fig 5.10 a), there is no evidences of differential rotations around vertical axes between different parts of the transect and structures are generally coaxial (Teixell et al., 2003). From the 40 sites selected to calculate the remagnetization direction, we removed those with bedding dips lower than  $10^\circ$ , to avoid errors in the measurement of bedding strike. To avoid data with poor palaeomagnetic statistics, sites with  $\alpha_{95} > 15^\circ$  have been filtered. The result obtained for the direction of the remagnetization from 33 sites (fig 5.10 b) is  $D = 336.4^\circ$  and  $I = 29.2^\circ$  ( $k = 36.3$ ,  $\alpha_{95} = 4.1^\circ$ ).

To use the average direction obtained to constrain the age of remagnetization through comparison with the APWP of Africa in this area, vertical-axis rotations of the whole High Atlas should be discarded. According to palaeogeographical reconstructions (Sibuet et al., 2012) and the intracratonic features of the High Atlas, an overall rotation of the magnitude implied by the average palaeomagnetic vector, for the whole High Atlas, can be discarded. Furthermore, the recently published palaeomagnetic pole from the c. Central Atlantic Magmatic Province tholeiitic basaltic lava sequence in the Argana basin agrees well with the poles derived for this province from NW Africa, implying that minor net movements since 200 Ma occurred in the Moroccan Meseta with respect to NW Africa (Ruiz-Martinez *et al.*, 2012).

The mean palaeomagnetic vector obtained for the Central High Atlas remagnetization can be compared with the expected directions for the Imilchil area obtained from the Mesozoic successive running means for the GAPWP, which have been rotated from South African to NW African coordinates for ages older than 130 Ma (Torsvik et al., 2012). This comparison must take into account the uncertainty of the remagnetization direction, which is conditioned by the SCI method.

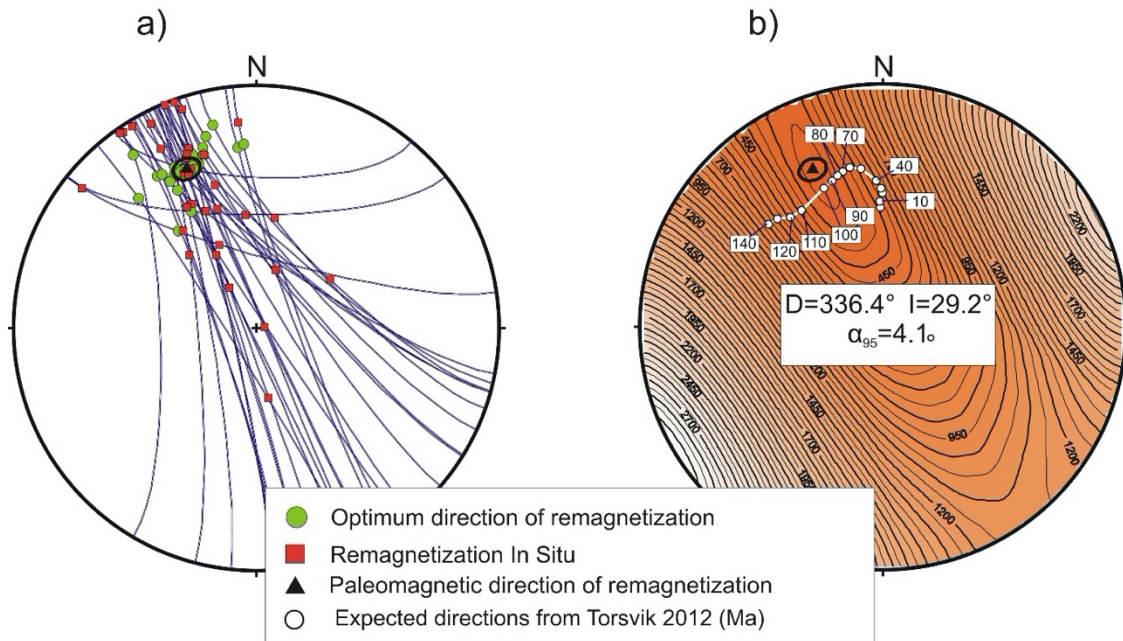
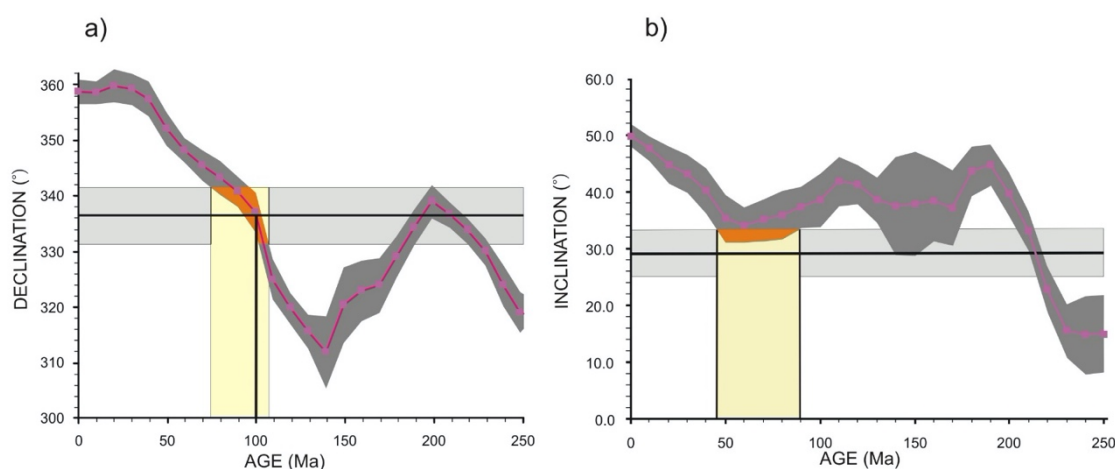


Figura. 5.10. (a) Círculos pequeños correspondiente a las direcciones de la remagnetización de los sitios seleccionados. Los símbolos de círculos son las direcciones óptimas de la remagnetización para cada sitio. Los cuadrados son direcciones de la remagnetización In Situ para cada sitio. Los triángulos muestran la dirección paleomagnética de la remagnetización. Se representa el círculo del 95% de confianza. (b) Proyección de igual área mostrando los contornos de igual valor A. El triángulo muestra el máximo valor de A ( $A = \sum |\alpha M|$ ). Se representa el círculo del 95% de confianza. Explicaciones mayores se encuentran en Waldhor and Appel (2006). La curva en los contornos de A muestra las direcciones paleomagnéticas esperadas en el área de Imilchil de la GAPWP en coordenada africanas (Torsvik et al. 2012).

Figure. 5.10. (a) Small circles corresponding to remagnetization directions from selected sites. Circle symbols are the optimum directions of remagnetization for each site. Squares are directions of the in situ remagnetization for each site. Triangle shows the palaeomagnetic direction of remagnetization. The 95% confidence circle is also represented. (b) Equal area projection showing contours of equal value A. Triangle shows the maximum value of A ( $A = \sum |\alpha M|$ ). The 95% confidence circle is also represented. Further explanation has been given by Waldhor and Appel (2006). The curve in the A contours shows the expected palaeomagnetic directions at the Imilchil area from the GAPWP in Africa coordinates (Torsvik et al. 2012).

The method gives as solution the direction with minimum parameter A, but if variability of bedding strikes between sites is moderate, the area of points with a low A value (i.e. area of intersection of SC) is very elongated along the small circles, as it can be seen in the figure 5.11 b (A contours around the solution). Therefore, in these cases, the uncertainty of the obtained direction is not a confidence circle as a Fisherian population gives, but an elongated, banana-like area. In our case, the uncertainty area is elongated in inclination, but gives good accuracy in declination. In figure 5.11 a, the mean

direction and A contours are compared with the expected directions obtained from the GAPWP.



*Figura. 5.11. Curva de Edad-Declinación (a) y Edad-Inclinación (b) esperadas en el área de Imilchil de la GAPWP en coordenada africanas. (Torsvik et al. 2012). Se muestran las incertidumbres de las direcciones esperadas. La línea horizontal representa la declinación o inclinación observadas (y sus incertidumbres, calculada como  $\Delta D = \alpha 95 / \cos I$ ;  $\Delta I = \alpha 95$ ) en el perfil de Imilchil. La region vertical sombreada indica las soluciones posibles.*

*Figure. 5.11. Declination–age curve (a) and inclination–age curve (b) expected at the Imilchil area from the GAPWP in African coordinates (Torsvik et al. 2012). Uncertainties of the expected directions are shown. The horizontal lines represent the observed declination or inclination (and their uncertainties, calculated as  $\Delta D = \alpha 95 / \cos I$ ;  $\Delta I = \alpha 95$ ) at the Imilchil cross-section. The vertical shaded region indicates the possible solutions.*

The direction obtained by SCI method is close to the expected directions for 100–90 Ma. The separated declination–age and inclination–age curves (fig 5.11) also confirm this result. Declination gives 100 Ma as the most probably age, with an uncertainty interval between 75 and 110 Ma. Other ages also fit the remagnetization direction (190 and 220 Ma) but they can be discarded because they are older than some remagnetized units. On the other hand, the inclination–age curve does not allow for precise dating because of (1) the indeterminacy of the SCI solution in inclination (elongation of A contours) and (2) the low variability in inclination during the Mesozoic. We can conclude that the remagnetization is Late Cretaceous in age, most probably Cenomanian. This timing is consistent with the other chronological constraints for the remagnetization: (1) it was acquired before the Tertiary compression stage (fold-test results); (2) it is coeval with the Cretaceous Normal Polarity Superchron (systematic normal polarity). On the

other hand, our palaeomagnetic result agrees with the early Turonian (*c.* 93 Ma) pole obtained from anoxic, cyclic marine deposits from the Tarfaya coastal basin (SW Morocco; Ruiz- Martinez *et al.*, 2011).

#### **5.4.9 Discussion**

In the Imilchil transect in the Central High Atlas, the Mesozoic basin is segmented by extensional faults reactivated during tectonic inversion (fig 5.3 a). A relationship between the magnetic properties and location within the basin has been demonstrated: the remagnetization (component A, group G1) is observed in outcrops located in the inner part of the basin, limited by the Tizi-n-Isly fault to the North and by the Zabel complex to the South. These extensional faults were active during the Triassic and Early Jurassic rifting stage and were subsequently reactivated during the Tertiary inversion. These central areas present the maximum thickness of Jurassic rocks (fig 5.3 a) reaching 5000 m in the basin depocenter (Teixell *et al.*, 2003). On the other hand, outcrops showing characteristics of Group G2 (where the remagnetization component A is absent) are outside this area and correspond to the Mesozoic basin margins, where the Jurassic sediments thickness decreases to 1000 m, North of Tizi-n-Isly and in the Zabel complex faults (Teixell *et al.*, 2003).

The relationship between magnetic properties and the position within the basin indicates that the remagnetization process is conditioned by geometry and sediment thickness. Several studies have established a relationship between remagnetization and burial processes (Katz *et al.*, 1998; Woods *et al.*, 2000, 2002; Evans and Elmore, 2006; Aubourg *et al.*, 2008, 2012). Some of these studies relate sediment burial with mineral transformation and remagnetization (Katz *et al.*, 1998; Woods *et al.*, 2000). Others invoke pressure solution structures as the driving mechanism of the remagnetization within the burial context (Evans and Elmore, 2006). Aubourg *et al.* (2008, 2012) demonstrated that magnetite can form at the expense of pyrite in clays and the possibility that remagnetization can be due to the unique action of temperature during burial. Studies



suggest that the remagnetization events can be linked to sediments thickness and depth of burial and consequently can be controlled by the geometry of basins.

The correlation between the occurrence of the remagnetization, the position in the basin and the magnetic properties gives some hints about the remagnetization mechanism. The remagnetized rocks located in the internal parts of the basin presented different magnetic properties and mineralogy (magnetite) from non-remagnetized rocks located in the external units of the basin, suggesting that the magnetite responsible for the remagnetization is authigenic. This indicates that a thermoviscous remagnetization of detrital magnetite can be excluded, whereas a chemical remagnetization involving the growth of new magnetite can be assumed, and is also supported by the observed hysteresis parameters, which are similar to those observed in other chemical remagnetizations (Jackson, 1990; Channell and McCabe, 1994).

The properties and geometrical relationships of remagnetization in the High Atlas can be related to similar processes in nearby areas. The Iberian Chain, an intracratonic mountain chain located in the Iberian plate, is the counterpart of the Atlas belt on the other side of the African-Iberian plate margin (delimited by the Betic and Rif chains). Both the Iberian Chain and the Atlas resulted from the inversion of Mesozoic basins caused by convergence between Africa and Europe (e.g. Casas-Sainz and Faccenna, 2001) and underwent a basinal evolution characterized by terrigenous deposits during the rifting stages and widespread carbonate platforms during the post-rift periods. Furthermore, particular palaeomagnetic features of the Mesozoic rocks in both ranges allow for a detailed comparison of the data obtained in this study.

Several palaeomagnetic studies have shown that remagnetization events are a phenomenon especially frequent in Mesozoic sediments of Iberia (e.g. Galdeano et al., 1989; Moreau et al., 1992, 1997; Villalaín et al., 1994, 2003; Juárez et al., 1998; Dinarès-Turell and García-Senz, 2000; Osete et al., 2004, 2007; Gong et al., 2008a; Soto et al., 2008, 2011; Casas et al., 2009). Most of these overprints have been dated as Cretaceous, similar to the remagnetization of Mesozoic sediments from the High Atlas found in the present study. Examples of these Cretaceous remagnetizations involve not only the Iberian Chain (Maestrazgo basin, Moreau et al., 1992; Cameros basin, Villalaín et al., 2003; Casas et al., 2009; Central Iberian basin, Juárez et al., 1998; Osete et al., 2007), but also other regions as the Lusitanian basin (Galdeano et al., 1989; Márton et al., 2004),

and South Pyrenean basins (Organyà basin, Dinarés-Turell and García-Senz, 2000; Gong et al., 2008a; Cabuérniga basin, Soto et al., 2008; Polientes basin, Soto et al., 2011). These remagnetization events are controversial, and have been linked to two different scenarios: (1) wholesale remagnetization probably linked to subcrustal processes, involving large areas at the plate scale (Juárez et al., 1998) or (2) progressive remagnetization linked to the geodynamic evolution of each basin (Gong et al., 2009) and associated with sedimentary burial. The first hypothesis is mainly based on similar, Cretaceous, remagnetization ages. On the other hand, comparing the APWP for Iberia with the different declination data from three Mesozoic basins (Gong et al., 2009), the second hypothesis implies diachronous events, thus explaining the different directions of remagnetizations obtained in different basins. However, it is difficult to determine the age of remagnetizations in Iberia owing to the low accuracy of the Cretaceous APWP (Neres et al., 2013) and because after the Early Cretaceous, declinations in the Iberian plate do not change enough to provide resolution for dating through comparison of palaeomagnetic directions.

The magnetic properties characteristic of samples from group G1 obtained in the Imilchil section of the High Atlas are very similar to those observed in remagnetized limestones from Iberian Mesozoic basins (Juárez et al., 1998; Gong et al., 2008a; Soto et al., 2008, 2011; Villalaín et al., 2012). They also exhibit a normal polarity component carried probably by magnetite with maximum unblocking temperatures of about 450-500°C and low to intermediate coercivity (30-100 mT). The thermal demagnetization decay curves show similar shapes, and the ratios of the hysteresis parameters,  $M_r/M_s$  and  $H_{cr}/H_c$ , corresponding to a mixture of SD and SP magnetite grains, as seen in other studies of carbonate rocks that have undergone chemical remagnetization.

The connection between remagnetization events and burial and its confinement to thick sedimentary basins has been proposed by Gong et al. (2009) for the pervasive remagnetizations occurring in Iberia during the Cretaceous. Those researchers supported this model in the variation in the declination of remagnetization directions in four North Iberian basins (Juárez et al., 1998; Villalaín et al., 2003; Gong et al., 2008a; Soto et al., 2008). This variation is interpreted as generated by diachronous acquisition of remagnetizations in the different basins. Gong et al. (2009) dated the overprints by comparing the remagnetization directions with the Cretaceous Iberian rotation chronology proposed by Gong et al. (2008b). This remagnetization model contradicts the

previous hypothesis established by Juárez et al. (1998) suggesting that this set of remagnetizations in different areas of Iberia might correspond to a widespread single remagnetization event. Following Gong et al. (2009), the four Iberian remagnetizations discussed in their paper occurred at different times during the Iberian rotation and are bracketed in a minimum timespan of about 10-15 Ma., mostly during the Aptian. However, it is important to note that the chronology of the Cretaceous Iberian rotation is based on a low-resolution and low quality palaeomagnetic database (Neres et al, 2012, 2013). In fact, the abundance of remagnetizations in Iberia during the Cretaceous is one of the main reasons for the scarcity of reliable palaeomagnetic data (Osete and Palencia, 2006; Osete et al., 2011). In addition, evident inconsistencies are observed in the kinematic models obtained from the analysis of sea-floor magnetic anomalies and from palaeomagnetic data for the Early Cretaceous (Neres et al., 2012, 2013).

From this diachronous acquisition, Gong et al. (2009) concluded that the remagnetization events were confined to single basins and stated that there is no need to invoke speculative regional plate-scale mechanisms in the sense proposed by Juárez et al. (1998). However, although the remagnetization in the four analyzed locations occurred at different times, they are all chronologically related to the rifting phase in their own geological history. The Cretaceous Iberian remagnetization events in northern Iberia are hence temporally related to the extensional tectonics on a regional scale, compatible with the relatively short period of 10-15 Ma. within which the remagnetization events are bracketed.

The palaeogeographic proximity between Iberia and the High Atlas basins during Jurassic and Cretaceous times (Vissers and Meijer., 2012) and the similarity in magnetic properties and geological contexts suggests a connection between the remagnetization events in Iberia and that observed in the High Atlas. In this sense it is noticeable that the Cenomanian age of the remagnetization in the High Atlas determined here is very close to the ages found for the set of widespread remagnetizations in Iberia. This result is not compatible with the model proposed by Gong et al. (2009) because the widespread remagnetization in the High Atlas clearly postdates the age of maximum extension and accumulation of sediments in this area. The maximum rifting phase in the Iberian basins corresponds to the Early Cretaceous with strongly subsiding continental and marine basins followed by fluvial and deltaic sedimentation during the Albian-Cenomanian, coeval with remagnetizations. However, in the High Atlas the maximum extensional

occurred during Early to Middle Jurassic times, whereas the remagnetization is dated at the beginning of the Late Cretaceous, coinciding with the same process in the Iberian basins. The geological context is very similar in both areas, with intraplate extensional structures and remagnetized basins; the ages of the remagnetizations are similar and the magnetic properties have analogous characteristics. This evidence suggests that a common regional agent must control the remagnetizations observed in Iberia and North Africa, thus supporting the hypothesis of a regional event in the sense suggested by Juárez et al. (1998).

However, in this paper we also show evidence supporting the confinement of remagnetization to a basin scale and the connection between remagnetization and evolution of each basin, with boundary conditions of burial necessary for the occurrence of the remagnetization event. This suggests that a more complex scenario with two geological requirements is needed to generate these widespread regional remagnetizations in the Cretaceous, as follows.

(1) Basin-scale conditions: The widespread chemical remagnetization in the High Atlas is controlled by the geometry of the basin and it can be observed only in sediments that underwent a minimum depth of burial during the basinal stage. This indicates that the remagnetization process occurs at the scale of each sedimentary basin as suggested by Gong et al. (2009).

(2) Regional scale thermal event. A regional agent must activate or favour the generation of remagnetizations in Mesozoic sedimentary basins that satisfy the basin-scale conditions. This regional event can explain the synchronous remagnetizations reported in Iberia and in the High Atlas, despite the differences in chronology of the individual basin evolution.

Which is the regional catalyst of remagnetization episodes? Although no particularly significant tectonic events occurred in the studied area (nor in the Iberian Chain) during the proposed remagnetization interval, the magmatic and thermal evolution of the High Atlas can give some insights into the mechanisms involved in this process. Barbero et al. (2007), on the basis on fission-track analysis, proposed a thermal history with a slow cooling period (or even heating, in samples from the northern margin of the

High Atlas) between 120 and 80 Ma. This slow cooling can be coupled with the thermal events witnessed by magmatic intrusions and lava flows that are persistent during the Mesozoic period (Michard et al., 2008) and are consistent with a large-scale thermal anomaly. These thermal and magmatic events probably linked to mantellic sources could have been able to provoke a chemically-driven remagnetization mechanism. The elevation of geothermal gradients at a regional scale may provide the diagenetic temperatures required for generation of secondary magnetite in sediments located in basins with a critical amount of sediments, which thus reached greater depths. This thermal event could develop and end during the Normal Polarity Superchron, thus explaining the systematic normal polarity in the remagnetizations observed in the Mesozoic basins of Iberia and North Africa. The age of remagnetizations reflects not the complete event but rather its end.

Models explaining the opening of the Central Atlantic during the Triassic are consistent with high thermal gradients, rifting and crustal thinning related to the Central Atlantic Magmatic Province magmatism, whose relation with a large-scale mantle plume is still under debate (see e.g. Hill, 1991; McHone et al., 2005; Nomade et al., 2007; Ruiz-Martínez et al., 2012). A different and more localised mechanism, although at a regional scale as the area involved is at least 1500 km wide, can be invoked for the development of isochronous widespread remagnetizations under a wholesale rifting process during the Cretaceous in the Western Tethys. Rifting in the Tethyan margin of the Iberian plate and the Alpine Tethys (see e.g. Stampfli and Borel, 2002; Antolín-Tomás et al., 2007 and references therein) could be responsible for a thermal anomaly that could outlive rifting and last during the plate reorganization at the end of the Early Cretaceous in the Iberian-African realm (Dewey et al., 1989; Sengör, 2009), roughly coeval with the end of the remagnetization processes. However, the connection of Alpine Tethyan rifting with extensional basins in North Africa is not straightforward (Biju-Duval et al., 1977; Hay et al., 1999), thus favouring an alternative model in which subcrustal dynamics is responsible for the thermal anomaly, not incompatible with extension and rifting (see e.g. Cloetingh et al., 2011), and with the relatively long time span of remagnetization processes in Iberia and North Africa.

#### *5.4.10 Conclusions*

This study provides the first paleomagnetic data in Mesozoic sediments of the Central High Atlas. The syn-rift sediments, consisting of Jurassic limestones and marly limestones, underwent a pervasive remagnetization with systematic normal polarity.

Fold-tests indicate that this overprint is syn-folding in some structures but clearly predates the Tertiary compression stage. By using the Small Circle Intersection method, the paleomagnetic direction at the acquisition time has been calculated ( $D = 336.4^\circ$ ,  $I = 29.2^\circ$ ,  $k = 36.3$ ,  $\alpha_{95} = 4.1^\circ$ ). Comparing this direction with those expected from GAPWP running means in Africa coordinates (Torsvik et al., 2012), we have obtained the most probable age of the remagnetization in the Imilchil transect as Cenomanian. This age is consistent with the fold test results and coeval with the Cretaceous Normal Polarity Superchron.

A relationship between the magnetic properties and location within the basin has been obtained, suggesting that the acquisition of the remagnetization is controlled by geometry. The remagnetization is observed along a 70 km wide belt, where the thickness of the Mesozoic series has higher values (about 5 km). This remagnetized area is limited by major tectonic structures inherited from the basinal stage. Outside this area the Mesozoic series show different magnetic properties and do not register the remagnetization. This behaviour suggests that the overprint is a chemical remagnetization linked to the generation of secondary magnetite related to sediment burial processes.

The remagnetized rocks of High Atlas exhibit the same magnetic behavior than those observed in remagnetized limestones from Iberian basins: the carrier of the NRM is magnetite with maximum unblocking temperatures of 450-475°C, low to intermediate coercivity, and the magnetic mineralogy is dominated by a mixture of SD+SP magnetite grains. In addition, the timing of the remagnetization in the High Atlas is the same as that of the systematic remagnetizations observed in the Iberian Mesozoic basins, despite of the different age of the main rifting process.

Considering both the basinal confinement of remagnetization and the connection with other remagnetization events in the western Tethys, we propose a scenario explaining widespread remagnetizations in the region, involving: (1) basin-scale conditions mainly related with a minimum thickness of sediments and (2) a regional-scale thermal event acting as catalyst of remagnetization events in those sedimentary basins that satisfy the basin-scale conditions. This proposal brings into line the hypotheses proposed to explain the set of remagnetizations in the region: a regional thermal event (Juárez et al., 1998) versus progressive remagnetization linked to the geodynamic evolution of each basin (Gong et al., 2009).

## **5.5 Extensión de la remagnetización cretácica del Alto Atlas**

El estudio paleomagnético realizado en el corte de Imilchil revela que existe una remagnetización que afecta a la serie mesozoica independientemente de su edad y litología, pero además revela que la remagnetización está controlada por la potencia de la serie sedimentaria y limitada por elementos estructurales de primer orden, antiguas fallas normales, tanto al Norte como al Sur, que limitan la parte de la cuenca más profunda (ver sección 5.4).

Aunque las características geológicas y el estilo estructural del corte de Imilchil son las descritas para todo el Alto Atlas Central, existen diferencias de este a oeste. Se hace imprescindible controlar la extensión de la remagnetización, observar si se manifiesta en áreas distantes, con características geológicas distintivas y qué propiedades presenta en cada caso. Por ello, se han realizado dos estudios paleomagnéticos en la zona más oriental y occidental del Atlas Central, respectivamente, que puedan confirmar la extensión de la remagnetización y aporten luz sobre sus características en escenarios distintos.

El corte de Midelt-Errachidia constituye la zona más oriental de estudio del Atlas Central, donde la serie mesozoica se ve bastante reducida, llegando a alcanzar alrededor

de 1500 m de espesor preservado frente a los más de 5000 m en el corte Imilchil, lo que supone una diferencia en la evolución de las cuencas y por tanto en las características intrínsecas necesarias para que se produzca una remagnetización (condiciones de presión-temperatura, circulación de fluidos, crecimientos minerales, etc.). El corte de Demnat refleja la zona más occidental del Atlas Central, y presenta características estructurales muy diferentes a los otros dos cortes, con extensos afloramientos de basamento involucrado en la deformación, y de materiales triásicos. La serie mesozoica queda expuesta en los núcleos de sinclinales y reducida en la mayoría de los casos.



Torres-López, S., Villalain, J.J., Casas, A., El Ouardi, H., Moussaid, B., Ruiz-Martínez, V.C. 2015. Sobre la extensión de la remagnetización Cretácica en el Alto Atlas marroquí. *Geogaceta*, **57**, 23-26.

### ***5.5.1 Extensión de la remagnetización hacia el este: Perfil de Midelt-Errachidia.***

En el siguiente trabajo se presentan los resultados obtenidos del estudio paleomagnético realizado en la sección más occidental de Midelt-Errachidia y la comparación con los resultados obtenidos en la región de Imilchil.

**Abstract:** We present the preliminary results of a paleomagnetic study, (33 sites) in Mesozoic sediments of the Midelt-Errachidia transect in the Moroccan High Atlas. The Natural Remanent Magnetization is dominated by a remagnetization with a very stable behavior and systematic normal polarity, previously observed in a westward region of the Central High Atlas. Using the small circle intersection method we have calculated the direction of this secondary magnetization ( $D= 336.7^\circ$ ,  $I= 30.6^\circ$ ). Comparing this direction with the Global Apparent Polar Wander Path (APWP) in African coordinates for Northern Africa we can assign a Cenomanian age (about 100 Ma.) to this remagnetization, similar to that obtained in other regions of the Central High Atlas. This work enhances the hypothesis that there is a widespread remagnetization in the Moroccan High Atlas.

**Key-words:** Remagnetization, High Atlas, SCI method, Paleomagnetism, Cretaceous.

**Resumen:** En este trabajo se presentan los resultados preliminares de un estudio paleomagnético, (33 estaciones) en sedimentos Mesozoicos del corte Midelt-Errachidia en el Alto Atlas Marroquí. La magnetización remanente natural está dominada por

remagnetización que presenta un comportamiento muy estable y sistemática polaridad normal. Estas características se han observado previamente en regiones más al oeste del Alto Atlas Central. Utilizando el método de intersección de círculos menores hemos calculado la dirección de la magnetización secundaria ( $D= 336.7^\circ$ ,  $I= 30.6^\circ$ ). La comparación de la dirección característica de la remagnetización con la curva de deriva polar aparente global (GAPWP) en coordenada africanas para el norte de Africa, nos ha permitido asignar una edad Cenomaniense a la remagnetización (~100 Ma.), similar a la obtenida en otras regiones del Alto Atlas Central. Este trabajo refuerza la hipótesis de que existe una remagnetización generalizada en el Alto Atlas Marroquí

**Palabras clave:** Remagnetización, Alto Atlas, Método SCI, paleomagnetismo, Cretácico

#### 5.5.1.1 Introducción

Algunos estudios paleomagnéticos realizados en los últimos años en el Alto Atlas Central han puesto de manifiesto remagnetizaciones regionales que afectan a la serie jurásica aflorante en las cuencas del Alto Atlas Marroquí (Moussaid et al., 2014; Torres-López et al., 2014). Las áreas estudiadas están completamente remagnetizadas, pero el alcance de este fenómeno está todavía por determinar. Torres et al. (2014) apuntan que la potencia de la secuencia sedimentaria es un contexto que favorece la ocurrencia de remagnetizaciones en cuencas sedimentarias. La secuencia jurásica del Alto Atlas es, en su gran mayoría, una serie calcárea y margosa que llega a alcanzar hasta los 5.000 m de potencia (Teixell et al., 2003 y referencias allí incluidas). Los depósitos jurásicos se depositan en una etapa extensional o transtensiva localizada entre un estadio de rifting anterior (Triásico a Lías inferior) y la inversión generalizada de las cuencas a partir del Cretácico superior hasta la actualidad, con un estado intermedio dominado por diapirismo, intrusiones magmáticas y posiblemente un régimen transtensivo o transpresivo (Mattauer et al., 1977; Laville y Piqué, 1992; Frizon de Lamotte et al., 2008). Torres-López et al. (2014) señalan la existencia de una remagnetización cretácica que afecta a la serie jurásica en el Alto Atlas marroquí a partir de un estudio paleomagnético en uno de los sectores más estudiados del Alto Atlas, el corte de Imilchil. Así mismo, Moussaid et al. (2014) describen una remagnetización de la misma edad en las capas rojas

jurásicas de una zona del margen norte de la cordillera (sinclinal de Aït-Attab). Este trabajo confirma, a partir de un nuevo estudio paleomagnético en la transversal clásica de Midelt-Errachidia, situada 100 km al este de Imilchil, que existe una remagnetización de edad Cretácica que afecta de forma generalizada al Alto Atlas Central marroquí. El presente estudio pretende comparar la dirección y edad de la remagnetización de esta área con las aportadas anteriormente en las áreas de Imilchil y Aït-Attab (Moussaid et al., 2014, Torres-López et al., 2014).

#### 5.5.1.2 Marco geológico

La Cordillera del Atlas es una cadena montañosa intracontinental (Mattauer et al. 1977) que exhibe dos ramas principales: el Alto Atlas, con dirección dominante tendente a E-W y el Atlas Medio, alineado aproximadamente en dirección NE-SW (Laville et al. 1992, Frizon de Lamotte et al. 2000). Se extiende a lo largo de más de 2000 km y alcanza su máxima elevación al oeste (Jbel Toubkhal) con 4165 m. La evolución tectónica viene marcada por dos eventos mayores. El primero es una etapa de extensión y rifting que se produce durante el Triásico-Lías inferior. Durante este periodo se forman cuencas extensionales en el Alto Atlas Central. Un segundo evento compresivo y transtensional tiene lugar para la mayoría de los autores a partir del Cretácico final y Cenozoico. Se caracteriza por la inversión de las cuencas Mesozoicas a partir de la convergencia entre África y Europa (Frizon de Lamotte et al., 2008). El Jurásico representa el episodio de máxima subsidencia depositándose en este tiempo margas, calizas y calizas margosas, cubierto finalmente por series rojas (Bajociense-Cretácico inferior) en un régimen transtensional. El área de estudio es la sección de Midelt-Errachidia que presenta a grandes rasgos las mismas características tectónicas que todo el Atlas Central (fig 5.12 a y b). Pequeños y estrechos anticlinales (los denominados rides o ridges) normalmente fallados, en cuyos flancos norte afloran calizas del Lías inferior y en el flanco sur se encuentra el Dogger. Estos anticlinales o crestas con geometría de box-fold están separados por amplios sinclinales cuyos núcleos se encuentran subhorizontales, con afloramientos de materiales del Jurásico medio-superior. La variación estratigráfica y la presencia de lentejones de basamento a lo largo de la sección hacen pensar que la estructura deriva de

la inversión de fallas extensionales donde está involucrado el basamento (Teixell et al. 2003, Arboleya et al. 2004).

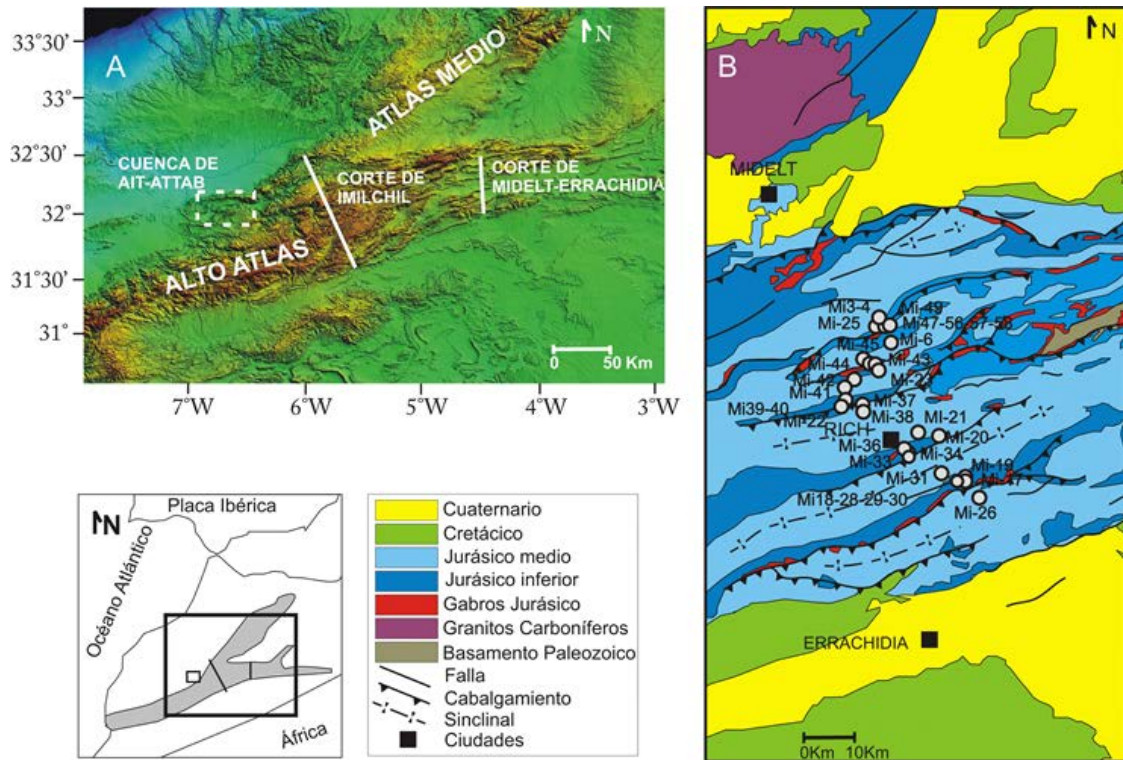


Figura. 5.12.- (a) Situación geográfica del corte de Midelt-Errachidia, corte de Imilchil y cuenca de Ait-attab en el conjunto de las cordilleras del Atlas. (b) Mapa Geológico mostrando el corte de Midelt-Errachidia y la localización de las estaciones paleomagnéticas. (Torres-López et al., 2015).

Figure. 5.12.- (a) Location of Midelt-Errachidia profile, Imilchil profile and the basin of Ait-Attab in whole Atlas Mountains. (b) Geological sketch map showing the location of the Midelt-Errachidia profile and the sampling sites. (Torres-López et al., 2015).

### 5.5.1.3 Muestreo y análisis paleomagnético

Un total de 33 estaciones (264 muestras) han sido muestreadas a lo largo de la sección Midelt-Errachidia con una dirección aproximada N-S. La serie muestreada corresponde a calizas y calizas margosas con edades que van desde el Sinemuriense hasta el Batoniense que presentan un grado de consolidación alto y color gris oscuro las pertenecientes al Lias inferior, mientras que el Dogger se presenta menos consolidado y con coloraciones más ocres (fig 5.12). Las muestras fueron tomadas con una perforadora de gasolina y orientadas *in situ* usando un sistema provisto de inclinómetro y brújula. Todos los análisis magnéticos fueron llevados a cabo en el laboratorio de

Paleomagnetismo de la Universidad de Burgos. La magnetización remanente natural de todas las muestras fue medida usando un magnetómetro criogénico 2G 755. La desmagnetización térmica se llevó a cabo con un desmagnetizador térmico TD48-SC. La técnica se usó de manera sistemática en todas las muestras en pasos de 25 °C hasta un máximo de 550 °C.

Tras el análisis magnético las componentes fueron calculadas usando técnicas de regresión lineal. La distribución de las direcciones fue determinada usando la estadística de Fisher (1953).

La desmagnetización térmica desvela dos componentes estables. La primera de ellas presenta una temperatura máxima de desbloqueo de 250 °C y la dirección del campo magnético actual antes de cualquier corrección tectónica. Esta componente es considerada una componente viscosa (componente V). Después de eliminar la componente viscosa, se identifica una segunda componente con temperaturas de desbloqueo desde 300 °C hasta 450-475 °C (componente A). Los dos diagramas de Zijdelveld mostrados en la figura 5.13 son ejemplos del comportamiento general de las muestras estudiadas. Las características que presenta la componente A son las mismas que las descritas por Torres-López *et al.* (2014) en el área de Imilchil. La componente A está muy bien definida y es muy estable, presentando sistemáticamente polaridad normal. Por lo tanto, se ha identificado la componente A como la componente remagnetizada observada en la región de Imilchil.

#### 5.5.1.4 Dirección paleomagnética y edad de la remagnetización

El análisis direccional se ha realizado solamente sobre la componente A, la cual se ha identificado en las 33 estaciones utilizadas en este estudio. El hecho de que a lo largo del Jurásico aparezcan frecuentes polaridades normales e inversas y que la componente A presente sistemáticamente polaridad normal sugiere que la componente A es una magnetización secundaria o remagnetización.

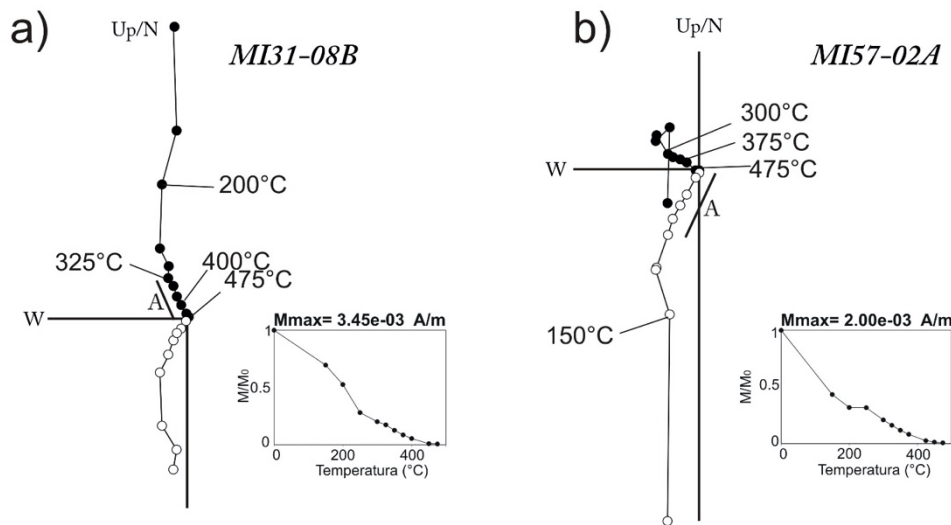


Figura. 5.13.- Desmagnetización térmica de la NRM de dos muestras representativas, indicando la componente A. Las direcciones están en coordenadas geográficas. También se muestran las gráficas de la evolución de la NRM normalizada  $M/M_0$ , en función de la temperatura. (Torres-López et al., 2015).

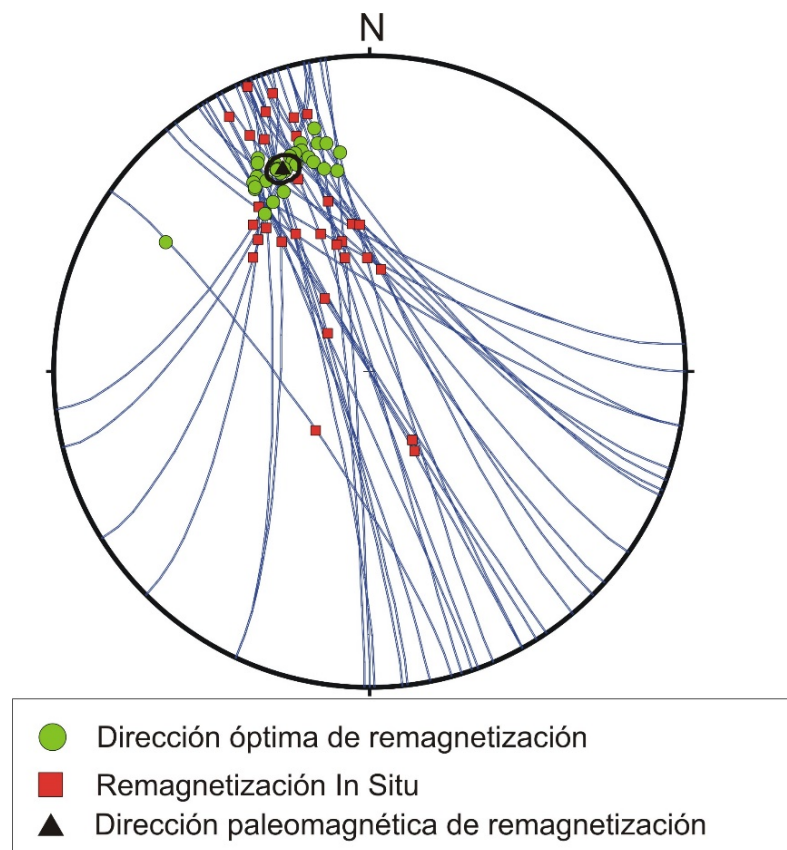
Figure. 5.13.- Thermal demagnetization of the NRM of two representative samples, indicating the component A. Directions are in geographic coordinates. The evolution of the normalized NRM  $M / M_0$  is also shown depending on temperature. (Torres-López et al., 2015).

El mecanismo de adquisición de la remanación es probablemente de origen químico y no termoviscoso ya que, como se ha observado en el sector de Imilchil (Torres-López et al. 2014), las rocas remagnetizadas presentan propiedades químicas diferentes que las de las unidades externas no remagnetizadas. Además, los parámetros de los ciclos de histéresis son similares a los observados en otras calizas remagnetizadas (Channell y McCabe, 1994; Torres-López et al., 2014).

La comparación de la dirección característica de la remagnetización con la curva de deriva polar aparente global (GAPWP) en coordenada africanas (Torsvik et al. 2012) calculada para el Alto Atlas Central (Imilchil) por Torres-López et al. (2014) permite obtener la edad de la remagnetización. Para ello, es necesario determinar de manera precisa la dirección característica de la remagnetización. En este estudio hemos utilizado el método de intersección de círculos menores (SCI) de Shipunov (1997) y Waldhör y Appel (2006). Este método nos permite calcular la dirección característica de una remagnetización sin-tectónica, asumiendo que durante el plegamiento el vector

paleomagnético rota alrededor de un eje horizontal paralelo a la dirección de la capa, de manera que el vector paleomagnético describe un círculo menor alrededor de ese eje. La intersección de varios círculos menores de diferentes estaciones paleomagnéticas representa la única solución común siendo, la dirección característica de la remagnetización (fig 5.14). La solución estadística del método (fig 5.15) consiste en minimizar el parámetro  $A = \sum |\alpha_n|$  que es el sumatorio de las distancias  $\alpha_n$  entre la dirección y cada círculo menor (Waldhör y Appel, 2006).

Para que el método obtenga soluciones satisfactorias se deben cumplir varias condiciones: debe haber un número considerable de estaciones, los círculos menores deben cortarse en una estrecha región y se asume que no existen rotaciones de eje vertical.



*Figura. 5.14.- Proyección de los círculos menores de las estaciones usadas para el cálculo de la dirección característica del sector Midelt-Errachidia. (Torres-López et al., 2015).*

*Figure. 5.14.- Small circles projection of the sites used to calculate the characteristic direction of the sector Midelt-Errachidia. (Torres-López et al., 2015).*

Nuestros datos son apropiados para usar este método ya que definen una estrecha región de orientaciones compatibles (fig 5.14) y no existen evidencias de rotaciones de eje vertical (Teixell *et al.*, 2003, Sibuet *et al.*, 2012). El propio método define un área estrecha y elongada (fig 5.15) debido a que las direcciones de las capas tienen un rango pequeño de variación. Esto aporta una incertidumbre en el valor de la inclinación por su forma elongada, sin embargo, la declinación queda muy bien constreñida (fig 5.15).

Este método ha sido satisfactoriamente usado en trabajos anteriores (Soto *et al.*, 2008, 2011; Casas *et al.*, 2009; Gong *et al.*, 2009, Moussaid *et al.*, 2014; Torres-López *et al.*, 2014). Para el cálculo de la dirección característica de la remagnetización se han utilizado las 33 estaciones y el resultado obtenido es  $D= 336,7^\circ$ ;  $I= 30,6^\circ$ ;  $\alpha_{95} = 3, 6^\circ$ .

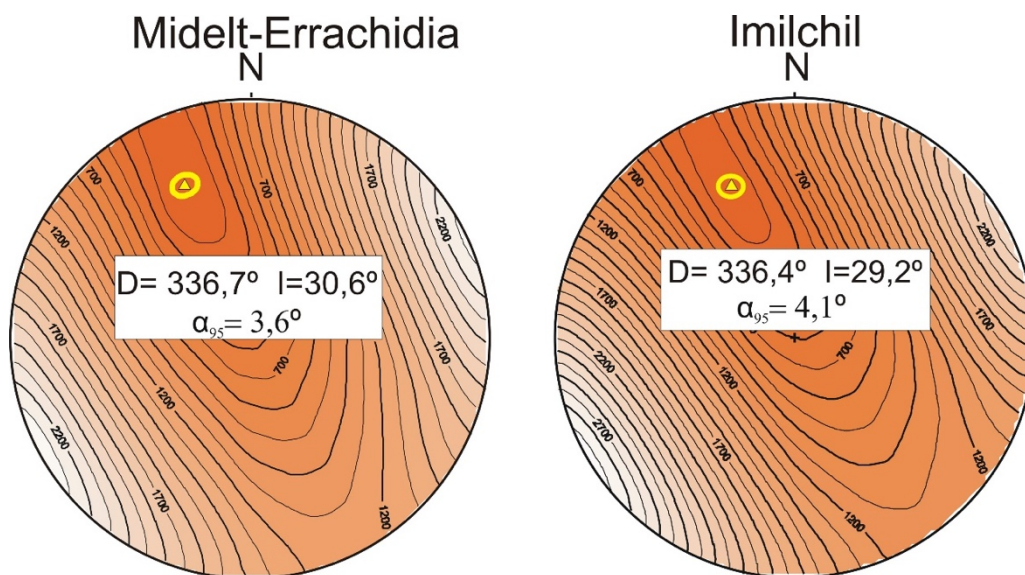


Figura. 5.15.- Proyección de igual área para los resultados del método SCI en las áreas de Midelt- Errachidia e Imilchil (Waldhör y Appel, 2006). Se resaltan las direcciones características de la remagnetización descritas en las dos zonas. (Torres-López *et al.*, 2015).

Figure. 5.15.- Equal area projection showing the SCI method results of the the areas of e Imilchil Midelt- Errachidia (Waldhör and Appel, 2006). Directions of the characteristic remagnetizations of both areas are highlighted. (Torres-López *et al.*, 2015).



### 5.5.1.5 Discusión

Como se ha mencionado, existen estudios previos que señalan que existe una remagnetización que afecta a la serie Jurásica de algunas cuencas en el Alto Atlas marroquí (Moussaid *et al.*, 2014; Torres-López *et al.*, 2014). Las remagnetizaciones descritas tienen carácter *prefolding* en el sinclinal de Aït-Attab (Moussaid *et al.*, 2014) y *syn-folding* en el área de Imilchil (Torres-López *et al.*, 2014).

En ambos estudios se realizaron *fold test* con el fin de estimar la edad relativa de la remagnetización en relación con diferentes estructuras, los resultados indicaron que el sinclinal de Aït-Attab presenta una remagnetización anterior a la fase compresiva terciaria que afecta a todo el Atlas y posterior a los pequeños pliegues en sedimentos Jurásicos ligados a eventos compresionales durante el Jurásico medio (Moussaid *et al.*, 2014). La remagnetización descrita en el área de Imilchil (Torres-López *et al.*, 2014) es claramente “*syn-folding*”, mostrando las direcciones paleomagnéticas dispersión antes y después de la corrección tectónica, lo que sugiere que esta remagnetización fue adquirida en un momento intermedio de la deformación.

Las características paleomagnéticas descritas por Torres-López *et al.*, 2014) para la región de Imilchil son muy similares a las observadas en este estudio. Ambas presentan una componente muy estable probablemente portada por Magnetita con una temperatura de bloqueo máxima entre 450 y 500°C. Las características paleomagnéticas de las series estudiadas en Aït-Attab (Moussaid *et al.*, 2014) difieren debido a que las litologías estudiadas y la mineralogía magnética son diferentes. En este caso, la remagnetización es portada por Hematites en capas rojas infra-aptienses y por Magnetita con una temperatura de bloqueo superior a la obtenida en este trabajo en calizas Albo-Cenomanienses.

Si comparamos la dirección obtenida con las curvas de declinación e inclinación para el área de Imilchil (Torres-López *et al.*, 2014) obtenemos una edad para la remagnetización de 100 Ma. que corresponde al inicio del Cenomaniense, con un margen de incertidumbre entre 75 y 110 Ma.

Comparando la dirección característica determinada para el sector Midelt-Errachidia ( $D= 336, 7^\circ I= 30, 6^\circ \alpha 95= 3, 6^\circ$ ) con la aportada en el estudio paleomagnético

de Imilchil ( $D= 336$ ,  $4^\circ$   $I= 29$ ,  $2^\circ \alpha 95= 4$ ,  $1^\circ$ ) y la determinada en el sinclinal de Aït-Attab ( $D= 331$ ,  $1^\circ$   $I= 40$ ,  $9^\circ \alpha 95= 4$ ,  $6^\circ$ ) se observa que muestran valores muy similares de declinación e inclinación. En particular, las áreas de Imilchil y Midelt-Errachidia presentan direcciones estadísticamente indistinguibles. La baja inclinación registrada por estas dos áreas está relacionada por la incertidumbre que en este caso ofrece en inclinación el método SCI, debido a que la dispersión en dirección de las capas es muy baja. En la figura 4 se observa cómo las isolíneas del parámetro A presentan una importante elongación en inclinación, pero son muy precisas en declinación. Por otra parte, esto no afecta a la precisión en la datación pues la deriva de la placa africana en el Cretácico no genera variación en inclinación en éste área sin que produjo importantes cambios en declinación. Teniendo en cuenta esto último, las edades atribuidas a la remagnetización en Imilchil y la cuenca de Aït-Attab son equivalentes. Torres-López et al. (2014) señalan una edad para la remagnetización de 100 Ma. (Cenomaniense basal) con una incertidumbre dentro de un intervalo desde 75 a 110 Ma. La edad de la remagnetización estimada en el sinclinal de Aït-Attab está dentro de este intervalo, 105 Ma.

Torres-López et al. (2014) ponen de manifiesto que es posible que un evento regional produzca una remagnetización que afecte a un área muy extensa. Estos autores comparan las edades de remagnetizaciones que afectan a distintas cuencas de Iberia (Moreau et al., 1992; Dinarés-Turell y García Senz; 2000; Villalaín et al., 2003; Gong et al., 2008; Soto et al., 2008, 2011; Casas et al., 2009) no siendo el proceso de remagnetización aislado ni únicamente dependiente de la evolución tectónica de cada cuenca (Gong et al., 2009).

Nuestros resultados demuestran que la remagnetización cretácica observada en el Alto Atlas Marroquí se registra en un área muy importante extendiéndose hacia el este de la región de Imilchil con las mismas propiedades, la misma dirección y la misma edad.

### 5.5.1.6 Conclusiones

El segmento estudiado de la cordillera del Alto Atlas en la transversal de Midelt-Errachidia presenta una componente paleomagnética muy estable, con polaridad sistemáticamente normal y máximas temperaturas de bloqueo de unos 475 °C. Utilizando el método de intersección de círculos menores (SCI) se ha calculado la dirección paleomagnética característica de la remagnetización ( $D= 336.7^\circ$ ,  $I= 30.6^\circ$ ;  $\alpha_{95} = 3.6^\circ$ ). Comparando esta dirección con la GAPWP en coordenada africanas (Torsvik et al. 2012) se obtiene la edad más probable para la remagnetización en 100 Ma., Cenomaniense basal.

La remagnetización en el sector de Midelt-Errachidia presenta las mismas propiedades magnéticas que las descritas en calizas jurásicas del sector de Imilchil. La dirección calculada y su edad son también muy similares a las obtenidas en las remagnetizaciones registradas en las áreas de Imilchil y el sinclinal de Aít-Attab. Nuestros resultados apoyan la hipótesis expuesta por Torres-López et al. (2014), que sugieren la existencia de una remagnetización regional de edad Albo-Cenomaniense que afecta a cuencas profundas del Alto Atlas Central Marroquí. Además, demuestran que la remagnetización regional cretácica del Alto Atlas afectó sincrónicamente a una región muy amplia que incluye la zona estudiada del segmento Midelt-Errachidia.

Como se concluye en el trabajo previo, tanto las propiedades magnéticas de la componente remagnetizada como la dirección y edad que presentan son muy similares en ambas regiones por lo que se puede concluir, que ha sido el mismo evento y de manera coetánea el que impulsa o cataliza que se produzca la remagnetización.

Con el mismo objetivo se realizó un muestreo y estudio paleomagnético en el corte más occidental del Alto Atlas Central, el corte de Demnat. En esta región como ya ha sido explicado, las características estructurales y estratigráficas son las más alejadas al común del Atlas Central. Los resultados del estudio paleomagnético en Demnat se presenta en el siguiente trabajo.



Torres-López, S., Villalain, J. J., Casas, A. M., EL Ouardi, H., Moussaid, B. 2016(b). Resultados paleomagnéticos preliminares en el sector occidental del Alto Atlas Central, Demnat. Implicaciones tectónicas. Geo-Temas, 16 (1) ISSN 1576-5172

### *5.5.2 Extensión de la remagnetización hacia el oeste: Perfil de Demnat.*

#### **Resumen**

Presentamos los resultados preliminares de un estudio paleomagnético en sedimentos Mesozoicos del corte Demnat-Culminación de Skoura, en el Alto Atlas Marroquí. La magnetización de las series triásicas y jurásicas estudiadas está dominada por una remagnetización que presenta un comportamiento muy estable y polaridad normal. Se ha calculado la dirección característica de la remagnetización utilizando el método de los círculos menores que da como resultado  $D= 338.9^\circ$ ,  $I= 45.9^\circ$ . La comparación de la dirección característica de la remagnetización con la curva de deriva polar aparente global (GAPWP) para el norte de África ha permitido asignar una edad Cenomaniense (~100 Ma.) similar a la obtenida en otras regiones del Alto Atlas Central. Los resultados obtenidos permiten constatar que la mayoría de las estructuras analizadas a lo largo del perfil Demnat-Culminación de Skoura son pre-Cenozoicas y por tanto, no son resultado de la compresión relacionada con la convergencia entre África-Eurasia. La escasez de intrusiones y de diapirismo en esta zona del Atlas, y la situación de las estaciones estudiadas por debajo o en ausencia del nivel de despegue regional, reavivan la hipótesis de posibles deformaciones moderadas durante el Jurásico medio en el Alto Atlas Central marroquí.

**Palabras clave:** Remagnetización, Alto Atlas, Paleomagnetismo, método SCI, Demnat.

## ***Abstract***

*We present the preliminary results of a paleomagnetic study in Mesozoic sediments of the Demnat-Skoura Culmination, in the Moroccan High Atlas. The magnetization of the Triassic and Jurassic studied series is dominated by a remagnetization with a very stable behavior and systematic normal polarity. We have calculated the characteristic direction of the remagnetization using the small circles method, the result obtained is  $D= 338.9^\circ$ ,  $I = 45.9^\circ$ . Comparing this direction with the Global Apparent polar Wander Path (APWP) for Northern Africa we can assign a Cenomanian age (about 100 Ma.), similar to that obtained in other regions of the Central High Atlas. This work allows us to observe that most of the structures analyzed along the Demnat-Skoura Culmination profile are pre- Cenozoic and do not result from African-Eurasia compression. The absence of intrusions and Diapirism in this area, and the location of paleomagnetic sites at a structural level below or lacking a regional décollement level of the Atlas revives the hypothesis of possible moderate deformations during the Middle Jurassic in Central Moroccan High Atlas.*

*Key words: Remagnetization, High Atlas, Paleomagnetism, Sci method, Demnat.*

### **5.5.2.1 Introducción**

En los últimos años, se han realizados diversos estudios paleomagnéticos a largo de Ato Atlas Central (Torres-López et al., 2014,2015; Moussaid et al., 2014). En todos ellos se describe una remagnetización que afecta a sedimentos Mesozoicos, independientemente de la litología y la edad. Torres-López et al. (2014) señalan la existencia de una remagnetización cretácica que afecta a la serie jurásica en el Alto Atlas marroquí a partir de un estudio paleomagnético en uno de los sectores más estudiados del Alto Atlas, el corte de Imilchil. Así mismo, Moussaid et al. (2014) describen una remagnetización de la misma edad en las capas rojas jurásicas de una zona del margen norte de la cordillera (sinclinal de Aït-Attab). Torres-López et al. (2015) ponen de manifiesto la extensión del proceso de remagnetización con el estudio realizado a través del corte de Midelt-Errachidia.

Las remagnetizaciones syn-folding permiten, a partir del método expuesto en Villalaín et al. (2015), conocer la posición de diferentes estructuras en el momento de la adquisición de la remagnetización. Torres-López et al. (2016) reconstruyen diferentes estructuras del Atlas Central a los 100 Ma., permitiendo analizar los eventos deformacionales antes y después de la remagnetización.

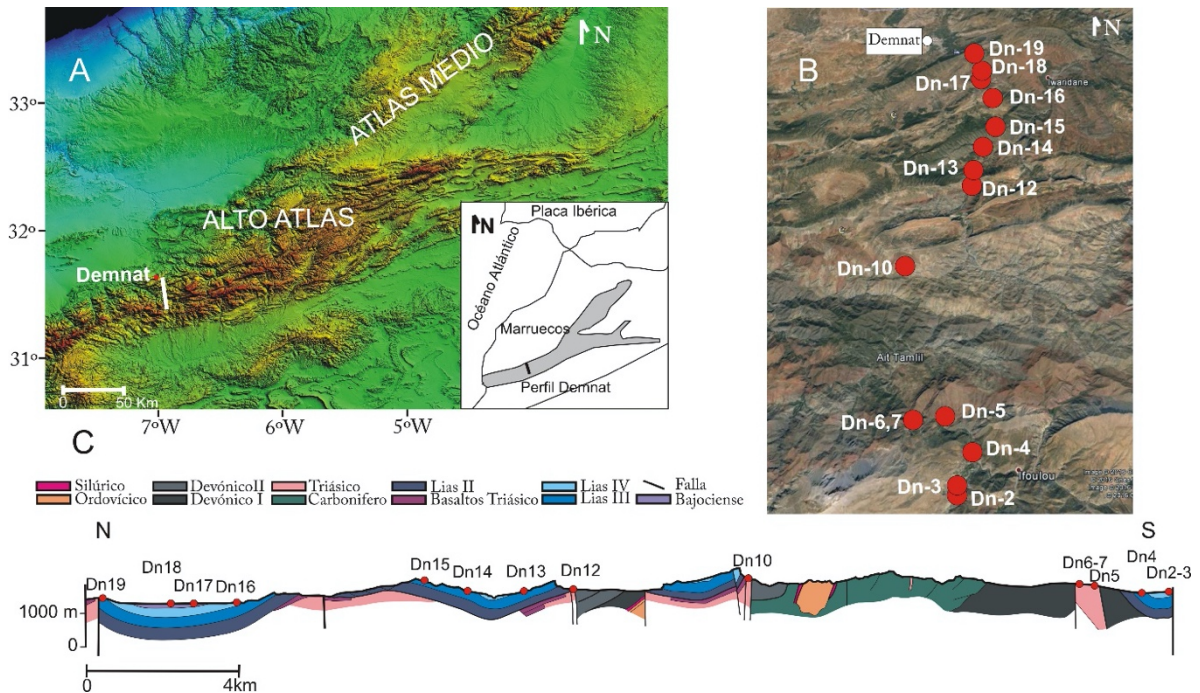


Figura. 5.16. (a) Situación geográfica del corte de Demnat-Culminación de Skoura. (b) Imagen de google earth con las estaciones paleomagnéticas. (c) Corte geológico con la situación de las estaciones paleomagnéticas. (Modificado del mapa de Azilal. Jenny., 1982). (Torres-López et al., 2016).

Figure. 5.16. (a) Geographic situation of the Demnat-Culmination of Skoura cross-section. (b) Image of google earth with palaeomagnetic sites. (c) Geological cross-section with the situation of the palaeomagnetic sites. (Modified from Azilal map. Jenny., 1982). (Torres-López et al., 2016).

Este trabajo confirma, a partir de un nuevo estudio paleomagnético a través del corte Demnat-Culminación de Skoura situado en la zona más occidental del Alto Atlas Central, que la extensión afectada por la remagnetización abarca todo el Alto Atlas Central. Además, los resultados cuestionan la actividad tectónica sufrida en el Alto Atlas durante el Mesozoico, reavivando el debate sobre posibles eventos

transpresionales/trantensionales previos a la inversión de las cuencas Mesozoicas durante el Cenozoico.

#### 5.5.2.2 Marco geológico

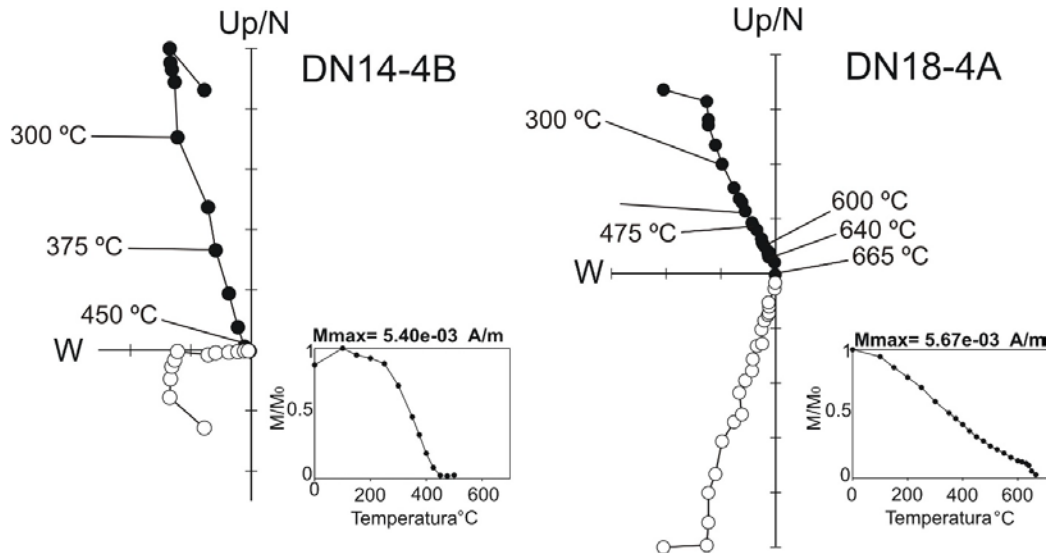
La Cordillera del Atlas es una cadena montañosa intracontinental que exhibe dos ramas principales: el Alto Atlas, con dirección dominante tendente a E-W y el Atlas Medio, alineado aproximadamente en dirección NE-SW (Laville et al., 1992, Frizon de Lamotte et al., 2000). La evolución tectónica del Alto Atlas viene marcada por dos eventos mayores. El primero es una etapa de extensión y rifting que se produce durante el Triásico-Lías inferior. Durante este periodo se forman cuencas extensionales en el Alto Atlas Central. Un segundo evento compresivo y transtensional tiene lugar para la mayoría de los autores a partir del Cretácico final y Cenozoico. Se caracteriza por la inversión de las cuencas mesozoicas a partir de la convergencia entre África y Europa. La transversal de Demnat es el perfil más occidental del Alto Atlas Central (fig 5.16). Presenta amplios sinclinales separados de estrechos anticlinales y extensos afloramientos de la serie triásica y del basamento paleozoico. Los amplios sinclinales se encuentran limitados por fallas de alto ángulo. Es destacable la ausencia de grandes despegues y por consiguiente de intrusiones gabroicas y diapirismo, lo que marca una diferencia con la zona central y este del Alto Atlas Central.

#### 5.5.2.3 Muestreo y análisis magnéticos

Han sido muestreadas 15 estaciones (120 muestras) en series de calizas, calizas margosas, y detríticas que van desde el Triásico hasta el Bajociense (fig 5.16 b y 5.16 c) a lo largo de un perfil N-S. Las muestras fueron tomadas con una perforadora de gasolina y orientadas in situ. Los análisis magnéticos fueron llevados a cabo en el laboratorio de Paleomagnetismo de la Universidad de Burgos. En este trabajo se presentan los resultados preliminares obtenidos en muestras piloto (media de 2/3 por estación). La magnetización remanente natural fue medida usando un magnetómetro criógeno 2G 755. La desmagnetización térmica se llevó a cabo con un horno TD48-SC. La técnica se usó de



manera sistemática en todas las muestras piloto en pasos de 25°C hasta un máximo de 695°C. Tras el análisis magnético se determinaron las componentes direccionales mediante técnicas de regresión lineal. La desmagnetización térmica desvela dos componentes.



*Figura. 5.17. Proyección ortogonal de la desmagnetización térmica de la NRM de dos muestras representativas de caliza (a) y detrítica (b). Las direcciones están en coordenadas geográficas. También se muestran las gráficas de la evolución de la NRM normalizada  $M/M_0$  en función de la temperatura. (Torres-López et al., 2016).*

*Figure. 5.17. Orthogonal projection of the thermal demagnetization of the NRM of two representative limestones samples (a) and detrital (b). The directions are represented in geographic coordinates. The evolution of the normalized  $M/M_0$  depending on temperature is shown in the graph. (Torres-López et al., 2016).*

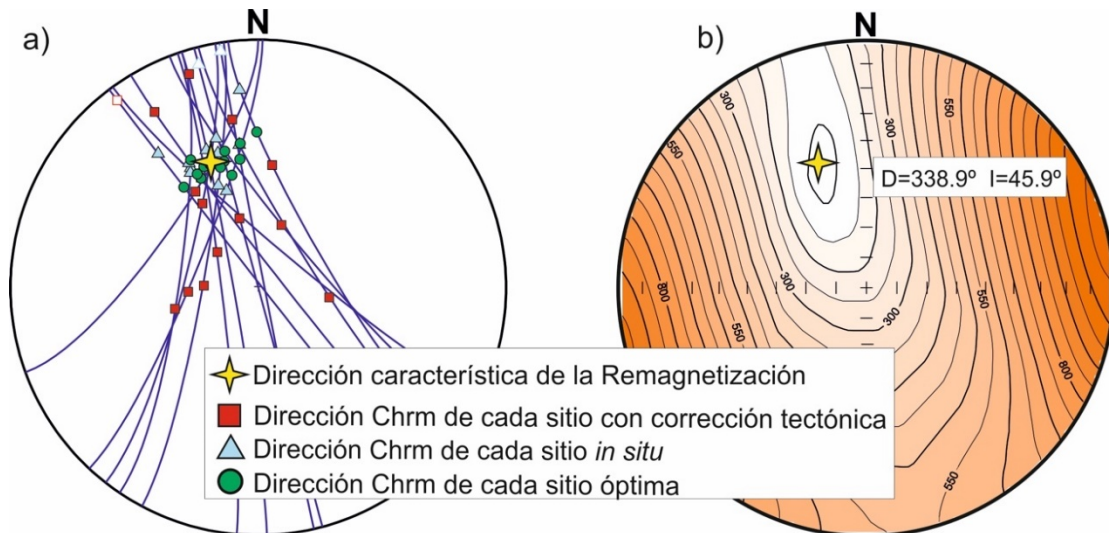
La primera componente presenta una temperatura máxima de desbloqueo de 250° C y la dirección del campo magnético actual previo a la corrección tectónica. Esta componente es considerada viscosa y no se tendrá en cuenta en este estudio. En las calizas se observa una segunda componente que presenta temperaturas de desbloqueo desde 300 hasta 450-475°C (componente A, fig 5.17).

Las características generales de esta componente son las mismas que las descritas para la remagnetización del Alto Atlas por Torres-López et al. (2014, 2015). En las series rojas la componente característica observada además de la viscosa alcanza máximas

temperaturas de desbloqueo de hasta 665°C y polaridad sistemáticamente normal con propiedades similares a la remagnetización cretácica descrita por Moussaid et al. (2014) en el sinclinal de Ait Attab situado al norte de esta región.

5.5.2.4 Dirección paleomagnética y edad de la remagnetización.

Se han calculado las direcciones de la componente característica para cada sitio, así como el círculo menor que generan. Hemos aplicado a esta serie de círculos menores el método SCI, que muestra una solución óptima (intersección) en  $D= 338,9^\circ$ ;  $I= 45,9^\circ$  (fig 5.18 b).



*Figura. 5.18. (a) Proyección de los círculos menores de las estaciones usadas para el cálculo de la dirección característica en el sector Demnat-Culminación de Skoura. (b) Proyección de igual área con las isolíneas del parámetro A del método SCI (ver por ejemplo Villalaín et al. 2015). Se resalta las direcciones características de la remagnetización descrita. (Torres-López et al., 2016).*

*Figure. 5.18. (a) Small circles projection of the sites used to the characteristic direction calculation in the Demnat-Culmination of Skoura sector. (b) equal area projection with the isolines of parameter A of the SCI method (see Villalaín et al. 2015). The characteristic directions of the described remagnetization are highlighted. (Torres-López et al., 2016).*

La comparación de la dirección característica de la remagnetización con la curva de deriva polar aparente global (GAPWP) en coordenada africanas (Torsvik et al. 2012) calculada para el Alto Atlas Central permite obtener la edad de la remagnetización en 100 Ma., con una incertidumbre comprendida entre 75 y 110 Ma.

#### 5.5.2.5 Discusión

Como ya se ha mencionado, una de las características de la zona occidental del Alto Atlas Central es la ausencia de diapirismo y de intrusiones gabroicas. En la figura (5.18 a) observamos que en 11 de las 15 estaciones la dirección de la remagnetización in situ coincide con la dirección óptima de la remagnetización. Los buzamientos de esas estaciones oscilan entre 20 y 65°, lo que implica que la deformación que vemos en la transversal Demnat-Culminación de Skoura no se produce en su mayor parte debido a la inversión de las cuencas del Atlas a partir del Cenozoico, sino que las estructuras están generadas antes del Cenomaniense.

Cuatro de las estaciones: Dn19, Dn14, Dn7 y Dn4 distribuidas a lo largo del corte (fig 5.16) muestran una remagnetización syn-folding. Al restituir estas estaciones al momento de la adquisición de la remagnetización con el método de Villalaín et al. (2015) se observa que alrededor del 50% del buzamiento que presentan en la actualidad es debido a la compresión cenozoica. Sin embargo, 11 estaciones presentan ángulos de restitución menores a 6° y por tanto sus buzamientos actuales son atribuibles a procesos de deformación previos a 100 Ma.

Las causas de la deformación podrían estar relacionadas con diferentes eventos, como la propia deformación asociada a las fallas normales durante la formación de las cuencas (drags normales, en este caso, ver corte de la figura 5.16), o deformaciones transtensionales ligadas a etapas tardías del rift. En cualquier caso, la aportación de este trabajo reaviva el debate respecto a las hipótesis de las diferentes etapas de deformación sufridas en Atlas marroquí. Muchos autores han defendido fases de deformación jurásicas (Laville y Piqué, 1992; Beauchamp et al., 1999,) mientras que muchos otros (Teixell et al., 2003 referencias dentro) asumen que toda la deformación ocurre durante la inversión de las Cuencas a partir del Cenozoico.

#### 5.5.2.6 Conclusiones

La transversal estudiada en el sector más occidental del Alto Atlas Central presenta una componente paleomagnética muy estable, con polaridad sistemáticamente normal y temperaturas de bloqueo de unos 475° C, propiedades similares a las observadas en la zona central y oriental. Utilizando el método de intersección de círculos menores (SCI) se ha calculado la dirección paleomagnética característica de la remagnetización (D= 338.9 °, I= 45. 9°). Comparando esta dirección con la GAPWP en coordenada africanas (Torsvik et al., 2012) se obtiene la edad más probable para la remagnetización en 100 Ma. Nuestros resultados demuestran que la remagnetización Cretácica observada en el Alto Atlas Marroquí se registra en un área muy importante extendiéndose hacia el oeste con las mismas propiedades, la misma dirección y la misma edad.

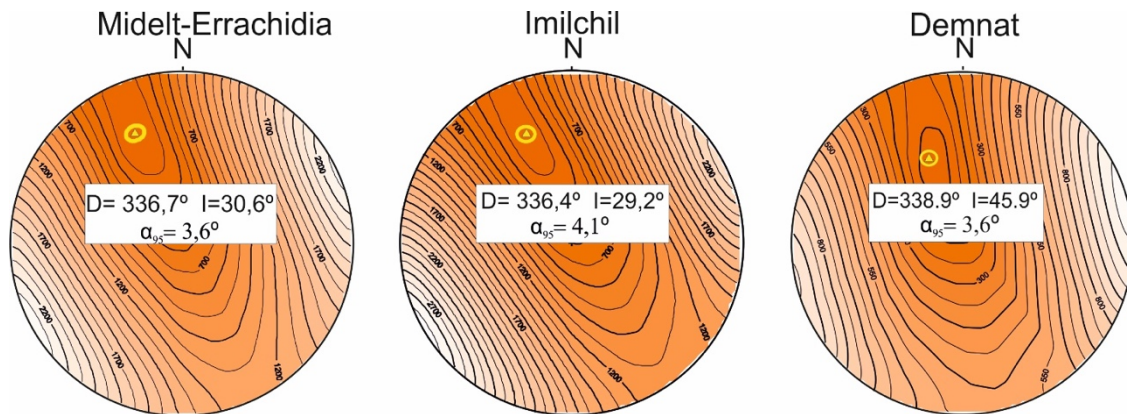
Además, este trabajo demuestra que existen eventos tectónicos deformacionales pre-Cenozoicos que no están ligados a la intrusión de cuerpos gabroicos ni diapirismo.

#### ***5.5.3 Discusión sobre la extensión, origen y propiedades de la remagnetización del Alto Atlas Central.***

Con el estudio paleomagnético de los tres sectores se abarca todo el Alto Atlas Central, desde la parte más oriental a la más occidental por lo que se puede hablar de un fenómeno regional que afecta a toda la serie Mesozoica, involucrando tanto calizas como series detríticas rojas (*red beds*).

La componente paleomagnética descrita en las tres áreas presenta las mismas características. El mineral portador en las calizas es la Magnetita, con temperaturas de desbloqueo máximas entre 425 y 500° C. En los *red beds* el mineral portador es Hematites, que presenta temperaturas de desbloqueo máximas de 685° C. La componente presenta sistemáticamente polaridad normal. Todas las muestras presentan las mismas

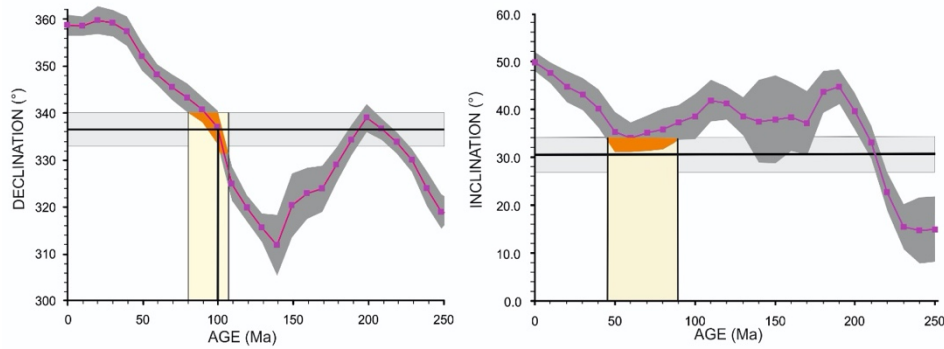
características en los análisis de magnetismo de las roca como son las curvas termomagnéticas, ciclos de histéresis, adquisición progresiva de IRM, valores de susceptibilidad, etc. La dirección calculada es muy similar en los tres casos (fig 5.19) y apunta a la misma edad de la remagnetización al compararla con la GAPWP de Torsvik et al. (2012), en coordenada africanas (fig 5.20).



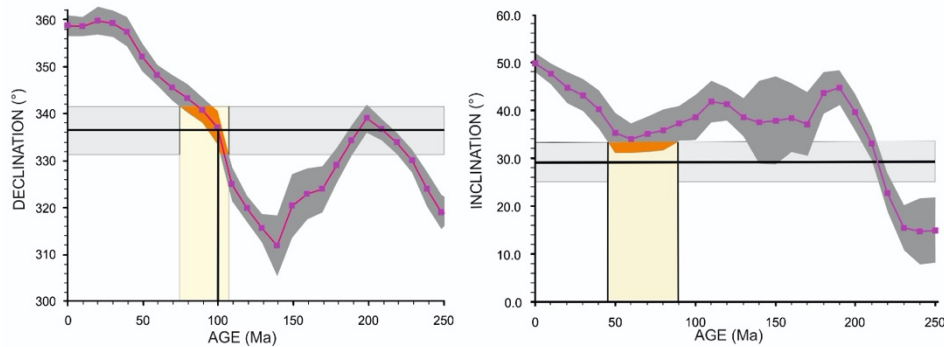
*Figura. 5.19. Proyección de igual área para los resultados del método SCI: isolíneas de igual parámetro A (Waldhör y Appel, 2006) en las áreas de Midelt- Errachidia, Imilchil y Demnat. Se resaltan las direcciones características de la remagnetización descritas en las tres zonas. Se muestran también las incertidumbres de las direcciones esperadas.*

*Figure. 5.19. Equal area projection to the results of the SCI method: isolines of A parameter (Waldhör and Appel, 2006) in the Midelt-Errachidia, Imilchil and Demnat areas. The characteristic directions of the remagnetization described in the three zones are highlighted. The uncertainties of the expected directions are represented.*

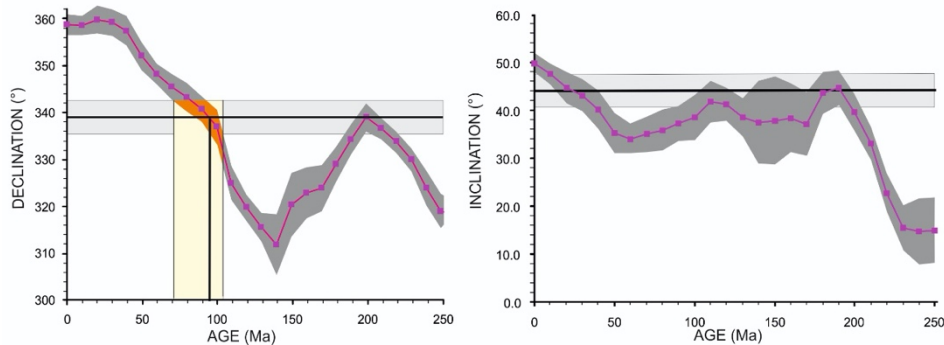
## Midelt-Errachidia



## Imilchil



## Demnat



*Figura. 5.20. Curvas de edad-declinación paleomagnética y edad-inclinación paleomagnética esperadas para las tres áreas de estudio, Midelt\_Errachidia, Imilchil y Demnat calculadas a partir de la GAPWP en coordenada africanas (Torsvik et al. 2012) para la región de estudio. La línea horizontal representa la declinación o inclinación esperadas (y sus incertidumbres calculadas, como  $\Delta D = \alpha 95 / \cos I$ ;  $\Delta I = \alpha 95^\circ$ ) en los sectores estudiados. La región vertical sombreada indica las posibles soluciones.*

*Figure. 5.20. Declination–age curve and inclination–age curve expected for the three studied areas, Midelt\_Errachidia, Imilchil and Demnat calculated from the GAPWP in African coordinates (Torsvik et al. 2012) for the studied area. The horizontal lines represent the expected declination or inclination (and their uncertainties, calculated as  $\Delta D = \alpha 95 / \cos I$ ;  $\Delta I = \alpha 95^\circ$ ) at the studied areas. The vertical shaded region indicates the possible solutions.*

A lo largo de los últimos años se han llevado a cabo numerosos estudios paleomagnéticos en otras regiones del Alto Atlas Central, como los realizados por Moussaid et al. (2015) en el sinclinal de Aït-Attab (fig 5.21), donde se describe una componente paleomagnética observada en rocas sedimentarias del Jurásico y Cretácico inferior, con polaridad sistemáticamente normal; esta componente presenta la misma dirección y edad calculadas para Imilchil anteriormente. En este caso, la remagnetización viene portada por Hematites en los red beds y por Magnetita en las calizas margosas. Moussaid. (2019) presenta los resultados paleomagnéticos de diferentes cuencas del Alto Atlas, entre ellas, la subcuenca de Ouauizaght y la cuenca de Tagleft (fig 5.21) donde observa un comportamiento similar al del sinclinal de Aït-Attab, tanto en facies rojas como en la serie margocalcárea señalando una edad centrada en los 100 Ma, por lo tanto, coincidente con las descritas en los trabajos aquí aportados.

Otro estudio paleomagnético en el Atlas Central tiene como objetivo datar la foliación observada en diferentes estructuras del Atlas Central respecto a la remagnetización registrada por las mismas estructuras (Calvin et al., 2017). En dicho trabajo, tanto las muestras analizadas en margocalizas como en red beds presentan las mismas características paleomagnéticas, de magnetismo de rocas, así como dirección y edad de la remagnetización. De igual modo Calvin et al. (2018) describen la presencia de la remagnetización en diferentes salt-walls del Atlas Central.

En todos los sectores estudiados hasta el momento en el Alto Atlas Central (fig 5.21), independientemente de la litología, edad de las series muestreadas, mineral portador, etc., se describe una remagnetización que afecta a las series jurásicas y cretácicas del Alto Atlas Central con sistemática polaridad normal. La dirección de la remagnetización calculada para las distintas zonas señalan una edad común alrededor de los 100 Ma. Por lo que se puede concluir que la extensión del fenómeno abarca, al menos, a todo el Atlas Central.

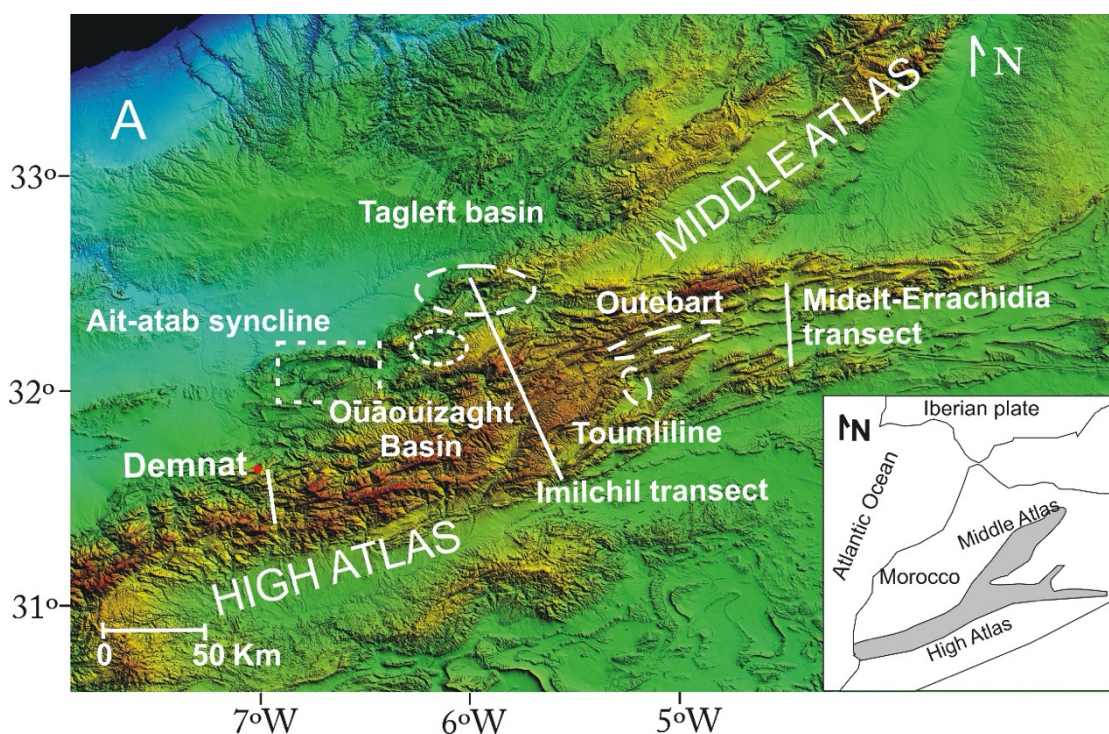


Figura. 5.21. Modelo digital del terreno del Alto Atlas señalando las diferentes áreas dónde se han realizado estudios paleomagnéticos señalando la presencia de la remagnetización descrita en este trabajo. (Moussaid et al., 2015 ; Torres-López et al., 2014; Torres-López et al., 2015; Torres-López et al., 2016; Torres-López et al., 2017; Calvin et al., 2017; Calvin et al., 2018); Moussaid. B (2019)).

Figure. 5.21. Digital elevation model of the High Atlas indicating the different areas where palaeomagnetic studies have been carried out, pointing out the presence of the remagnetization described in this work. (Moussaid et al., 2015 ; Torres-López et al., 2014; Torres-López et al., 2015; Torres-López et al., 2016; Torres-López et al., 2017; Calvin et al., 2017; Calvin et al., 2018.); Moussaid. B (2019)).

Los datos de Midelt-Errachidia y Demnat han sido completados en sucesivas campañas, por lo que las direcciones se han recalculado una vez tratadas todas las estaciones tiempo después. Esto genera una mínima diferencia sobre todo en el dato de la inclinación, ya que es donde menos precisión tenemos. En capítulos posteriores se utilizará la dirección y edad a partir de los datos obtenidos como referencia para realizar reconstrucciones estructurales.



Con respecto al origen de la remagnetización, en el perfil de Imilchil se observa cómo la Cuenca se encuentra segmentada por fallas extensionales reactivadas durante la inversión tectónica, limitando su geometría tanto en el Norte como en el Sur de la Cuenca. Estas fallas extensionales estuvieron activas durante la etapa de rifting en el Triásico y comienzo del Jurásico. En el apartado 5.4 se señala una relación entre la remagnetización y la geometría de la cuenca, ya que la remagnetización ha sido demostrada en los afloramientos de la parte interna de la cuenca, dentro de los límites estructurales, de manera que parece existir un nexo entre el espesor de las series y/o la subsidencia sufrida de la cuenca, que favorezca que se produzcan fenómenos que pueden catalizar el proceso de remagnetización, como: un gradiente térmico, circulación de fluidos, profundización de la cuenca, etc. Se ha visto que las zonas externas de la Cuenca del sector de Imilchil, tanto al Sur como al Norte, no registran la remagnetización cretácica (ver figura 5.2 y 5.3).

Con el fin de comprobar esta situación en el perfil de Midelt-Errachidia y de Demnat se muestrearon estaciones en los límites Norte y Sur de los perfiles, lo que corresponde a zonas externas fuera de las grandes fallas que limitan los máximos espesores de series Mesozoicas.

En la figura 5.22 se observa la sección de Midelt-Errachidia estudiada, con las dos áreas marginales muestreadas, tanto al Norte, el sistema de cabalgamientos de Col Talgnamt, como al Sur, falla de Jbel Hamdoun (fig. 5.22 a, b) y cuyos resultados no muestran la componente de la remagnetización Cretácica encontrada en el Atlas Central. Las series muestreadas al Norte corresponden a calizas del Lías iguales a las muestreadas a lo largo de todo el Atlas y las estaciones en el Sur, son series detríticas del Jurásico medio, también muestreadas en otros puntos.

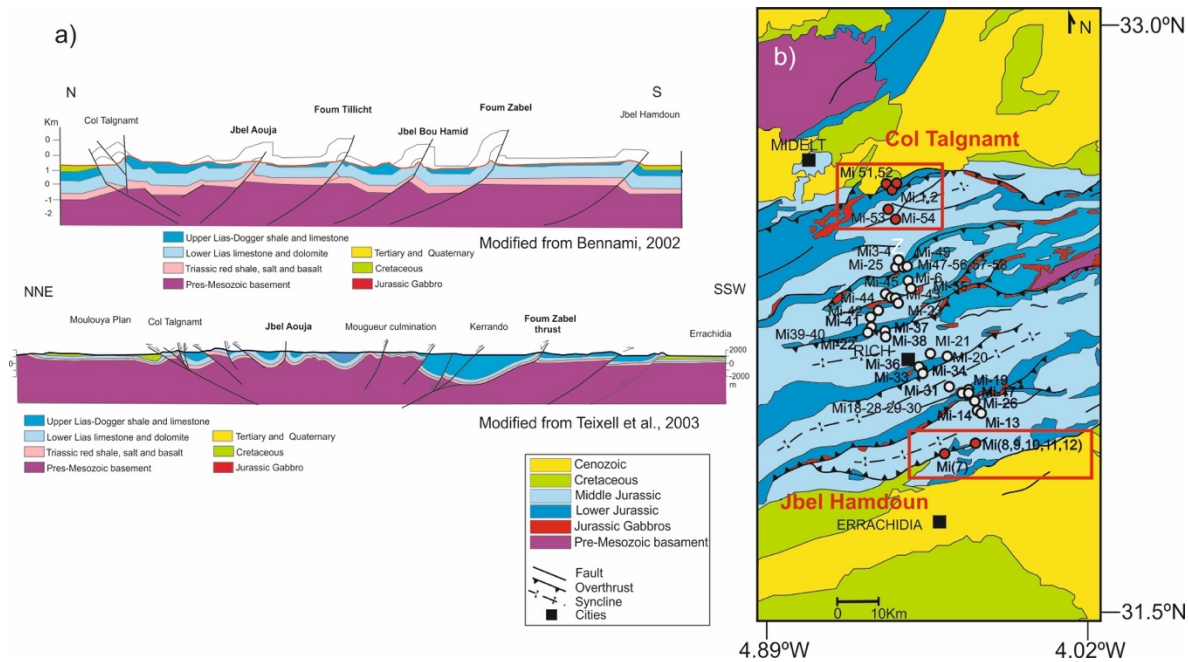


Figura. 5.22. (a) Perfil de Midelt-Errachidia modificado de Bennami (2002) y Teixell et al. (2003) (b) Mapa geológica del área de Midelt-Errachidia, mostrando los sitios muestreados. En rojo las estaciones muestreadas en los límites Norte y Sur donde no se observa la remagnetización Cretácica.

Figure. 5.22: (a) Midelt-Errachidia cross-sections modified from Bennami (2002) and Teixell et al. (2003). (b) Geological map of the Midelt-Errachidia area, showing the sample sites. In red the sampled sites in the North and South limits where Cretaceous remagnetization is not observed.

La zona del Norte corresponde a una zona que evidencia numerosos cabalgamientos correspondientes al sistema de Col Talgnamt (fig. 5.22 a). Esta actividad tectónica más concentrada e intensa, debida al acortamiento Cenozoico, ha podido generar remagnetizaciones locales posteriores ligadas a la migración de fluidos en los cabalgamientos que hayan borrado la remagnetización cretácica que se registra en unidades meridionales más subsidentes y con mayor espesor, donde sí se observa la remagnetización. El borde Sur de Midelt-Errachidia no presenta una tectónica tan acusada como el Norte, aparte del ridge/cabalgamiento de Jbel Hamdoun. Es el límite Sur de la Cuenca y no se observa tampoco la componente de la remagnetización.

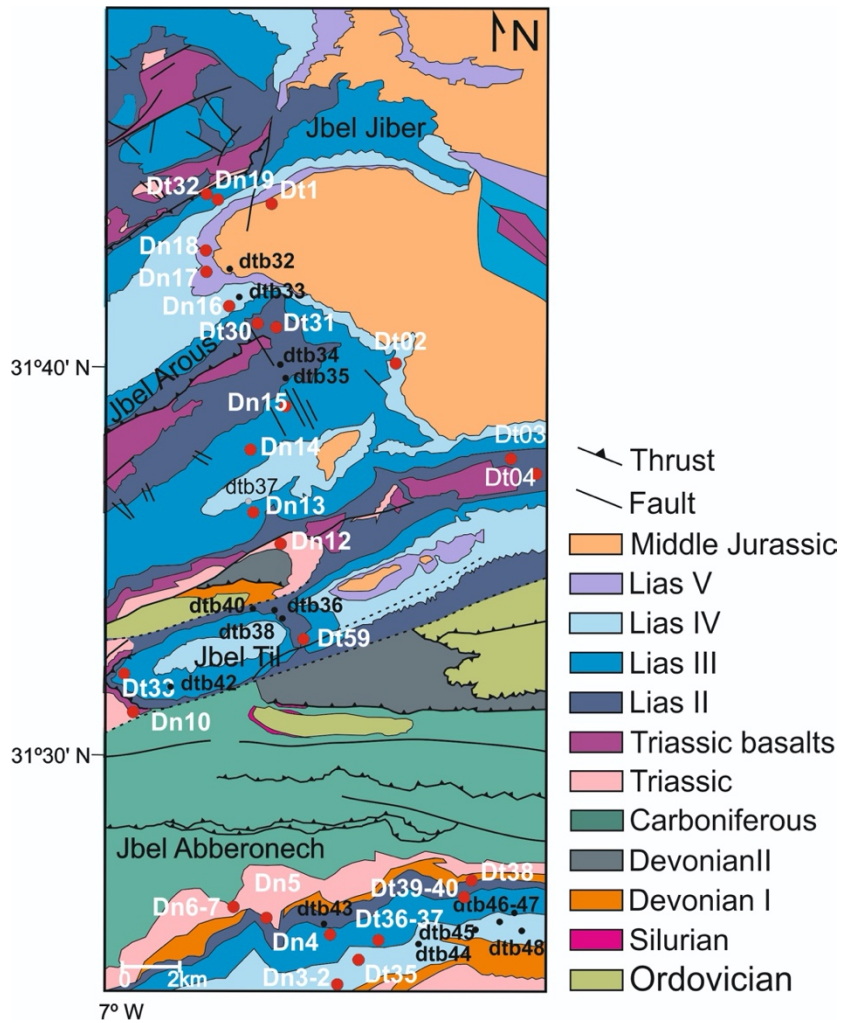


Figura. 5.23. Mapa geológico del perfil de Demnat, mostrando los sitios de muestreo (sitios en blanco) y medidas de buzamiento (sitios en negro).

Figure. 5.23. Geological map of the Demnat profile, showing the sampling sites (white sites) and dip measurements (black sites)

En el perfil de Demnat (ver las figuras 5.23 y 6.32 a y b) el basamento se encuentra involucrado en la deformación y aflorando en gran medida a lo largo de todo el perfil. Esta característica sumada a que la serie Mesozoica se encuentra muy adelgazada complica poder constreñir la remagnetización en esta zona mediante elementos tectónicos de primer orden y así poder relacionarla, como en los dos perfiles anteriores, con la evolución y geometría de la cuenca. Aun así, como se ha visto en el apartado 5.5.3, y se verá más detalladamente en el 6.2.3, la remagnetización Cretácica es observada en la serie Mesozoica de las zonas de la cuenca compartimentada con mayor espesor de serie.





---

## **6 Reconstrucción de estructuras a partir de la remagnetización del Alto Atlas**

6.1 Aspectos metodológicos. Técnica de los círculos menores. _____	171
6.1.1 Cálculo de la dirección de una remagnetización. Intersección de círculos menores _____	171
6.1.2 Aplicación del método de Intersección de círculos menores al Alto Atlas ____	173
6.1.3 Restitución de estructuras a la edad de la remagnetización. _____	181
6.1.4 Aplicación del método de restitución en el Alto Atlas _____	184
6.2 Reconstrucción de tres perfiles del Alto Atlas _____	189
6.2.1 Pre-Cenomanian vs. Cenozoic folding in the High Atlas revealed by palaeomagnetic data _____	189
6.2.2 Evolution of the Ridges of Midelt-Errachidia section in the High Atlas revealed by Paleomagnetic data. _____	205
6.2.3 Restitución a 100 Ma. del perfil de Demnat _____	245

## **6.1 Aspectos metodológicos. Técnica de los círculos menores.**

### ***6.1.1 Cálculo de la dirección de una remagnetización. Intersección de círculos menores***

Como se ha señalado en secciones anteriores (capítulo 5) la detección y descripción de una remagnetización en un área concreta aporta mucha información sobre diferentes aspectos como la diagénesis, la mineralogía, la evolución estructural, etc. En nuestro caso, la dirección característica de la remagnetización es un dato esencial ya que nos va a permitir calcular su edad, la posición estructural de las capas en el momento de la adquisición y, a partir de ahí, obtener el grado de deformación previo y posterior a la adquisición. Ya se ha comentado que son muchos los estudios paleomagnéticos que atestiguan remagnetizaciones en cuencas invertidas (Katz et al., 1998; Villalaín et al., 2003; Henry et al., 2004; Soto et al., 2008; Aubourg et al., 2012; etc.). El estudio de estas áreas es interesante debido a que en la mayoría de los casos se trata de remagnetizaciones sintectónicas o interpliegue, como las califican Calvin et al. (2018).

Durante el plegamiento la dirección de la magnetización rota alrededor de un eje horizontal paralelo al eje de rotación (dirección de la capa) y por lo tanto el vector de la magnetización dibuja una trayectoria en la rotación que denominamos círculo menor por su traza en la proyección estereográfica (proyección de un cono de eje horizontal). McClelland-Brown (1983), Surmont et al. (1990) y Shipunov (1997), señalaron que los círculos menores de distintas capas basculadas que presentan una remanencia en común intersecan en un punto común que es la dirección del campo magnético en el momento de la adquisición. A partir de este principio, el método de la intersección de círculos menores (*SCI method*), nos permite calcular la Dirección Característica de una remagnetización sintectónica (fig 6.1).

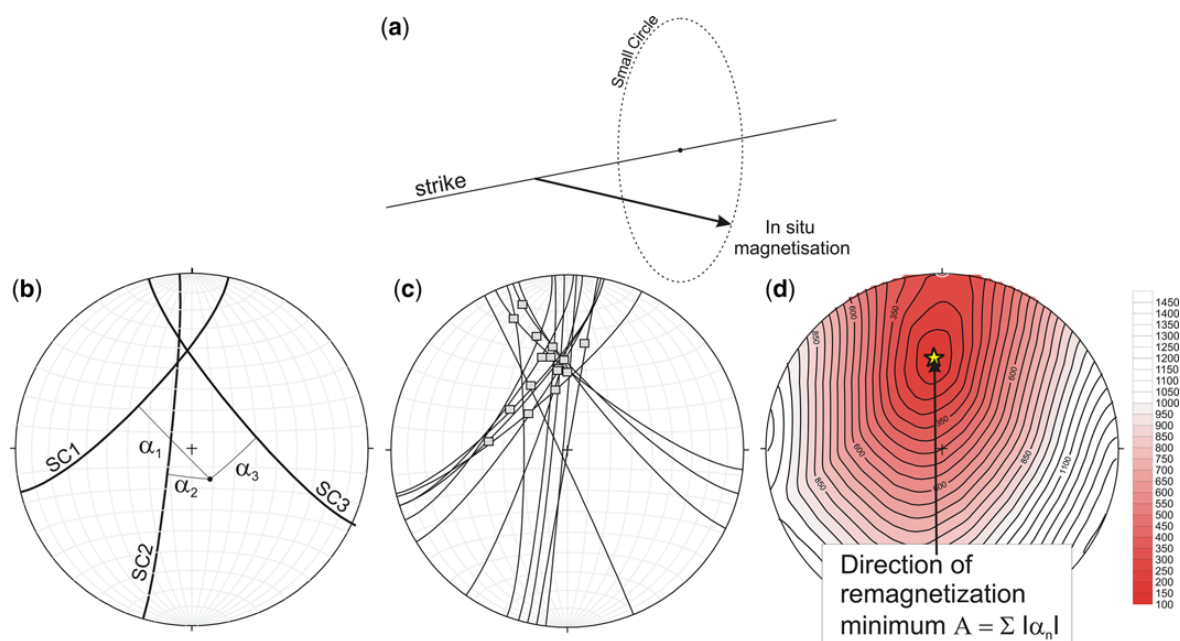


Figura. 6.1. Ejemplo de aplicación del método SCI (Shipunov 1997; Waldhör y Appel 2006). (a) Esquema explicando la generación de un círculo menor. (b) Proyección de igual área mostrando ejemplos de círculos menores y distancias angulares  $\alpha_n$  entre una dirección particular y cada círculo menor para calcular el parámetro  $A = \sum |\alpha_n|$ . (c) Proyección de igual área con los círculos menores obtenidos en la Cuenca de Polientes, Pirineo Vasco-Cantábrico (Soto et al., 2011). (d) Proyección de igual área mostrando contornos de igual valor de  $A$  correspondiente a los círculos menores de la Cuenca de Polientes. El mínimo valor de  $A$  es la solución del método y representa la dirección del campo magnético en el momento de la adquisición de la remagnetización (Villalaín et al., 2015).

Figure. 6.1. SCI method application example (Shipunov 1997; Waldhör and Appel 2006). (a) Sketch explaining the generation of a small circle. (b) Equal area projection showing example of small circles and angular distances  $\alpha_n$  between a particular direction and each small circle to calculate the parameter  $A = \sum |\alpha_n|$ . (c) Equal area projection with the small circles obtained in the Polientes basin, Basque Cantabrian, Pyrennes. (Soto et al., 2011). (d) Equal area projection showing contours of equal value of  $A$  corresponding to the small circles of the Polientes basin. The minimum value of the  $A$  is the solution of the method and represents the direction of the magnetic field at the time of the remagnetization acquisition. (Villalaín et al., 2015).

Hay varias formas de determinar una solución estadística de la intersección, en este trabajo se ha considerado óptima la propuesta por Waldhör y Appel, 2006 que se obtiene al minimizar el parámetro  $A = \sum |\alpha_n|$ , donde  $\alpha_n$  es la distancia angular entre una dirección dada y cada círculo menor  $n$ . El método SCI fue cuestionado por algunos autores (Cariranne et al., 2002; Delaunay et al, 2002), ya que no es un método que funcione bajo cualquier condición tectónica. Waldhör y Appel, (2006) enumeran las condiciones óptimas para que el método pueda ser utilizado con el fin de hallar una



dirección paleomagnética. Según estos autores, para asegurar el éxito del método se tiene que contar con: i) un alto número de estaciones y por tanto de intersecciones, que presenten alta calidad en las direcciones paleomagnéticas, ii) cierta variabilidad en las direcciones de los ejes de rotación y por tanto, de las direcciones de las capas, y iii) ausencia de rotaciones de eje vertical, locales o regionales. Recientemente, Calvín et al. (2020) han estudiado los efectos sobre el resultado y los errores cometidos cuando se dan estas dos últimas situaciones.

A lo largo de los años se ha utilizado de una manera satisfactoria el método de los círculos menores para obtener la dirección de numerosas remagnetizaciones (Enkin et al., 2000; Henry et al., 2001; Jordanova et al., 2001; Lewchuk et al., 2002; Enkin et al., 2002; Smith et al., 2006; Soto et al. 2008; Casas et al, 2009; Soto et al., 2011; Villalaín et al., 2015; Calvín et al., 2017).

### ***6.1.2 Aplicación del método de Intersección de círculos menores al Alto Atlas***

El objetivo de este trabajo va más allá de calcular la dirección de la remagnetización detectada en las zonas de estudio y su edad. El fin es además reconstruir diferentes estructuras a la edad de la remagnetización. Por ello, es importante justificar la calidad de los datos obtenidos y ser rigurosos en el cumplimiento de las hipótesis requeridas para la aplicación de los métodos utilizados para los cálculos. Usar el método de los círculos menores no es automático, las características estructurales de cada zona y la dirección paleomagnética calculada van a tener que ser analizadas minuciosamente, ya que, generan problemáticas específicas para cada lugar (Calvín et al., 2020).

### 6.1.2.1 Rotaciones de eje vertical

Como se ha mencionado anteriormente, una de las condiciones para poder utilizar el método de los círculos menores y así obtener la dirección de la remagnetización es la ausencia de rotaciones diferenciales de eje vertical que afecten a la zona de estudio, en este caso el Alto Atlas Marroquí, y que podrían modificar la interpretación de los resultados y los métodos usados.

Para poder comprobar esta posibilidad se ha realizado el test mostrado en la figura 6.2. En ella, se representan: i) los resultados de los círculos menores correspondientes a todas las estaciones de muestreo de las tres áreas estudiadas en este trabajo, ii) el círculo de igual inclinación correspondiente al valor esperado de la inclinación paleomagnética ( $38^\circ$ ) para 100 Ma., donde los triángulos de diferentes colores representan la solución de la dirección característica de la remagnetización para las tres áreas y iii) la GAPWP en coordenada africanas (Torsvik et al., 2012). La elipse verde muestra el rango de posible rotación. Este test indica que existe una estrecha ventana de posible rotación diferencial en prácticamente todo el Alto Atlas Central, desde su parte más oriental hasta la más occidental. Una parte importante de la dispersión corresponde a solo tres sitios que se encuentran algo desplazados, por lo que podríamos pensar que han sufrido rotaciones de eje vertical, pero estos sitios no corresponden ni a la misma área ni a la misma estructura por lo que rechazamos la posibilidad de una rotación vertical en una estructura particular o a escala regional. Nuestra interpretación para estas direcciones anómalas es que presentan un valor alto de  $\alpha_{95}$  en el cálculo de la dirección paleomagnética y esto provoca una gran incertidumbre en el acimut del círculo menor. En todo caso la dispersión de los círculos menores tiene una pequeña amplitud máxima inferior a  $\pm 15^\circ$  que indica que de existir las rotaciones de eje vertical tendrían muy poca relevancia.

Como señala Calvin et al., (2017) en los casos en los que la mayoría de los SCs estén definidos por unas direcciones de strike similares y existan unos pocos, cuyos ejes formen un ángulo alto con los demás SCs, estos últimos condicionan de manera considerable la dirección de la remagnetización. Este es el caso que se observa en la figura 6.2.

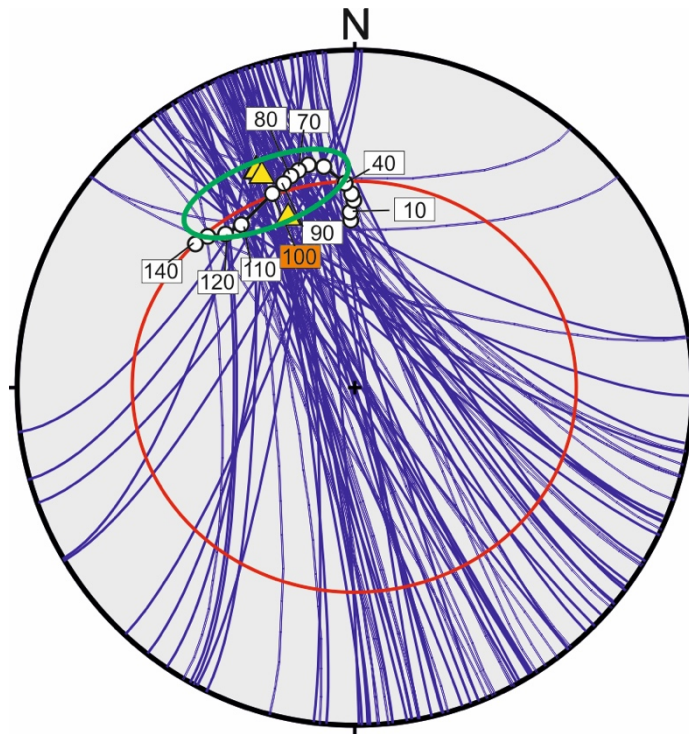


Figura. 6.2. Proyección estereográfica de los círculos menores correspondientes a todos los sitios paleomagnéticos de las áreas estudiadas. Con triángulos se señalan las direcciones características de la remagnetización para cada área. En rojo, el círculo menor correspondiente a la inclinación esperada para 100 Ma. Se muestra la GAPWP en coordenada africanas según Torsvik et al. (2012). En verde, el rango de posible rotación de eje vertical producida en las tres áreas.

Figure. 6.2. Stereographic projection of the small circles corresponding to the whole paleomagnetic sites of the studied areas. The characteristic directions of the remagnetization for each area are pointed out with triangles. In red, small circle corresponding to the expected inclination for 100 Ma. GAPWP in African coordinates is represented according to Torsvik et al. (2012). In green, the range of possible vertical axis rotation produced in all three areas.

Por otro lado, existen cuatro argumentos que soportan la ausencia de rotaciones de bloques importantes en el Alto Atlas, o entre este y el resto de la placa africana, como son: i) la evolución intracratónica de la cadena, que no permite rotaciones de grandes bloques como ocurre en contextos tectónicos de interplaca o cinturones orogénicos de pliegues y cabalgamientos, ii) la ausencia de desplazamientos o cambios a gran escala a lo largo de los ejes de las principales fallas en los bordes norte y sur de la cadena del Alto Atlas, de acuerdo con los cortes geológicos existentes, iii) las reconstrucciones paleogeográficas que consideran que no hay rotaciones a gran escala entre la meseta

marroquí y el resto de África (Decourt et al., 2000) y iv) el polo paleomagnético publicado de ~200 Ma de la Provincia Magmática Central Atlántica (CAMP) a partir de una secuencia de lava basáltica en la Cuenca de Argana, el cual coincide con los polos del CAMP derivados del NW de África (Ruiz-Martínez et al., 2012). Además, los resultados paleomagnéticos obtenidos también están de acuerdo con el polo del Turoniense temprano (c. 93 Ma.) que se ha obtenido a partir de depósitos marinos en ambiente anóxico de la Cuenca de Tarfaya, al suroeste de Marruecos (Ruiz-Martínez et al., 2011).

Todo esto no implica que no puedan haberse producido pequeñas rotaciones locales asociadas a fallas de desgarre (strike-slip) en otras áreas, pero las direcciones obtenidas en las áreas estudiadas son muy precisas, y presentan una fiabilidad muy por encima del promedio de otros trabajos paleomagnéticos.

Se ha calculado la dirección Característica de la Remagnetización en cada una de las zonas de estudio ya que cumplen todos los criterios establecidos por los diferentes autores para obtener una dirección de confianza.

A lo largo de la tesis se ha determinado la dirección de la remagnetización para una misma área en varias ocasiones, a veces motivadas por una aportación mayor de datos y otras, por el uso de metodologías de tratamiento de círculos menores más evolucionadas. Por ello, para el caso de Midelt-Errachidia y Demnat se presentan diferentes direcciones, las calculadas en los apartados 5.5.1 y 5.5.2 que son modificadas en 6.2.2 y 6.2.3. Para el cálculo de la dirección de estas dos zonas se ha usado el programa pySCu (Calvin et al., 2017) que se basa en el mismo método de intersección de círculos menores descrito antes pero incorpora un método de bootstrapping para el cálculo de la incertidumbre. El programa realiza numerosas iteraciones (500 en nuestro caso) que permite una aproximación a la dirección permitiendo evaluar mejor el error y obteniendo una elipse de confianza más rigurosa al no asumir una distribución “*fisheriana*” de las direcciones de cada círculo.

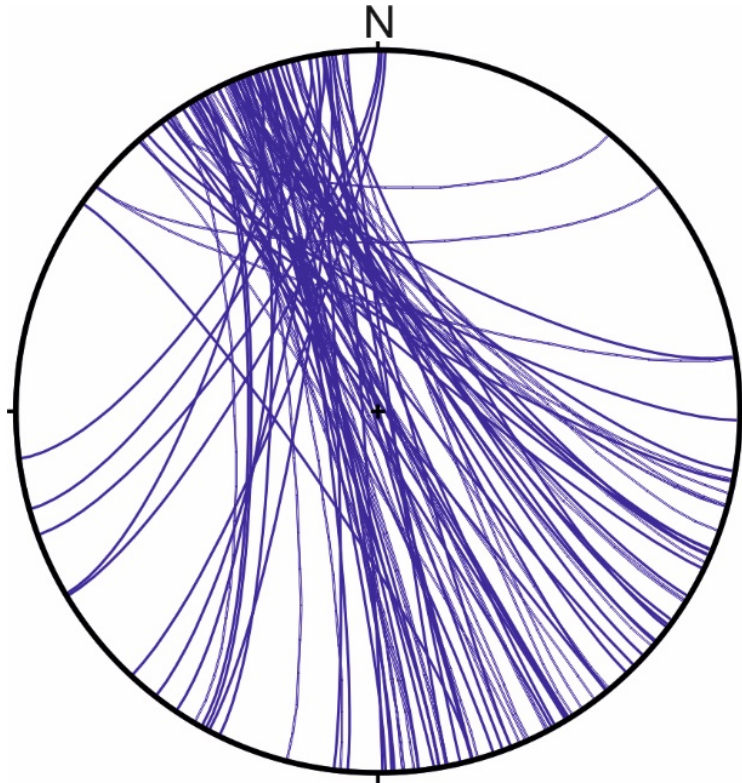
### 6.1.2.2 Coaxialidad de las estructuras

Como se ha explicado anteriormente, una vez obtenida la dirección característica de la remagnetización en cada región estudiada, esta se compara con la curva de direcciones esperadas para el Atlas calculada a partir de la curva de deriva polar aparente global (GAPWP) en coordenadas de África (Torsvik et al., 2012). A partir de ella se pueden determinar curvas de declinación e inclinación para una edad determinada con su incertidumbre.

Teniendo en cuenta las particulares características de la estructura del Alto Atlas Central, la dirección predominante de deformación y la dirección del vector correspondiente a la remagnetización estudiada, el método SCI en nuestro caso no permite una alta definición en inclinación, sin embargo la declinación si se define con precisión y es además muy diagnóstica para el cálculo de la edad ya que varía de forma muy amplia durante el Cretácico.

Las estructuras presentan una coaxialidad elevada (fig 6.3), lo que produce que la variabilidad de los ejes de las capas sea moderada, por lo que el área de intersección de los círculos menores es estrecha y alargada. Además, la geometría de cada círculo menor depende del ángulo entre el eje de rotación horizontal de la capa y la dirección de la remagnetización. Esto provoca, en este caso una incertidumbre mayor en el dato de inclinación.

En el caso del Alto Atlas Central la dirección de la remagnetización es prácticamente perpendicular a las direcciones (strike) de las capas. Este hecho contribuye notablemente a la forma estrecha y elongada en inclinación de las áreas de incertidumbre para la dirección de la remagnetización. Sin embargo, los valores de declinación señalan claramente una edad de 100 Ma (Albiense-Cenomaniense) para la remagnetización al compararla con la APWP de Torsvik et al. (2012).



*Figura. 6.3. Círculos menores correspondientes a las direcciones de la remagnetización de todos los sitios seleccionados en las tres áreas.*

*Figure. 6.3. Small circle corresponding to the remagnetization directions of the selected sites.*

Hemos realizado esta comparación con otras curvas de deriva polar aparente de la literatura, con el fin de observar qué variación respecto a la edad obtenemos partiendo de diferentes polos con los que construir las curvas. En concreto hemos proyectado los valores obtenidos para las tres regiones en curvas calculadas por otros autores como Besse y Courtillot (2002) y Torsvik (2008), (figura 6.4).

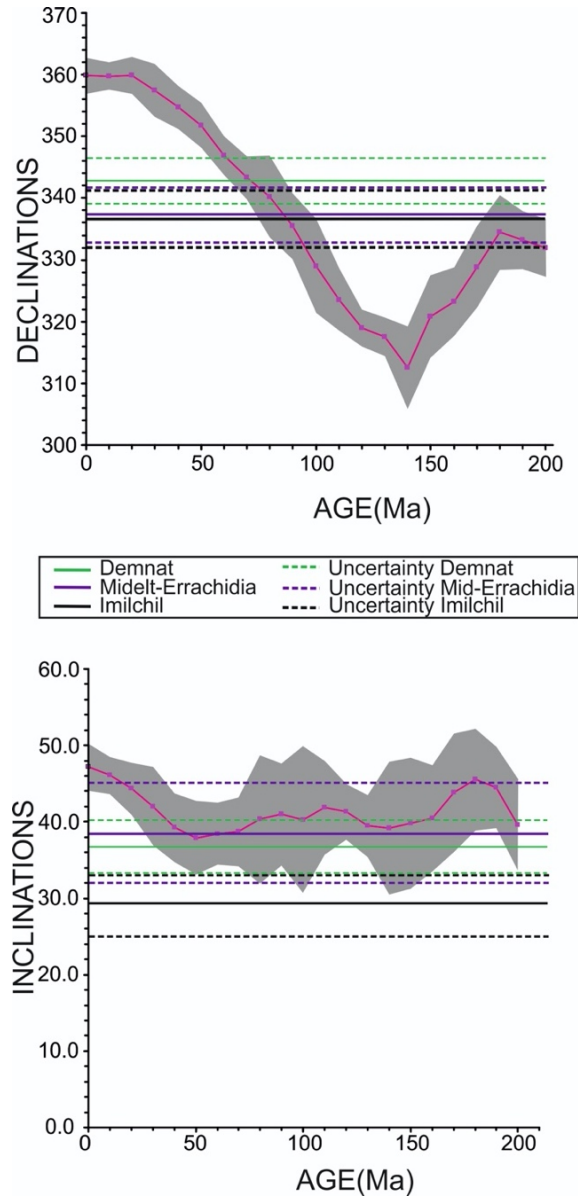


Figura. 6.4. Curvas de edad-Declinación paleomagnética y edad-Inclinación paleomagnética esperadas para las tres áreas de estudio, Midelt-Errachidia, Imilchil y Demnat, a partir de la APWP de la Placa Africana (Besse y Courtillot, 2002). Se muestran las incertidumbres de las direcciones esperadas. La línea horizontal continua representa la declinación o inclinación esperadas (y sus incertidumbres calculadas, como  $\Delta D = \alpha_{95}/\cos I$ ;  $\Delta I = \alpha_{95}$ ) en los sectores estudiados.

Figure. 6.4. Declination–age curve and inclination–age curve expected for the three studied areas, Midelt\_Errachidia, Imilchil and Demnat, from APWP of Africa Plate (calculated from Besse y Courtillot, 2002). The uncertainties of the expected directions are shown. The horizontal lines represent the expected declination or inclination (and their uncertainties, calculated as  $\Delta D = \alpha_{95}/\cos I$ ;  $\Delta I = \alpha_{95}$ ) at the studied areas.

que la calculada en la curva de Torsvik (2012), lo que explica que la edad de 100 Ma quede para las áreas de Demnat y de Midelt-Errachidia justo en el límite de error superior.

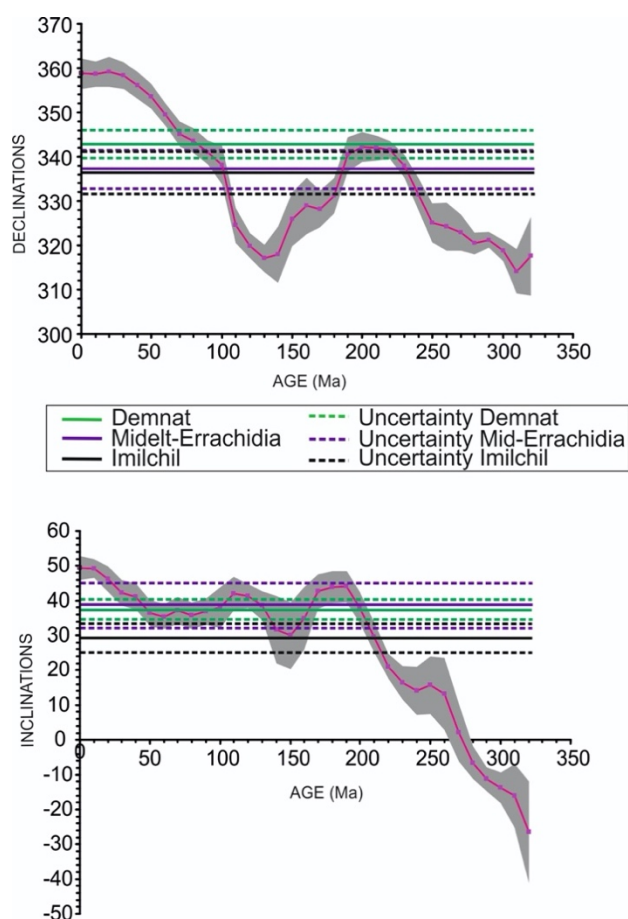


Figura. 6.5. Curvas de edad-Declinación y edad-Inclinación esperadas para las tres áreas de estudio, Midelt\_Errachidia, Imilchil y Demnat, a partir de la GAPWP en coordenada africanas (Torsvik, 2008). Se muestran las bandas de error de las direcciones esperadas. La línea horizontal representa la declinación o inclinación esperadas (y sus incertidumbres calculadas, como  $\Delta D = \alpha 95 / \cos I$ ;  $\Delta I = \alpha 95$ ) en los sectores estudiados.

Figure. 6.5. Declination–age curve and inclination–age curve expected for the three studied areas, Midelt\_Errachidia, Imilchil and Demnat, from the GAPWP in African coordinates (calculated from Torsvik, 2008). The uncertainties of the expected directions are shown. The horizontal lines represent the expected declination or inclination (and their uncertainties, calculated as  $\Delta D = \alpha 95 / \cos I$ ;  $\Delta I = \alpha 95$ ) at the studied areas.

En la APWP de Torsvik (2008) se observa que la curva de declinación es muy precisa y muestra una edad de 100 Ma. (fig 6.5). Sin embargo, la curva de inclinación no permite precisar la edad de la remagnetización porque esta curva presenta valores muy similares entre 50-100 Ma.

Al comparar la declinación e inclinación de la Dirección Característica de la remagnetización, de las tres áreas estudiadas, hallada en el Atlas Central con otras dos curvas de Deriva Polar Aparente distintas a la de Torsvik et al., 2012, se observa que los resultados son muy similares a los obtenidos para Torsvik, (2012). Las edades y sus



incertidumbres constriñen la edad de 100 Ma. En la curva de Besse y Courtillot, (2002), la declinación calculada para Demnat con su incertidumbre señala una edad algo inferior pero tenemos que tener en cuenta que esta curva es la menos precisa de las tres, mientras que, en las que presentan menos banda de error, tanto para Torsvik, (2008) y Torsvik, (2012) se constriñe la edad de 100 Ma.

### ***6.1.3 Restitución de estructuras a la edad de la remagnetización.***

Uno de los objetivos de la tesis es reconstruir las estructuras a la edad de la adquisición de la remagnetización. Uno de los métodos utilizados tradicionalmente para estudiar remagnetizaciones syntectónicas como la del Alto Atlas es el test de pliegue incremental. Pero este asume que la deformación durante la formación de los pliegues se produce de manera simétrica en los dos flancos, (McFadden, 1990; Bazhenov y Shipunov, 1991; Watson y Enkin, 1993; Tauxe y Watson, 1994; Shipunov, 1997; McFadden, 1998). El uso del test incremental sirve en estos casos para calcular la dirección de la remagnetización en un momento dado de la deformación, señalando el porcentaje de “*unfolding*”, despliegue necesario para alcanzar la dirección de la remagnetización. El test de pliegue incremental asume implícitamente que la deformación es simétrica entre los flancos de los pliegues, hecho que no tiene por qué ocurrir (Villalaín et al., 2015).

Cuando se produce una adquisición de una remagnetización syn-folding es de esperar que las capas estuviesen ya deformadas en el momento de la adquisición, volviéndose a bascular posteriormente. Por tanto, estudiar remagnetizaciones sintectónicas nos permite conocer la existencia de estructuras de deformación previas y posteriores al momento de la remagnetización. No se puede asumir que la deformación sea simétrica en los distintos flancos de una misma estructura. Esta idea, en principio sencilla, supuso un factor limitante a la hora de calcular la deformación de los pliegues a partir de direcciones de remagnetización en trabajos anteriores.

Villalaín et al. (2003) contribuyen de manera notable al uso de los círculos menores para la reconstrucción de estructuras, introduciendo la idea de deformación

asimétrica con el término “asymmetrical solution” y proporcionan un método que permite obtener, una vez conocida la dirección característica de la remagnetización, el buzamiento en el momento de la remagnetización, es decir, el paleobuzamiento. Por tanto, nos permite conocer la orientación de las capas en el momento de la adquisición de la remagnetización, y restituir las estructuras a ese momento, en nuestro caso a 100 Ma. Este método permite determinar el paleobuzamiento para cada sitio estudiado.

En definitiva, se tiene en cuenta que la deformación (o mejor dicho, el basculamiento) sufrida por los estratos puede ser diacrónica y asimétrica y por lo tanto la remagnetización sucede en diferentes estadios de plegamiento en los diferentes flancos.

El método de restitución propuesto por Villalaín et al. (2015) se basa en que el vector paleomagnético define un círculo menor en su rotación completa alrededor del eje, o dirección de la capa que lo contiene. Este círculo menor contiene todas las direcciones posibles para la magnetización original y considera todas las posibles correcciones tectónicas (Waldhör et al., 2001). A partir de la dirección característica de la remagnetización, la orientación de cada vector paleomagnético y el buzamiento para cada sitio puede ser calculado de una manera sencilla (figura 6.6).

El despliegue (*unfolding*) que hay que aplicar a las capas es el ángulo de rotación que hay que aplicar entre la dirección óptima hasta la posición del vector paleomagnético in situ. De esta manera obtenemos el paleobuzamiento para cada sitio que es el buzamiento que tenía la capa cuando se adquiere la remagnetización.

La técnica para obtener los paleobuzamientos tiene algunas limitaciones. Por ejemplo, el eje de rotación de las capas no puede ser paralelo a la dirección de la remagnetización, ya que en ese caso el círculo mejor generado de la dirección rotando alrededor del eje sería muy pequeño y todas las soluciones posibles estarían incluidas en el cono de error  $\alpha_{95}$  y por lo tanto no se tendría resolución suficiente.

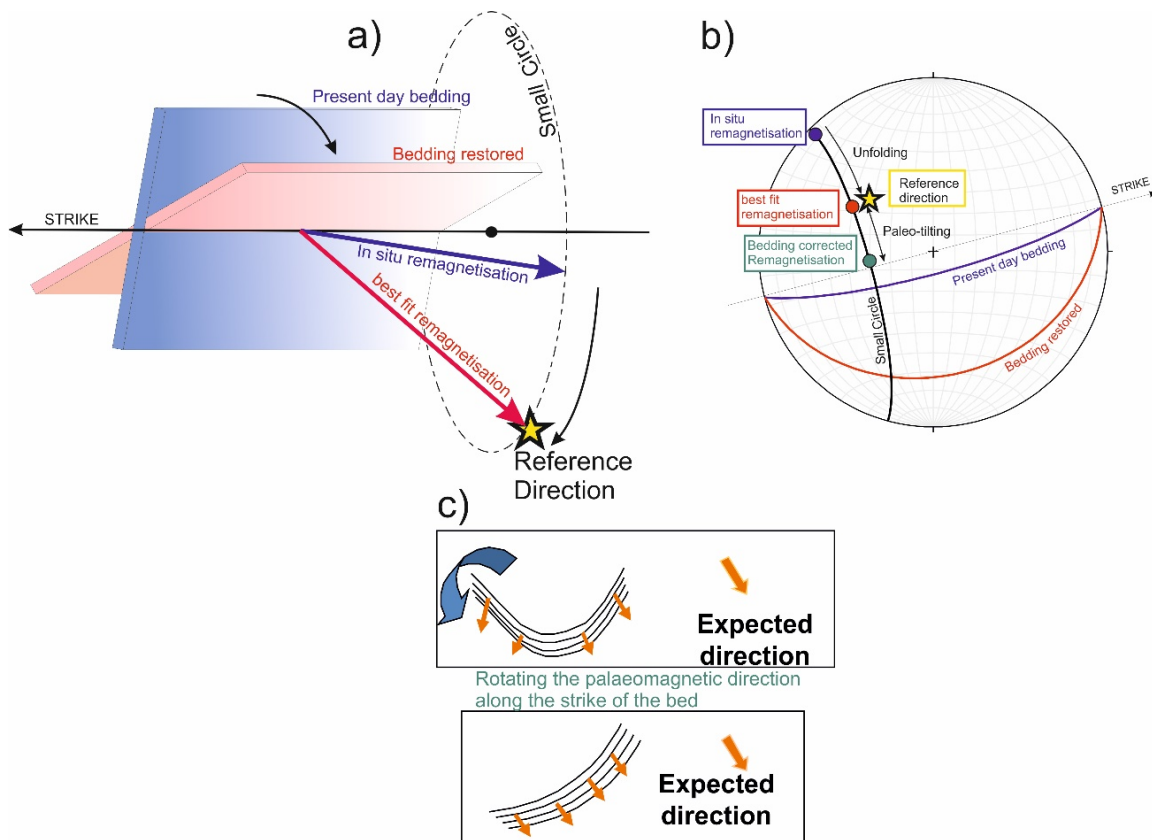


Figura. 6.6 (a y b) Esquema que explica el método de restitución de capas a la edad de la adquisición de la remagnetización. Buzamiento actual y la dirección de la remagnetización in situ están representados en azul en la figura (a) y en la proyección de igual área (b). Si ambos son rotados alrededor del eje, cuando la dirección de la remagnetización alcanza la dirección esperada (estrella amarilla), el plano (en rojo) señala la orientación de la capa a la edad de la adquisición de la remagnetización. (c) Esquema explicativo de la restitución de las capas con los vectores magnéticos desde la posición actual hasta alcanzar los vectores la dirección esperada de la remagnetización. Modificado de Villalaín et al. (2015).

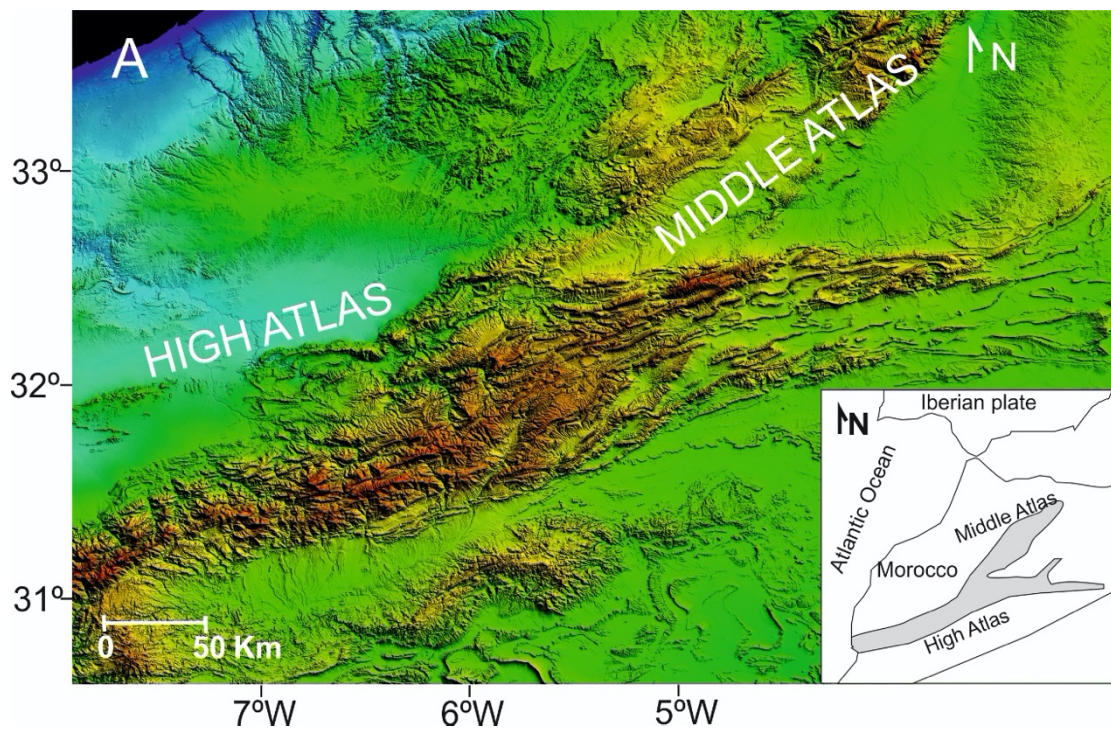
Figure. 6.6. (a y b) Sketch explaining the method for restoring the bedding planes at the remagnetization acquisition time. Present-day bedding and the In Situ remagnetization are represented in blue in both the figure (a) and the equal area projection (b). If both are rotated around the strike, when the remagnetization direction reaches the reference direction (yellow star), the plane (in red) gives the bedding orientation at the remagnetization acquisition time. (c) Explanatory sketch of the bedding restitution with the magnetic vectors from actual position until reaching the expected directions of the remagnetization. Modified from Villalaín et al. (2015).

Por otra parte, el método asume rotaciones alrededor de ejes horizontales y como ya se ha mencionado hay que descartar posibles rotaciones alrededor de ejes verticales. Además, la coaxialidad debe ser alta ya que, si los ejes de las capas difieren mucho de los ejes de rotación de la fase de plegamiento, el despliegue alrededor de un solo eje haría que el cálculo del paleobuzamiento pueda ser erróneo. No obstante, la coaxialidad muy

alta genera también limitaciones como ya se han discutido en el apartado 6.1.2.2, ya que influye en la obtención de la dirección característica, limitando su determinación por el método SCI. Si las dos fases de deformación son totalmente coaxiales, la variabilidad de los ejes horizontales en torno a los cuales hay que rotar las capas es muy pequeña y la intersección de los SC genera una elongación a lo largo de la orientación de los círculos menores que genera incertidumbre en el cálculo de la dirección.

#### ***6.1.4 Aplicación del método de restitución en el Alto Atlas***

Se acaba de mencionar que para poder utilizar el método con éxito se tiene que cumplir una premisa, esto es, una alta coaxialidad de las estructuras (Villalaín et al., 2015). En cuencas invertidas es fácil que se cumpla esta condición debido a varios factores. Estas cuencas se forman por la sucesión de dos procesos tectónicos diferentes, un primer proceso que genera fallas extensionales a partir de las cuales se generan las cuencas y se produce su relleno, y un segundo proceso compresivo que produce la inversión de las fallas y anteriores estructuras extensionales. La deformación se concentra en las anisotropías corticales o de basamento generadas por el proceso extensional, de manera que las estructuras compresivas se localizan en las fallas extensionales previas y se produce la inversión de las mismas, (fig 6.7).



*Figura. 6.7. Modelo digital del terreno del Alto Atlas (SRTM). Se observa las direcciones principales de plegamiento y el alto grado de paralelismo entre estructuras.*

*Figure. 6.7. Digital elevation model of the High Atlas (DEM). The principal directions of deformation and the strong parallelism between different structures in the Moroccan High Atlas are shown.*

Desde un punto de vista tectónico, los pliegues mesozoicos tienen la misma orientación que los Cenozoicos a pesar de que los procesos que los formaron fueron distintos (fig 6.8). Esto es debido a que las estructuras formadas durante la etapa de *rifting* en el Triásico, en particular las fallas extensionales, generaron una anisotropía a la escala de la corteza que ha controlado los procesos deformacionales posteriores en relación con la inversión de las cuencas mesozoicas durante el Cretácico superior y Cenozoico. Aparentemente, la deformación Cenozoica ocurre siguiendo las directrices previas de las estructuras ya generadas.

En la figura 6.8, se presentan dos poblaciones de orientaciones de las capas mediante los correspondientes polos de sus planos: a) Polos correspondientes a capas de pliegues que se han formado principalmente previos a la remagnetización, por lo que se consideran pliegues mesozoicos. Aquí se han tenido en cuenta todas aquellas estructuras cuyo buzamiento actual se haya generado en un 70% o más antes de la edad de remagnetización y b) los polos correspondientes a los pliegues formados en el Cenozoico, es decir, aquellos en los que más de un 70% del basculamiento se produjo posteriormente a la remagnetización. Para la elaboración de estos diagramas no se han tenido en cuenta los casos intermedios. Así, calculando el polo del plano que contiene esas distribuciones para cada una de las regiones, se observa que para el caso del área de Imilchil (fig 6.8), la dirección principal de los pliegues es 055/02 para las estructuras cenozoicas y 056/09 para las estructuras mesozoicas, indicando prácticamente ejes de rotación horizontal paralelos. Para la región de Midelt-Errachidia los ejes de los pliegues formados pre-remagnetización (077/11) y post-remagnetización (055/04), forman un ángulo  $< 20^\circ$  indicando que en este caso también las dos familias de pliegues son prácticamente coaxiales. Y por último los datos de Demnat señalan también una alta coaxialidad entre las dos poblaciones, con ejes de pliegues que forman un ángulo de  $11^\circ$  entre sí.

El alto grado de alineamiento de las estructuras en el Atlas marroquí es observable desde el análisis del modelo digital del terreno o desde imágenes de satellite, que muestran la tendencia ENE-WSW de las estructuras (figura 6.7). Asumiendo por tanto que no hay rotaciones de eje vertical para poder calcular la dirección característica de la remagnetización por el método SCI y que las estructuras del Atlas son altamente coaxiales, estamos en disposición de aplicar el método de restitución de estructuras en las distintas áreas estudiadas. En los siguientes apartados se presentan las restituciones llevadas a cabo a lo largo de los tres perfiles estudiados en el Alto Atlas Central y que se encuentran publicados en Torres-López et al. (2016), Torres-López et al. (2018) y un tercer artículo que se encuentra en preparación.

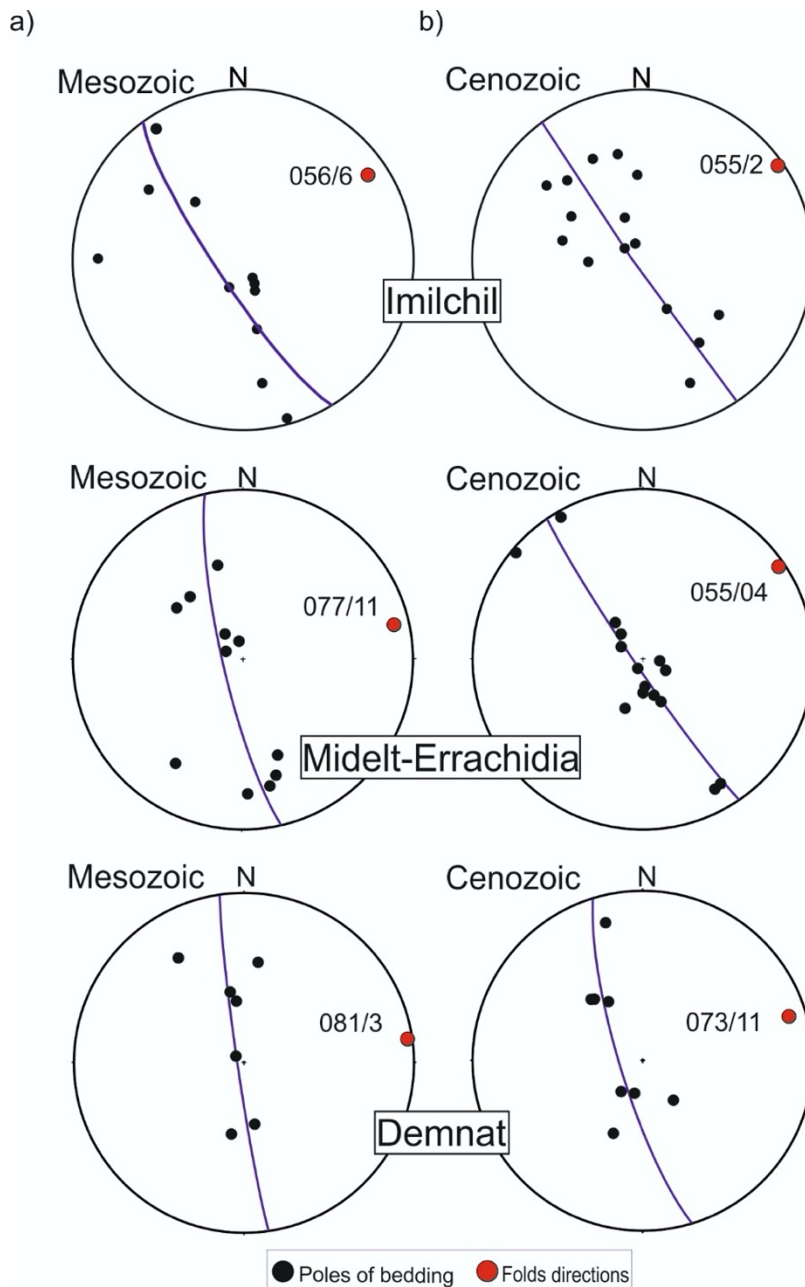


Figura. 6.8. Proyección de igual área en todas las áreas de estudio mostrando (a) los polos de las capas de pliegues formados en el Mesozoico (círculos negros) y el polo del plano que los contiene (círculo rojo), (b) los polos de las capas de pliegues formados en el Cenozoico (círculos negros) y el polo del plano que los contiene (círculo rojo).

Figure. 6.8. Equal area projection in the studied areas showing (a) the bedding poles of the folds developed during Mesozoic (black circles) and the pole of the plane that contains them (red circle), (b) the bedding poles of the folds formed during Cenozoic (black circles) and the pole of the plane that contains them (red circle).





## 6.2 Reconstrucción de tres perfiles del Alto Atlas

Torres-López, S., Casas, A. M., Villalaín, J. J., El Ouardi, H., and Moussaid, B. (2016). Pre-Cenomanian vs. Cenozoic folding in the High Atlas revealed by palaeomagnetic data. *Terra Nova*, 28(2), 110–119. <https://doi.org/10.1111/ter.12197>

### *6.2.1 Pre-Cenomanian vs. Cenozoic folding in the High Atlas revealed by palaeomagnetic data*

#### 6.2.1.1 Introduction

The Atlas belt is an intracontinental chain that developed in Phanerozoic times within the African plate. Although its Cenozoic compressional features are relatively well documented because of the record preserved in syn-tectonic deposits at the margins of the belt (Frizon de Lamotte et al., 2008 and references therein; Tesón et al., 2010) and the good outcrop conditions, its tectonic evolution during the Triassic–Jurassic rifting and Cretaceous post-rift stage is still controversial. Some authors (Beauchamp et al., 1999; Teixell et al., 2003; Arboleya et al., 2004) consider that folding was very limited in its inner area before the Late Cretaceous and that most folds are the result of Cenozoic compression. Conversely, others favour a partial, if not complete, development of structures in the inner part of the chain prior to Cenozoic compression (Laville and Piqué, 1992; Saura et al., 2014). Regarding the origin of pre-Cenozoic structures, several hypotheses, including Mesozoic compression, strike-slip faulting, diapirism and magmatic intrusions, have been

proposed to explain intra-Mesozoic unconformities, cleavage and pre-Cenozoic folding in several parts of the Central High Atlas (Laville et al., 1994; Frizon de Lamotte et al., 2000, 2011; Michard et al., 2008). For instance, plutonic intrusions (Piqué et al., 2000 and references therein) and diapirism (Michard et al., 2011; Saura et al., 2014 and references therein) have been invoked as relevant processes contributing to the Mesozoic evolution of the chain.

In this article, we apply palaeomagnetic techniques to obtain a better understanding of the relative chronology of structures and fold evolution in the Central High Atlas. Palaeomagnetism can be used to determine the geometry of structures during intermediate stages in basins with several deformational stages (Villalaín et al., 2003, 2015; Soto et al., 2008, 2011), provided that a remagnetization stage occurred between these deformational stages. In basinal areas of the Central High Atlas, this condition is met because a recently demonstrated widespread Cretaceous remagnetization occurred at about 100 Ma., affecting Jurassic limestones (Torres-López et al., 2014; Moussaid et al., 2015). The restoration of palaeomagnetic vectors to the palaeomagnetic reference at the time of remagnetization (100 Ma) allows us to obtain the tilting of the beds, and therefore a reliable picture of the structures, at this particular moment; we can then deduce the relative chronology of tectonic events.

#### 6.2.1.2 Geological framework

The Central High Atlas is an intracontinental fold belt that resulted from the Cenozoic inversion of extensional/transensional sedimentary basins that developed during Mesozoic times (Laville, 1985; Frizon de Lamotte et al., 2000; Teixell et al., 2003; Arboleya et al., 2004). During the compressional stage, a thickskinned structural style involving the Palaeozoic rocks coexists in the inner part of the belt with structures décolled at the Upper Triassic lutitic/evaporitic level. Most structures show a NE to ENE trend, conditioned by Late-Variscan to Triassic large-scale structuring of the region (Laville et al., 2004; El Harfi et al., 2006). Thin-skinned structures mainly thrusts and thrust-related folds, with opposite vergences on each side of the chain, developed in the marginal areas, where the pre-tectonic,

sedimentary cover was thinner (Frizon de Lamotte et al., 2008 and references therein).

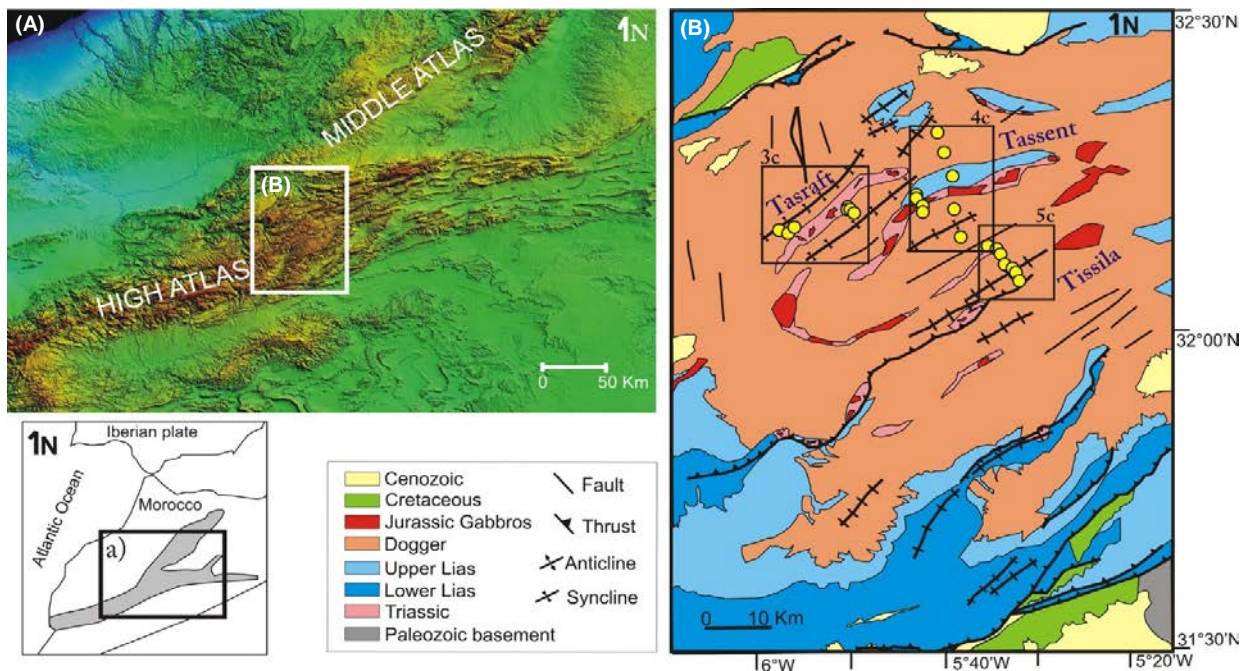


Figura. 6.9. (a) Modelo digital del terreno y esquema geológico del Alto Atlas Central y el área de Imilchil. (b) Mapa geológica de la región de Imilchil, mostrando los sitios muestreados y los tres perfiles restituidos correspondientes a las figuras 6.11-6.13. Modificado de Torres-López et al. (2014).

Figure 6.9. (a) Digital elevation model and geological sketch of the Central High Atlas and Imilchil area. (b) Geological map of the Imilchil region, showing the sampling sites and the three restored profiles corresponding to figures 6.11-6.13. Modified from Torres-López et al. (2014).

The study area is characterized by tight anticlines, such as the Tassent, Tasraft and Tissila anticlines analysed in detail in this work (fig 6.9), flanked by gentle synclines. The cores of the anticlinal ridges are partially occupied by igneous rocks (massive bodies in Tassent and Tasraft) corresponding to a Middle-Late Jurassic to Early Cretaceous magmatic event (see Laville and Piqué, 1992; Armando, 1999; Lhachmi et al., 2001; Zayane et al., 2002; Guezal et al., 2011; Michard et al., 2011; Bensalah et al., 2013). The igneous core of the Tassent anticline crops out along an ENE-trending ridge and is surrounded by Upper Triassic shales and Jurassic limestones that become nearly vertical close to the igneous body. The Tasraft anticline also shows a gabbroic and evaporitic core, having an ENE elongated outcrop following a NE–SW trend, with intermediate dips in the Jurassic limestones at its

limbs. Between these structures, the Jurassic units define a gentle syncline. The Tissila anticline, located SE of Tassent (fig 6.9), shows an asymmetric shape with northwards vergence. It is cored by Triassic evaporites, and farther east it is in continuity with the igneous core of the Amagmag ridge.

#### 6.2.1.3 Palaeomagnetic methods and results

For this study, we used 20 of the 51 sites that were sampled along the Imilchil cross-section by Torres-López et al. (2014) as well as six new sites. The sites are distributed along three cross-sections and throughout the small- and large-scale folds cored by gabbro outcrops and consist of Toarcian–Bathonian limestones.

All palaeomagnetic analyses were conducted in the Palaeomagnetic Laboratory of the University of Burgos (Spain). The thermal demagnetization was processed in steps up to 550 °C, using a TD48-SC thermal demagnetizer. The Natural Remanent Magnetization (NRM) of 185 samples was measured using a 2G755 cryogenic magnetometer. Pilot samples were demagnetized using an alternating field (AF) technique. The distribution of directions was determined using Fisher's (1953) statistics. Linear regression techniques were used to calculate the directions of the observed components.

The 26 analysed sites show uniform magnetic properties, with magnetic susceptibility values between 100 and 400 × 10<sup>-6</sup> (S.I.). The intensity of the NRM is between 1 and 80 mA/m. Stepwise thermal demagnetizations reveal two stable components. One of them is aligned to the present-day field direction and presents maximum unblocking temperatures ranging from 200 to 250 °C.

A well-defined second component, called component A, unblocks at 450–475 °C and can be destroyed at low peak fields via AF demagnetization (fig 6.10). Component A shows high clustering at site level (Table 3).

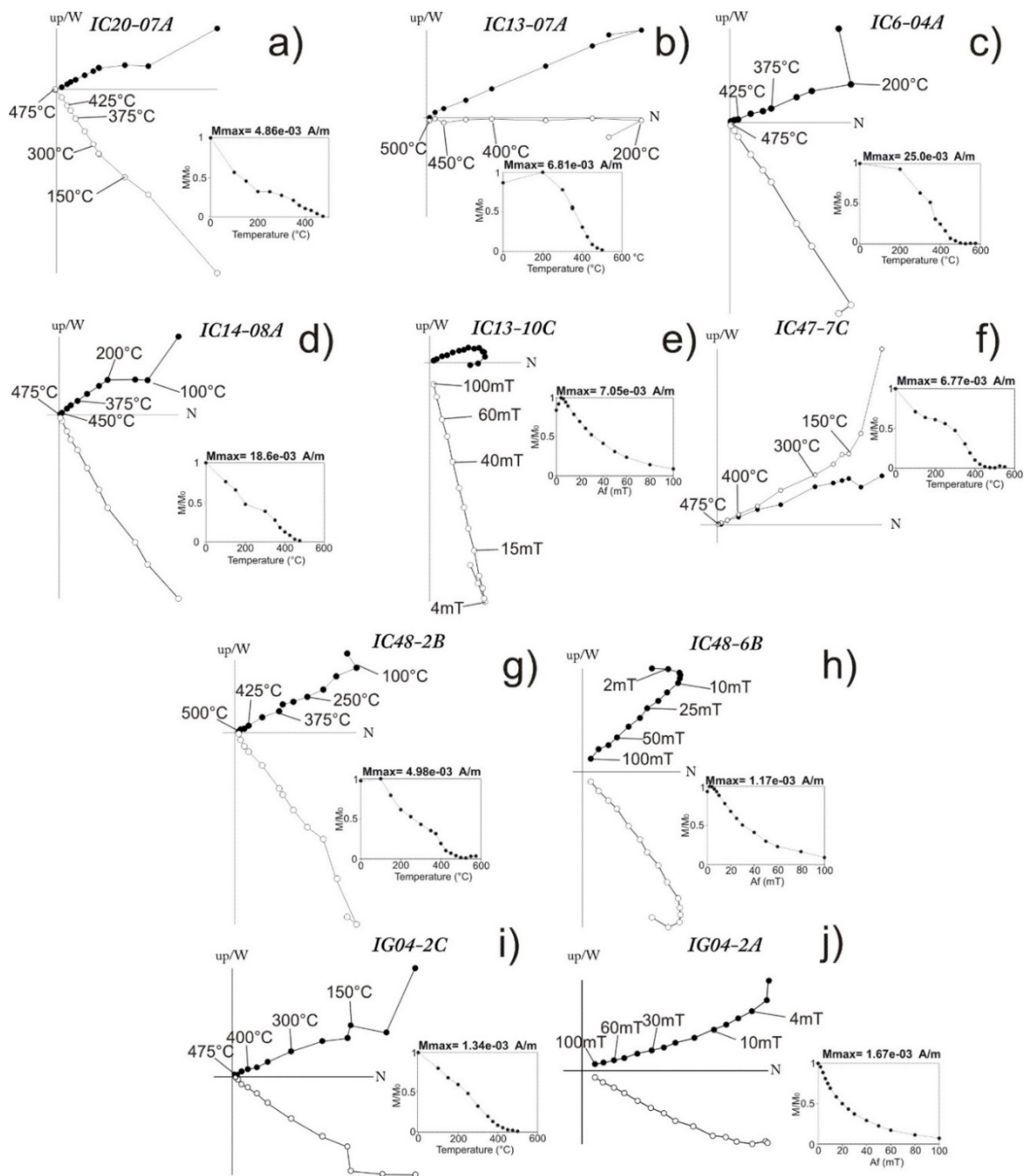


Figura. 6.10. Proyección ortogonal de la desmagnetización térmica y por campos alternos de la NRM en muestras representativas. Todas las direcciones están proyectadas en sus coordenadas In Situ. Los símbolos abiertos son proyecciones del vector en el plano vertical N-S, y los símbolos sólidos son proyecciones en el plano horizontal. Se muestra la evolución de la intensidad de la NRM normalizada  $M/M_0$ .

Figure. 6.10. Orthogonal projection of the NRM thermal and alternating field demagnetizations of representative samples. All directions are plotted with their in situ coordinates. Open symbol are projections of the vector end points onto the vertical north-south plane, and filled symbols are projections onto the horizontal plane. The evolution of normalized NRM intensity  $M/M_0$  is shown

The demagnetization features and the rock magnetic experiments suggest that this component is carried by magnetite. Component A is considered to be the characteristic remanent magnetization (ChRM) and presents a systematic normal polarity (fig 6.10, Table 6.1).

As demonstrated by Torres-López et al. (2014) in Sinemurian to Bathonian limestones (same as this work) and Moussaid et al. (2015) in Bathonian to Albo-Cenomanian red beds, the ChRM component in the Central High Atlas corresponds to a widespread Cretaceous remagnetization that occurred between 80 and 110 Ma, most likely at 100 Ma.

This age was calculated by comparing the remagnetization direction obtained by the small circle intersection (SCI) method (Waldhör and Appel, 2006) with the global apparent polar wander path (GAPWP) in Africa coordinates (Torres-López et al., 2014; Moussaid et al., 2015), while also considering the normal polarity of remagnetization within the Cretaceous superchron. The hysteresis parameters of the analysed limestones are in the Superparamagnetic-Single domain mixing zone of the Day plot (Torres-López et al., 2014), typical of chemically remagnetized limestones (Dunlop, 2002).

#### 6.2.1.4 Interpretation: Reconstruction of fold geometry at 100 Ma

Remagnetization occurred at the Early-Late Cretaceous boundary, during the period of tectonic quiescence between the two main stages of tectonic evolution of the Central High Atlas (i.e. the basinal stage during the Triassic–Jurassic and inversion during the Late Cretaceous–Cenozoic). This allows us to filter the compressional Late Cretaceous–Cenozoic folding and separate these structures from the ones predating the remagnetization stage. In order to define the attitude of the bedding during the remagnetization stage, we must restore it to its position at the time of remagnetization (palaeodips) by applying the method developed by Villalaín *et al.* (2003, 2015).

This consists of rotating the magnetic directions of each site around the strike of the bedding until the palaeomagnetic mean vector reaches the expected (or reference) direction. The dip of the beds after this rotation represents the palaeodip at the moment of remagnetization. The characteristic direction of remagnetization (or reference direction) was obtained by the SCI method (Waldhör and Appel, 2006) and compared with the expected palaeomagnetic direction obtained from the GAPWP in NW African coordinates (Torsvik et al., 2012), which shows declination and inclination values of  $D = 336^\circ$ ,  $I = 38^\circ$  for the Imilchil region. Once the palaeodips at the time of remagnetization were obtained (Table 3), they were projected onto the vertical plane of the cross-section considering the stratigraphic positions of the samples within the sedimentary pile. Crosssections including these dips show a picture of each structure at the remagnetization time (100 Ma). In contrast to conventional geological methods (i.e. growth strata analysis), this unique technique allows us to quantify the dip of the beds at this particular moment in the history of the region (Table 6.1).

Table 6.1. Parámetros de la magnetización remanente para la componente característica.

Table 6.1. Remanent magnetization parameters for the characteristic component

Profile	Azimut	Site	Age	Lat °	Lon °	In Situ	N/n	In Situ			100% Tilt Corrected				Corrected to			Restored bedding		
						Bedding		D	I	K	D	I	K	α95	D	I	Φ	Dip dir	Dip	
						DD/D		/D	I	K	/α95	D	I	K	α95	D	I	Φ	Dip dir	Dip
Tasraft	320	IG1	Aalenian	32.207	5.825	123, 40	10/10	329.4	-0.7	373.5	3.5	335.6	34.5	356.7	3.5	337.3	39.2	44.1	303	4
		IG2	Aalenian	32.208	5.828	130, 57	7/8	334.4	22.4	108.9	7.3	20.0	66.0	94.0	7.3	338.6	38.3	16.4	130	41
		IG3	Aalenian	32.208	5.828	314, 24	6/8	55	63.1	81.5	7.5	11.4	58.2	81.4	7.5	345.6	34.6	59.3	134	35
		IG4	Aalenian	32.208	5.828	320, 13	6/8	342.8	38.4	52.7	10.6	339.8	26.3	52.7	10.6	342.0	38.0	2.7	320	10
		IG5	Aalenian	32.208	5.828	340, 10	5/8	15.6	70	54.7	12.5	4.5	61.3	151.9	7.5	354.3	41.5	36.5	160	27
		IG6	Bajocian	32.205	5.822	129, 60	10/10	330	-0.1	139.7	8.2	346.4	53.9	90.6	8.2	336.3	39.8	42.1	129	18
		IG10	Bajocian	32.165	5.943	304,46	10/10	18.3	64.7	98.6	6.1	333.4	33.0	98.6	6.1	336.0	40.1	39.1	304	7
		IG14	Bajocian	32.170	5.949	120,7	7/8	354.8	32.9	27.1	13.1	358.9	36.7	27.2	13.1	347.5	23.9	18.1	120	25
		IG15	Bajocian	32.166	5.945	331,26	8/8	342.4	58.4	76.1	6.4	338.1	32.7	76.1	6.4	338.6	39.6	20.6	331	5
		IG20	Aalenian	32.208	5.829	125,60	8/9	328.2	32.1	114.9	2.8	46.7	70.2	113.2	2.8	331.4	41.8	10.8	125	49
Tassent	353	IC-4	Bathonian	32.162	5.630	348, 22	8/8	331.4	45.1	44.7	13.9	335.3	23.8	44.5	13.9	333.3	37.4	8.0	348	14
		IC-5	Bajocian	32.208	5.640	168, 54	7/9	341.2	2.8	66.2	6.4	335.7	56.2	57.8	6.4	339.3	38.9	36.5	168	15
		IC-6	Bajocian	32.207	5.695	155, 35	8/10	338.2	22.7	102.8	5.5	340.5	57.6	132.1	5.5	338.8	38.3	15.5	155	19
		IC-7	Aalenian	32.214	5.697	149, 81	8/10	338.6	49.2	74.9	6.4	139.4	49.0	74.8	6.4	337.0	38.3	9	149	90
		IC-13	Toarcian	32.225	5.704	343, 33	7/8	336.2	31.7	1132.1	1.8	337.2	-1.1	1202.0	1.8	335.6	38.2	6.5	343	26
		IC-14	Aalenian	32.269	5.643	355, 40	8/10	317.2	55.6	187.8	4.4	333.3	20.2	186.4	4.4	330.1	34.8	24.1	355	16
		IC-15	Aalenian	32.299	5.657	164,09	8/8	339.4	28.8	1665.2	1.6	338.9	37.8	1681.8	1.6	338.8	38.7	9	164	0
		IC-16	Aalenian	32.330	5.665	004,00	8/8	331.4	42.6	312.9	4.3	331.4	42.6	312.9	4.3	334.3	36.7	7	184	7
		IC-70	Aalenian	32.220	5.701	348,61	6/9	339	22	48.2	9.8	337.4	-38.3	48.1	9.8	337.3	38.5	17	348	78
Tissila	332	IC-44	Bathonian	32,150	5,579	115, 57	7/8	322.5	20.3	11.7	12.5	4.5	62.5	11.7	12.5	331.5	43.3	26.9	115	30
		IC-45	Bathonian	32,141	5,569	090, 25	7/8	356.8	51.4	63.95	7.6	25.6	46.3	63.5	7.6	333.6	45.9	20.8	90	4



IC-46	Bathonian	32.135	5.560	324, 49	5/8	56.1	76.3	122.9	6.9	342.0	40.1	128.7	6.9	341.2	36.8	52.4	144	3
IC-47	Bathonian	32.118	5.550	342, 85	7/8	330.4	52.2	52.0	9.4	333.6	-32.0	52.0	9.4	333.0	37.8	14.6	342	70
IC-48	Toarcian	32.105	5.530	161, 51	7/8	330.5	3.4	85.8	7.3	323.3	53.1	54.1	7.3	327.9	36.6	33.9	161	17
IC-64	Toarc-Aalenian	32.102	5.514	115,19	7/8	328.5	35.5	284.9	3.6	339.8	50.4	286.4	3.6	332.5	42.5	8.5	115	10
IC-65	Toarc-Aalenian	32.110	5.550	340,60	8/8	331.4	63.4	134.7	4.8	336.2	3.7	135.0	4.8	335.1	38.2	25.3	340	35

*DD/D, Dirección de buzamiento y buzamiento; N/N<sub>0</sub>, número de direcciones de muestra usadas en el análisis versus número de muestras desmagnetizadas; k y  $\alpha_{95}$ , parámetros estadísticos de Fisher (Fisher 1953); D, declinación; I, inclinación.  $\Phi$  ángulo de despliegue.*

*DD/D, Dip direction and dip; N/N<sub>0</sub>, number of sample directions used in the analysis versus number of samples demagnetized; k and  $\alpha_{95}$ , Fisher statistical parameters (Fisher 1953); D, declination; I, inclination.  $\Phi$  unfolding angle.*

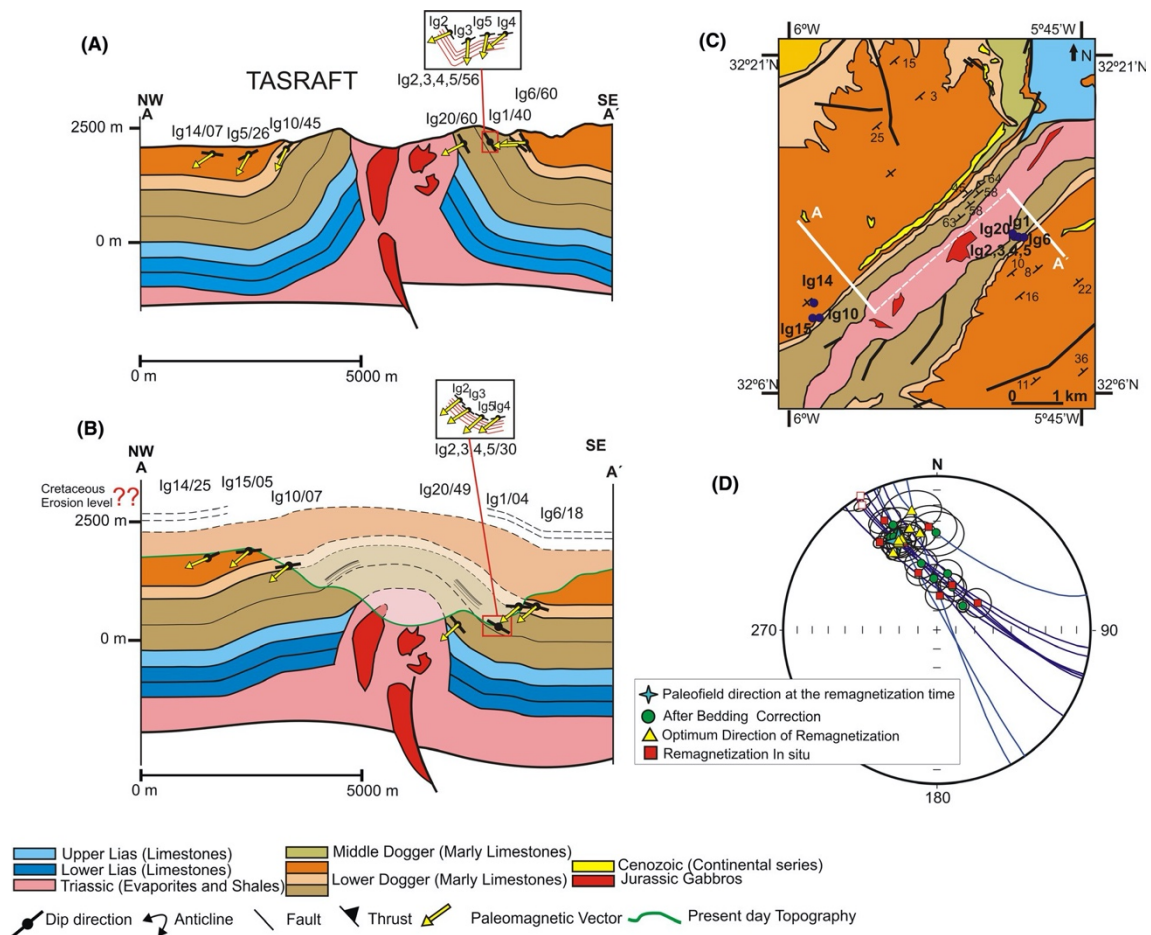


Figura. 6.11. (a) perfil actual del anticlinal de Tasraft. Se indican los sitios paleomagnéticos, buzamientos (líneas negras) y vectores paleomagnéticos (flechas). (b) perfil restaurado del anticlinal de Tasraft a 100 Ma. (c) esquema geológico mostrando la localización del perfil estudiado y los sitios paleomagnéticos (basado en Fadile, 1987). (d) Proyección estereográfica de los círculos menores correspondientes a las direcciones de la remagnetización restaurada de los sitios seleccionados. Los cuadrados son direcciones de la remagnetización in situ para cada sitio. Los triángulos representan las direcciones óptimas de la remagnetización para cada sitio. Los círculos muestran las direcciones de remagnetización después de la corrección tectónica. Los símbolos sólidos grises están proyectados en el hemisferio sur y los símbolos abiertos en el hemisferio norte. Se muestran los círculos del 95% de confianza. Los vectores paleomagnéticos han sido proyectados en el plano vertical del perfil, y las inclinaciones mostradas en esta figura son por lo tanto inclinaciones aparentes. La línea verde en el perfil restaurado representa la topografía restaurada.

Figure. 6.11. (a) Present-day geological profile of the Tasraft anticline. The palaeomagnetic sites, bedding (black lines) and palaeomagnetic vectors (arrows) are indicated. (b) Restored section of the Tasraft anticline at 100 Ma. (c) Geological sketch showing the location of the studied transect and the palaeomagnetic sites (based on Fadile, 1987). (d) Stereoplote showing the small circles corresponding to the restored remagnetization directions from selected sites. Squares are directions of the in situ remagnetization for each site. Triangles represent the optimum directions of remagnetization for each site. Circles show the palaeomagnetic direction of remagnetization after complete bedding correction. Filled grey symbols are plotted on the lower hemisphere and open symbols on the upper hemisphere. The 95% confidence circles are also shown. Palaeomagnetic vectors have been projected onto the vertical plane of the cross-section, and the inclinations shown in this figure are therefore apparent inclinations. The green line in the restored section represents the restored topography.

A common feature of the three studied cases (figs 6.11–6.13) is that the pre-Cenozoic geometry of the anticlines is different from the present-day cross-section but also does not fit with a pre-tectonic horizontal geometry. Considering the three cases separately: reconstruction of the Cretaceous geometry of the Tasraft anticline (fig 6.11) indicates that the limbs of the anticline were almost symmetrical and showed moderate to steep dips. The smaller scale folds and slight southward vergence developed later in the evolution of the structure, together with an increase in the dip of both limbs.

The Tassent anticline shows an asymmetric geometry in its present-day profile (fig 6.12), with a larger and generally steeper southern limb and, consequently, a slight southward vergence. The restored cross-section shows a more symmetric and narrower shape, especially in its lower part.

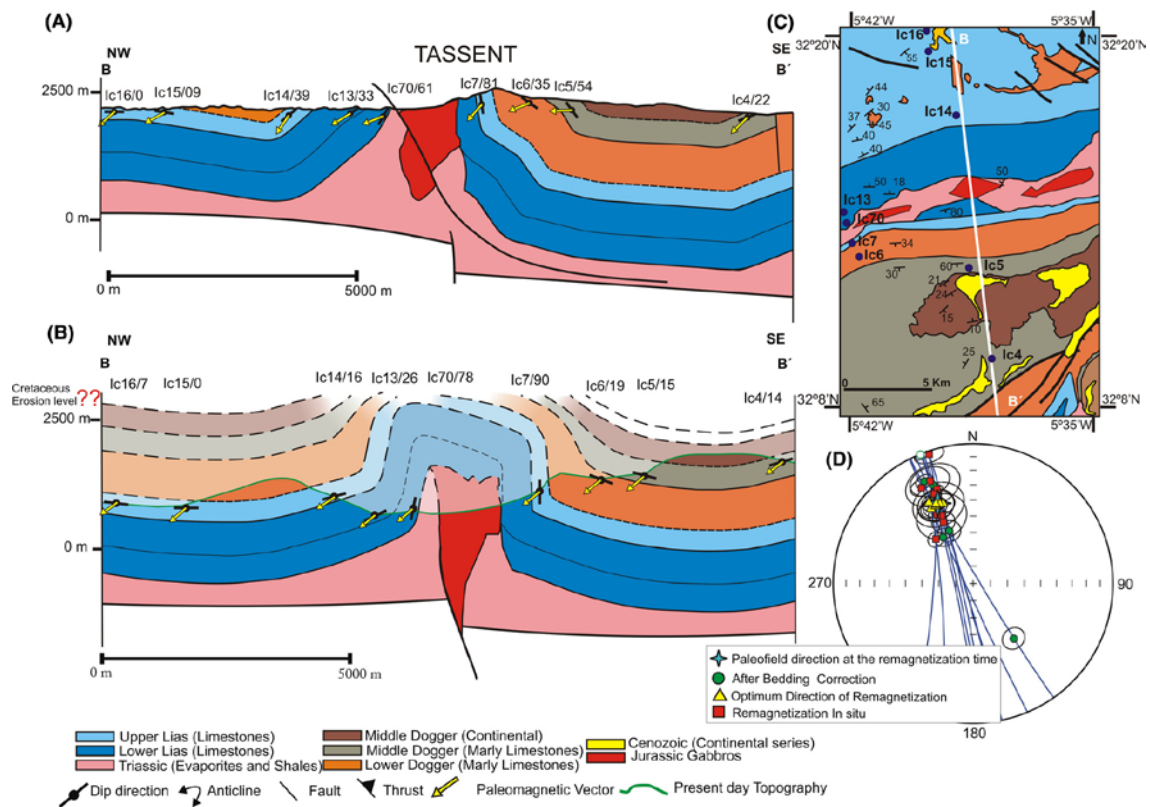


Figura. 6.12. (a) Perfil geológico actual de Tassent. (b) Sección restaurada a 100 Ma. (c) esquema geológico mostrando el perfil estudiado y los sitios paleomagnéticos (basado en Fadile, 1987). (d) Proyección estereográfica mostrando los círculos menores correspondientes a las direcciones de remagnetización restaurada de los sitios seleccionados. Los símbolos son los mismos que los explicados en la figura 6.11.

Figure. 6.12 (a) Present-day Tassent geological profile. (b) Restored section at 100 Ma. (c) Geological sketch showing the studied transect and the palaeomagnetic sites (based on Fadile, 1987). (d) Stereoplot showing the small circles corresponding to the restored remagnetization directions from selected sites. Symbols are the same as those shown in figure 6.11.

The geometry of the Tissila anticline is asymmetric (fig 6.13), and, in this case, the vergence is towards the north. Its northern flank shows a thicker preserved sequence of Jurassic units than its southern flank, which suggests the presence of a basement fault with an uplifted southern wall.

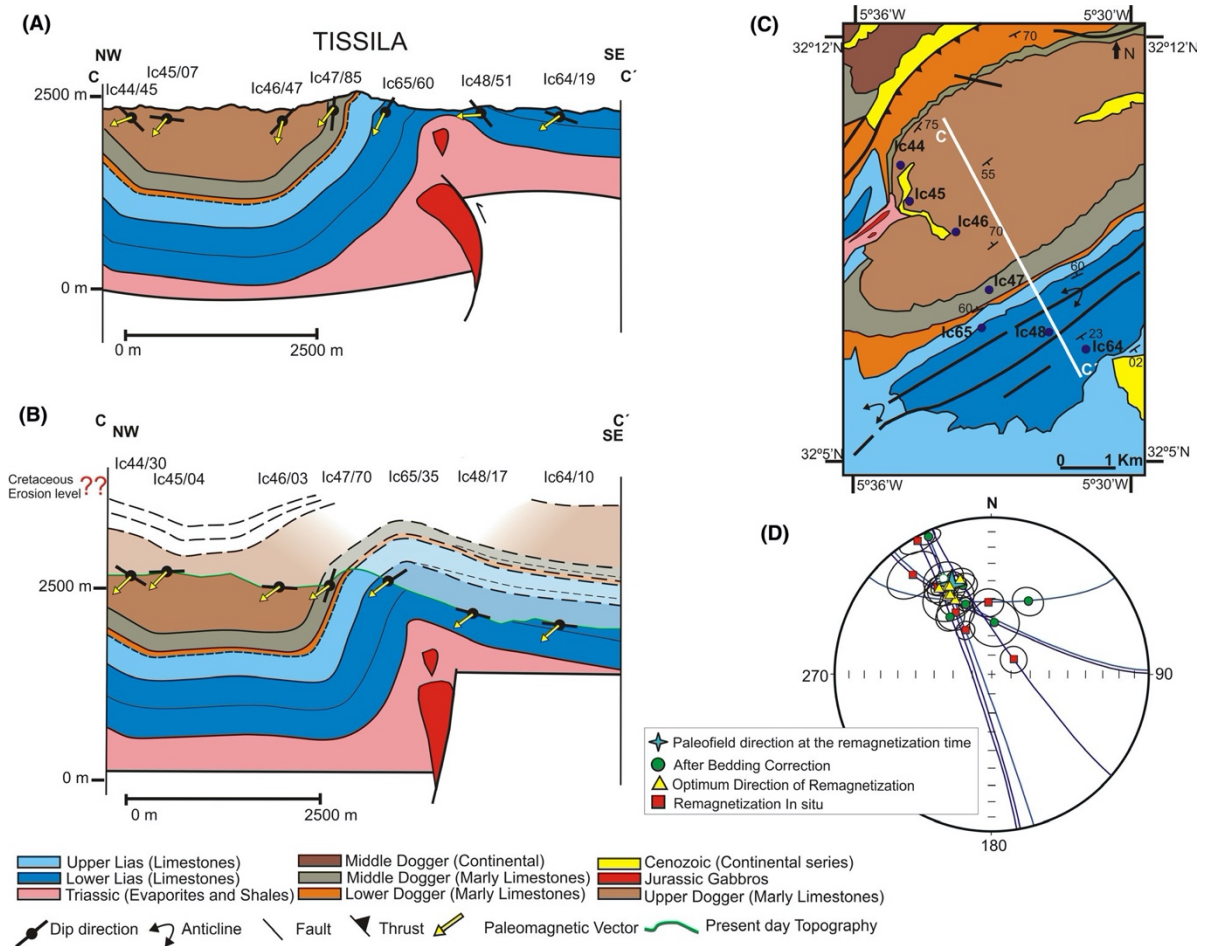


Figura. 6.13. (a) Perfil geológico actual del anticlinal de Tissila. Se representan los sitios paleomagnéticos, buzamientos y vectores paleomagnéticos. (b) Sección restaurada a 100 Ma. (c) esquema geológico mostrando el perfil estudiado y los sitios paleomagnéticos (basado en mapa de Imilchil, Fadile, 1987). (d) Proyección estereográfica de los círculos menores correspondientes a las direcciones de remagnetización restaurada de los sitios seleccionados. Los símbolos son los mismos que los explicados en la figura 6.11.

Figure. 6.13. (a) Present-day cross-section of the Tissila anticline. The palaeomagnetic sites, bedding and palaeomagnetic vectors are indicated. (b) Restored section at 100 Ma. (c) Geological sketch showing the studied transect and the palaeomagnetic sites (based on map of Imilchil, Fadile, 1987). (d) Stereoplot showing the small circles corresponding to the restored remagnetization directions from selected sites. Symbols are the same as those shown in figure 6.11.

The main changes between the present-day and the restored cross-sections lie in the development and geometry of the syncline located to the north of the Tissila anticline, which has longer limbs in the present-day cross-section. Palaeomagnetic data thus indicate that the three studied structures had already partially formed at 100 Ma. and underwent different evolutionary trends: Tasraft had dips of up to  $49^\circ$  on the southern flank in the pre- Late Cretaceous stage; Assent had dips reaching  $80\text{--}90^\circ$  at the remagnetization stage, which are slightly higher than in the present-day cross-section, and Tissila had dips of up to  $70^\circ$  at the moment of remagnetization and a strong asymmetry in both the pre- and the post-remagnetization stages. The relation between the restored and in situ dips allows us to deduce the contribution of folding in the three structures before and after 100 Ma (i.e. pre- and post-remagnetization folding; fig 6.14 a). These structures imply a certain degree of building of the chain before the Cenozoic compressional stage.

#### 6.2.1.5 Discussion: timing and origin of folding in the Central High Atlas

To ensure a correct restoration, the assumption of coaxiality of structures formed during the pre- and post-remagnetization stages must be checked. This can be done by plotting bed orientations in limbs whose dips primarily formed during the pre-remagnetization stage (i.e. unfolding angle /  $< 30\%$  of the present-day bedding), on one side, and limbs whose tilting developed essentially during the compressional (i.e. /  $> 70\%$  of the present-day bedding) post-remagnetization folding stage, on the other (fig 6.14 a).

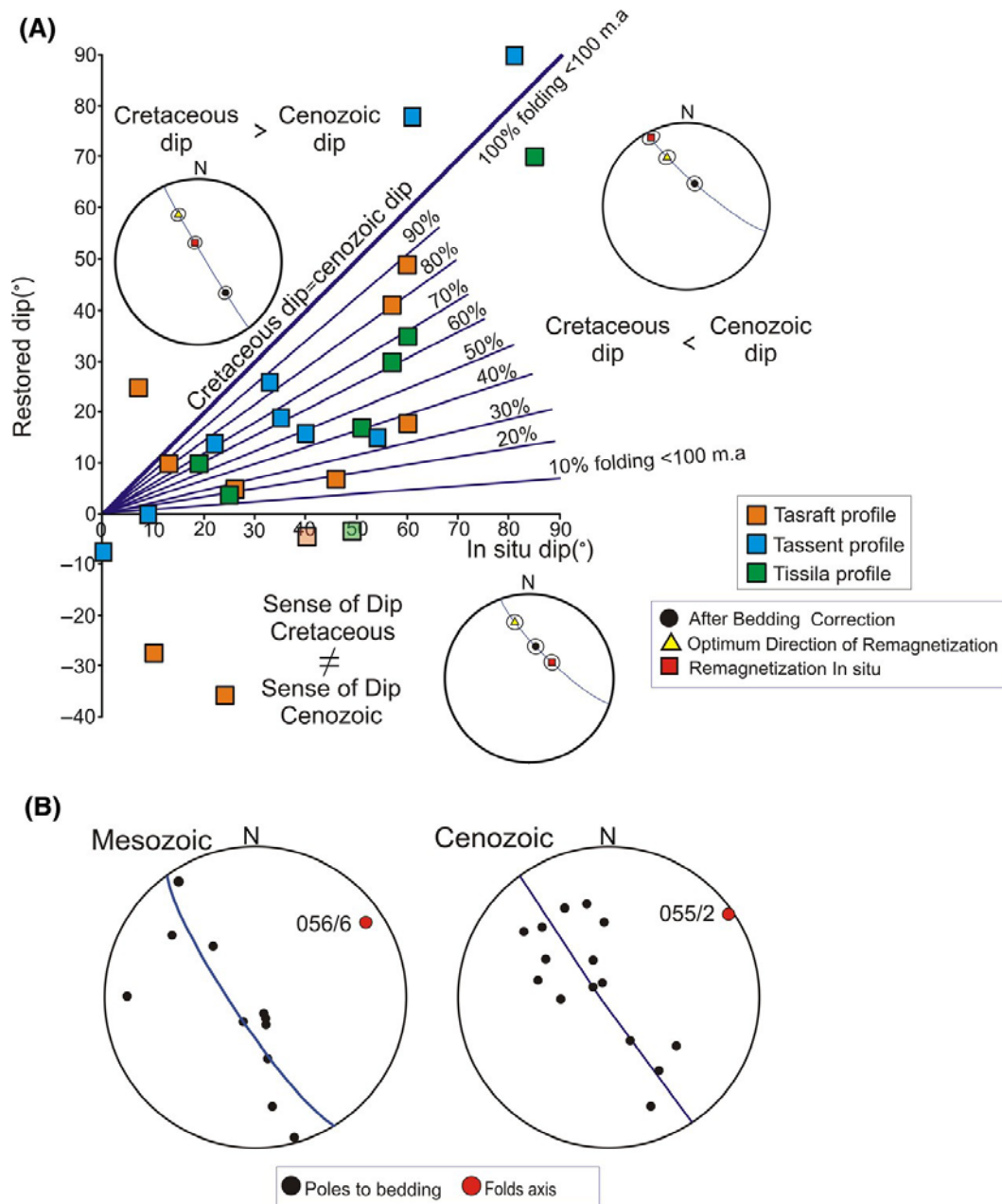


Figura. 6. 14. (a) Diagrama mostrando las relaciones entre los buzamientos actuales y buzamientos cretácicos (~100 Ma.) en los flancos de las tres estructuras estudiadas en el Alto Atlas. Los puntos que se trazan a lo largo de las abscisas corresponden a aquellos sitios donde se adquirió la inclinación después del Cretácico tardío (i.e. capas horizontales antes del Cenozoico) y los puntos que se trazan en la diagonal corresponden a los sitios donde se adquirió la inclinación actual antes de la remagnetización (Cretácico tardío). La distancia a la abscisa se relaciona con la parte de la estructura que ya se formó en el Cretácico tardío. Los valores negativos para la ordenada indican que los buzamientos del Cretácico tardío eran opuestos a los buzamientos actuales. Diagramas de igual área mostrando la dirección óptima de la remagnetización, después de la corrección tectónica e in situ para los tres casos diferenciados en la figura. (b) Proyección estereográfica mostrando los polos de las capas en el área de Imilchil (Torres-López et al., 2014) para buzamientos (izquierda) adquiridos predominantemente durante el estadio pre-inversión (i.e. el ángulo de despliegue para la restauración en la dirección del paleo-campo es <30% de la capa en la actualidad) y (derecha) para el buzamiento cenozoico compresional (i.e. el ángulo de despliegue es > 70% de la capa actual). Se muestran los ejes de los pliegues obtenidos.

Figure 6.14. (a) Plot showing the relationship between present-day dips and Cretaceous (~100 Ma.) dips in the limbs of the three structures studied in the High Atlas. Points plotting along the abscissa correspond to those sites where the tilt was acquired after the Late Cretaceous (i.e. beds were horizontal before the Cenozoic), and points plotting on the diagonal correspond to sites where the present tilt was acquired before the remagnetization (Late Cretaceous) stage. The distance to the abscissa relates to the part of the structure that was already formed in the Late Cretaceous. Negative values for the ordinate indicate that the Late Cretaceous dip was opposite in sense to the present-day in situ dip. Small equal area diagrams showing the optimum direction of the remagnetization, after bedding correction and in situ are also shown for the three cases differentiated in the figure. (b) Stereoplots showing the poles to bedding in the Imilchil area (Torres-López et al., 2014) for (left) dips acquired predominantly during the pre-inversion stage (i.e. the unfolding for restoration to the palaeofield direction is <30% of the pre-sent-day bedding) and (right) for compressional Cenozoic tilting (i.e. unfolding is >70% of the present-day bedding). Fold axes obtained are also shown.

The resulting plot indicates almost perfect coaxiality between the two types of structures. This is coherent with the tectonic evolution of the Central High Atlas resulting from basement faulting and extensional rifting followed by compressional folding/faulting (Laville et al., 2004; El Harfi et al., 2006). The timing of folding inferred from palaeomagnetic data strongly contradicts models for the Central High Atlas that assume an almost flat geometry before the Cenozoic compression (Beauchamp et al., 1999; Teixell et al., 2003; Arboleya et al., 2004).

According to our reconstructions, most parts of the Central High Atlas already had intermediate dips at 100 Ma. Possibly these early structures conditioned the evolution of subsequent structures. Although remagnetizations give reliable information about the stages of folding and provide a way to clearly separate two tectonic stages, the mechanisms responsible for the pre-Cretaceous geometry are not easy to unravel, because uplifts by magma intrusion, diapirism and shortening are expected to combine in different proportions. Despite having dips of up to 50°, the shape of the Tasraft anticline (fig 6.11) prior to the Cenozoic is likely consistent with salt and shale migration of the Triassic ductile detachment. In the Tassent anticline, changes in the positions of the syncline hinges on both sides of the anticline are necessary to explain its evolution from the Cretaceous to the present-day geometry. The narrower shape and steeper dips prior to the Cenozoic compression (fig 6.12) are consistent with an origin related to magmatic intrusions linked to underlying basement faults, but ductile flow in its core is also necessary for hinge migration during the Cenozoic and the necking responsible for dip decrease in its limbs (see Charriere et al., 2009; Michard et al., 2011). For the Tissila anticline, only the hinge of the northern syncline migrated between the two stages; in our interpretation, the southern hinge was likely fixed because of the strong control imposed by the basement fault underlying the southern limb of the anticline having a thinner decollement. These results have important implications for the interpretation of the tectonic style of the Central High Atlas. In a percentage of structures, the present-day tilting of beds is not only a consequence of Cenozoic shortening (that should therefore be recalculated), but also in part results from previous folding due to salt flow and/or magma intrusions (or a combination of both, since a temperature increase can influence the viscosity of salt, see, e.g. Schofield et al., 2014; and references therein).

#### 6.2.1.6 Conclusions

The analysis of directions of a Cretaceous remagnetization observed in the Central High Atlas allows the folding that occurred before 100 Ma. to be quantified. The results indicate different evolutions for the studied folds: the present-day limbs of the Tassent anticline were already tilted at the beginning of the Late Cretaceous, whereas in the Tasraft anticline, about 50% of the present-day dip was acquired after the remagnetization stage (fig 6.14). The Tissila anticline shows an intermediate position, with a partially developed limb that grew northwards by migration of the hinge of the adjacent syncline. This finding means that folding during the Mesozoic basinal stage was heterogeneously distributed along the chain and that each individual fold must be considered separately. The technique applied for fold reconstruction shows promising results that, in further works, may result in a palaeostructure map of the High Atlas at 100 Ma. The relationships between the studied structures and their diapiric/magmatic cores and particular features of their evolution indicate that diapiric processes and intrusions present in the Central High Atlas were involved in the formation of the anticlines, with probable contributions of both of these processes in the different structures.



Torres-López, S., Casas, A. M., Villalaín, J. J., Moussaid, B., Ruiz-Martínez, V. C., El Ouardi, H. 2018. Evolution of the Ridges of Midelt-Errachidia Section in the High Atlas Revealed by Paleomagnetic Data. *Tectonics*, 37. <https://doi.org/10.1029/2017TC004936>

### ***6.2.2 Evolution of the Ridges of Midelt-Errachidia section in the High Atlas revealed by Paleomagnetic data.***

#### **Key Points:**

A widespread Albian-Cenomanian remagnetization affects the Mesozoic sediments of the Central High Atlas, Midelt –Errachidia cross section.

Restoration of syn-tectonic remagnetization allows to obtain the geometry of the basin at the age of the remagnetization.

We provide four detailed restored cross-sections at 100 Ma considering two different scenarios, transpression and diapirism.

#### **Abstract**

New palaeomagnetic data (43 sites) from Mesozoic sediments are contributed in this work, verifying the presence of a pervasive syntectonic Early Cretaceous remagnetization in the easternmost area of the Moroccan High Atlas. Using the small circle intersection method, we have calculated the characteristic remagnetization direction (Dec: 337.3°, Inc: 38.4°), that fits with a 100 Ma. age, according to the Apparent Polar Wander Path of Africa. The palaeomagnetic vectors of remagnetization are used to obtain the geometry during the remagnetization stage (100 Ma) of one of the most

renowned geological cross section of the High Atlas, the Midelt-Errachidia profile. The partial restoration of the cross-section at 100 Ma allows us to determine the dips of the beds at the remagnetization stage in five structures (ridges or anticlines). Our results indicate that the five Ridges that configure the Midelt-Errachidia profile were initiated to different degrees prior to wholesale compressive deformation during the Cenozoic. This configuration can be explained according to two different scenarios that we discuss in this paper: transpression and diapirism. The geological model obtained, both at present and at 100 Ma, indicates the existence of a Mesozoic cover substantially décolled from the Paleozoic basement, what strongly contrasts with previously published transects of the same area.

#### 6.2.2.1 Introduction

The main geodynamic stages affecting the High Atlas are well documented and basically consist of a Triassic-Early Jurassic extensional stage including two phases of rifting (Laville and Piqué, 1992; Beauchamp et al., 1999; Frizon de Lamotte et al., 2000) and a compressional stage during the Cenozoic which produced the inversion of the Mesozoic basins generated in the extensional stage (Teixell et al., 2003; Arboleya et al., 2004; Michard et al., 2011). However, there is a lack of information during the period of supposed tectonic quiescence covering the Late Jurassic and Early Cretaceous times.

This general geodynamic context is imprinted in the characteristics present in the area of this study, the classical Midelt-Errachidia cross-section (fig 6.15). The structures in this section consist of primarily narrow thrust anticlines with NE-SW to E-W directions separated by wide, gentle synclines. Structures such as overlapping faults, relay ramps, coalesced faults, accommodation zones and polarity changes on faults, typical of oblique extensional tectonics, as well as harpoon, pop-up structures and box folds, are common along the profile.

The study of syn-folding remagnetizations has become a tool for obtaining the relative age of the remagnetization with respect to tectonic processes by using the incremental fold test (Scotese and Van der Voo, 1983; Kent and Opdyke, 1985). In the

last years, one more step has been taken with the development of a method that allows to obtain the geometry at the age of the remagnetization (Villalaín et al., 2003, 2016) from the study of syn-folding remagnetizations. This method has been used satisfactorily in several works in the Iberian plate (Soto et al., 2008, 2011; Casas et al., 2009) and in the Central High Atlas (Torres-López et al., 2016; Calvin et al., 2017).

In this paper we present a palaeomagnetic study on sedimentary rocks from the Moroccan High Atlas that corroborates that the remagnetization recently described in this region (Torres-López et al., 2014; Moussaid et al., 2015; Calvin et al., 2017) extends to the easternmost part to the Central High Atlas. We apply the method of Villalaín et al. (2016) to obtain the geometry of the Midelt-Errachidia profile at the age of the remagnetization, at 100 Ma. This snapshot allows us to understand the relative chronology of structures and fold evolution. The results obtained are a contribution to the knowledge of the poorly known deformation processes occurred in the Central High Atlas during Late-Jurassic and Early-Cretaceous times.

#### 6.2.2.2 Geology of the High Atlas

The Atlas is an intracontinental belt extending more than 2000 km in North Africa. Two fold-and-thrust branches are distinguished in Morocco: the Middle Atlas, with NE-SW direction, and the High Atlas, with approximately E-W to ENE-WSW direction. The Atlas chains developed due to the inversion of the extensional or transtensional Mesozoic basins, as a consequence of the convergence between Africa and Europe during the Cenozoic (Mattauer et al., 1977; Jacobshagen et al., 1988; Laville and Piqué, 1992). The deformation occurred in the High Atlas is polyphased. During the Triassic, a rifting episode with NE-SW extension direction took place (Mattauer et al., 1977; Piqué et al., 2000). Successive extensional episodes are represented by red beds units with intercalated basaltic lava flows (Choubert et al., 1962) sedimented in graben structures. During the Jurassic, a second rifting formed basins elongated in NE-SW (Mattauer et al., 1977) and ENE-WSW (Laville et al., 1992) directions. This second extensional stage is evidenced by lithostratigraphic changes which show bathymetric/environmental variations from

deep to shallow water and lasted from the Early until the Middle Jurassic (Frizon de Lamotte et al., 2000). During the Early Jurassic, shallow marine platforms, with increasing subsidence, controlled the deposition of carbonates. The Middle Jurassic was characterized by deposition of marl-limestone series, ending with a marine regression and the sedimentation of red bed deposits (Laville and Piqué, 1992). The convergence between Africa and Europe began at the end of the Mesozoic (Mattauer et al., 1977; Laville et al., 1977; Laville, 2002) but it is from the Eocene to present-day when basin inversion and normal fault reactivation took place in the High Atlas (Bracène and Frizon de Lamotte, 2002; Missenard, 2006; El Harfi et al., 2001, 2006; Frizon de Lamotte et al., 2008). Compressional deformation is heterogeneously distributed: deformation is concentrated in narrow anticlines or thrust faults of probable Cenozoic compressional origin, which are separated by broad synclines. Variations in Mesozoic stratigraphy and thickness of the Mesozoic series across thrust faults attest to their origin as synsedimentary extensional faults (Frizon de Lamotte et al., 2000). Jurassic sedimentary rocks crop out in the central and eastern segments of the Central High Atlas, being more scarce in the western part, where the Paleozoic outcrops abound.

The High Atlas underwent intense magmatic activity during the Triassic and throughout the Mesozoic, since alkaline transitional gabbroic magmatism continued during the Early Cretaceous and later times. The gabbroic bodies are located in the Central High Atlas specially (Zayane et al., 2002; Bensalh et al., 2013). Another remarkable feature in the Central High Atlas is the presence of Triassic evaporites and salt diapiric structures which appear in the core of several of the narrow anticlines known as ridges (french rides), a typical structure of this area. Most authors recognize the High Atlas as an extensive diapiric province (Saura et al., 2014 and references therein), attributing folding during the Jurassic basin-opening stage to salt diapirism of the Triassic layer (Michard et al., 2011; Saura et al., 2014; Teixell et al., 2017).

A phase of compressive folding and erosion, witnessed by unconformities and pervasive structures at the outcrop scale, was proposed for the Late Jurassic by Mattauer et al. (1972, 1977), Laville and Piqué (1992) and Laville et al. (2004). However, this compressional, intermediate stage, is still controversial and not recognized by other authors (see e.g. Frizon de Lamotte et al., 2008, Saura et al., 2014., Teixell et al., 2017; Calvín et al., 2017).

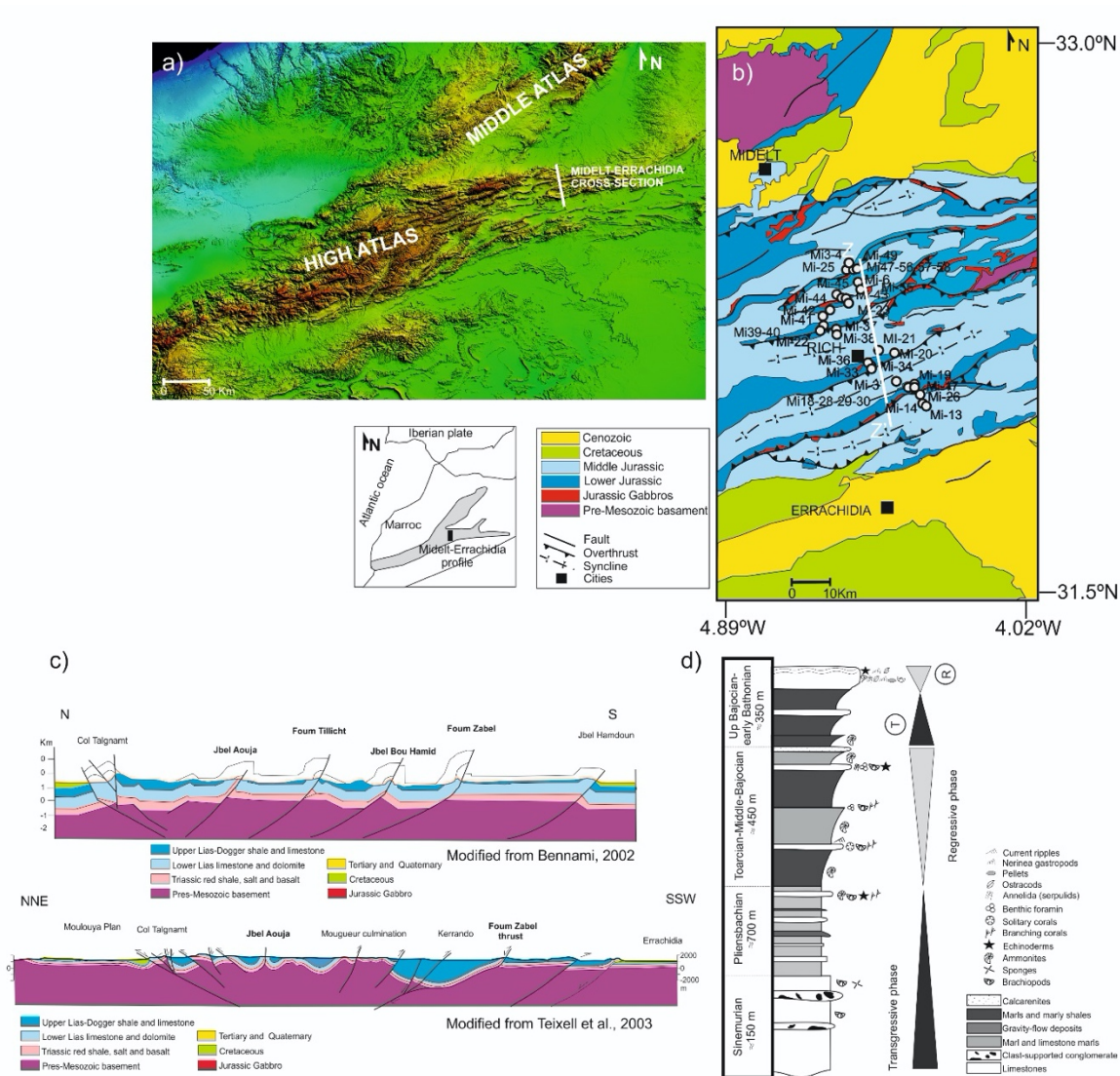


Figura. 6.15. (a) Modelo digital del terreno y esquema geológico del Alto Atlas Central y el área de Midelt-Errachidia. (b) Mapa geológica del área de Midelt-Errachidia, mostrando los sitios muestreados y el perfil correspondiente a la figura. (c) Perfil de Midelt-Errachidia modificado de Bennami (2002) y Teixell et al. (2003). (d) Columna esquemática estratigráfica del área estudiada.

Nótese que, a pesar de las diferentes interpretaciones de la estructura tectónica en los dos perfiles, especialmente con respecto a la elevación del techo del basamento y la homogeneidad/heterogeneidad en el espesor de las series Mesozoicas, ambos consideran la tectónica compresiva impulsada por el basamento sin despegues significativos.

Figure. 6.15: (a) Digital elevation model (DEM) and geological sketch of the Central High Atlas and Midelt-Errachidia area. (b) Geological map of the Midelt-Errachidia area, showing the sample sites and the profile corresponding to figure. (c) Midelt-Errachidia cross-sections modified from Bennami (2002) and Teixell et al. (2003). (d) Schematic Stratigraphic Column of the study area.

Note that, in spite of the different interpretations of the tectonic structure in the two cross-sections, especially regarding the elevation of the top of the basement and the homogeneity/heterogeneity in thickness of the Mesozoic series, both of them consider basement-driven compressional tectonics without significant décollements.

The stratigraphic series of the Midelt- Errachidia Jurassic profile begin with the Sinemurian platform carbonates (fig 6.15) developed in the northern and southern basin borders and limestones and marly limestones with brachiopods, sponges, and crinoids towards the basin center. During the Late Sinemurian and Pliensbachian, deepening and individualization of the mini-basins due to the second extensional stage occurred in the High Atlas, which generated new accommodation space and subsidence. The deposits are marls, limestones and gravity-flow deposits corresponding to ramp-type to a shoal-rimmed morphology, while the basin deepened and the fault movement accelerated (Wilmsen and Neuweiler, 2008, Quiequez et al., 2013). The Toarcian-Early Bajocian is characterized by a shallowing-upward cycle that begins with Toarcian marls and marly shales with ammonites and ends with shallow marine carbonate constructions and reefs (Ait Addi et al., 2013). This reflects increasing topography of the ridges and deepening of the depocenters in the central areas. The Bajocian-Early Bathonian are only preserved in the deepest synclines. It is formed by three units: the lowermost one consists of marls with ammonites intercalated with calcarenites; the second unit contains grey marls and nodular limestones and the upper unit shaly marls, nodular fine-grained limestones and coral patch reefs with brachiopods, indicating a generalized regression.

The studied profile, the Midelt-Errachidia transect, is one of the best known of the Central High Atlas (fig 6.15) and shows many of the common characteristics described for this area. The inverted Mesozoic sedimentary basin is at present limited by regional-scale thrusts in the northern and southern basin borders, with ENE-WSW directions. The Midelt-Errachida area shows narrow thrust anticlines with ENE-WSW trends separated by wide, gentle synclines. The tight anticlines are defined by Jurassic rocks: generally Liassic limestones crop out in the northern limb of the ridges and Dogger limestones in their southern limbs, whereas the synclines show Middle Jurassic materials in their cores, and, more rarely, Triassic shales. Unlike the central part of the High Atlas, gabbroic bodies and salt walls are absent in the core of the ridges and the anticline hinges are faulted and sealed.

### 6.2.2.3 Paleomagnetic methods and sampling

A total of 51 sites, completing 464 cores, were sampled along a cross-section with approximate N-S direction (about 45 Km). The sampled series consist of black limestones, marly limestones and marls, Early to Middle Jurassic in age, from Sinemurian to Bathonian. Black limestones belonging to Lias are strongly cemented, whereas marly limestones are less consolidated and show more other colors, typical of Dogger. The samples are distributed across the five ridges present in the profile (large-scale and metric-scale structures) and along the gentle synclines between ridges. Samples were taken by means of a gasoline portable drilling machine and oriented with a magnetic compass-inclinometer device. All paleomagnetic and rock magnetic analyses have been done in the Paleomagnetism Laboratory of the University of Burgos (Spain). The natural remanent magnetization (NRM) of all specimens was routinely measured on a 2G-755 cryogenic magnetometer. After that, all specimens were subjected systematically to stepwise thermal demagnetization using a TD48-SC thermal demagnetizer in steps of 25° up to 550°C. In addition, pilot samples, one or two for each station, were demagnetized using the alternating fields (AF) technique. The steps for AF demagnetizing followed progressive peak fields, applying increasing fields of 2 to 10, 5 to 30, 10 to 60 and 20 to 100 mT. The characteristic magnetic component (ChRM) was isolated using linear regression techniques, and Fischer's (1953) statistics were used to compute the mean directions by using the Remasoft 3.0 software (Chadima and Hrouda, 2006).

For the purpose of analyzing the stability of the magnetic components, several fold tests in large-scale and metric-scale folds were performed. The statistical confidence of the fold tests was determined by the McFadden and Jones (1981) method. In order to know the properties of the carriers of the magnetization, several rock magnetic experiments were done. Representative samples were submitted to progressive acquisition of isothermal remanent magnetization (IRM) using a pulse magnetizer, reaching a maximum field of 2T. Furthermore, samples were thermally demagnetized after they had acquired three orthogonal IRM components under fields of 2, 0.4 and 0.12 T (Lowrie, 1990). Thermomagnetic and backfield curves, as well as hysteresis loops, were performed by means of a Magnetic Variable Field Translation Balance (MMVFTB)

#### 6.2.2.4 Magnetic properties

The thermal demagnetization reveals two stable components. One of them shows a maximum unblocking temperature of 250° C and is usually aligned to the present-day magnetic field direction. This component is considered as a viscous magnetization and is not of interest for this work. After removing the viscous magnetization, a directionally stable, well defined component presenting systematically normal polarity with unblocking temperatures comprised between 300° and 450°C and intermediate coercivities between 20 and 100 mT (fig 6.16 and table 1) was observed.

characteristics that define this component are the same as those described in the Imilchil area (100 km west of the Midelt-Errachidia section) by Torres-López et al., (2014) called component A in this work. Therefore, it has been identified as the remagnetized component observed in the Imilchil region (Torres-López et al., 2014; Calvín et al., 2017a). A small variability in the maximum unblocking temperature (between 425°C and 475°C) is observed; nevertheless, the remagnetization component can be observed independently of the age and lithology.

The acquisition of IRM indicates that magnetization is saturated below fields of 0.4 T, suggesting that the dominant magnetic carriers have low-coercitivity, (fig 6.17). In the thermal demagnetization of three IRM components (fig 6.17 b), the low coercivity phase shows drops at unblocking temperatures between 425 and 525°C, suggesting that fine grained magnetite is the main carrier. In some cases, this dominant magnetic phase coexists with a lower contribution of pyrrhotite (drop at about 320°C in the intermediate phase), hematite or rarely goethite (characteristic drops in the high coercivity phase). The thermomagnetic curves (fig 6.17 c) of some samples show very clear drops at 580°C, what confirms the presence of magnetite observed in the IRM experiments (upper fig 6.17 a). In several samples, secondary magnetite and also probably pyrrhotite are generated during heating (lower fig 6.17 c). The parameters of hysteresis  $M_r/M_s$  and  $H_{cr}/H_c$  (figure 6.17 d) of the samples are within the SD + SP mixture area (Dunlop 2002) with approximate limits of  $0.1 < M_r/M_s < 0.5$  and  $2 < H_{cr}/H_c < 20$ . All in all, this grain size distribution is consistent with the unblocking temperatures observed in the thermal demagnetization of three orthogonal IRM, lower than the Curie temperature of magnetite.



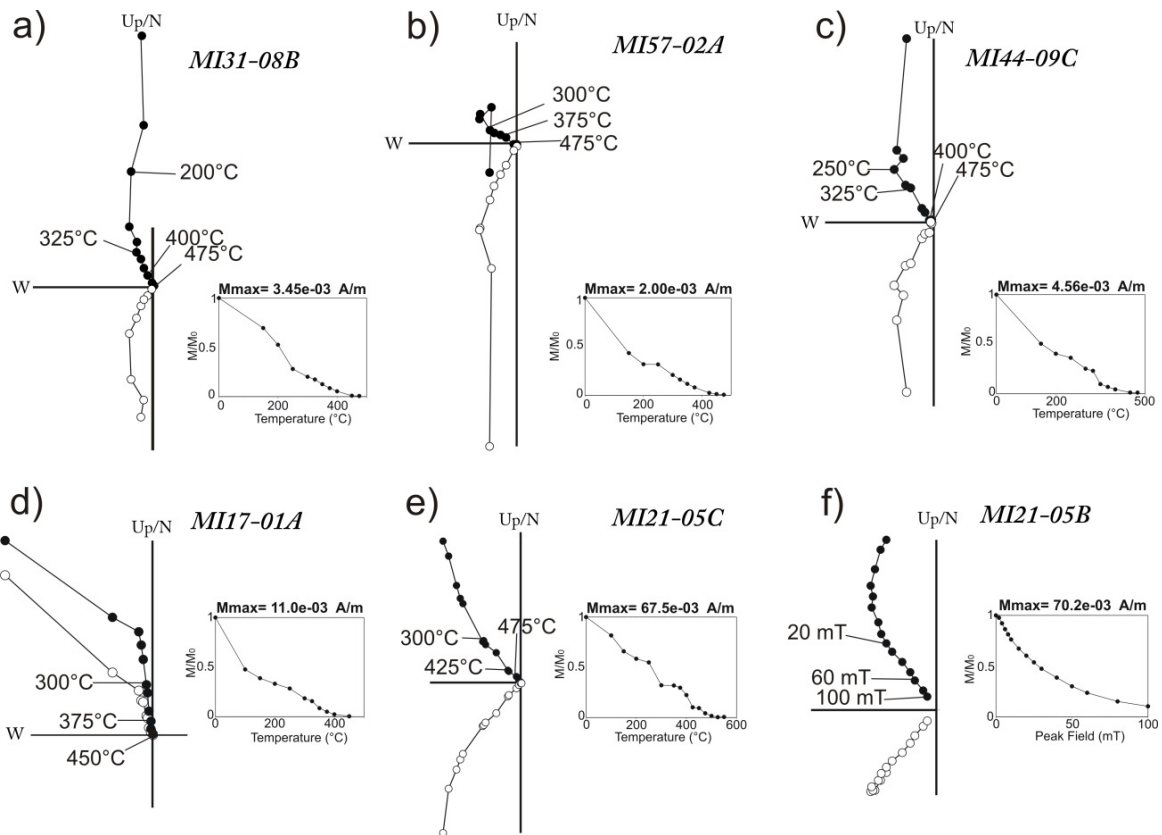


Figura. 6.16: Proyección ortogonal de la desmagnetización térmica (a, b, c, d, e) y por campos alternos (f) de la NRM en muestras representativas. Todas las direcciones están proyectadas en coordenadas in situ. Los símbolos abiertos son proyecciones de los vectores en el plano vertical este-oeste y los símbolos sólidos son proyecciones en el plano horizontal. Se muestra la evolución de la intensidad de la NRM normalizada  $M/M_0$ .

Figure. 6.16: Orthogonal projection of the NRM thermal (a, b, c, d, e) and alternating field (f) demagnetizations of representative samples. All directions are plotted in in situ coordinates. Open symbols are projections of the vectors end points onto the vertical east-west plane, and filled symbols are projections onto the horizontal plane. The evolution of normalized NRM intensity  $M/M_0$  is shown in the insets.

Tabla 6.2: Parámetros de la magnetización remanente para la componente característica.

Table 6.2: Remanent magnetization parameters for the Characteristic component.

Site	Age	Site		In Situ		In Situ				100% Tilt Corrected		BFD Corrected to D337° I38°		Restored bedding at 100 M.a.			
		Coordinates		Bedding		N/n											
		Lat(°)	Lon(°)	Dip dir,	Dip	$\alpha_{95}$	k	D	I	D	I	D	I	$\phi$	Dip dir	Dip	
Jbel Aouja	MI-3	Upper Lias	32.458	4.499	315,29	8/8	6.8	67.2	350.0	50.0	338.9	24.5	342.6	37.2	17	315	12
	MI-4	Lower Lias	32.458	4.499	139,16	6/8	8.5	81.7	346.0	17.0	349.5	31.1	351.1	35.3	15	139	1
	MI-25	Lower Lias	32.453	4.497	334,35	8/8	2.4	539.1	357.0	53.0	348.5	19.7	351.2	37.2	19	334	16
	MI-49	Lower Lias	32.451	4.490	130,87	7/8	7.6	64.7	329.0	-22.0	345.7	58.9	333.0	39.4	66	130	21
	MI-48	Upper Lias	32.449	4.488	145,15	8/8	12.5	34.8	349.0	38.7	356.1	52.0	348.3	36.7	4	145	19
	MI-24	Lower Lias	32.443	4.487	330,76	6/8	10.8	37.6	15.0	75.0	340.6	3.2	343.4	37.9	42	330	34
	MI-47	Lower Lias	32.443	4.485	331,76	6/8	7.6	101.5	144.0	63.0	335.1	38.5	336.0	40.1	78	150	2
	MI-56	Lower Lias	32.444	4.485	356,13	7/8	7.7	75.7	350.0	61.0	351.7	48.1	352.2	39.9	19	176	6
	MI-57	Lower Lias	32.444	4.485	160,45	7/8	12.5	30.7	330.0	11.0	322.7	54.9	327.5	37.8	26	160	19
	MI-58	Lower Lias	32.444	4.485	328,75	6/9	12.0	31.8	156.0	69.0	324.5	35.8	324.3	38.7	72	328	3
	MI-6	Upper Lias	32.434	4.476	116,09	9/10	6.0	81.3	340.0	35.0	345.1	41.2	341.2	36.6	1	116	10
	MI-55	Upper Lias	32.431	4.477	172,24	8/9	34.8	71.5	38.7	12.5	358.1	55.9	356.4	39.3	9	172	15
Sidi hamza –Foum Tillich	MI-46	Upper Lias	32.409	4.531	168,9	7/8	11.0	48.2	336.0	41.0	333.9	49.8	336.5	38.3	3	168	12
	MI-45	Upper Lias	32.402	4.525	165,48	6/8	10.0	44.7	336.0	26.0	317.3	72.4	334.7	38.2	12	165	36
	MI-44	Dogger	32.399	4.515	120,12	6/8	3.0	494.7	324.0	37.0	328.9	47.8	325.9	41.9	9	120	3
	MI-43	Upper Lias	32.396	4.509	325,87	7/8	5.4	126.2	221.0	70.0	305.4	7.6	300.6	36.5	59	325	28
	MI-23	Lower Lias	32.389	4.504	128,41	7/8	8.3	53.5	340.0	25.0	5.8	55.4	344.5	36.2	10	128	31
	MI-42	Lower Lias	32.378	4.522	145,45	7/8	7.7	62.2	341.0	8.2	350.5	50.7	345.1	37.3	29	145	17
	MI-41	Upper Lias	32.334	4.507	330,49	7/8	9.5	41.2	8.0	67.0	345.0	21.8	347.6	37.3	35	330	14
	MI-39	Lower Lias	32.318	4.544	033,62	5/8	8.0	91.7	332.0	41.0	351.7	-0.9	336.4	37.8	6	33	56
	MI-40	Lower Lias	32.318	4.544	340,50	5/8	7.0	119.5	341.0	53.0	340.6	3.0	340.8	38.5	15	340	36
	MI-22	Lower Lias	32.323	4.549	348,65	8/9	3.7	225.4	332.0	49.0	337.2	-14.6	334.7	38.2	12	348	53
MI-37	Dogger	32.319	4.544	165,61	8/8	11.1	26.0	338.0	-1.4	331.4	58.9	336.1	38.3	40	160	25	

	MI-38	Dogger	32.310	4.545	002,22	7/8	4.2	211.4	325.0	48.0	334.5	29.3	331.7	37.0	15	002	7
Bou Hamid	MI-21	Upper Lias	32.260	4.393	000,16	9/10	3.4	236.4	315	47	324.1	34.8	324.0	34.8	22	180	12
	MI-20	Upper Lias	32.273	4.481	036,33	9/9	5.4	93.2	319	42	340.9	28.0	333.5	35.3	21	036	12
	MI-36	Upper Lias	32.245	4.489	000,25	6/8	8.0	70.8	322	40	330.1	19.1	324.8	35.1	12	000	13
	MI-34	Lower Lias	32.238	4.489	328,69	6/8	7.4	83.7	327	69	327.6	00	327.5	38.8	30	328	39
	MI-35	Lower Lias	32.238	4.489	275,08	7/8	10.3	81.9	344	12	323.3	53.1	352.3	20.6	24	335	47
	MI-33	Upper Lias	32.234	4.488	335,85	8/8	7.3	59.1	311	75	328.9	-8.7	327.3	38.2	38	095	16
	MI-32	Upper Lias	32.239	4.419	150,86	8/8	18	8.7	334	-61	332.1	24.9	332.5	38.6	100	320	115
Foum Zabel	MI-19	Upper Lias	32.419	4.366	296,12	10/10	3.4	236.4	315	47	333.7	47.1	329.6	41.3	17	116	5
	MI-18	Lower Lias	32.176	4.364	143,22	7/8	5.4	93.2	319	42	341.3	12.9	345.6	37.1	45	323	23
	MI-28	Lower Lias	32.176	4.364	345,69	6/8	8.0	70.8	322	40	352.0	-8.2	353.9	38.3	22	345	47
	MI-29	Lower Lias	32.176	4.364	337,22	5/8	7.4	83.7	327	69	343.8	-5.8	345.6	38.1	22	337	44
	MI-30	Lower Lias	32.176	4.364	344,60	6/8	10.3	81.9	344	12	343.4	-4.0	343.3	38.6	17	344	43
	MI-17	Lower Lias	32.173	4.535	358,68	10/10	7.3	59.1	311	75	348.6	-23.1	346.8	39.8	2	358	66
	MI-26	Dogger	32.167	4.367	135,21	6/8	18	8.7	334	-61	346.9	43.5	343.6	37.0	11	135	110
	MI-14	Upper Lias	32.119	4.362	030,5	7/8	17	14	350	41	352.5	37.1	347.6	44.0	9	210	114
	MI-13	Upper Lias	32.073	4.388	343,18	9/10	6.2	70.4	327	64	332.9	46.4	334.2	38.2	27	163	9
Other sites	MI-53	Upper Lias	32.526	4.512	308,52	9/10	7.6	54	297	34	304.7	22.2	303.9	42.2			
	MI-54	Upper Lias	32.498	4.492	140,40	9/9	13.2	21.7	336	34	2.3	70.2	337	38.5			

*DD/D, Dirección de buzamiento y buzamiento; N/N<sub>0</sub>, número de direcciones de muestra usadas en el análisis versus número de muestras desmagnetizadas; k y  $\alpha_{95}$ , parámetros estadísticos de Fisher (Fisher 1953); D, declinación; I, inclinación.  $\Phi$  ángulo de despliegue*

*.DD/D, Dip direction and dip; N/N<sub>0</sub>, number of sample directions used in the analysis versus number of samples demagnetized; k and  $\alpha_{95}$ , Fisher statistical parameters (Fisher 1953); D, declination; I, inclination.  $\Phi$  unfolding angle.*

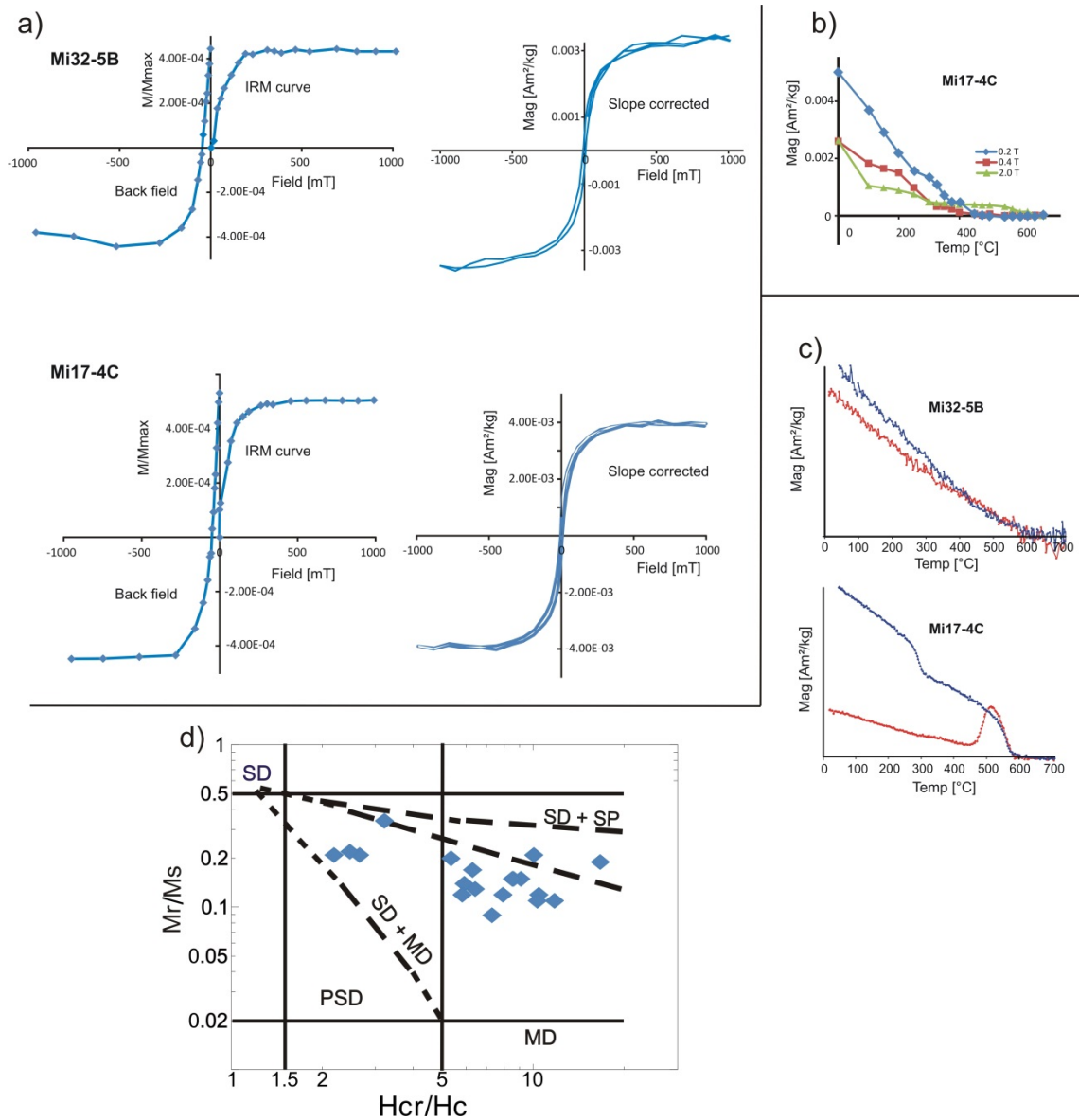
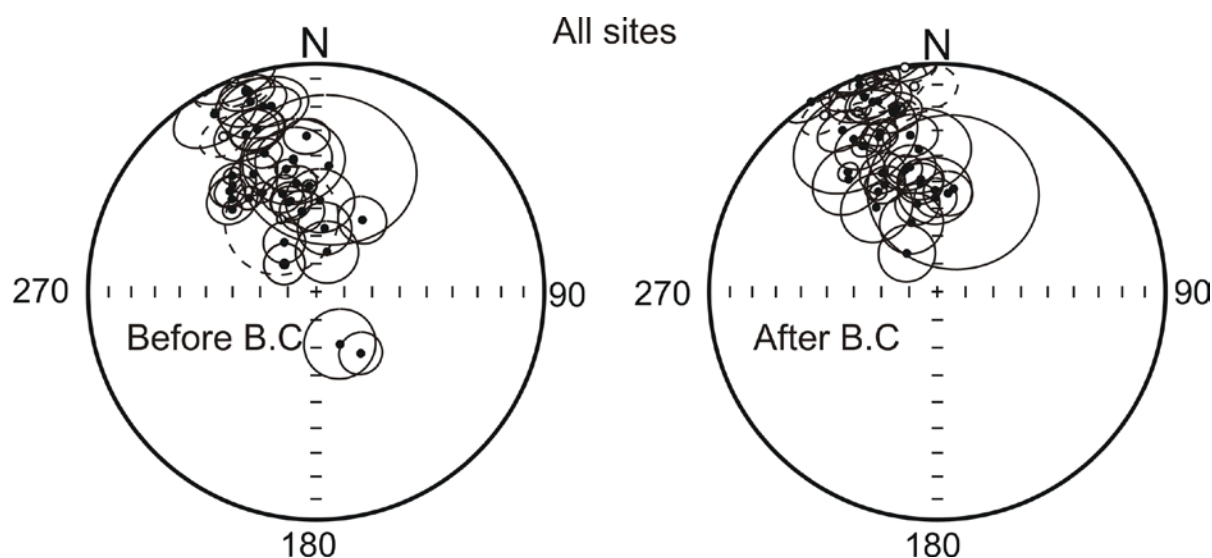


Figura. 6.17. (a) Adquisición de la IRM, back field y ciclos de histéresis después de la corrección por la pendiente de muestras representativas. (b) Desmagnetización térmica de tres componentes de IRM de una muestra representativa. (c) Curvas termomagnéticas de magnetización inducida de muestras representativas. (d) Diagrama de Day (Day et al., 1977), mostrando los parámetros de histéresis para muestras representativas, SD, monodominio; PSD, pseudo-monodominio; MD, multidominio; SP, superparamagnéticos. Las líneas discontinuas indican las líneas de mezcla teóricas de referencia siguiendo Dunlop (2002) para SD+SP y SD+MD.

Figure. 6.17: (a) IRM acquisition, back-field and hysteresis loops after slope correction of representative samples. (b) Thermal demagnetization of three orthogonal IRM components of a representative sample. (c) Thermomagnetic curves of induced magnetization of representative samples. (d) Day diagram (Day et al., 1977), showing the hysteresis parameters for representative samples. SD, single domain; PSD, pseudo-single domain; MD, multidomain; SP, superparamagnetic. Dashed lines indicate the theoretical reference lines following Dunlop (2002) for SD+SP and SD+MD.

### 6.2.2.5 Paleomagnetic directions

The paleomagnetic directional analyses have been developed upon the ChRM described in the previous section which has been identified in 43 out of the 51 sites used in this study. The facts that (i) normal and reverse polarities appear frequently along the Jurassic and that (ii) ChRM systematically shows normal polarity, suggest that it is a secondary magnetization or remagnetization. The mechanism of acquisition of remagnetization is probably chemical, according to the SD + SP mixture area (Jackson 1990; Channell and McCabe 1994; Torres-López et al., 2014), as also inferred from studies in the sector of Imilchil (Torres-López et al., 2014).



*Figura. 6.18. Proyecciones de igual área mostrando las direcciones de la magnetización característica obtenida en todas las muestras antes y después de la corrección tectónica (B.C.). Se representa la dirección principal y los círculos del 95% de confianza para cada sitio. Símbolos sólidos están proyectados en el hemisferio inferior y los símbolos abiertos en el hemisferio superior.*

*Figure. 6.18: Equal-area projections showing directions for characteristic magnetization obtained in all samples before and after bedding correction (B.C.). Mean direction and 95% confidence circles are also represented for each site. Filled symbols are plotted on lower hemisphere and open symbols on upper hemisphere.*

A regional fold test using all site mean directions of the ChRM was performed (fig 6.18). Site mean directions before and after bedding correction are scattered, indicating that the ChRM is a syn-tectonic remagnetization. It must be understood that a syn-tectonic remagnetization implies that the magnetization can be acquired either between subsequent tectonic stages separated in time, or during the development of structures in a single event. To determine the relative age of the remagnetization in relation to specific structures, several fold-tests were performed along the cross-section

The fold test performed in metre-scale folds (fig 6.19 a) shows that the paleomagnetic directions of the two flanks of the fold are clustered after the complete bedding correction, meaning that the remagnetization is in this case a pre-deformational event, with a clear pre-folding acquisition at 95% level of confidence (McFadden and Jones 1981). Figure 6.19 b is an example of kilometre scale fold-test: sites 42 and 22 correspond to the northern and southern flanks of the syncline, respectively, between Sidi-Hamza and Foum-Tillich ridges. Paleomagnetic directions are scattered before and after bedding correction suggesting an acquisition of remagnetization at an intermediate deformation stage. In the incremental fold test we observe that the maximum grouping takes place at an unfolding configuration of 35%, corresponding to a minimum  $f$  value (McFadden and Jones 1981), indicating that both distributions present statistically the same direction at 95% level of confidence.

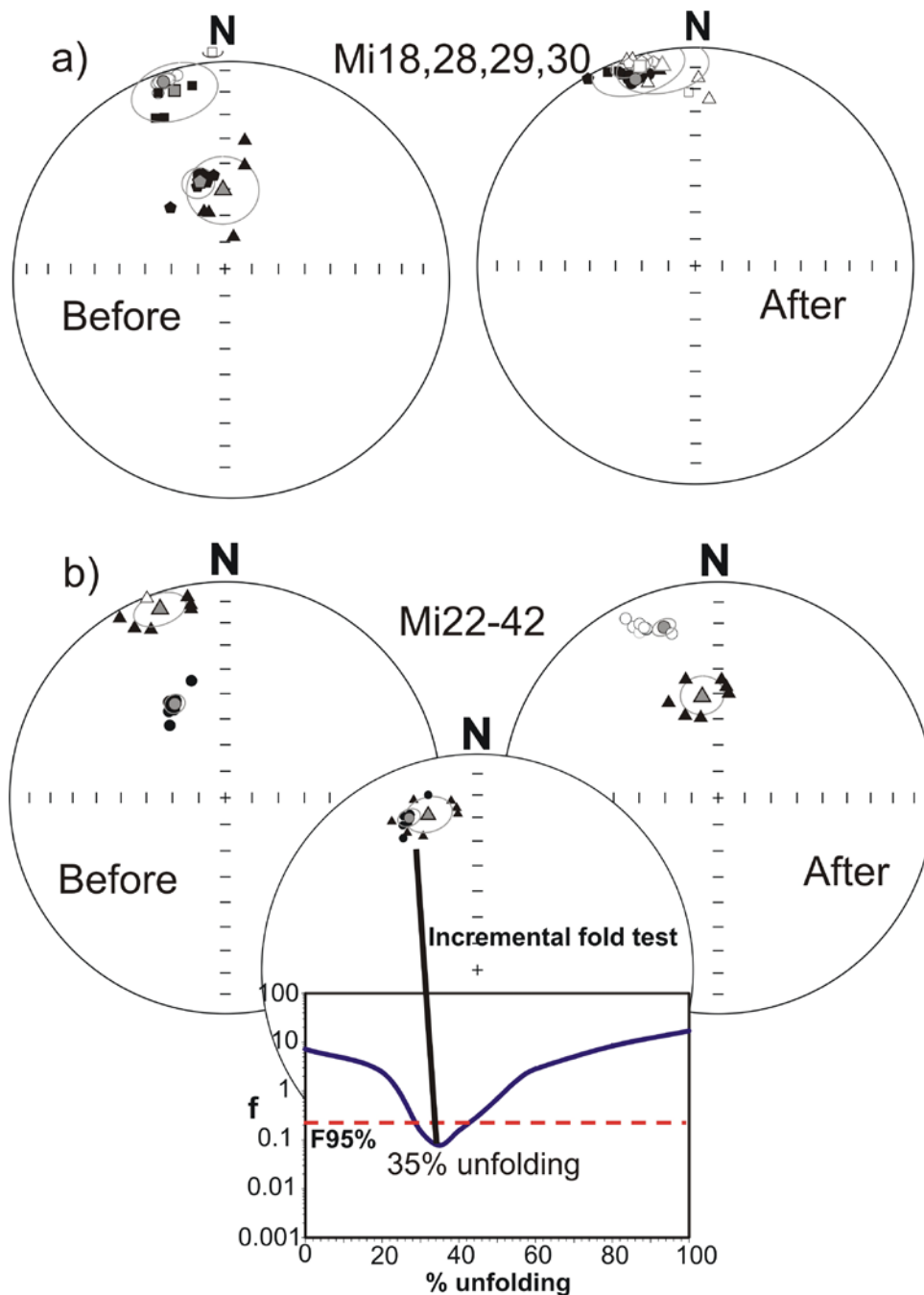


Figura. 6.19. (a) Fold-test de escala métrica. Cuadrados, pentágonos, círculos pequeños y triángulos son direcciones correspondientes a muestras de diferentes flancos, antes y después de la corrección tectónica (B.C.). Se muestran la dirección principal y los círculos del 95% de confianza. (b) Fold-test incremental en un pliegue de escala kilométrica, los círculos pequeños y triángulos son direcciones correspondientes a ambos flancos, antes y después de la corrección tectónica (B.C.) y el 35% de despliegue. Se muestra la dirección principal y el círculo de 95% de confianza. Se representa en el gráfico el parámetro  $f$  (McFadden and Jones 1981) en función del porcentaje de despliegue de la capa. La línea horizontal discontinua representa el valor crítico de  $f$  al 95% de confianza. ( $F_{95\%}$ ).

Figure. 6.19. (a) Fold-test in a meter-scale fold. Squares, pentagons, small circles and triangles are directions corresponding to samples from different limbs before and after bedding correction (B.C.). Mean directions and 95% confidence circles are also shown. (b) Incremental fold-test in a kilometer-scale fold. Small circles and triangles are directions corresponding to both limbs before and after bedding correction (B.C.) and to the 35% unfolding. Mean direction and 95% confidence circle are also shown. The parameter  $f$  (McFadden and Jones 1981) as a function of the percentage of unfolding of bedding tilt is represented in the graph. Horizontal dashed line represents the critical value of  $f$  at the 95% confidence level ( $F_{95\%}$ ).

The two different responses to the fold test found in folds of different scales indicate a different relative timing folding/remagnetization acquisition for both types and can be related to the tectonic evolution in the area. This will be discussed in the next sections, after defining the expected direction for the remagnetization vector.

#### 6.2.2.6 Calculation of remagnetization direction and age of the remagnetization

Intersections of remanence small circles are increasingly used in palaeomagnetism to determine the paleofield direction from synfolding remanences. This method was proposed by Shipunov (1997) and modified by Waldhör and Appel (2006). Remanences are often synfolding and have been acquired at an intermediate stage of folding and then tilted further. The aim of the SCI (Small Circle Intersection) method is to know the characteristic direction of the remagnetization, assuming that 1) all sites were remagnetized at the same time and 2) during tilting, the direction of magnetization rotates around the strike of bedding and then the magnetization vector follows a small circle trajectory centered in the bedding strike. The intersection of the small circles from different sites represents the single possible common magnetization direction (Shipunov 1997), which can be interpreted as the characteristic direction of remagnetization.

The SCI solution has been calculated from 42 sites using the pySCu software (Calvín et al., 2017b): N: 43, Dec: 337. 3°, Inc: 38. 4°,  $\eta$ : 13.0,  $\xi$ : 3.5, A/n: 7. 7° (fig 6.20 a and b). The remagnetization direction is given with a 95% uncertainty ellipse (Kent, 1982) obtained from a population of 500 solutions beginning with a parametric bootstrap allowing propagation of errors of the in situ paleomagnetic directions and bedding (Calvín et al., 2017b).

For the method to be successful two premises have to be honored: a) Between the sites no differential rotations around vertical axes or other rotations around axes not parallel to bedding strike must have occurred and b) the small circles have to intersect, which is an indicator of the quality of the result (Waldhor and Appel, 2006).



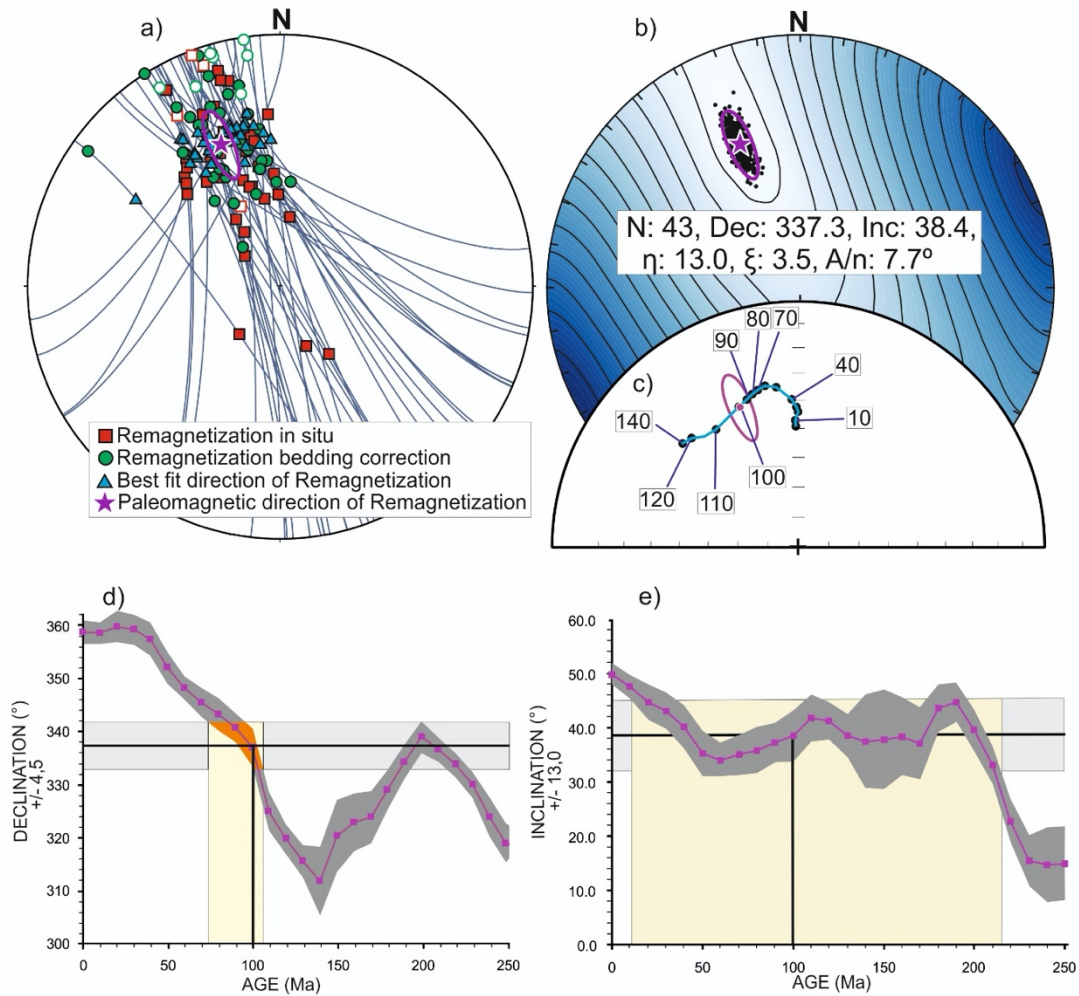


Figura. 6.20. (a) Círculos menores correspondientes a las direcciones de la remagnetización de los sitios seleccionados. Los cuadrados son la dirección principal de la remagnetización in situ para cada sitio. Los círculos muestran las direcciones después de la corrección tectónica de la remagnetización. Los triángulos son la dirección óptima (best fit, Calvín et al., 2017) de la remagnetización. La estrella muestra la solución S.C.I. i.e La dirección paleomagnética de la remagnetización. (b) Proyecciones de igual área mostrando los contornos de igual valor de  $A/n$  (Calvín et al., 2017). La estrella muestra la solución de la remagnetización para una población de 500 soluciones (Calvín et al., 2017). Se muestra la elipse del 95% de confianza. (c) La curva muestra las direcciones paleomagnéticas esperadas para el Alto Atlas Central a partir de la GAPWP en coordenada africanas (Torsvik et al., 2012) también la solución SCI y su elipse de confianza, (d y e).

Figure. 6.20: (a) Small circles corresponding to remagnetization directions from selected sites. Squares are mean directions of the in situ remagnetization for each site. Circles show the directions after bedding correction of the remagnetization. Triangles are the Best fit directions of the remagnetization. The star shows the SCI solution, i.e. the palaeomagnetic direction of the remagnetization. (b) Equal area projections showing contours of equal value of  $A/n$  (Calvín et al., 2017). Star shows the remagnetization solution for a population of 500 solutions (Calvín et al., 2017). 95% confidence ellipse is also shown. (c) The curve shows the expected palaeomagnetic directions at the Central High Atlas from the GAPWP in African coordinates (Torsvik et al., 2012) as well as the SCI solution and its confidence ellipse. (d and e) Declination and Inclination-age curves, expected in the Central High Atlas from the GAPWP in African coordinates (Torsvik et al. 2012). Uncertainties of the expected direction are shown. The horizontal line represents the observed declinations/inclinations and their uncertainties. The vertical shaded region indicates possible solutions.

In the High Atlas there is no evidence of differential rotations around vertical axes between different parts of the chain (Teixell et al., 2003). Structures are generally coaxial (no complex tectonic histories) and there are not large block rotations between the High Atlas and the rest of the African plate, accordingly with its intracratonic character, the absence of large-scale changes of displacement along-strike of the main thrusts in the northern and southern borders of the High Atlas, and the existing paleogeographical reconstructions of the atlasic basin (Sibuet et al., 2012).

The bedding strike and the paleomagnetic direction define the shape of the SCs (Small Circles). Sites showing high errors in bedding strikes ( $\text{dip} < 15^\circ$ ) or high errors in paleomagnetic directions ( $\alpha_{95} > 15^\circ$ ) were removed from the calculation of the remagnetization direction.

The obtained direction for the remagnetization can be compared with the expected directions at the studied region obtained from the Global Apparent Polar Wander Path (GAPWP) in NW African coordinates (Torsvik et al., 2012). Figure 6.20 d shows a broad solution in the inclination curve, ranging from 20 Ma up to 220 Ma (no specific solution). Conversely, the declinations curve points out a clear result at the age of about 100 Ma (fig 6.20 c) coinciding with the age calculated for the remagnetization in previous works (Torres-López et al., 2014; Moussaid et al., 2015; Calvín et al., 2017). The direction obtained is completely coincident with the direction from GAPWP at 100 Ma (fig 6.20 c). The uncertainty in the inclination can be explained by coaxiality of structures, that causes the arrangement of the SCs intersections along a narrow, elongated band (fig 6.20 a and b) that constrains the value of the declination but gives a large error in the inclination value. On the other hand, the shape and distribution of the SCs depends on the angle between the strike of bedding and the remagnetization direction. In the case of the Central High Atlas, the direction of the remagnetization is practically perpendicular to the strike; this fact contributes to elongate intersection area in inclination giving a narrow uncertainty in declination. The fact that the High Atlas did not vary in latitude during the Mesozoic is also a cause of uncertainty in age determination when only using the inclination of the remagnetization direction. The uncertainty ellipse obtained intersects the curve of expected directions from the GAPWP (Torsvik et al., 2012) in a well-defined direction corresponding to 100 Ma ( $D=337.3^\circ$ ,  $I=38.4^\circ$ ), being both directions statistically indistinguishable (fig 6.20 c).

#### 6.2.2.7 Reconstruction methodology

We applied the method developed by Villalaín et al. (2003, 2016) that allows determining the geometry of folds in an intermediate deformation stage. The difference with respect to other techniques such as the incremental fold test, for the study of remagnetizations, is the assumption of non-symmetric deformational histories. This issue is especially interesting when the remagnetization has been acquired between two different tectonic events. Therefore, the attitude of strata at the moment of the remagnetization is not necessarily horizontal, since there is a previous deformational event that conditions the geometry at the time of acquisition and its subsequent deformation due to a second tectonic event. Remagnetizations acquired before tectonic inversion of the basins but after synsedimentary deformation are relatively common (Villalaín et al., 2003; Soto et al., 2008, 2011; Casas et al., 2009; Torres-López et al., 2016; Calvin et al., 2017), because remagnetizations occur in sedimentary basins owing to different mechanisms during burial (Kaz et al, 1998; Aubourg et al., 2012; Torres-López et al., 2014).

Starting from the expected direction of remagnetization obtained by means of the SCI method, the reconstructed geometry is obtained restoring bedding orientation to the remagnetization stage (paleodips) by rotating the magnetic directions of each site around the strike of bedding until the paleomagnetic mean vector reaches (or approaches as much as possible) the expected direction (Table 6.2). Each site will undergo the necessary rotation until reaching the expected direction, so that each limb of the same fold can undergo different amounts of rotation (Villalaín et al., 2016).

The only necessary hypothesis to be accomplished for the application of this method is that the different phases of folding should be broadly coaxial (Villalaín et al., 2016). In the High Atlas the faults developed during the extensional stage generated a strong anisotropy that conditioned the Cenozoic deformation, thus favoring coaxiality of fold axes. In addition, the SC analysis also allows to distinguish the structures mostly pre-remagnetization from post-remagnetization (fig 6.21).

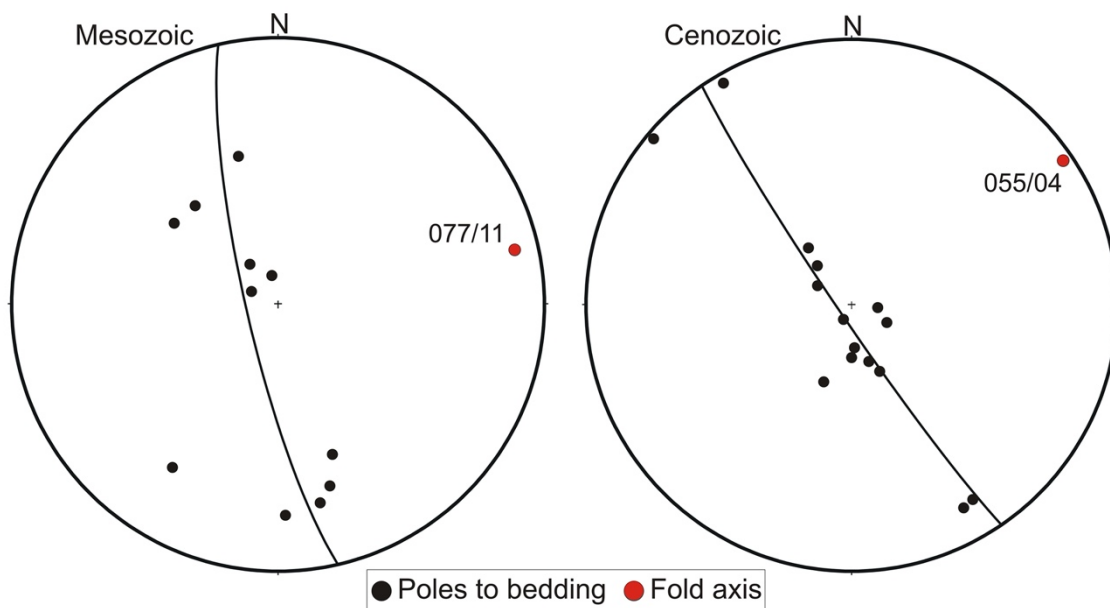


Figura. 6.21. Proyecciones de igual área mostrando los polos de las capas del área de Midelt-Errachidia adquiridos mayoritariamente anteriormente al Cenozoico (ángulo de despliegue para la restauración hasta alcanzar la dirección del paleo- campo <30% del buzamiento de la capa actual) y durante al Cenozoico (>70% del buzamiento de la capa actual). Se muestran las direcciones de los pliegues obtenidos.

Figure 6.21. Equal area projections showing the poles of bedding of the Midelt-Errachidia area mostly acquired during the Pre-Cenozoic (unfolding angle for restoration to the paleofield direction <30% of the present-day bedding) and during the Cenozoic (>70% of the present day bedding) stages. The folds directions obtained are also shown.

In the Midelt-Errachidia transect, poles to bedding for folds formed during the pre- and post-remagnetization stages show axes forming a small angle ( $< 20^\circ$ ), thus indicating that the two deformation stages were broadly coaxial. Another argument supporting this coaxiality is that, when restoring paleomagnetic data, an elongation of the distribution of possible solutions occurs along the SC (fig 6.20) generating uncertainty in the calculation of the palaeofield direction by the SCI method (Villalaín et al., 2016).

Once the palaeodips at the time of remagnetization were obtained (Table 6.2), they were projected onto the vertical plane of the cross-section considering the stratigraphic positions of the samples within the sedimentary pile, obtaining a picture (fig 6.22) of each transect at the remagnetization time (100 Ma).

#### 6.2.2.8 Tectonic reconstruction of the Midelt-Errachidia cross-section

##### *Present-day geometry*

The first step for reconstructing the pre-100 Ma deformational stage is the accurate definition of the present-day geometry of the Midelt-Errachidia cross-section. The existing reconstructions (Bennami, 2002; Teixell et al., 2003, see fig 6.15) propose either involvement of the basement in all the structures, with significant highs and lows of its top (Teixell et al., 2003) or, alternatively, fault-related folds linked to a subhorizontal, interstratal detachment, but also rooted in the basement (Bennami, 2002). In our opinion, there are several facts that must be taken into account and that any feasible model for the present-day state must respect:

1. The cores of the synclines are occupied by Upper Lias or Dogger materials, and rocks of equivalent age are located at similar elevations in these cores (fig 6.15 b). This means that the top of the basement cannot be at very different elevations or, even less, reproduce the geometry of the folds at surface. We will come back to this latter issue. An argument in favor of the involvement of the basement (Teixell et al., 2003) is the Paleozoic core of the Mougueur culmination, located some kilometers East of the presented cross-section. However, the westwards plunge of this structure, together with the quick changes of the geometry of structures along trend precludes the extrapolation of this uplift to the presented cross-section.

2. The anticlines are tight (fig 6.22), most of them show steeply-dipping faults and thrusts in their cores, and in some cases (Bou Hamid structure) practically isoclinal. Vergence of high-angle thrusts located in their cores commonly changes along trend. These features are consistent with the presence of a ductile level in the core of anticlines, thus implying a strong decoupling from the top of the basement.

3 Angular relationships between the two walls in thrusts cutting the cores of the anticlines (Table 6.3) are not consistent with fault-related folds (fault-propagation or fault-bend folds, see, e.g. Jamison, 1992). Instead, a consistent kinematic model must consider either an initial stage of detachment folding (by compressional or diapiric mechanisms) or an out-of-plane movement of material (because of strike-slip or transpression) that accounts for the incompatibility between folds and associated thrusts.

<u>Structure (from N to S)</u>	<u>Hangingwall bedding dip/geometry</u>	<u>Footwall bedding dip</u>	<u>Probable thrust dip</u>	<u>Vergence (along the cross-section)</u>
<b>Jbel Aouja</b>	35 N low-angle ramp	87 S flat (?)	35 N to 70 N	South
<b>Sidi Hamza</b>	36 S ramp	87 N ramp	70 S-90	North
<b>Foum Tilich</b>	83 N ramp	47 S ramp	70 S	South
<b>Bou Hamid</b>	85 N low-angle ramp	86 S low-angle ramp	90 (diminishing at depth)	South
<b>Foum Zabel</b>	66 S flat	63 S ramp	66 S	South

*Tabla 6.3. Características estructurales específicas del perfil de Midelt-Errachidia.*

*Table 6.3: Specific Structural Characteristic of the section Midelt-Errachidia.*

According to these constraints, our reconstruction of the present-day structure of the Midelt-Errachidia cross-section (fig 6.22) shows a regular, though not completely flat basement top, and we consider that most of the thrusts involving the Mesozoic cover branch at depth in the Upper Triassic detachment. We do not discard, however, a moderate conditioning by some basement structures that could be responsible for structuring the Jurassic basin during the extensional stage. The proposed geometry is therefore an intermediate between the two formerly proposed end members: (i) a rigid basement cut by non-inverted normal faults clearly decoupled from the tightly folded sedimentary cover (Bennami et al., 2002) and (ii) heterogeneous basement-involved structures with limited role of the detachment (Teixell et al., 2003) and inverted normal faults (Messenard, 2006). Some of these inherited faults could have acted as stress raisers, facilitating the development of structures in the overlying cover. The proposed geometry implies the local thickening of the detachment level under some structures, what can aid to interpret some gravity lows of the residual gravity anomaly along the transect (see, e. g. Ayarza et al., 2014 for the Bouguer gravimetric profile). Anyway, it must be taken into account that the combination of high (basalts and gabbros) and low (salts) density bodies, as well as the high density of the Jurassic limestones, often preclude the direct application of gravity methods in these areas.

An unknown variable is the change in thickness of Jurassic sedimentary units from the anticline crests to the core of the synclines, and, because of the scarcity of subsurface data, it is difficult to constrain. As mentioned in the stratigraphic description of materials, there are some hints that support the existence of an undetermined thickening of some units, and that it is probable for the detachment level to be thinner at the core of the synclines.

#### 6.2.2.9 Reconstruction at 100 Ma

The calculation of paleodips along the Midelt-Errachidia cross-section (fig 6.22 a) allows us to obtain a configuration of the structures at the age of 100 Ma. However, for particular paleodips at the limbs of structures, different possible reconstruction of the structures can be obtained, depending on the processes involved in their formation. In our sections, two different possible scenarios were considered since both are compatible with

our results: (i) transpression during the Late Jurassic and Early Cretaceous (figure 6.22 b) and (ii) early diapirism related to extensional tectonics (fig 6.22 c). The main differences between cross-sections considering the two different mechanisms are the volume of evaporites at the core of anticlines/diapirs in the restored configuration, even considering similar dips of beds, and the thickening of units toward the basin center during the remagnetization stage, that would be probably higher for the extension/diapirism hypothesis. The cross-section was divided into four detailed restored profiles to show specific features of the five studied ridges. Structures will be described from North to South.



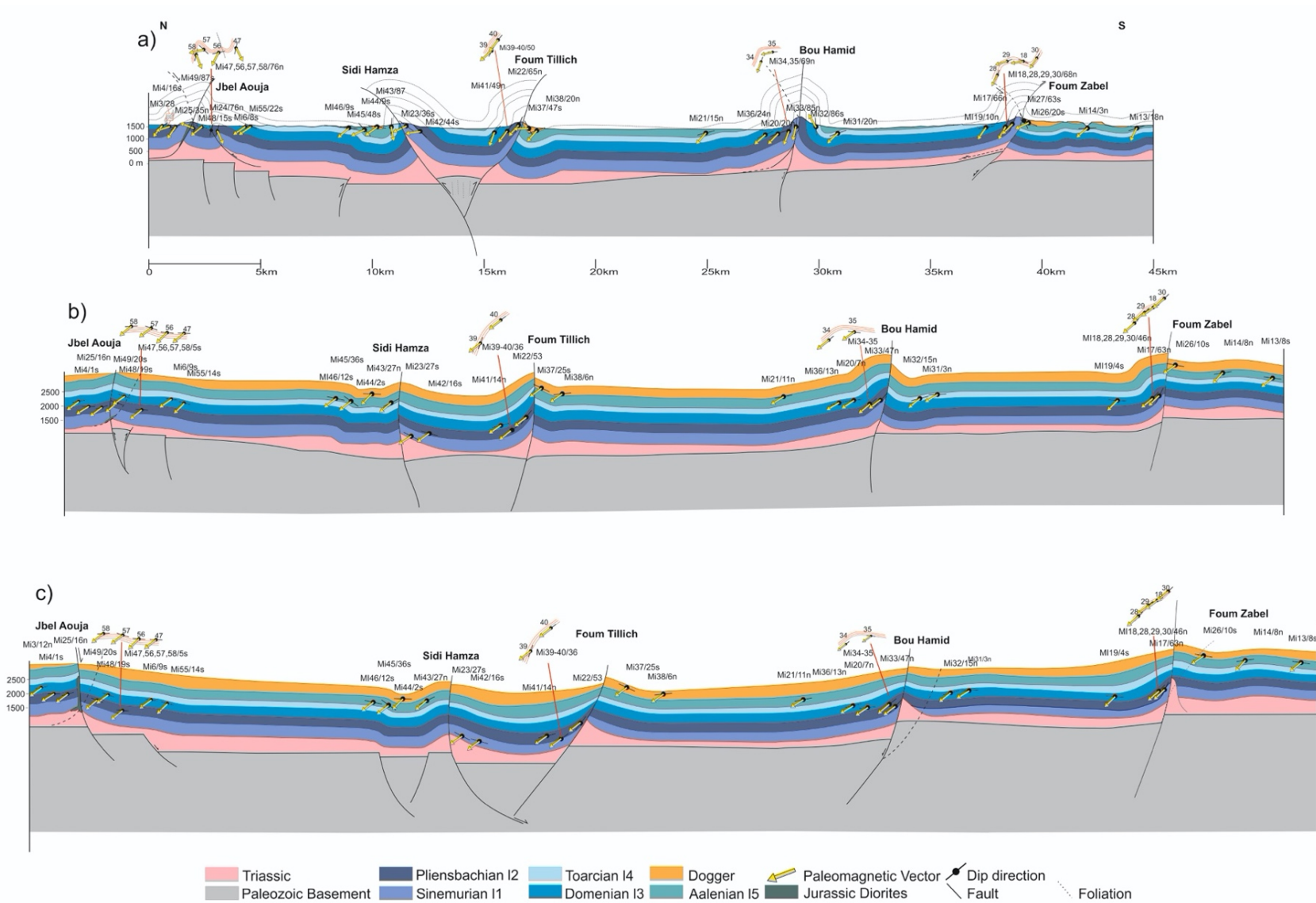


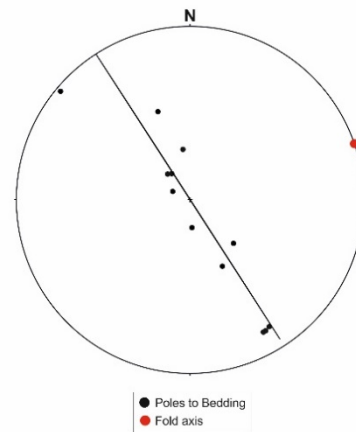
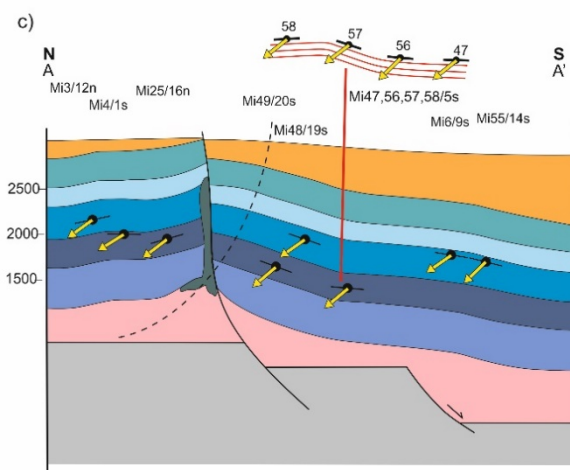
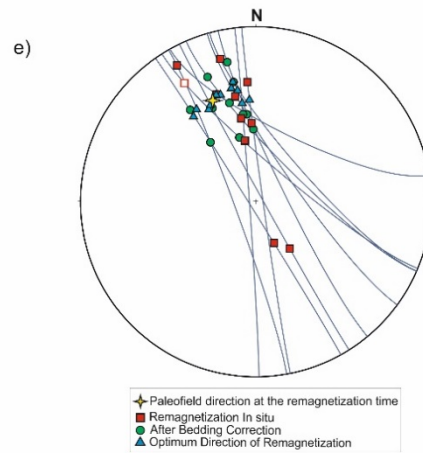
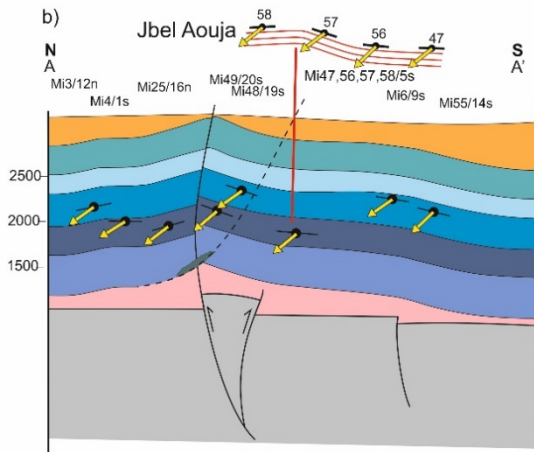
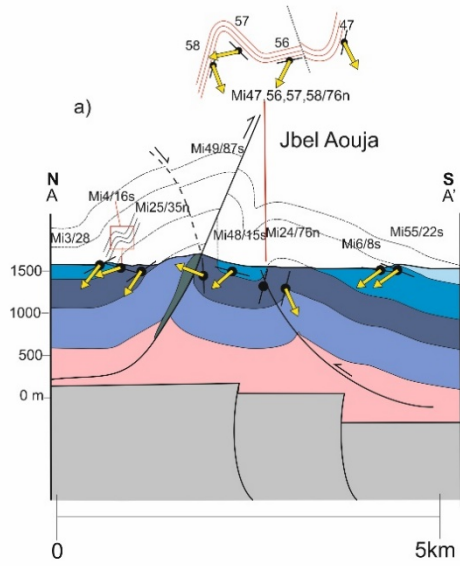
Figura. 6.22. (a) Perfil actual de Midelt-Errachidia. Están indicados los sitios paleomagnéticos, buzamientos (líneas negras) y vectores paleomagnéticos (flechas). (b) Corte transpresivo restaurado a 100 Ma. (c) Corte extensional diapírico restaurado a 100 Ma.

Figure 6.22. (a) Present-day cross-section of the Midelt-Errachidia profile. The palaeomagnetic sites, bedding (black lines) and palaeomagnetic vectors (arrows) are indicated. (b) Transpressive end-member restored section at 100 Ma (c) Extensional/diapiric end-member restored section at 100 Ma.

In the Jbel Aouja present-day profile (fig 6.23 a) a south-verging harpoon structure whose southern flank overthrusts finally its northern flank, with a fault-propagation fold geometry, can be interpreted. A second, north-verging harpoon structure is associated with fault reactivation (fig 6.23 a). The hinge of the ridge is cut by a high angle fault, with the lowermost part of the Lower Lias (11) cropping out in its northern flank and the middle part of the Lower Lias (12) in its southern flank. It also shows two metric-scale folds clearly related to the Cenozoic compression.

*Figura. 6.23. (a) Perfil actual del Ridge Jbel Aouja. Se muestran los sitios paleomagnéticos, los buzamientos y los vectores paleomagnéticos. (b) Perfil transpresivo restaurado a 100 Ma. (c) perfil extensional/diapírico restaurado a 100 Ma. (d) Fotografía de la estructura de Jbel Aouja (vergenza hacia el sur asociado al anticlinal más al norte). (e) proyección mostrando los círculos menores correspondientes a las direcciones de la remagnetización restaurada de los sitios seleccionados. Los símbolos son los mismos que en la fig 6.20. (f) Proyección mostrando los polos de las capas de la estructura.*

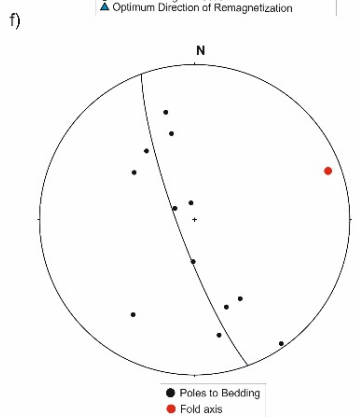
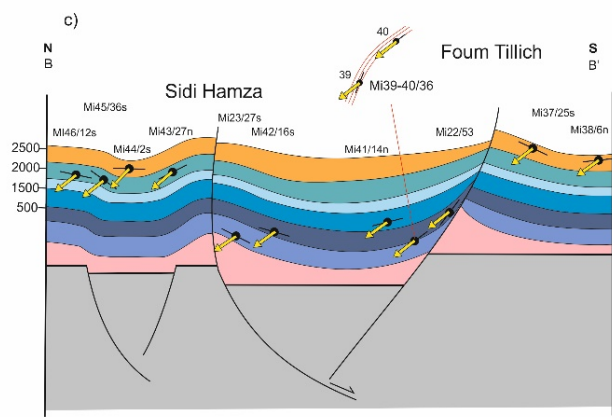
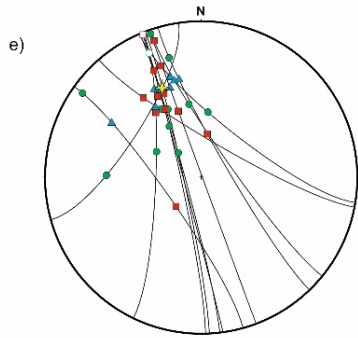
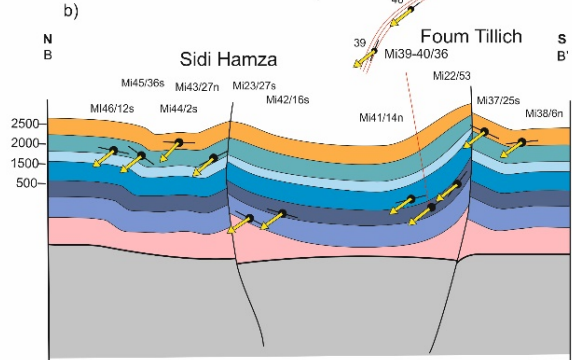
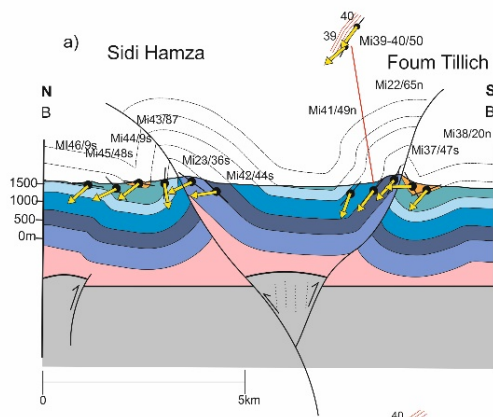
*Figure. 6.23: (a) Present-day cross-section of the Jbel Aouja Ridge. The paleomagnetic sites, bedding and paleomagnetic vectors are indicated. (b) Transpressive end-member restored section at 100 Ma. (c) Extensional/diapiric end-member restored section at 100 Ma. (d) Field photography of the structure of the Jbel Aouja (South-verging thrust associated with the northernmost anticline). (e) Stereoplot showing the small circle corresponding to the restored remagnetization directions from selected sites. Symbols are the same as those shown in fig 6.20. (f) Stereoplot showing poles of bedding of the structure.*



The 100 Ma geometry of this structure (fig 6.23 b, c) in the transpressional and extensional reconstructions are very similar, showing a gentle profile with incipient reverse or normal faulting. The small-scale fold (sites 47, 56, 57, and 58) developed completely during the Cenozoic inversion, since in the palinspastic reconstruction beds are flat and shallowly dipping to the South.

*Figura. 6.24. (a) perfil actual de los Ridges de Sidi Hamza y Foum Tillich. Se muestran los sitios paleomagnéticos, los buzamientos y los vectores paleomagnéticos. (b) perfil transpresivo restaurado a 100 Ma. (c) perfil extensional/diapírico restaurado a 100 Ma. (d) Fotografía de la estructura de Sidi Hamza (hacia el sur, progresión hacia el plano de falla del anticlinal empujado) y Foum Tillich (Cabalgamiento con vergencia opuesta de escala hectométrica). (e) proyección mostrando los círculos menores correspondientes a las direcciones de la remagnetización restaurada de los sitios seleccionados. Los símbolos son los mismos que en la fig 6.20. (f) Proyección mostrando los polos de las capas de la estructura.*

*Figure 6.24. (a) Present-day cross-section of the Sidi Hamza and Foum Tillich Ridges. The paleomagnetic sites, bedding and paleomagnetic vectors are indicated. (b) Transpressive end-member restored section at 100 Ma. (c) Extensional/diapiric end-member restored section at 100 Ma. (d) Field photography of the structures at Sidi Hamza (southern, backlimb of the thrust anticline) and Foum Tillich (hectometer-scale backthrust in its northern limb). (e) Stereoplot showing the small circle corresponding to the restored remagnetization directions from selected sites. Symbols are the same as those shown in fig 6.20. (f) Stereoplot showing poles of bedding of the structure.*



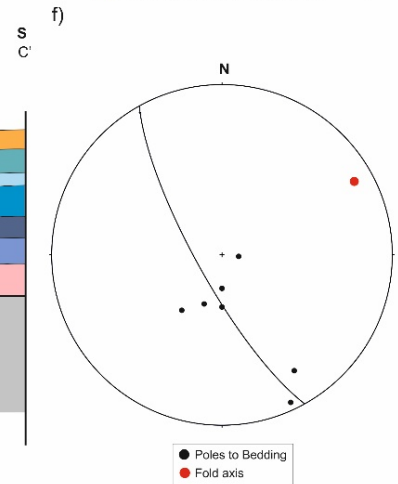
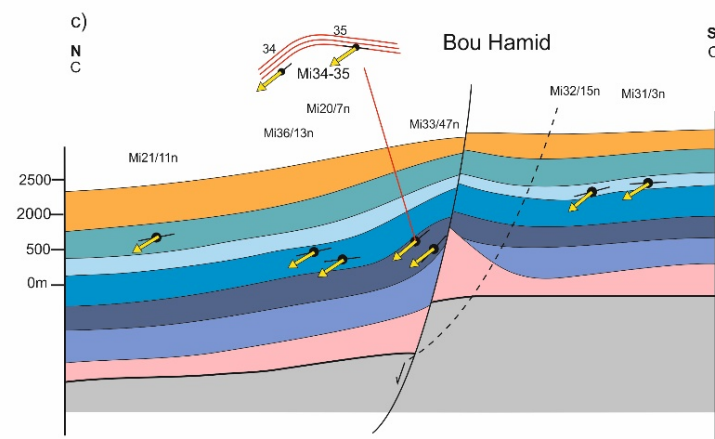
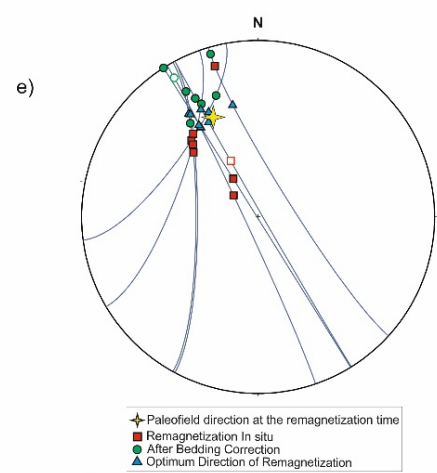
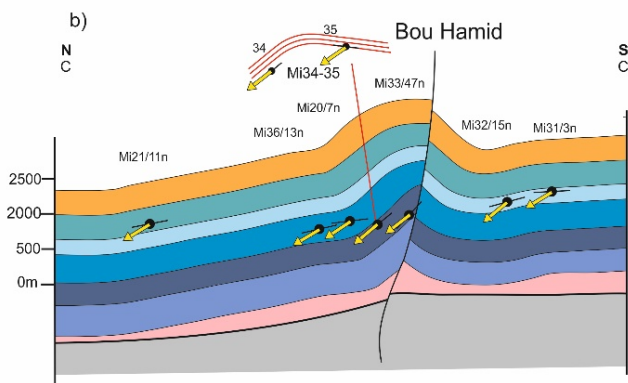
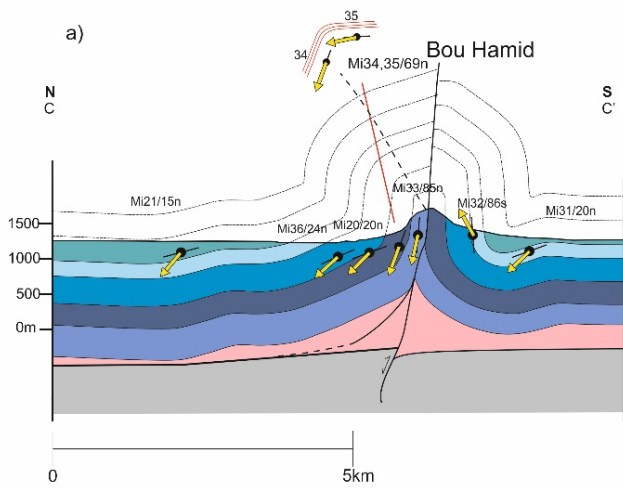
- Sinemurian I1
- Toarcian I4
- Jurassic Diorites
- Dogger
- Triassic
- Doménian I3
- Paleozoic Basement
- Pliensbachian I2
- Aalenian I5
- Dip direction
- Foliation
- Fault
- Paleomagnetic Vector

The Sidi Hamza and Foug Tillich anticlines (fig 6.24 a) define all together a pop-up structure. The Sidi Hamza anticline shows a northward vergence and its hinge is cut by a high-angle fault. In its southern flank, the Lower Lias (11) overlies the Upper Lias (13) reaching dips up to 87°. The Foug Tillich structure shows a southward vergence and is also affected by a high angle reverse fault. The lower Lias (11) is nearly vertical while the dip of the Dogger units in the footwall does not exceed 45°. The northern flank of Sidi Hamza and the southern flank of Foug Tillich define an asymmetric syncline.

The restored cross-sections (fig 6.24 b, c) indicate that the described structure was already developed before the Cenozoic inversion. A syncline with box-fold geometry is interpreted in the northern flank of the Sidi Hamza Ridge. A harpoon structure is observed in the Foug Tillich Ridge showing dips up to 53°. The different structures can be explained either by transpression (figure 6.15 b) or diapirs showing salt-wall geometry (fig 6.24 c). The reconstruction of the small-scale fold shows that it developed at 100 Ma.

*Figura. 6.25. (a) Perfil actual del Ridge Bou Hamid. Se muestran los sitios paleomagnéticos, los buzamientos y los vectores paleomagnéticos. (b) perfil transpresivo restaurado a 100 Ma. (c) perfil extensional/diapírico restaurado a 100 Ma. (d) Fotografía de la estructura del anticlinal de Bou Hamid. (e) proyección mostrando los círculos menores correspondientes a las direcciones de la remagnetización restaurada de los sitios seleccionados. Los símbolos son los mismos que en la fig 6.20. (f) Proyección mostrando los polos de las capas de la estructura.*

*Figure. 6.25. (a) Present-day cross-section of the Bou Hamid Ridge. The paleomagnetic sites, bedding and palaeomagnetic vectors are indicated. (b) Transpressive end-member restored section at 100 Ma. (c) Extensional/diapiric end-member restored section at 100 Ma. (d) Field photography of the southern limb of the Bou Hamid anticline. (e) Stereoplot showing the small circle corresponding to the restored remagnetization directions from selected sites. Symbols are the same as those shown in fig 6.20 (f) Stereoplot showing poles of bedding of the structure.*



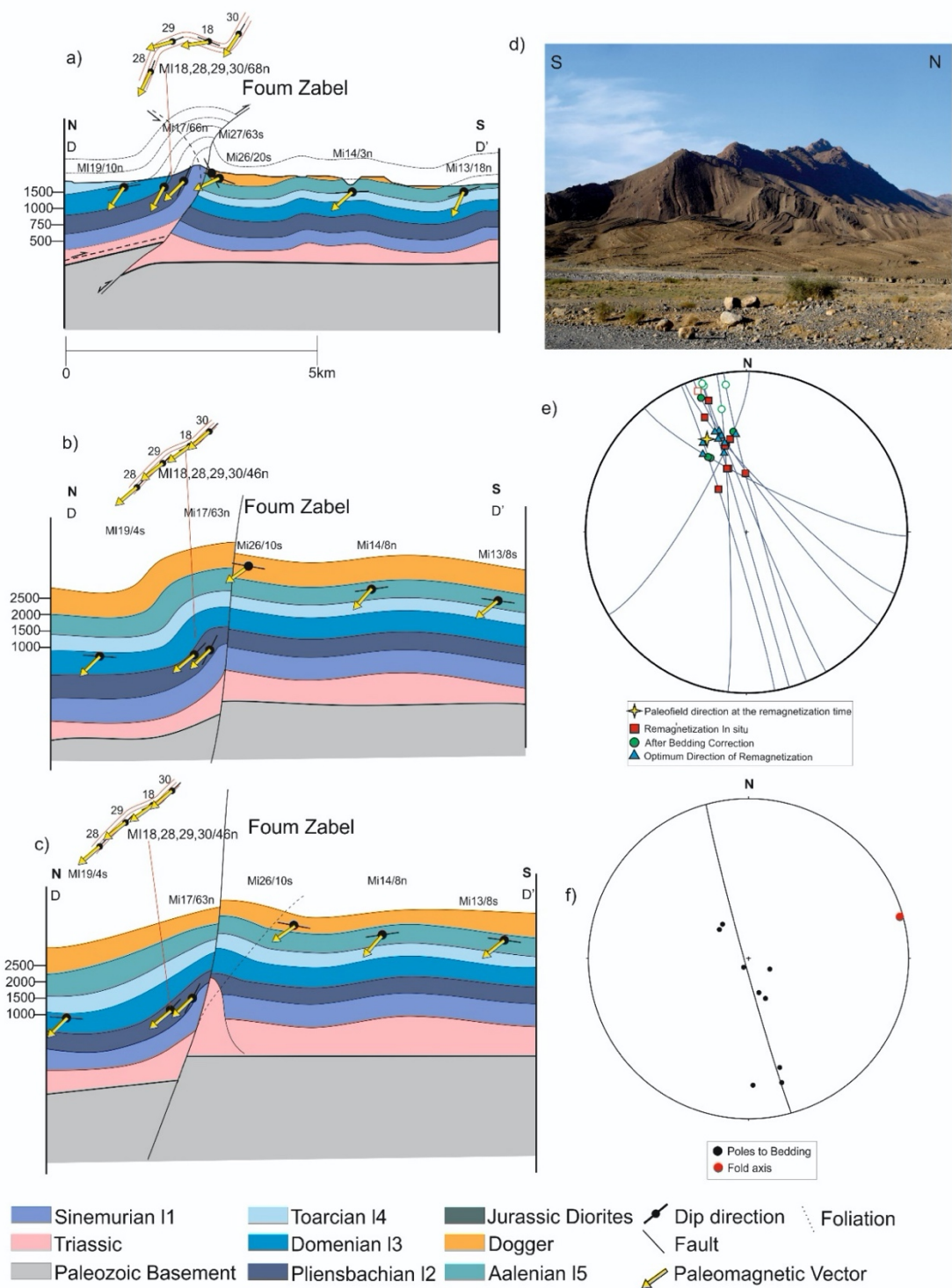
- Sinemurian I1
- Toarcian I4
- Jurassic Diorites
- Dip direction
- Triassic
- Domenian I3
- Dogger
- Fault
- Paleozoic Basement
- Pliensbachian I2
- Aalenian I5
- Paleomagnetic Vector

The Bou Hamid anticline is an upright, nearly symmetric box-fold in the present-day cross-section (fig 6.25 a), having dips up to  $86^\circ$  and cut by a high angle fault. In the 100 Ma reconstruction, this anticline can be interpreted as a fault-propagation fold (fig 6.25 b) with an already developed harpoon structure, or alternatively as a symmetric diapir (fig 6.25 c) probably associated with extension. The metric-scale fold in its northern flank tightened after remagnetization time.

*Figura. 6.26. (a). Perfil actual del Ridge Foun Zabel. Se muestran los sitios paleomagnéticos, los buzamientos y los vectores paleomagnéticos. (b) perfil transpresivo restaurado a 100 Ma. (c) perfil extensional/diapírico restaurado a 100 Ma. (d) Fotografía del flanco norte del anticlinal fallado de Foun Zabel. (e) proyección mostrando los círculos menores correspondientes a las direcciones de la remagnetización restaurada de los sitios seleccionados. Los símbolos son los mismos que en la fig 6.20. (f) Proyección mostrando los polos de las capas de la estructura.*

*Figure. 6.26. (a) Present-day cross-section of the Foun Zabel Ridge. The palaeomagnetic sites, bedding and palaeomagnetic vectors are indicated. (b) Transpressive end-member restored section at 100 Ma. (c) Extensional/diapiric end-member restored section at 100 Ma. (d) Field photography of the northern (back) limb of the faulted anticline at Foun Zabel. (e) Stereoplot showing the small circle corresponding to the restored remagnetization directions from selected sites. Symbols are the same as those shown in fig 6.20. (f) Stereoplot showing poles of bedding of the structure.*





The Foum Zabel is a fault-propagation fold and its present-day geometry is similar to the other anticlines. It can be classified as a high angle break-through fold. Its core is occupied by Triassic rocks (fig 6.26 a). It shows a southward vergence, with a northern flank dipping up to 68° and formed by Lower Lias, and a southern flank formed by Dogger limestones reaching dips of 63°.

In the 100 Ma reconstruction (fig 6.26 b and c), its southern flank presents moderate dips and the Dogger beds are more or less subhorizontal, while its northern limb shows dips up to 46°. A reverse fault or alternatively a salt-wall can explain the Foum Zabel configuration at this stage. The smaller scale fold developed completely during the compressional Cenozoic stage, but an inherited significant southward dip can be inferred from the restored sketch.

Paleomagnetic data thus indicate that the five studied ridges in the the Midelt-Errachidia profile were partially developed at 100 Ma, although each one underwent a different evolution. Curiously, the central ridges, Foum Tillicht and Bou Hamid, were more developed at 100 Ma, including some of the smaller-scale folds at the limbs of the main structures.

#### 6.2.2.10 Discussion

##### *Origin of the remagnetization*

The mechanisms that trigger sedimentary remagnetizations has generated numerous studies in recent years but nowadays is still an open question. Torres-López et al. (2014) established that the widespread remagnetization of the limestones from the Central high Atlas is of chemical origin related to growing of diagenetic magnetite. Widespread remagnetizations in carbonates are documented in different regions being the more renowned example the one observed in Palaeozoic carbonate strata from the Appalachian Basin (McCabe and Elmore 1989). These remagnetizations are also carried by neo-formed magnetite showing a very particular magnetic signature (McCabe and Channell, 1994; Dunlop, 2002) similar to the one described above (fig 6.17 d). This tipe of remagnetizations have been associated with burial processes (Katz et al., 1998; Woods et al., 2000, 2002; Evans and Elmore, 2006; Aubourg et al., 2008, 2012) and also to

pressure solutions structures within the burial context (Evans and Elmore 2006). Torres-López et al. (2014) pointed out that the remagnetization process in the Central High Atlas involves: 1) basin-scale conditions mainly related to a minimum thickness of sediments, and 2) a regional-scale thermal event acting as a catalyst of remagnetization. In any case, the mechanism must be associated with cooling below a critical temperature because there are not differences in magnetic properties or paleomagnetic directions despite the differences in the position within the stratigraphic sequence of the different sites within the basin. If remagnetization occurs independently of age (position) and type of sediment, small variations in thickness, and therefore in pressure and temperature, must be conditioning factors to block this process. The cooling necessary to block the magnetization could be achieved either by partial inversion of the basin (transpressional hypothesis, see below) or by decreasing of the temperature gradient and thermal reequilibration of the continental crust (extensional-diapirism hypothesis, see below).

#### *Geodynamic processes at debate*

The principal tectonic stages underwent by the Central High Atlas are documented by numerous authors but there is a controversial point in the tectonic activity during the Mesozoic. This debate is open since Jacobshagen et al. (1988) exposed that inversion processes started at the end of the Oligocene (Laville and Piqué, 1992) thus contradicting Studer and Du Dressnay (1980) that pointed out intra-jurassic compressional movements. Mesozoic, synsedimentary movements were firstly described by Du-bar (1938) and related to Late Liassic and Middle Jurassic horizontal compression by Studer and Du dressnay (1980).

Laville and Piqué (1992) defended the existence of Jurassic deformation based on the development of cleavage near intrusive bodies before the deposition of Late Jurassic red beds and pointed out that emplacement of gabbro bodies contemporaneous with Jurassic deformation was a related process. Ibouh et al. (1994, 2004) recognized in the Imilchil area (60 km west of the studied cross-section) a compressional phase during the Bajocian. A mechanism for this particular tectonic stage was proposed by Laville et al. (2004) who indicated that the transpressive regime in the High Atlas during the Middle Jurassic was associated to the sinistral movement of Africa relative to Eurasia. Other authors (Beauchamp et al., 1996; Beauchamp et al., 1999; Bertotti et al., 2012) also admit uplifting of the Central High Atlas during this time, which would cause synsedimentary

deformations (also described, for example, by Ettaki et al., 2007, and Gouiza, 2013). Finally, thermal modeling and interpretation of igneous intrusions (Gueza et al., 2013; Charton et al., 2018) point to a relationship between transpression and magmatism, on one side, and to the exhumation of the onshore domain in the margin Atlantic of Morocco from Permian to Jurassic times, on the other.

Calvin et al. (2017) using the method of Villalaín et al. (2016) relate cleavage, folding and Cretaceous deformation and show the geometry at 100 Ma in different areas of the Central High Atlas. In all cases, cleavage post-dates the remagnetization, and can therefore be interpreted as generated during the Cenozoic inversion. However, the reconstruction of folds shown by these authors indicates pre-remagnetization incipient folds, which can be due to an intra-Mesozoic compressional event. However, this compressional, intermediate stage is still controversial and not recognized by other authors (see e.g. Gomez et al., 2002; Ellouz et al., 2003; Teixell et al. 2003; Arboleya et al., 2004; Barbero et al., 2007; Frizon de Lamotte et al., 2008; Michard, 2008; Babault et al. 2013; Bensalah et al., 2013), who defend that in The Central High Atlas there has only been one inversion stage in Cenozoic times.

The scarcity or absence of Upper Jurassic and Cretaceous sedimentary record in the Central High Atlas makes difficult the field observations to determine the possible intra-Jurassic deformations.

#### *Cross-section reconstruction*

The High Atlas underwent a remagnetization during the quiescent period bracketed between the end of rifting (Middle Jurassic), and the compressional stage (Cenozoic) related to collision tectonics. Therefore, the events occurring between syn-rift deformation (here including folding associated with normal faults, diapirs and igneous intrusions; Teixell et al., 2003; Michard et al., 2008), and wholesale compressional folding and thrusting during the Cenozoic can be considered as ‘syn-tectonic’ (from the paleomagnetic point of view) and can reveal Mesozoic deformations not known at present. Moreover, the evolution during the Late Jurassic and Early Cretaceous is poorly constrained due to the disperse nature of the sedimentary record that generally appears within isolated outliers and marginal areas of the High Atlas.

The Midelt-Errachidia profile shows typical features of the Central High Atlas: fault-thrust systems with NE-SW to E-W trends showing sinuous, anastomosing traces and varying polarity (i.e. north-verging and south-verging steeply dipping thrusts at the core of anticlines). These characteristics are commonly found in inverted basins resulting from extensional oblique tectonic contexts, as the one that occurred during Triassic and Early Jurassic times in the Moroccan Atlas. The anticlines (ridges) are narrow and cut by high-angle faults, resulting from the re-activation of previous extensional faults. Between them, there are broad, gentle synclines. In general, the northern flanks of the Ridges present steeper dips and are defined by Lower Lias limestones while their southern flanks show shallower dips and are defined by Upper Lias and Dogger limestones.

Palinspastic reconstructions of cross-sections indicate that the geometry of ridges at 100 Ma was already initiated. It is observable that the steep paleo-dips are distributed towards the central and southern sectors of the basin whereas in the North these paleo-dips are much gentler. It is to notice that the Dogger units (Bajocian and Bathonian limestones) are also folded and do not fossilize previous structures. We also observe that high angle, break-through faults associated with folds were partially developed at the remagnetization time. In restored cross-sections, dips up to 50° have been obtained. These steep dips are difficult to explain within an extensional tectonic context lacking gabbroic intrusion or salt walls or diapirs characteristic of other regions of the High Atlas.

Torres-López et al. (2016) reconstructed quantitatively the amount of folding in three structures of the Central High Atlas in the Imilchil area: the Tassent, Tasraft and Tissila ridges at the age of the Cretaceous remagnetization. These authors pointed out different evolutionary trends for each structure and concluded that folding during the Mesozoic basinal stage was heterogeneously distributed along the chain and related to gabbro intrusions and diapirs nucleating the core of the anticlines.

The present work shows that along the Midelt-Errachidia cross-section, structures were incipiently developed at 100 Ma. The main difference with the Imilchil area is the absence of gabbroic bodies and diapiric walls in the present-day situation. Although the whole Central High Atlas is an extensive diapiric province (Saura et al., 2014), the Upper Triassic evaporitic level thins towards the E-ESE (Saura et al., 2014) and the presence of the gabbroic bodies is also limited to the central area of the Central High Atlas (Guezal et al., 2009; Bensalah et al., 2013; Frizon de Lamotte et al., 2008).

The restored cross-sections indicate that the paleodips obtained are consistent with two different models of Mesozoic tectonism: transpression and normal faulting associated with diapirism. Transpressional regime was associated with thick skinned deformation involving the basement and a general detachment level in the Triassic series; most part of the faults in the sedimentary cover are reactivated and inverted (fig 6.22). This reactivation involved the formation of harpoon, pop up structures and box folds. In the end-member diapiric interpretation, the basement is affected by extensional faults and salt walls associated with normal faults or simple diapirs are the responsible for the paleodips obtained at 100 Ma. According to the feasibility of the different reconstructions (fig 10.17) the most probable scenario is a combination of both origins, with some structures (Foum Zabel and Jbel Aouja, and probably Bou Hamid) growing at the basin margins associated with normal faults, salt walls, and probably thickness changes within the sedimentary pile, whereas other ridges (namely Sidi Hamza and Foum Tilich) fit better with a transpressional origin that is also consistent with cartographic patterns in geological maps (Ahmed et al., 1956).

#### 6.2.2.11 Conclusions

This study provides 43 new sites with paleomagnetic data corroborating that the remagnetization found in other parts of the chain extends at least to the easternmost part of the Central High Atlas, showing systematically normal polarity. Fold-tests indicate that remagnetization is syn-folding in relation to some structures and clearly predates the Cenozoic compressional stage. The characteristic direction of the remagnetization is calculated by the SCI method, (Dec: 337.3, Inc: 38.4,  $\eta$ : 13.0,  $\xi$ : 3.5, A/n: 7.7°) through pySCu software (Calvín et al., 2017). Comparison with the direction from the African GAPWP obtained by Torsvik (2012) provides an age for the remagnetization at 100 Ma.

This syn-folding remagnetization allows to obtain the geometry of the basin at 100 Ma using the method developed by Villalaín et al. (2016). We provide a palinspastic picture of one of the best studied profiles in the central High Atlas, through four detailed cross-section of ridges considering two different scenarios. The results obtained on the five ridges show that they were initiated prior to compressive deformation during the Late

Cretaceous-Cenozoic, and that compressional folds nucleated on these incipient structures.

This work highlights the deformations occurred during the Late Jurassic in the easternmost part of the Central High Atlas. We cannot prove whether folding observable at 100 Ma is due to the accommodation to basement faults and salt-wall formation within a transtensional/extensional regime or, alternatively, due to uplifting of the Central High Atlas during Middle-Late Jurassic weak transpressive intrajurassic tectonics. However, in our opinion, the restored sections of the Jbel Aouja, Sidi Hamza-Foum Tillich, Bou Hamid and Foum Zabel ridges show that structures located at the basin margins fit better with extension and diapirism whereas the ridges in the central sector (Sidi Hamza-Foum Tillich) are consistent with transpression at the basin center. This situation could be related to the blocking of the remagnetization at 100 Ma





### ***6.2.3 Restitución a 100 Ma. del perfil de Demnat***

#### ***6.2.3.1 Introducción***

Del mismo modo que en las dos áreas anteriormente descritas y restituidas, se ha llevado a cabo el estudio paleomagnético del perfil de Demnat. Las características geológicas a grandes rasgos son las detalladas para todo el Atlas Central, grandes sinclinales formados por rocas mesozoicas separados de estrechos anticlinales, si bien la zona occidental del Alto Atlas es la más singular de las tres (fig 6.27). Se caracteriza por una mayor implicación del basamento en la deformación, llegando a aparecer, al sur de Demnat, grandes afloramientos del Paleozoico fuertemente deformado por la orogenia Varisca. Las unidades Mesozoicas presentan un espesor más reducido que en la parte central y fundamentalmente se observan afloramientos de materiales triásicos y del Jurásico inferior. En esta zona no hay presencia de intrusiones gabroicas significativas.

Por esta razón, no se va a detallar la geología general del Alto Atlas, ni las metodologías usadas tanto en el campo como en el laboratorio para la detección de la remagnetización y cálculo de la dirección y edad de la remagnetización, ya que han sido explicadas con anterioridad.

La zona de Demnat sufrió un acortamiento importante y una extensión moderada que, junto a una fuerte denudación (Beauchamp et al., 1999; Teixell et al., 2003), explica los extensos afloramientos de paleozoico y la escasa potencia de los materiales mesozoicos. Algunos autores indican que estas características son debidas a la presencia de unidades mesozoicas con espesor reducido desde su depósito (Babault et al., 2013; Balestrieri et al., 2009; Choubert y Faure-Muret, 1962).

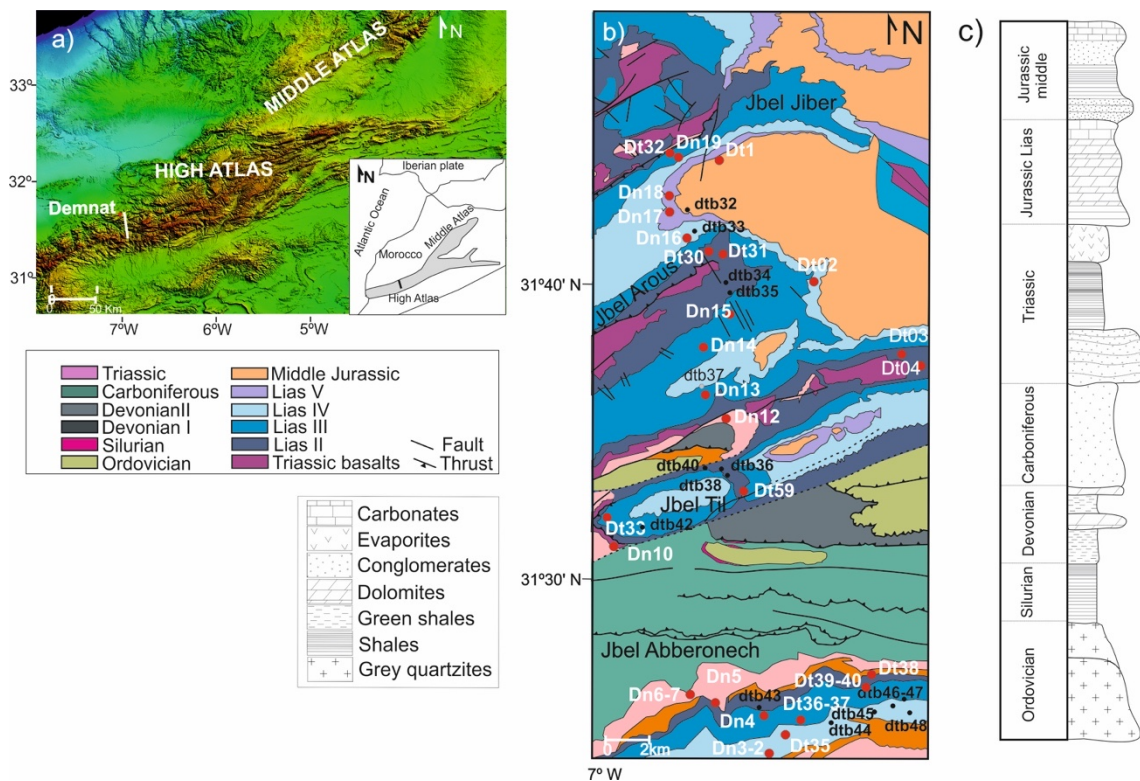


Figura. 6.27. (a) Modelo digital del terreno y esquema geológico del Alto Atlas Central y del perfil de Demnat. (b) Mapa geológica del perfil de Demnat, mostrando los sitios de muestreo (sitios en blanco) y medidas de buzamiento (sitios en negro). (c) Columna estratigráfica esquemática del área de estudio.

Figure. 6.27. (a) Digital elevation model (DEM) and geological sketch of the High Atlas and Demnat profile. (b) Geological map of the Demnat profile, showing the sampling sites (White sites) and dip measurements (black sites). (c) Schematic stratigraphic column of the study area.

Un total de 36 sitios obteniendo 240 especímenes han sido muestreados a lo largo de la sección de Demnat (fig 6.27). La serie muestreada está compuesta por red beds y areniscas del Triásico y calizas del Jurásico inferior y medio.

Se ha realizado la desmagnetización térmica y por campos alternos de las muestras, obteniendo en todos los casos una dirección estable que presenta polaridad sistemáticamente normal. Las muestras correspondientes a calizas presentan temperaturas de desbloqueo entre 300°C y 475°C, (fig 6.28) y coercitividads intermedias entre 30 y 100 mT, mientras que las muestras de red beds triásicas presentan unas temperaturas de desbloqueo entre 300° y 675°C.

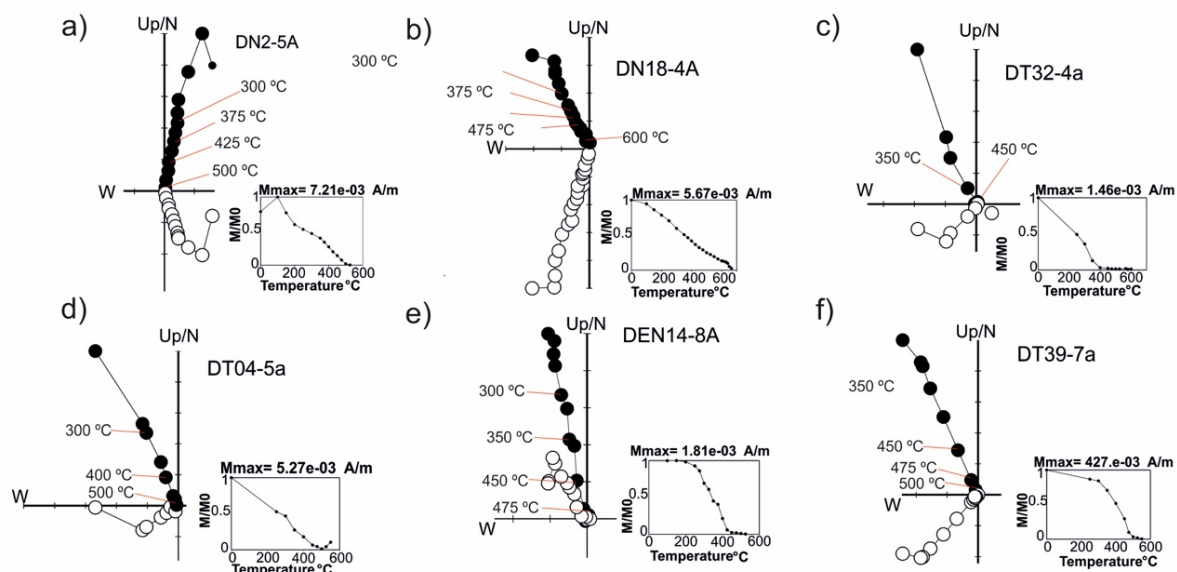


Figura. 6.28. Proyección ortogonal de la desmagnetización térmica (NRM) de muestras representativas (a, b, c, d, e y f) del área de Demnat. Todas las direcciones están proyectadas en coordenadas in situ. Los símbolos en blanco son proyecciones del vector magnetización en el plano este-oeste y los símbolos en negro son proyecciones en el plano horizontal. Se muestra también la evolución de la intensidad de la NRM normalizada en función de la temperatura.

Figure. 6.28. Orthogonal projection of the thermal demagnetization (NRM) of the representatives samples (a, b, c, d, e and f) of the Demnat area. All directions are projected in in situ coordinates. The white symbols are projections of the magnetization vector in the east-west plane and the black symbols are projections in the horizontal plane. The evolution of the intensity of the normalized NRM as a function of temperature is also shown.

Tabla 6.3. Parámetros de la magnetización remanente para la componente característica.

Table 6.3. Remanent magnetization parameters for the Characteristic component.

Site	Age	Sites Coordinates		In Situ Bedding		In Situ				100% Tilt Corrected		BFD Corrected 343°, 37°		φ	Restored Bedding at 100 Ma.	
		Lat(°)	Lon(°)	DipDir	Dip	a95	k	Dec_ BBC	Inc_ BBC	Dec_ ATBC	Inc_ ATBC	Dec_ BFD	Inc_ BFD		Paleo_DipDir	Paleo_dip
DN2	Upper Lias	31.020	6.882	8.0	50.0	5.1	193.0	346.0	49.0	353.8	1.1	349.8	37.9	5.8	8	38
DN3	Upper Lias	31.421	6.881	350.0	30.0	9.6	64.5	342.0	41.0	343.9	11.2	342.5	36.5	0.2	350	26
DN4	Dogger	31.442	6.883	169.0	35.0	4.8	163.0	351.0	-2.8	351.4	32.2	351.5	36.7	7.0	349	5
DN5	Upper Lias	31.451	6.915	148.0	62.0	9.6	29.5	339.0	37.0	105.0	77.1	339.0	37.0	3.0	148	62
DN6	Lower Lias	31.452	6.932	140.0	39.0	8.7	6.5	347.0	28.0	11.8	59.3	349.3	35.0	5.6	140	31
DN7	Lower Lias	31.452	6.932	150.0	33.0	12.9	27.9	340.0	24.0	346.6	56.2	341.4	36.7	1.1	150	20
DN10	Upper Lias	31.542	6.976	10.0	35.0	7.8	165.0	341.0	53.0	351.8	20.6	348.3	37.8	4.6	10	18
DN12	Lower Lias	31.608	6.934	22.0	38.0	9.3	52.9	329.0	62.0	355.9	31.5	352.7	39.9	8.6	22	10
DN13	Lower Lias	31.617	6.938	14.0	16.0	5.3	110.5	334.0	45.0	341.6	32.0	340.0	35.7	2.4	14	4
DN14	Lower Lias	31.645	6.938	165.0	73.0	5.6	97.91	348.0	-8.6	351.8	64.2	348.7	36.5	4.8	165	28
DN15	Dogger	31.655	6.929	173.0	30.0	8.3	346.2	336.0	41.0	316.4	68.3	337.2	35.9	4.5	173	35
DN16	Dogger	31.693	6.944	322.0	24.0	16.3	11.8	327.0	30.0	326.4	6.1	327.5	38.3	12.2	322	32
DN17	Upper Lias	31.705	6.956	35.0	18.0	12.8	27.5	333.0	52.0	348.6	41.3	349.5	40.3	6.5	215	1
DN18	Upper Lias	31.727	6.958	130.0	5.0	8.6	42.9	328.0	43.0	329.6	47.7	327.2	40.1	12.7	130	8

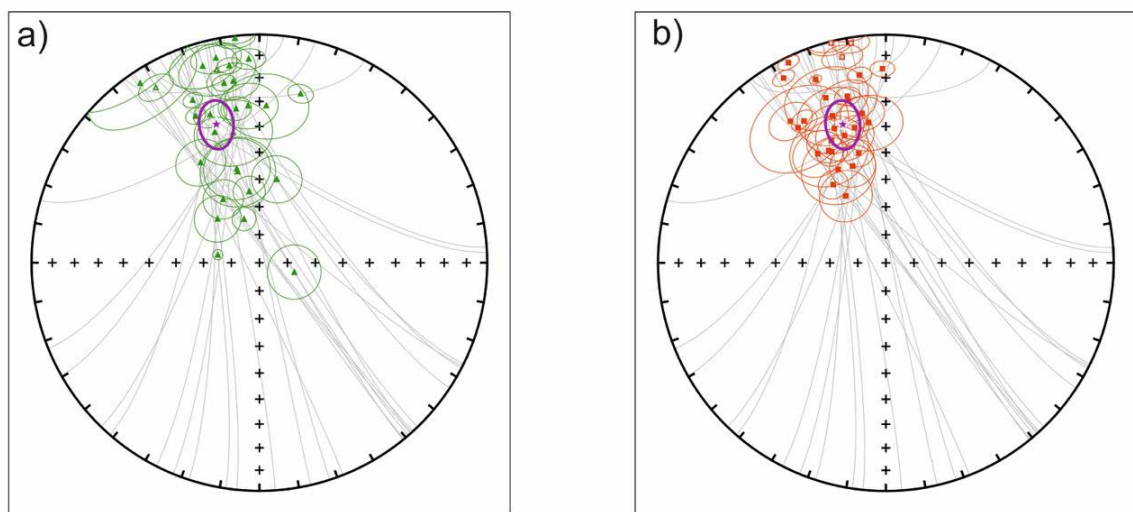
DN19	Upper Lias	31.724	6.971	142.0	38.0	7.1	183.3	326.0	26.0	330.2	63.8	326.6	38.3	12.9	142	26
DT1	Dogger	31.752	6.940	147.0	24.0	11.4	9.83	340.0	32.0	346.5	55.1	340.8	36.8	1.6	147	19
DT4	Lower Lias	31.637	6.823	174.0	70.0	1.8	290.3	339.0	15.0	280.9	74.9	336.1	35.7	5.4	174	48
DT59	Lower Lias	31.569	6.926	334.0	68.0	5.2	16.4	326.0	56.0	329.4	-11.7	328.4	36.7	11.5	334	49
DT30	Lower Lias	31.687	6.945	325.0	57.0	11.0	42.7	353.0	38.0	347.5	-14.4	351.8	34.8	7.6	325	53
DT31	Lower Lias	31.684	6.934	60.0	38.0	13.3	101.2	333.0	44.0	2.5	31.6	345.4	41.8	5.7	60	25
DT32	Dogger	31.726	6.974	145.0	45.0	4.2	137.1	330.0	29.0	340.6	73.5	330.5	37.8	9.8	145	36
DT33	Upper Lias	31.558	6.996	89.0	52.0	3.9	215.0	347.0	26.0	13.7	24.7	348.1	26.5	11.1	89	50
DT35	Lower Lias	31.425	6.877	324.0	5.0	3.5	268.3	352.0	18.0	351.3	13.6	356.4	33.5	11.6	324	23
DT36	Lower Lias	31.428	6.875	29.0	34.0	4.7	121.5	347.0	39.0	357.0	11.5	347.2	38.7	4.2	29	34
DT38	Lower Lias	31.457	6.832	182.0	42.0	5.8	3.7	346.0	-0.8	341.1	39.3	342.0	36.4	0.6	182	3
DT39	Lower Lias	31.443	6.836	120.0	26.0	3.0	365.2	334.0	2.7	337.7	23.9	343.7	36.1	0.9	300	16
DT40	Lower Lias	31.442	6.838	255.0	30.0	3.5	287.7	359.0	16.0	348.9	20.8	343.8	21.1	15.5	75	13
DT41	Lower Lias	31.442	6.779	119.0	27.0	3.2	108.0	331.0	8.2	336.5	30.5	340.4	37.6	2.1	299	9
DT42	Lower Lias	31.427	6.831	333.0	26.0	7.0	31.4	351.0	34.0	348.0	9.0	351.3	35.5	7.0	333	28

*DD/D, Dirección de buzamiento y buzamiento; k y  $\alpha_{95}$ , parámetros estadísticos de Fisher (Fisher 1953); D, declinación; I, inclinación de la ChRM. BFT: Dirección óptima.  $\Phi$  ángulo de despliegue para la restauración a la dirección del paleocampo.*

*DD/D Dip direction and Dip; k and  $\alpha_{95}$ : Fisher statistical parameters (Fisher 1953). D and I: Declination and Inclination of the ChRM. BFD: Best fit direction.  $\phi$ : Unfolding angle for restoration to the paleofield direction*

Las características que se describen, en las muestras de calizas, son similares a las descritas anteriormente en las otras dos zonas estudiadas ya descritas para esta zona en el capítulo 5 (ver sección 5.5.2.3), por lo que se la componente característica en esta área se considera también, la componente de la remagnetización.

Las proyecciones de las direcciones paleomagnéticas antes y después de la corrección tectónica (fig 6.29) muestran dispersion en las dos situaciones extremas, indicando que la remagnetización se produjo en un momento intermedio entre las dos situaciones.



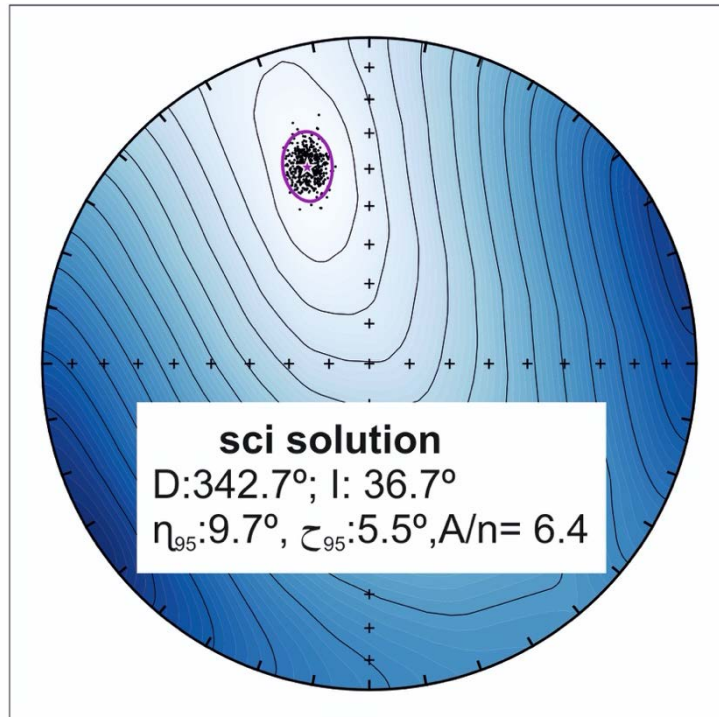
*Figura. 6.29. (a y b) Proyecciones de igual área de los círculos menores y direcciones paleomagnéticas medias antes y después de la corrección tectónica respectivamente. La dirección de referencia y las estaciones aparecen proyectadas.*

*Figure. 6.29. (a and b) Equal area projections of the small circles and mean palaeomagnetic directions before and after the tectonic correction, respectively. The reference direction and the vectors of sites are projected.*

La dirección de remagnetización se ha calculado con el programa PySCu (Calvín et al., 2017) usando la aproximación iterativa al valor de  $A/n$  de todas las direcciones posibles. (fig 6.30).

La edad de la remagnetización en la zona de Demnat se había calculado en el capítulo 8 con el método de los círculos menores (Waldhör y Appel et al., 2006). En este cálculo previo se contaba con la mitad de los especímenes y el resultado obtenido fue una

D: 338° e I: 45°. Comparando los datos se observa que se produce un cambio significativo en el ángulo de la inclinación, el cual presenta un mayor error. Como se ha explicado con anterioridad, la inclinación calculada es más precisa en los cálculos nuevos que considera muchos más datos y que se aproxima a la esperada para la edad de la remagnetización y a la que presentan las zonas de Imilchil y Midelt-Errachidia. La declinación varía menos de 4°, quedando dentro del margen de confianza obtenido.

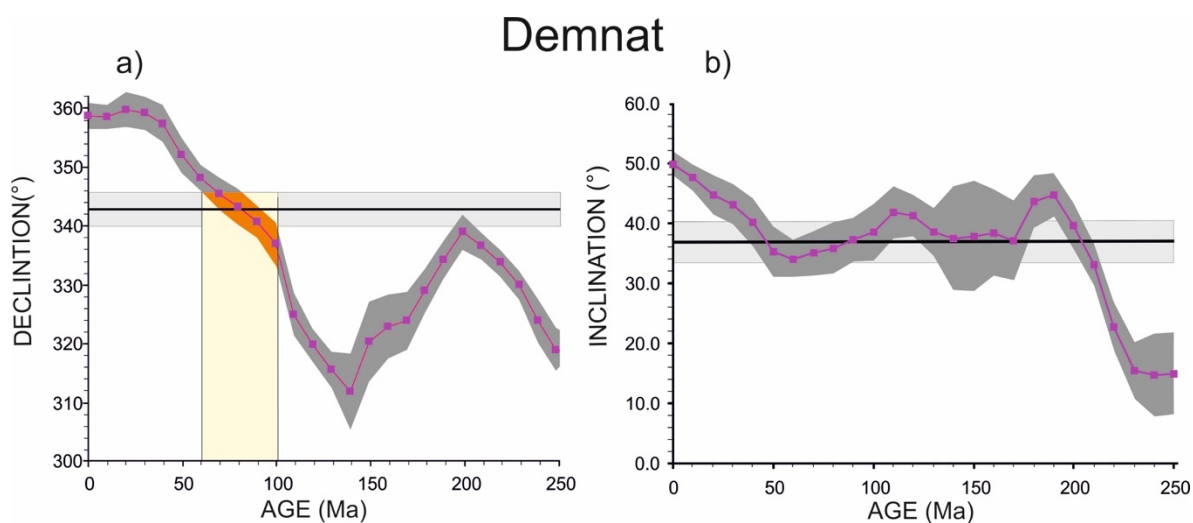


*Figura. 6.30. Proyección de igual área mostrando los contornos de igual valor de A/n (Calvín et al., 2017). La estrella muestra la solución de la dirección de la remagnetización de una población de 500 soluciones obtenidas mediante bootstrap paramétrico. (Calvin et al., 2017). Se muestra la elipse con el 95% de confianza donde  $\eta_{95}$  y  $\tau_{95}$  son sus semiejes mayor y menor respectivamente.*

*Figure. 6.30. Equal area projection showing the contours with the same A/n value (Calvín et al., 2017). The star shows the solution of the direction of the remagnetization of a population of 500 parametric bootstrap solutions. (Calvin et al., 2017). The ellipse with 95% confidence is shown:  $\eta_{95}$  and  $\tau_{95}$  are the semi-major and semi-minor axes.*

Comparando la dirección con las curvas de Declinación e Inclinación de la GAPWP en coordenada africanas (Torsvik et al., 2012) (fig 6.31) observamos cómo la curva para la declinación (fig 6.31 a) señala direcciones más jóvenes que para los casos

de Imilchil y Midelt-Errachidia; sin embargo, también abarca la edad de 100 Ma. Sin embargo, la curva de inclinación (fig 6.31 b) muestra un rango de edad de 150 Ma debido a que las inclinaciones durante todo el Mesozoico son poco variables.



*Figura. 6.31. (a y b) Curvas de Declinación-Edad e Inclinación-Edad esperadas para el Alto Atlas Central de la GAPWP en coordenada africanas (Torsvik et al. 2012). Se muestra la incertidumbre para la dirección. La línea horizontal representa la declinación/inclinación observada y sus incertidumbres. La zona de color amarillo en la curva de declinación muestra las posibles soluciones.*

*Figure. 6.31. (a and b) Declination-age and Inclination-age expected curves for the central High Atlas of the GAPWP in African coordinates (Torsvik et al. 2012). The uncertainty for directions is represented. The horizontal line represents the declination/inclination observed and its uncertainties. The yellow area on the declination curve shows the range of possible solutions.*

A partir del corte actual de Demnat (fig 6.32 b) se ha realizado la restitución de las capas al buzamiento obtenido para 100 Ma. El cálculo de los paleobuzamientos nos permite obtener la configuración del perfil de Demnat para esta edad (fig 6.32 c y d y tabla 6.3). De los mismos datos obtenidos podemos realizar diferentes interpretaciones de las estructuras. Hemos considerado al igual que en el caso del perfil de Midelt-Errachidia dos escenarios posibles: tectónica extensional y transpresión durante el Jurásico final o comienzo del Cretácico. Algunas de las estructuras se explicarían mejor en uno u otro de los escenarios alternativamente, por lo que podemos considerar que no son necesariamente incompatibles.

Los resultados obtenidos muestran una deformación que ya estaba iniciada en el momento de la adquisición de la remagnetización. Los perfiles restituidos muestran unos



buzamientos de hasta 50° y se pueden observar estructuras que prácticamente ya estaban desarrolladas en el Cenomaniense-Albiense.

Se puede interpretar una moderada deformación ocurrida en el final del Jurásico y comienzo del Cretácico que explique el desarrollo de fallas, pliegues y el basamento involucrado en la deformación previo a la compresión cenozoica y antes de la remagnetización a 100 Ma. Esta sería resultado de una reactivación parcial de fallas heredadas originadas durante la etapa extensional.

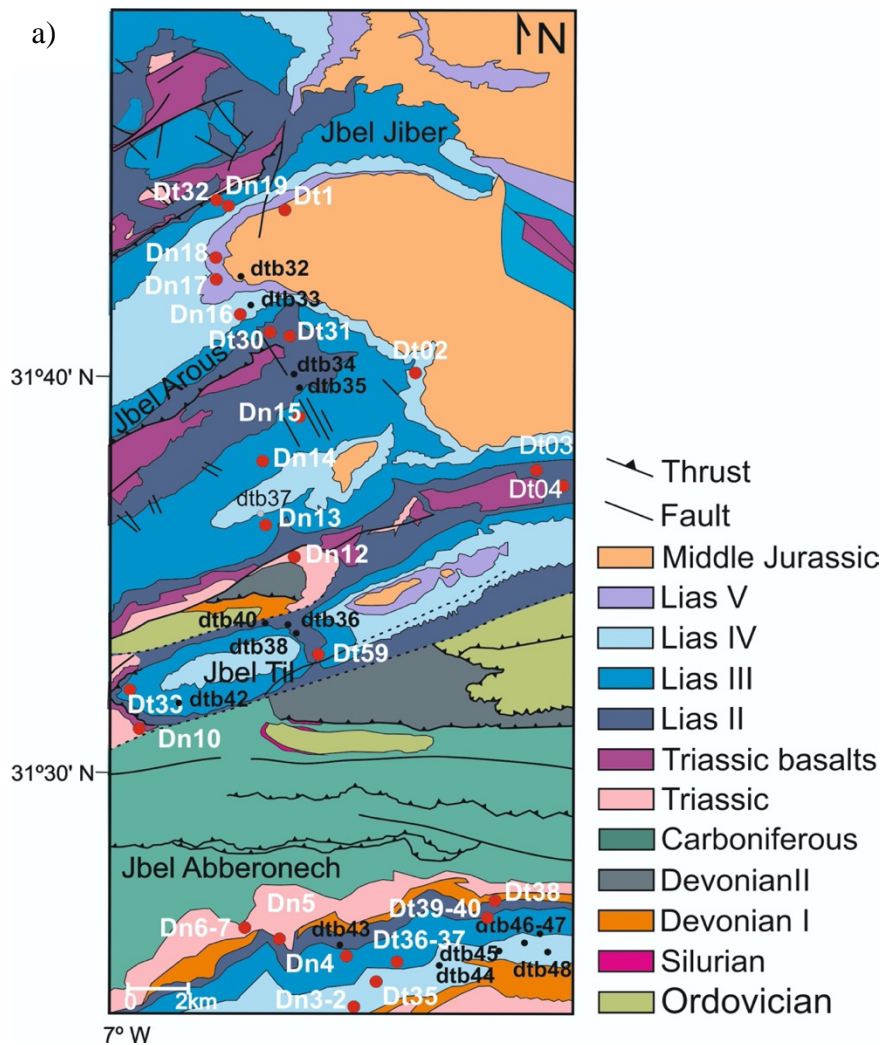
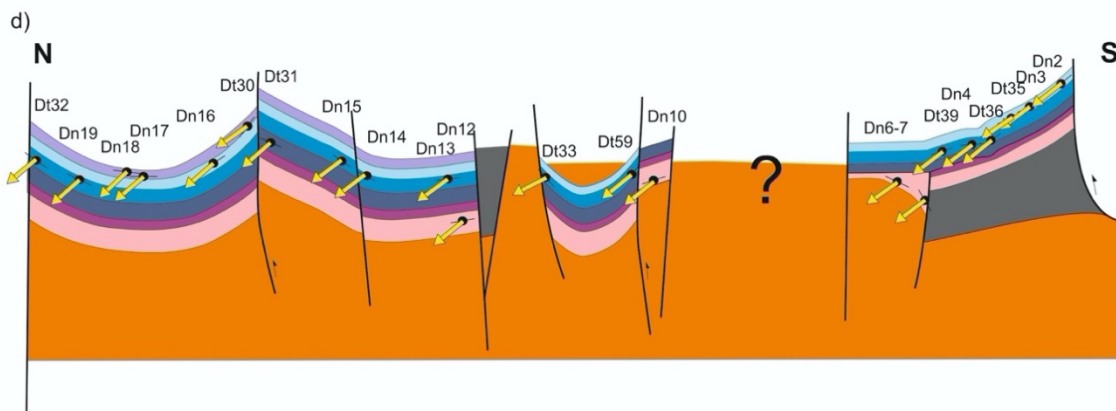
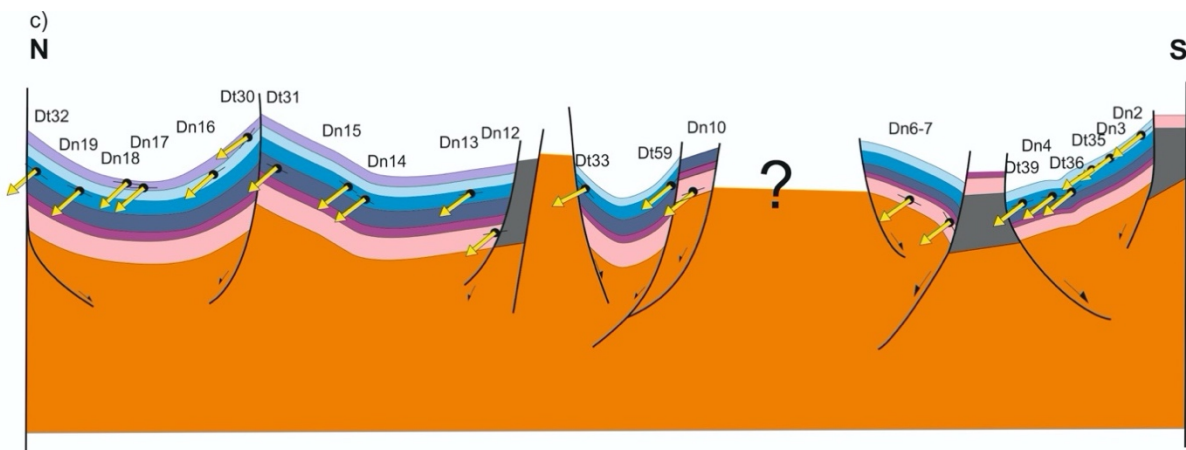
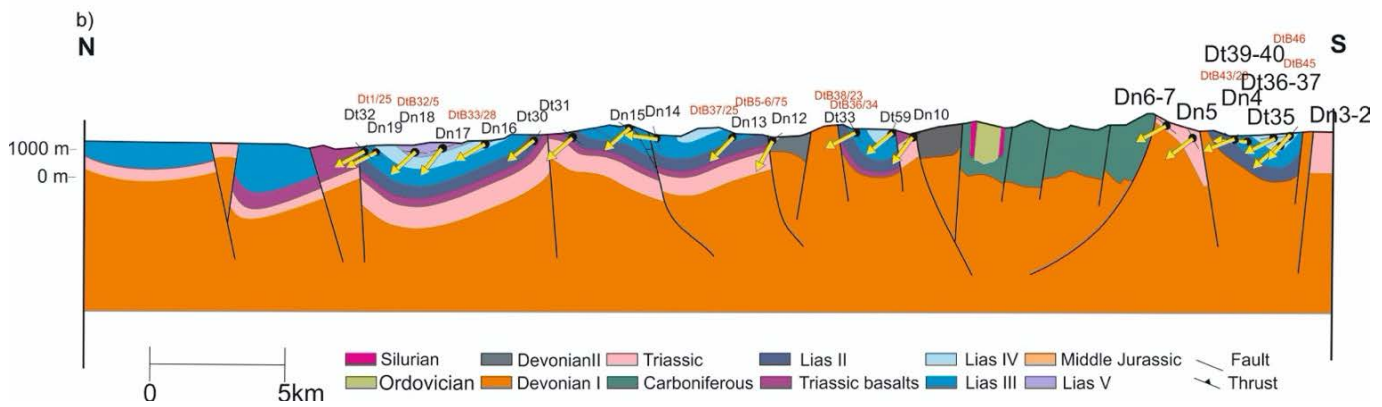


Figura. 6.32. (a) Mapa Geológica del corte de Demnat con las estaciones muestreadas (estaciones en blanco) y datos de buzamiento tomados (estaciones en negro). En la siguiente página:(b) Perfil actual del corte de Demnat. Están indicados los sitios paleomagnéticos, los vectores paleomagnéticos (flechas) y buzamientos actuales (líneas negras). (c) Corte restituído a 100 Ma. suponiendo una tectónica extensional previa a la adquisición de la remagnetización. (d) Corte restituído a 100 Ma. suponiendo una tectónica transpresiva previa a la adquisición de la remagnetización.

Figure. 6.32. (a) Geological map of the Demnat profile with the sampling sites (white sites) and bedding data (black sites). In the next page: (b) Present-day cross-section of Demnat. The palaeomagnetic sites, bedding (black lines) and palaeomagnetic vectors (arrows) are indicated. (c) Extensional end-member restored section at 100 Ma before remagnetization acquisition. (d) Transpressive end-member restored section at 100 Ma. Before remagnetization acquisition.







---

## **7 Conclusiones**

<i>7.1 Resultados generales y conclusiones del estudio paleomagnético</i>	<i>259</i>
<i>7.2 Resultados generales y conclusiones de la restitución de las estructuras</i>	<i>261</i>
<i>7.1 General results and conclusions of the palaeomagnetic study.</i>	<i>264</i>
<i>7.2 General results and conclusions of the restitution of the structures</i>	<i>266</i>

En este trabajo se presenta el estudio paleomagnético en sedimentos Mesozoicos realizado en el Alto Atlas Central (Marruecos).

Los tres perfiles estudiados abarcan todo el Atlas Marroquí, responden a las tres áreas más estudiadas del Atlas Central, donde se acogen diferentes debates sobre su evolución. Se han estudiado más de 170 estaciones paleomagnéticas y unas 1500 muestras han sido analizadas en el laboratorio para el desarrollo de esta Tesis.

Las conclusiones del trabajo se dividen en dos, por un lado, las conclusiones del estudio paleomagnético y por otro, las conclusiones derivadas de la restitución de las estructuras a 100 M.a

## **7.1 Resultados generales y conclusiones del estudio paleomagnético**

1) La desmagnetización térmica y por campos alternos aplicada a las muestras en los tres perfiles, revela que la NRM está dominada por una componente característica muy estable que muestra sistemáticamente polaridad normal. Esta componente fue encontrada en toda el área estudiada en el Alto Atlas Central, desde la parte más oriental hasta la parte más occidental, independientemente de la edad y litología de las series Mesozoicas muestreadas.

2) Las temperaturas de desbloqueo oscilan entre 450 y 525°C para las calizas y 675°C en el caso de los depósitos detríticos (red beds). Los valores de susceptibilidad magnética se encuentran entre 10 y 700 x 10<sup>-6</sup> (S.I.), encontrando la mayoría de ellos en el rango entre 100 y 400 x 10<sup>-6</sup> (S.I.). La intensidad de la magnetización remanente natural (NRM) es muy elevada para el tipo de rocas muestreadas (en su mayoría calizas) variando entre, 1 y 5 mA/m, presentando la mayoría de ellas valores por debajo de 1 mA/m.

3) La adquisición de la IRM, en las calizas, indica valores de saturación de la magnetización por debajo de campos de 0,3 T lo que sugiere que el mineral portador es de baja coercitividad probablemente Magnetita; las curvas termomagnéticas confirman la presencia de Magnetita mostrando caídas a 580°C. Los parámetros de histéresis se proyectan en el área de mezcla SP+SD, característico de calizas remagnetizadas. Las muestras detríticas rojas no se saturan por debajo de campos de 2 T, indicando la presencia de minerales de alta coercitividad y las curvas termomagnéticas indican que se trata de Hematites al mostrar la temperatura de Néel de 675°C.

4) Se ha obtenido la dirección de la remagnetización para cada perfil estudiado utilizando el método de intersección de círculos menores. Las direcciones calculadas se han comparado con la curva de deriva polar aparente global en coordenada africanas. *Las direcciones calculadas son: para el perfil de Midelt-Errachidia (D:336,7°; I: 30,6°), para el perfil de Imilchil (D:336,4°;I:29,2°), y por último, el perfil de Demant (D:338,9°; I:45,9°). Las direcciones obtenidas señalan una edad común de 100 Ma. que supone que la adquisición de la remagnetización se produjo en el límite Albiense-Cenomaniense.*

5) Los resultados del test de conglomerado y del pliegue confirman que la remagnetización que afecta al Atlas es syn-folding, adquirida posteriormente a la fase extensional inicial y claramente anterior a la compresión Cenozoica.

6) El Alto Atlas marroquí presenta una componente de remagnetización muy estable en los tres perfiles estudiados, cuyas propiedades, similares entre sí, corresponden a las descritas en los trabajos previos realizados en Iberia, por lo que se puede señalar que tanto las cuencas de Iberia como las del Atlas Marroquí presentan una remagnetización que afecta a áreas muy extensas que podría estar relacionada con un evento regional común.



7) Respecto al origen de la remagnetización se ha observado que en los perfiles de Imilchil y Midelt-Errachidia la presencia de la remagnetización está limitada al interior de la cuenca, donde existen miles de metros de espesor de serie Mesozoica. En estos casos, la remagnetización queda comprendida tectónicamente entre dos fallas normales de primer orden reactivadas durante la compresión. Sin embargo, cuando no se cumplen estas condiciones de espesor de cuenca la remagnetización no se observa. En el corte de Demnat encontramos la presencia de la remagnetización en zonas limitadas por fallas, que pueden ser interpretadas como normales o transpresivas.

## **7.2 Resultados generales y conclusiones de la restitución de las estructuras**

Mediante la restitución de la remagnetización cretácica se ha llevado a cabo la reconstrucción de diferentes estructuras de los tres perfiles estudiados en el Alto Atlas Marroquí a su geometría durante la adquisición de la remanencia datada en 100 Ma.

8) La geometría pre-Cenozoica muestra que la mayor parte de las estructuras del Atlas ya presentaban basculamientos en el momento de la adquisición de la remagnetización, a 100 Ma. y no son, por tanto, consecuencia únicamente del acortamiento Cenozoico.

9) En algunos casos, la actividad magmática se puede interpretar como la responsable de la formación de algunas estructuras, como es el caso de los anticlinales de Tassent y Tasraft. Otras estructuras se explican por diapirismo y migración de sales, como el anticlinal de Tissila o algunas de las estructuras ligadas a los límites de la Cuenca. Sin embargo, se ha demostrado cómo dentro del mismo perfil pueden coexistir estructuras pre-cenozoicas cuyo origen haya sido favorecido por distintos mecanismos tectónicos.

10) Las estructuras restituidas a 100 Ma señalan una tectónica extensional con gran actividad diapírica durante el Triásico y comienzo del Jurásico que afecta a todo el Atlas, actividad magmática durante el Jurásico medio y superior que afecta en su mayor parte al Alto Atlas Central y un régimen transpresivo asociado a deformación de piel gruesa que involucra el basamento.



---

## **7 Conclusions**

This work presents the palaeomagnetic study in Mesozoic sediments carried out in the High Central Atlas (Morocco). The three profiles studied cover the entire Moroccan Atlas, respond to the three most studied areas of the Central Atlas and where different debates on their evolution are open. More than 170 palaeomagnetic stations have been carried out some 1500 samples have been analyzed in the laboratory for the development of this thesis.

The conclusions of the work are divided into two parts, on the one hand, the conclusions of the paleomagnetic study and, on the other, the conclusions derived from the restoration of the structures at 100 Ma.

## **7.1 General results and conclusions of the palaeomagnetic study.**

1) The thermal and alternate field demagnetization carried out on the samples in the three profiles reveal a very stable characteristic component that systematically shows normal polarity. This component was found throughout the entire area studied in the central High Atlas, independently of the age and lithology of the sampled Mesozoic series.

2) Blocking temperatures range between 450°C and 525°C for limestones and 675°C for detrital deposits (red beds). Magnetic susceptibility values are between 10 and  $700 \times 10^{-6}$  (S.I.), most of them in the range between 100 and  $400 \times 10^{-6}$  (S.I.). The intensity of the natural remanent magnetization (NRM) is very high for the type of rocks sampled (mostly limestone), varying between 1 and 5 mA/m, most of them presenting values below 1 mA/m.

3) The acquisition of the IRM, in the limestones, indicates saturation values of the magnetization below 0.5 T fields, which suggest that the carrier mineral is magnetite, the thermomagnetic curves confirm the presence of magnetite showing drops at 580° C. The hysteresis parameters are projected in the mixed SP+SD area, indicative of remagnetized

limestones. Detrital samples do not saturate reaching 2 T fields, indicating the presence of hematite, which correspond to block temperatures of 675°C.

4) The direction of the remagnetization has been obtained for each profile studied using, in some cases the minor circle method and/or in others, the Pyscu iterative approximation program.

The calculated *directions have been compared to the GAPWP in African coordinates. The direction is for the for the Midelt-Errachidia profile (D: 336.7°; I: 30.6°), for the Imilchil profile (D: 336.4°; I: 29.2°), and finally, the Demnat profile (D: 338.9°; I: 45.9°).*

5) *The directions of the remagnetization obtained in the three profiles of the Atlas, Midelt-Errachidia, Imilchil and Demnat indicate a common age at 100 Ma. which assumes that the acquisition of the remagnetization occurred at the Albian-Cenomanian limit. The results of the conglomerate and fold tests confirm that the remagnetization that affects the Atlas was acquired after the initial extensional phase and clearly prior to Cenozoic compression (interfolding magnetization)*

6) *Regarding the origin of the remagnetization, it has been observed that in the Imilchil and Midelt-Errachidia profiles the existence of the remagnetization is limited to the interior of the basin, where the Mesozoic series is thousands of meters thick. This constancy is not observed in the Demnat area where we find the presence of remagnetization in areas where the Mesozoic series is limited by normal or transpressional faults.*

7) *The Moroccan High Atlas presents a very stable remagnetization component in the three studied profiles, whose properties, similar to each other, correspond to those described in previous work carried out in Iberia, so it can be noted that both the Iberian basins and the Moroccan Atlas underwent a remagnetization that affects very large areas.*

## 7.2 General results and conclusions of the restitution of the structures

The restitution of different structures of the three profiles studied in the Moroccan High Atlas has been carried out. The method used by Villalaín et al. (2003, 2015) allows to obtain paleodips at discrete points of the profiles. From the geometry obtained at 100 Ma in the three profiles it is concluded:

8) *The pre-Cenozoic geometry obtained is not horizontal. The profiles show how most of the structures in the Atlas were already started at the time of the remagnetization at 100 Ma. and are not, therefore, a consequence only of the Cenozoic shortening..*

9) *In some cases, magmatic activity is responsible for the formation of some structures, such as the Tassent and Tasraft anticlines. Other structures are explained by diapirism and salt migration, such as the Tissila anticline or some of the structures linked to the limits of the Basin. However, it has been shown how pre-Cenozoic structures whose origin is favored by different tectonic mechanisms can co-exist within the same profile (for example, reactivation of faults inherited from the extensional stage during the Triassic and early Jurassic, due to a transpressive regimen that involves the basement).*

10) *The structures restored at 100 Ma. indicate an extensional tectonics with diapiric activity during the Triassic and beginning of the Jurassic that affects the entire Atlas, magmatic activity during the Middle and Late Jurassic that mostly affects the Central High Atlas and a transpressive regime associated with thick skin deformation.*



---

## 8 Bibliografía

Ahmed, M. M., Eyssautier, L., Marçais, J., Choubert, G., and Fallot, P. (1956). Carte Géologique du Haut Atlas: feuilles Rich et Boudenib. *Service Géologique du Maroc*.

Aiello, I. Hagstrum, J. Principi, G. (2004). Late Miocene remagnetization within the internal sector of the Northern Apennines, Italy. 383. *Tectonophysics*. 383.

Aifa, T. (1993). Different styles of remagnetization in Devonian sediments from the north-western Sahara (Algeria), *Geophysical. Journal. International*, 115, 529–537.

Ait Addi, A., Chafiki, D. (2013). Sedimentary evolution and palaeogeography of mid-Jurassic deposits of the Central High Atlas, Morocco. *Journal of African Earth Sciences*, 84, 54–69.

Amrhar M., Bouabdelli M., Piqué A., Les marqueurs structuraux et magmatiques de l'extension crustale dans le Haut Atlas occidental (Maroc) au Dogger, témoins de l'évolution de la marge orientale de l'Atlantique Central, C. R. *Académie des Sciences*, Paris 324 (1997) 119–126.

Antolín-Tomás, B., Liesa, C.L., Casas, A.M., Gil-Peña, I., (2007). Geometry of fracturing linked to extension and basin formation in the Maestrazgo basin (Eastern Iberian Chain, Spain). *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 20, 351-365.

Appel, E., Crouzet, C., Schill, E. (2012). *Pyrrhotite remagnetizations in the Himalaya: a review*. *Geological Society London. Special publications*, 371:163-180.

Arboleya, M. L., Teixell, A., Charroud, M., and Julivert, M. (2004). A structural transect through the High and Middle Atlas of Morocco: Tectonic implications. *Journal of African Earth Science*, 39(3-5), 319–327. <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2004.07.036>



Arboleya, M. L., Babault, J., Owen, L., Teixell, A. and Finkel, R. C. (2008). Timing and nature of Quaternary fluvial incision in the Ouarzazate foreland basin, Morocco. *Journal of the Geological Society, London*, 165, 1059–1073.

Armando, G. (1999). Intracontinental alkaline magmatism: geology petrography, mineralogy and geochemistry of the Jbel Hayim Massif (Central High Atlas-Morocco). *Mémoires de Géologie. Université de Lausanne*, 31, 106.

Aubourg, C., Pozzi, J.-P., Janots, D., Sarahoui, L. (2008). Imprinting chemical remanent magnetization in claystones at 95°C. *Earth and Planetary Science Letters*, 272, 172–180.

Aubourg, C., Pozzi, J.-P., Kars, M. (2012). Burial, claystones remagnetizations and some consequences for magnetostratigraphy. *Geological Society London. Special publications*, 371, 10.1144/SP371.4.

Ayarza, P., Alvarez-Lobato, F., Teixell, A., Arboleya, M.L., Tesón, E., Julivert, M. Charroud, M. (2005). Crustal structure under the central High Atlas Mountains (Morocco) from geological and gravity data. *Tectonophysics*, 400, 67-84.

Babault, J., Teixell, A., Struth, L., Van Den Driessche, J., Arboleya, M. L., and Tesón, E. (2013). Shortening, structural relief and drainage evolution in inverted rifts: Insights from the Atlas Mountains, the Eastern Cordillera of Colombia and the Pyrenees. *Geological Society, London, Special Publications*, 377, 14.

Balestrieri, M.L., Moratti, G., Bigazzi, G., Algouti, A. (2009). Neogene exhumation of the Marrakech High Atlas (Morocco) recorded by apatite fission-track analysis. *Terra Nova*, 21, 75-82

Barbero, L., Teixell, A., Arboleya, M. L., Del Rio, P., Reiners, P.W., Bougadir, B. (2007). Jurassic-to-present thermal history of the central High Atlas (Morocco) assessed by low-temperature thermochronology. *Terra Nova*, 19, 58–64, doi: 10.1111/j.1365-3121.2006.00715.x.

Bazhenov, M.L., Shipunov, S. V. (1991). Fold test in paleomagnetism: new approaches and reappraisal of data. *Earth and Planetary Science Letters*, 104, 16–24. doi:10.1016/0012-821X(91)90233-8

Beauchamp, W., Barazangi, M., Demnati, A., and El Alji, M. (1996). Intracontinental rifting and inversion: Missouri Basin and Atlas Mountains, Morocco. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 80, 1459–1482.

Beauchamp, W., R. W. Allmendinger, M. Barazangi, A. Demnati, M. El Alji. (1999). Inversion tectonics and the evolution of the High Atlas Mountains, Morocco, based on a geological-geophysical transect: *Tectonics*, v. 18, no. 2, p. 163.

Benammi, M., Toto, E., Chakiri, S. (2001). Les chevauchements frontaux du Haut Atlas central marocain: styles structuraux et taux de raccourcissement différentiel entre les versants nord et sud. *Comptes Rendus de l'Academie des Sciences* 333(II):241–247.

Benammi, M. (2002). La chaîne Atlasique Marocaine. Evolution géodynamique meso-cénozoïque du haut Atlas central et de sa zone de junction avec le Moyen Atlas Meridional (Maroc). *PhD Thesis, University Ibn Tofail*.

Benaouiss, N., Courel, L. and Beauchamp, J. 1996. Rift-controlled fluvial/tidal transitional series in the Oukaïmeden Sandstones, High Atlas of Marrakesh (Morocco). *Sedimentary Geology*, 107, 21–36.

Bensalah, M.Kh., Martins, L.T., Youbi, N., Mata, J., Madeira, J., Munhá, J.M., Beraâouz, E.H., Marzoli, A., Bertrand, H., Bellieni, G., Verati, C., Ibouh, H., (2006). Preliminary data on the Upper Jurassic–Early Cretaceous magmatism of the Oued El-Abid synclinal zone (Central High Atlas, Morocco): volcanology, geochemistry and geodynamic implications. In: *Proceedings of the VII Congresso Nacional de Geologia*, Universidade de Évora, Estremoz, Portugal, pp. 143–146.

Bensalah, M. K., Youbi, N., Mata, J., Madeira, J., Martins, L., El Hachimi, H. (2013). The Jurassic-Cretaceous basaltic magmatism of the Oued El-Abid syncline (High Atlas, Morocco): Physical volcanology, geochemistry and geodynamic implications. *Journal of African Earth Science*, 81, 60–81. <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2013.01.004>

Beraâouz, E.H., Bonin, B., (1993). Magmatisme alcalin intra-continentale en contexte de décrochement: le massif plutonique m. sozo. que de Tirrhist, Haut-Atlas (Maroc). *Comptes Rendus - Académie des Sciences*, 317, 647–653.

Beraâouz, E.H., Platevoet, B., Bonin, B. (1994). Le magmatisme mésozoïque du Haut-Atlas (Maroc) et l'ouvert de l'Atlantique central. *Comptes Rendus- Académie des Sciences*. Paris, t. 318, série II, p. 1079 à 1085

Bernasconi, R. (1983). Géologie du Haut Atlas de Rich (Maroc). Doctoral Thesis, University of Neuchâtel, Switzerland (inédite).

Bertotti, G., Gouiza, M. (2012). Post-rift vertical movements and horizontal deformations in the eastern margin of the Central Atlantic: Middle Jurassic to Early Cretaceous evolution of Morocco. *International Journal of Earth Sciences*. (Geol Rundsch), 101, 2151–2165. <https://doi.org/10.1007/s00531-012-0773-4>

Besse, J., Courtillot, V., (2002). Apparent and true polar wander and the geometry of the geomagnetic field over the last 200 Myr. *Journal of Geophysical Research. Solid Earth*, 107, EPM 6-1-EPM 6-31.doi:10.1029/2000JB000050

Biju-Duval, B., Dercourt, J., LePichon, X. (1977). From the Tethys Ocean to the Mediterranean seas: a plate tectonic model of the evolution of the Western Alpine system. International symposium on the structural history of the Mediterranean Basins. Split (Yugoslavia). *Symposium on the structural history of the Mediterranean basins (Editions Technip)*, Paris. 143-164

Bracène, R., Frizon de Lamotte, D., (2002). The origin of intraplate deformation in the Atlas system of western and central Algeria: from Jurassic rifting to Cenozoic–Quaternary inversion. *Tectonophysics* 357, 207–226.

Butler, R. F. (1998). Paleomagnetism: Magnetic Domains to Geologic Terranes. *Blackwell Scientific Publications*. Boston. 223 pp. Electronic edition. [<http://www.geo.arizona.edu/Paleomag.book/>]

Carianne, G., Aubourg, C., Pozzi, J. P. (2002). Syn-folding remagnetization and the significance of the small circle. Examples from the Vocontian trough (SE France). *Physics and Chemistry of the Earth*, 27, 1151-1159.

Calvín, P., Casas-Sainz, A. M., Villalaín, J. J., and Moussaid, B. (2017). Diachronous folding and cleavage in an intraplate setting (Central High Atlas, Morocco) determined through the study of remagnetizations. *Journal of Structural Geology*, 97.1e17.

Calvín, P., Villalaín, J. J., Casas-Sainz, A. M., Tauxe, L., and Torres-López, S. (2017). pySCu: A new python code for analyzing remagnetizations directions by means of Small Circle utilizes. *Computational Geosciences*, 109. <https://doi.org/10.1016/j.cageo.2017.07.002>

Calvín, P., Casas-Sainz, A.M., Villalaín, J.J., Moussaid, B., (2018). Extensional vs. compressional deformation in the Central High Atlas salt province: A paleomagnetic approach. *Tectonophysics*, 734–735, 130–147. doi:10.1016/j.tecto.2018.04.007

Calvin, P.; Pueyo, E.L.; Ramón, M. J.; Casas, A. M. (2020). Analysing non-coaxial folding effects in the Small Circle Intersection method. *Geophysical Journal International*, DOI: 10.1093/gji/ggaa217

Carrancho, A. (2010). Arqueomagnetismo y magnetismo de las rocas en registros de fuegos arqueológicos holocenos. Aplicación a sedimentos kársticos (yacimientos de la Sierra de Atapuerca y Cueva de El Mirón) y recreaciones experimentales. Tesis doctoral, Universidad de Burgos, España.

Carrancho Á, Villalaín JJ. (2011). Different mechanisms of magnetisation recorded in experimental fires: Archaeomagnetic implications. *Earth and Planetary Science Letters*, ;312(1–2):176–87.

Casas, A. M., Villalaín, J. J., Soto, R., Gil-Imaz, A., Del Río, P., and Fernández, G. (2009). Multidisciplinary approach to an extensional syncline model for the Mesozoic Cameros Basin (N Spain). *Tectonophysics*, 470(1-2), 3–20. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2008.04.020>

Casas, A.M., Faccenna, C. (2001). Tertiary compressional deformation of the Iberian plate. *Terra Nova*. 13, 281-288.

Casas, A.M., Villalaín, J.J., Soto, R., Gil-Imaz, A., del Río, P., Fernández, G. (2009). Multidisciplinary approach to an extensional syncline model for the Mesozoic Cameros Basin (N Spain). *Tectonophysics*, 470, 3–20.

Cederquist, D. P., Van der Voo, R. and van der Pluijm, B. A. (2006). Syn-folding remagnetization of Cambro- Ordovician carbonates from the Pennsylvania Sali entpost-dates oroclinal rotation. *Tectonophysics*, 422, 41–54.

Chadima, M., Hrouda, F. (2006). Remasoft 3.0 a user-friendly paleomagnetic data browser and analyzer. *Travaux Geophysiques*, 27, 20e21.

Channell, J.E.T., McCabe, C., (1994). Comparison of magnetic hysteresis parameters of unremagnetized and remagnetized limestones. *Journal of. Geophysical Research*. 99, 4613–4623.

Charrière, A., Haddoumi, H., Mojon, P.O., Ferrière, J., Cuche, D. and Zili, L., (2009). Mise en évidence par ostracodes et charophytes de l'âge paleocene des depots discordants sur les rides anticlinales de la region d'Imilchil (Haut Atlas, Maroc); consequences paleogeographiques et structurales. *Comptes Rendus Palevol-Journal*, 8, 9–19.

Charroud, M. (1990). Évolution géodynamique de la partie sud-ouest du Moyen-Atlas durant le passage Jurassique-Crétacé, le Crétacé et le Paleogène: un exemple d'évolution intraplaque. Thèse du troisième cycle Univ. Mohammed V: 230 p.; Rabat.

Charton, R., Bertotti, G., Arantegui, A., and Bulot, L. (2018). The Sidi Ifni transect across the rifted margin of Morocco (Central Atlantic): Vertical movements constrained by low-temperature thermochronology. *Journal of African Earth Sciences*, 141, 22–32.

Choubert, G., Faure-Muret, A. (1962). "Évolution du domaine atlasique marocain depuis les temps paléozoïques", livre à la mémoire du Prof. P. Fallot." *Mémoire hors-série service de la Société géologique de France* 1, 447-514.

Courel, L., Aïtsalem, H., (2003). Mid-Triassic to Early Liassic clastic/evaporitic deposits over the Maghreb Platform. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 196, 157–176.

Cox, A., Doell, R., (1960). Review of Paleomagnetism. *Bulletin of the geological society of America*.71, 645-768.

Cisowski, S., (1981). Interacting vs no-interacting single domain behavior in natural and synthetic samples, *Physics of the Earth planetary Interiors*, 26, 56-62.

Clegg, J. A., Deutsch, E. R., Everitt, C. W. F., Stubbs, P. H. S. (1957). Some recent palaeomagnetic measurements made at Imperial College, London. *Advance Physics*, 6, 219–231.

Cloetingh, S., Gallart, J., de Vicente, G., Matenco, L. (2011). TOPO-EUROPE: From Iberia to the Carpathians and analogues. *Tectonophysics*, 502, 1-27.

Creer, K. M. (1962). A statistical enquiry into the partial remagnetization of folded Old Red Sandstone rocks. *Journal of Geophysical Research*, 67, 1899–1906.

Creer, K.M., (1968). Palaeozoic Palaeomagnetism. *Nature*, 219, 246–250.  
doi:10.1038/219246a0

Dankers, P. (1981). Relationship between median destructive field and remanent coercive forces for dispersed natural magnetite, titanomagnetite and hematite. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 64, 447-461.

Day, R., Fuller, M. D. Schmidt, V. A. (1977). Hysteresis properties of titanomagnetites: Grain size and composition dependence. *Physics of the Earth and Planetary interiors*. 13, 260 – 267.

De Boer, C. (1999). Rock-magnetic studies on Hematite, Maghemite and combustion-metamorphic rocks. PhD thesis. University of Utrecht. *Geologica Ultraiectina* 177, 254 pp.

Deenen, M.H.I., Rhul, M., Bonis, N.R., Krijgsman, W., Kürschner, W.M., Reitsma, M., Van Bergen, M.J. (2010). A new chronology for the end Triassic mass extinction: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 291, p. 113-125, doi: 10.1016/j.epsl.2010.01.003.

Dekkers, M.J., (2012). End-member modelling as an aid to diagnose remagnetization: a brief review. *Geological Society, London, Special Publications*. 371, 253–269. doi:10.1144/SP371.12

Delaunay, S., Smith, B., Aubourg, C., (2002). Asymmetrical fold test in the case of overfolding: two examples from the Makran accretionary prism (Southern Iran). *Physics and Chemistry of the Earth, Parts A/B/C* 27, 1195–1203. doi:10.1016/S1474-7065(02)00130-4

Dewey, J.F., Helman, M.L., Turco, E., Hutton, D.H.W., Knott, S.D., (1989). Kinematics of the western Mediterranean. In: Coward, M.P., Dietrich, D., Park, R.G. (Eds.), *Alpine Tectonics. Geological Society, London, Special Publication*, pp. 265–283.

Dinarès-Turell, J., García-Senz, J., (2000). Remagnetization of Lower Cretaceous limestones from the southern Pyrenees and relation to the Iberian plate geo-dynamic evolution. *Journal of Geophysical Research*. 105B, 19405–19418.



Doménech, M., Teixell, A., Babault, J., Arboleya, M.-L., (2015). The inverted Triassic rift of the Marrakech High Atlas: A reappraisal of basin geometries and faulting histories. *Tectonophysics*. doi:10.1016/j.tecto.2015.03.017

Donald P. C., Van der Voo, R., Van der Pluijm, B. (2006). Syn-folding remagnetization of Cambro-Ordovician carbonates from the Pennsylvania Salient post-dates oroclinal rotation. *Tectonophysics*. 422, 41-54.

Du Dresnay R., (1988). Recent data on the geology of the Middle Atlas (Morocco), in The Atlas System of Morocco, *Springer-Verlag* pp. 293–320.

Dubar, G. (1938). Sur la formation de rides à l'Aalénien et au Bajocien dans le Haut Atlas de Midelt. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, 206, 525–527.

Dunlop, D.J. (1972). Magnetic mineralogy of unheated and heated red sediments by coercivity spectrum analysis. *Geophysical Journal Royal Astronomical Society*, 27, 37-55.

Dunlop, D. J. and Özdemir, Ö. (1997). Rock Magnetism: Fundamentals and Frontiers. *Physics and Chemistry of the Earth Parts*, New York, 573 pp.

Dunlop, D. J. (2002), Theory and application of the Day plot (Mrs/Ms versus Hcr/Hc): 2. Application to data for rocks, sediments, and soils, *Journal of Geophysical Research*. 107(B3), 2057, doi:10.1029/2001JB000487.

Dutour A., Ferrandini J., (1985) Nouvelles observations néotectoniques dans le Haut Atlas de Marrakech et le Haouz central (Maroc). Apports sur l'évolution récente d'un segment du bâti atlasique, *Reveu de géologie dynamique et de Géographie Physique*. 26 285–297.

Elmore, R.D., Muxworthy, A.R., Aldana, M., (2012). Remagnetization and chemical alteration of sedimentary rocks. *Geological Society of London, Special Publications*, 371, 1–21. doi:10.1144/SP371.15

Elmore, R. D., Heij, G., Wickard, A., (2016). Paragenesis of mineralized fractures and Diagenesis of prominent North American Shales. *Sedimentary Record*, 14, 2-10. SEPM.org.

Elmore, R. Douglas, Dulin, Shannon, Engel, Michael H., and Parnell, John, (2006), Remagnetization and fluid flow in the Old Red Sandstone along the Great Glen Fault, Scotland. *Geofluids V volume, Journal of Geochemical Exploration*, 89, 96-99.

El Kochri A. and Chorowicz J., (1996). Oblique extension in Jurassic trough of the Central and Eastern High Atlas (Morocco). *Canadian Journal of Earth Sciences.*, 33, 1, 84-92.

Egli, R. (2003). Analysis of the field dependence of remanent magnetisation curves. *Journal of Geophysical Research*, 108: doi:10.1029/2002JB002023.

Egli, R. (2004). Characterization of individual rock magnetic components by analysis of remanence curves. 2. Fundamental properties of coercivity distributions. *Physics and Chemistry of the Earth*, 29: 851-867.

El Harfi, A., Lang, J., Salomon, J., Chellai, (2001). Cenozoic sedimentary dynamics of the Ouarzazate foreland basin (central High Atlas Mountains, Morocco). *International Journal of Earth Science* 90, 393-411.

El Harfi, A., Guiraud, M. and Lang, J. (2006). Deep-rooted “thick skinned” model for the High Atlas Mountains (Morocco). Implications for the structural inheritance of the southern

Tethys passive margin. *Journal of Structural Geology*. 28: 1958-1976.  
doi:10.1016/j.jsg.2006.08.011.

Ellero, A., Ottria, G., Malusà, M.G., Ouanaimi, H. (2012). Structural Geological Analysis of the High Atlas (Morocco): Evidences of a transpressional Fold-Thrust Belt. *In: Sharkov, E. (ed) Tectonics- Recent advances. Geology and Geophysics-Earth and Planetary Sciences*. DOI: 10.5772/50071.

Ellouz, N., Patriata, M., Gauliera, J. M., Bouatmanib, R., Sabounji, S. (2003). From rifting to Alpine inversion: Mesozoic and Cenozoic subsidence history of some Moroccan basins. *Sedimentary Geology*, 156(1-4), 185–212. [https://doi.org/10.1016/S0037-0738\(02\)00288-9](https://doi.org/10.1016/S0037-0738(02)00288-9)

Enkin, R.J., Wheadon, P.M., Baker, J., Osadetz, K.G., (1997). Paleomagnetic constraints on the tectonic history of the Foreland Belt, southern Canadian Cordillera: preliminary results. *Canadian Journal of Earth Science*. 34, 260–270.

Enkin, R.J., Osadetz, K.G., Baker, J., Kisilevsky, D., (2000). Orogenic remagnetizations in the front ranges and inner foothills of the Southern Canadian Cordillera: Chemical harbinger and thermal handmaiden of Cordilleran deformation. *Geological Society of America Bulletin*. 112, 929–942.

Ettaki, M., Ibouh, H., Chellaï, E. H., Milhi, A. (2007). Liassic diapiric structures from the Central High Atlas, Morocco; Ikerzi ride example. *Africa Geoscience Review*, 14, 79–93.

Evans, M. E., M. W. McElhinny., A. C. Gifford, (1968). Single domain magnetite and high coercivities in a gabbroic intrusion, *Earth and Planetary Science Letters*., 4, 142 – 146

Evans, M.E., McElhinny, M.W. (1969). An investigation of the the origin of stable remanence in magnetite-bearing igneous rocks. *Journal Geomagnetic Geoelectric*, 21, 757-773 .

Evans, M.A., Elmore, R.D., Lewchuk, M.T. (2000). Examining the relationship between remagnetization and orogenic fluids: central Appalachians. *Journal of geochemical Exploration*. 69-70, 139-142.

Evans, M.E. and Heller, F. (2003). Environmental Magnetism: Principles and Applications of Environmagnetics, *Academic Press*, San Diego, CA. 299 pp.

Evans, M.A. and Elmore, R.D., (2006). Fluid control of localized mineral domains in limestone pressure solution structures. *Journal of Structural Geology*. 28, 284–301.

Fadile, A., (1987). Carte géologique du Maroc au 1/100.000: feuille d'Imilchil. Notice explicative. *Notes et Mémoires du Service Géologique du Maroc*, n° 397.

Fadile, A., (2003). Carte géologique du Maroc . 1/100 000, feuille Imilchil. Notes M.m. *Service Géologique du Maroc*, 397.

Fairhead, J.D., (1988). Mesozoic and Cenozoic plate tectonics reconstructions of the central-south Atlantic Ocean: the role of the west and central African rift system. *Tectonophysics*, 155p.

Fedan, B., (1988). Evolution géodynamique d'un bassin intra-plaque sur décrochements (Moyen Atlas, Maroc) durant le Méso-Cénozoïque. Thèse Es-Sciences, Université Mohammed V, Rabat, 335p.

Fisher, R.A., (1953). Dispersion on a sphere. *Proceedings of the Royal Society of London, Series A*, 217, 295–305.

Frizon de Lamotte, D., Saint Bézard B., Bracène R., Mercier E., (2000). The two main steps of the Atlas building and geodynamics of the western Mediterranean. *Tectonics* 19, 740-761.

Frizon de Lamotte, D., Zizi, M., Missenard, Y., Hafid, M., El Azzouzi, M., Maury, R.C., Charri.re, A., Taki, Z., Benammi, M., Michard, A., (2008). The Atlas System, in: Michard, A., Saddiqi, O., Chalouan, A., Frizon de Lamotte, D. (Eds.), *Continental Evolution: The Geology of Morocco. Springer Berlin Heidelberg*, Berlin, Heidelberg, pp. 133–202. doi:10.1007/978-3-540-77076-3\_4

Frizon de Lamotte D., Leturmy P., Missenard Y., Khomsi K, Ruiz G., Saddiqi O., Guillocheau F. and Michard A., (2009). Mesozoic and Cenozoic vertical movements in the Atlas system (Algeria, Morocco, Tunisia): An overview. *Tectonophysics*. 475, 9–28.

Frizon de Lamotte D., Raulin, C., Mouchot, N., Wrobel-Daveau, J.C., Blanpied, C., Ringenbach, J.C. (2011). The southernmost margin of the Tethys realm during the Mesozoic and Cenozoic: Initial geometry and timing of the inversion processes. *Tectonics*, vol. 30, TC3002, doi: 10.1029/2010TC002691

Font, E. Rapalini, A.E. Tomezzoli, R.N. Trindade, R.I.F. and Tohver, E. (2012). Episodic Remagnetizations related to tectonic events and their consequences for the South America Polar Wander Path. *Geological Society, London, Special Publications*, 371, 55-87, 22 August 2012, <https://doi.org/10.1144/SP371.7>

Gaina, C., Torsvick, T.H., Cernington, L., Ball, P.J. (2007). Cretaceous-Tertiary plate boundaries in the North Atlantic and Arctic. *Geophysical research Abstract*, Vol. 9, 06407.

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 and Planetary Science Letters*. 92, 95 – 106.

Galbrun, B., P. Y. Berthou, C. Moussin, and J. Azema (1990), Magnetostratigraphy of the Jurassic-Cretaceous boundary in carbonate marine shelf: The Bias do Norte section (Algarve, Portugal), *Bulletin de la Société Géologique de France*, 6(1), 133–143.

García-Lasanta, C., Casas-Sainz, A., Villalaín, J.J., Oliva-Urcia, B., Mochales, T. and Speranza, F. (2017) Remagnetizations used to unravel large-scale fold kinematics: a case study in the Cameros basin (N Spain). *Tectonics*. doi:10.1002/2016TC004459

Ghorbal, B., Bertotti, G., Foeken, J., Andriessen, P., (2008). Unexpected Jurassic to Neogene vertical movements in 'stable' parts of NW Africa revealed by low temperature geochronology. *Terra Nova*. 20, 355–363. doi:10.1111/j.1365-3121.2008.00828.x

Gómez, F., Beauchamp, W., Barazangi, M. (2002). Role of the Atlas Mountains (northwest Africa) within the African-Eurasian plate-boundary zone. *Geology*, 28(9), 775–778. <https://doi.org/10.1130/0091-7613>

Gong, Z., Dekkers, M.J., Dinarès-Turell, Mullender, T.A.T. (2008a). Remagnetization mechanism of lower Cretaceous rocks from the Organyà basin (Pyrenees, Spain). *Studia Geophysica et Geodaetica*. 52, 187-210.

Gong, Z., Langereis, C.G., Mullender, T.A.T. (2008b). The rotation of Iberia during the Aptian and the opening of the Bay of Biscay. *Earth and Planetary Science Letters*, 273, 80–93.

Gong, Z., Van Hinsbergen, D.J.J., Dekkers, M.J. (2009). Diachronous pervasive remagnetization in northern Iberian basins during Cretaceous rotation and extension. *Earth and Planetary Science Letters*, 284, 292–301.

Gouiza, M., Bertotti, G., Hafid, M., Cloetingh, S. (2010). Kinematic and thermal evolution of the Moroccan rifted continental margin: Doukkala-High Atlats transect. *Tectonics*, 29, TC5008. <https://doi.org/10.1029/2009TC002464>

Guezal, J., El Baghdadi, M., Barakat, A., Raïs, J. (2011). Le magmatisme jurassique-crétacé de Béni-Mellal (Haut-Atlas Central, Maroc): géochimie et signification géodynamique. *Bulletin de l'Institut Scientifique, section. Sciences de la Terre*, 33, 17–23.

Guezal, J., El Baghdadi, M., Barakat, A., (2013). Les Basaltes de l'Atlas de Béni-Mellal (Haut Atlas Central, Maroc): un Volcanisme Transitionnel Intraplaque Associé \_aux Stades de L'évolution Géodynamique du Domaine Atlasique. 71 *A nuário do Instituto de Geociências - UFRJ* ISSN 0101-9759 e-ISSN 1982-3908 - Vol. 36 - 2 / 2013 p. 70-85

Graham, J.W. (1949). The stability and significance of magnetism in sedimentary rocks. *Journal of Geophysical Research*, 54, 131-167.

Gray, M. B. and Stamatakos, J. (1997). New model for evolution of fold and thrust belt curvature based on integrated structural and paleomagnetic results from the Pennsylvania salient: *Geology*, v25, p. 1067-1070, doi:10.1130/0091-7613 (1997)0252.3.CO;2

Haddoumi, H., Charrière, A., Mojon, P.O., (2010). Stratigraphie et sédimentologie des «Couches rouges» continentales du Jurassique-Crétacé du Haut Atlas central (Maroc): implications paléogéographiques et géodynamiques. *Geobios* 43, 433–451.

Hay, W.W., De Conto, R., Wold, C.N., Wilson, K.N., Voigt, S., Schulz, M., Wold, A.R., Dullo, W.-C., Ronov, A.B., Balukhovskiy, A.N., Söding, E. (1999). Alternative global Cretaceous paleogeography. *Geological Society of America Special Paper*, 332, 1-47.

Heine, C., Müller, R.D., Gaina, C. (2004). Reconstructing the lost eastern Tethys Ocean basin: convergence history of the SE Asian Margin and Marine Gateways. In: Clift, P., Wang, P., Kuhnt, W., Hayes, D. (Eds), *Continent-Ocean Interactions within East Asian marginal Seas*, vol. 149. *American Geophysical Monograph Series*, Washington, pp. 37-54.

Henry, B., Merabet, N., Yelles, A., Derder, M.E.M. (1991). Magnetostratigraphy related to remagnetizations in some tabular saharan formations. *XXth General Assembly, International Union of Geodesy and Geophysics*. Wien.

Henry, B., Rouvier, H., Le Goff, M. (2004). Using syntectonic remagnetizations for fold geometry and vertical axis rotation: the example of the Cévennes border (France). *Geophysical Journal International*, 157, 1061-1070.

Heller, F. (1978). Rockmagnetic studies of Upper Jurassic Limestones from Southern Germany. *Journal of Geophysics* 44, 525-543.

Hesselbo, S.P., Robinson, S.A., Surlyk, F., Piasecki, S. (2002). Terrestrial and marine extinction at the Triassic-Jurassic boundary synchronized with major carbon cycle perturbation: a link to initiation of massive volcanism? *Geology* 30: 251-254

Hill, I.R. (1991). Starting plumes and continental break-up. *Earth and Planetary Science Letters* 104, 398-416.



Ibouh, I., Bouabdelli, M., Zargouni, F. (1994). Indices de tectonique synsédimentaire dans les dépôts aalénobajociens de la région d'Imilchil (Haut Atlas central, Maroc). *International meeting on Aalenian and Bajocian Stratigraphy*. 305-309.

Ibouh, H., El Bchari, F., Bouabdelli, M., Souhel, A., Youbi, N. (2001). L'accident tizal-azourki haut atlas central du maroc: déformations synsédimentaires liasiques en extension et conséquences du serrage atlasique. *Estudios Geologicos*, 57(1-2), 15-30.

Ibouh, H., (2004). Du rift avorté au bassin sur décrochement, contrôles tectonique et sédimentaire pendant le Jurassique (Haut Atlas central, Maroc). Thèse d'état ès-Sciences, Univ. Cadi Ayyad, Marrakech, 224 p (deposited in the BSGF library).

Irving, E., (1958). Palaeogeographic Reconstruction from Palaeomagnetism. *Geophysical Journal International*, Volume 1, Issue 3, September 1958, Pages 224-237, <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1958.tb00056.x>

Decourt, J., Gaetani, M., et al. (2000). Atlas Peri-Tethys. *Commission de la Carte Géologique du Monde*, Paris.

Jackson, M., (1990). Diagenetic sources of stable remanence in remagnetized Paleozoic cratonic carbonates: a rock magnetic study. *Journal of Geophysical Research*. 95, 2753-2761.

Jacobshagen, V., Görler, K., Giese, P. (1988). Geodynamic evolution of the Atlas System (Morocco) in post-Palaeozoic times. In *The Atlas System of Morocco* (pp. 481-499). Berlin, Heidelberg: Springer.

Jamison, W. R. (1992). Stress controls on fold thrust style. In K. R. McClay (Ed.), *Thrust tectonics*, edited by, (pp. 155-164). New York: Chapman and Hall.

Jenny, J., Couvreur, G. (1982): Mapa Geológico de Azilal 1:50.000, hoja nº 339. *Ministère de l'énergie et des mines direction de la géologie.pp*

Jordanova, N., Henry, B., Jordanova, D., Ivanov, Z., Dimov, D., Bergerat, F., (2001). Paleomagnetism in northwestern Bulgaria: geological implications of widespread remagnetization. *Tectonophysics* 343, 79–92. doi:10.1016/S0040-1951(01)00220-7

Joussiane, R., (2016). Les relations entre diapirisme et s.dimentation: Exemple du Jurassique moyen de la région d'Imilchil, Haut-Atlas central, Maroc. PhD thesis. Universit. Bordeaux Montaigne.

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.

Kars, M., Aubourg, C., Suarez-Ruiz, I., (2015). Neoformed magnetic minerals as an indicator of moderate burial: The key example of middle Paleozoic sedimentary rocks, West Virginia. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin.* 99, 389–401. doi:10.1306/06301413006

Katz, B., Elmore, R. D., Cogoini, M., Ferry, S. (1998). Widespread chemical remagnetization: Orogenic fluids or burial diagenesis of clays?, *Geology*, 26,603-606.

Katz, B. Elmore, R.D. Engel, M.H. Cogoini, M. Ferry, S. (2000). Associations between burial diagenesis of smectite, chemical remagnetization and magnetite authigenesis in the Vocontian Trough of SE-France, *Journal of Geophysical Research*,105, 851–869.

Kechar, F., Vandame, D., Rochete, P., (2003). Tertiary remagnetization of normal polarity in Mesóic limestones from South-East France, *Tectonophysics*, 362, 219-238.

Kent, D. V. (1985). Thermoviscous remagnetization in some Appalachian limestones. *Geophysics Research Letters*, 12, 805–808.

Kent, D. V. (1982). Paleomagnetic evidence for post-Devonian displacement of the Avalon Platform (Newfoundland). *Journal of Geophysical Research*, 87(B10), 8709–8716.

Kent, D. V., Opdyke, N. D. (1985). Multicomponent magnetizations from the Mississippian Mauch Chunk Formation of the Central Appalachians and their tectonic implications. *Journal of Geophysical Research*, 90(B7), 5371–5383. <https://doi.org/10.1029/JB090iB07p05371>.

Kent, D.V., (1988). Further paleomagnetic evidence for oroclinal rotation in the central folded Appalachians from the Bloomsburg and the Mauch Chunk Formation. *Tectonics*, v. 7, p. 749-759.

Kligfield, R., Chanell, J.E.T. (1981). Widespread remagnetization of Helvetic limestones. *Journal of Geophysical Research*, vol. 86, no. b3, Pages 1888-1900, march10, 19

Kligfield, R., Owens, W.H., Lowrie, W., (1981). Magnetic susceptibility anisotropy, strain and progressive deformation in Permian sediments from the Maritime Alps (France), *Earth and Planetary Science Letters*, 55,181–189.

Knight K.B., Nomade S., Renne P.R., Marzoli A., Bertrand H., N. Youbi, (2004). The Central Atlantic Magmatic Province at the Triassic–Jurassic boundary: paleomagnetic and

<sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar. evidence from Morocco for brief, episodic volcanism, *Earth and Planetary Science Letters*, 228, 143–160.

Kodama, K.P., (1988). Remanence rotation due to rock strain during folding and the stepwise application of the fold test. *Journal of Geophysical Research. B Solid Earth* 93, 3357–3371. doi:10.1029/JB093iB04p03357

Kruiver, P.P., Dekkers, M.J., Heslop, D., (2001). Quantification of magnetic coercivity components by the analysis of acquisition curves of isothermal remanent magnetisation. *Earth and Planetary Science Letters*, 189, 269–276.

Lhachmi, A., Lorand, J.P., Fabries, J., (2001). Pétrologie de l'intrusion alcaline mésozoïque de la région d'Anemzi, Haut Atlas Central, Maroc. *Journal of African Earth Sciences* 32 (4), 741–764.

Lachkar, N., Guiraud, M., El Harfi, A., Donmergues, J.L., Dera, G., Durllet, C. (2009). Early Jurassic normal faulting in a carbonate extensional basin: characterization of tectonically driven platform drowning (High Atlas rift, Morocco). *Journal of the Geological Society, London*, Vol. 166, 2009, pp. 413–430. doi: 10.1144/0016-76492008-084.

Laville, E., Lesage J.L., Séguret M. (1977). Géométrie, cinématique (dynamique) de la tectonique atlasique sur le versant sud du Haut Atlas marocain. Aperçu sur les tectoniques hercyniennes et tardi-hercyniennes. *Bulletin de la Société Géologique de France*. 7, 19, 499–523.

Laville, E., Harmand, C., (1982). Évolution magmatique et tectonique du bassin intracontinental mésozoïque du Haut Atlas (Maroc): un modèle de mise en place synsédimentaire de massifs anorogéniques liés à des décrochements. *Bulletin de la Société Géologique de France*. 24, 213–227.

Laville, E., (1985). Evolution sédimentaire, tectonique et magmatique du bassin Jurassique du Haut Atlas (Maroc): modèle en relais multiples de décrochements. Thèse Doctoral. Etat, Univ. Sci. Tech. Languedoc, Montpellier, 166

Laville, E., Piqué, A., (1991). La distension crustale atlantique et atlasique au Maroc au début du Mésozoïque: le jeu des structures hercyniennes. *Bulletin de la Société Géologique de France*.162, 1161–1171.

Laville, E., Piqué, A., (1992). Jurassic penetrative deformation and Cenozoic uplift in the central high atlas (Morocco): a tectonic model. Structural and orogenic inversions. *Geologische Rundschau*, 81, 1, 157-170.

Laville, E., Zayane, R., Honnorez, J., Piqué, A., (1994). Le métamorphisme jurassique du Haut Atlas central (Maroc); épisodes synschisteux et hydrothermaux. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*. Paris, 318, 1349–1356.

Laville, E., (2002). Role of Atlas Mountains (northwest Africa) within the African-Eurasian plate-boundary zone: comment. *Geology*, 30, 95.

Laville, E., Piqué, A., Amrhar, M., Charroud, M., (2004). A restatement of the Mesozoic Atlasic Rifting (Morocco). *Journal of African Earth Sciences*. 38, 145–153.

Leonhardt, R., (2006). Analyzing rock magnetic measurements: The RockMagAnalyzer 1.0 software. *Computers and Geosciences* 32(9), 1420-1431.

Leprêtre, R., Barbarand, J., Missenard, Y., Gautheron, C., Pinna-Jamme, R., Saddiqi, O. (2017). Mesozoic evolution of NW Africa: implications for the Central Atlantic ocean dynamics. *Journal of the Geological Society*. Doi.org/10.1144/jgs2016-100

Lewchuk M.T., Evans M.A., Elmore R.D. (2002). Remagnetization signature of Paleozoic sediments from the Patterson Creek anticline in West Virginia. *Physics and Chemistry of the Earth* . 27, 1141–1150.

Lhachmi, A., Lorand, J.P., Fabries, J., (2001). Pétrologie de l'intrusion alcaline mésozoïque de la région d'Anemzi, Haut Atlas Central, Maroc. *Journal of African Earth Sciences.*, 32(4), 741–764.

Lowrie, W., Heller, F. (1982). Magnetic properties of marine limestones. *Reviews of Geophysics and Space, Physics.*, 20, 171-192.

Lowrie, W., (1990). Identification of ferromagnetic minerals in a rock by coercivity and unblocking temperature properties. *Geophysical Research Letters*. 17, 159-162.

Lu, G., Marshack, S., Kent, D.V. (1990). Characteristics of magnetic carriers responsible for late Paleozoic remagnetization in carbonate strata of the Mid-continent, U.S.A. *Earth and Planetary Science Letters*, 99, 351-361.

Mahmoudi, A., Bertrand, H., (2007). Identification géochimique de la province magmatique de l'Atlantique central en domaine plissé: exemple du Moyen Atlas marocain. *Comptes Rendus Géoscience* 339, 545–552

Malusa, M., Polino, R., Cerrina Feroni, A., Ellero, A., Otaria, G., Baidder, L., Musumeci, G., (2007). Post-Variscan tectonics in eastern Anti-Atlas (Marocco). *Terra Nova* 19, 481–489.

Martín-Martín, J.D., Vergés, J., Saura, E., Moragas, M., Messenger, G., Baqu.s, V., Razin, P., Grélaud, C., Malaval, M., Joussiaume, R., Casciello, E., Cruz-Orosa, I., Hunt, D.W., (2017).

Diapiric growth within an Early Jurassic rift basin: The Tazoult salt wall (central High Atlas, Morocco). *Tectonics* 36, 2–32. doi:10.1002/2016TC004300

Márton, E., Abranches, M.C., Pais, J. (2004). Iberia in the Cretaceous: new paleomagnetic results from Portugal. *Journal of Geodynamics*. 38, 209-221.

Marzoli A., Bertrand H., Knight K., Cirilli S., Buratti N., Verati C., Nomade S., Renne P.R., Youbi N., Martini R., Allenbach K., Neuwerth R., Rapaille C., Zaninetti L., Bellieni G., (2004). Synchrony of the Central Atlantic Magmatic province and the Triassic–Jurassic boundary climatic and biotic crisis, *Geology* 32, 973–976.

Marzoli, A., Renne, P. R., Piccirillo, E. M., Ernesto, M., Bellieni, G., et De Min, A., (1999). Extensive 200-million-year-old continental flood basalts of the Central Atlantic Magmatic Province. *Science* 284,616-618.

Mata, M.P., Casas, A.M., Canals, A., Gil, A., Pocovi, A., (2001). Thermal history during Mesozoic extension and tertiary uplift in the Cameros basin, Northern Spain. *Basin Research*. 13, 91–111. doi:10.1046/j.1365-2117.2001.00138.x

Mattauer, M., Proust, F., Tapponier, P. (1972). Major strike-slip fault of late Hercynian age in Morocco. *Nature*, 237, 160–62.

Mattauer, M., Tapponier, P., Proust, F., (1977). Sur les mécanismes de formation des chaînes intracontinentales. L'exemple des chaînes atlasiques du Maroc. *Bulletin de la Société Géologique de France*. (7) 19 521-526.

Merino-Tomé, O., Della Porta, G., Kenter, J.A.M., Verwer, K., Harris, P.M., Adams, E.W., Playton, T., Corrochano, D., (2012). Sequence development in an isolated carbonate

platform (Lower Jurassic, Djebel Bou Dahar, High Atlas, Morocco): influence of tectonics, eustasy and carbonate production. *Sedimentology* 59, 118e155.

McCabe, C., Van der Voo, R., Peacor, D.R., Scotese, C.R., Freeman, R., (1983). Diagenetic magnetite carries ancient yet secondary remanence in some Paleozoic sedimentary carbonates. *Geology* 11, 221–223. doi:10.1130/0091-7613(1983)11<221

McCabe, C., Elmore, R. D., (1989). The occurrence and origin of late Paleozoic remagnetization in the sedimentary rocks of North America. *Reviews of Geophysics*. 27, 471–494.

McCabe, C., Channell, J. E. T. (1994a). Late Paleozoic remagnetization in limestones of the Craven basin (northern England) and the rock magnetic fingerprint of remagnetized sedimentary carbonates. *Journal of Geophysical Research, B: Solid Earth*, 99(B3), 4603–4612. <https://doi.org/10.1029/93JB02802>

McFadden, P. L., Jones, D. L., (1981). The fold test in palaeomagnetism. *Geophysical Journal Royal Astronomical Society*. 67, 53-58.

McFadden, P. L. (1998). The fold test as an analytical tool. *Geophysical Journal International*. 135, 329-338

McHone, J.G., (2000). Non-Plume magmatism and rifting during the opening of the central Atlantic Ocean. *Tectonophysics* 316, 287–296.



McHone, J.G., Anderson, D.L., Beutel, E.K., Fialko, Y.A., (2005). Giant dikes, rifts, flood basalts, and plate tectonics: A contention of mantle models. *Geological Society of America Special Paper*, 388, 401-420.

McElinny M. W. (1964). Statistical significance of the fold test in paleomagnetism. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 8:338–340.

McClelland-Brown, E., (1983). Palaeomagnetic studies of fold development and propagation in the Pembrokeshire old red Sandstone. *Tectonophysics*. 98, 131–149. doi:10.1016/0040-1951(83)90214-7

McFadden, P.L., (1990). A new fold test for palaeomagnetic studies. *Geophysical Journal International*. 103, 163–169. doi:10.1111/j.1365-246X.1990.tb01761.x

Michard, A., (1976). Eléments de géologie marocaine. *Notes et Mémoires du Service Géologique du Maroc*. 252, 408 pp.

Michard, A., Saddiqi, O., Chalouan, A., Frizon de Lamotte, D. (2008). Continental Evolution: the Geology of Morocco. Structure, Stratigraphy, and Tectonics of the African-Atlantic-Mediterranean Triple Junction. Berlin *Heidelberg: Springer*

Michard, A., Ibouh, H., Charrière, A. (2011). Syncline-topped anticlinal ridges from the High Atlas: A Moroccan conundrum, and inspiring structures from the Syrian Arc, Israel. *Terra Nova*, 23(5), 314–323. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3121.2011.01016.x>

Mihut, D., Müller, R.D., (1998). Volcanic margin formation and Mesozoic rift propagators in the curvier Abyssal plain off Western Australia. *Journal of Geophysical Research*, 103, 27135-27149

Miller, J. D., Kent, D.V. (1986). Paleomagnetism of the Upper Devonian Catskill Formation from the Southern limb of the Pennsylvania salient: possible evidence of oroclinal rotation. *Geophysical Research Letters*, 13, 1173-6

Miller, J. D., Kent, D.V. (1989). Paleomagnetism of the Upper Ordovician Juniata Formation of the Central Appalachians revisited again. *Journal Geophysical Research*, 94, 1843-9.

Missenard, Y. (2006). Le relief des atlas marocains: Contribution des processus asthénosphériques et du raccourcissement crustal, Aspects chronologiques. Thèse de doctorat. Université de Cergy Pontoise.

Missenard, Y., Zeyen, H., Frizon de Lamotte, D., Leturmy, P., Petit, C., Saddiqi, O., Sébrier, M., (2006b). Crustal versus asthenospheric origin of the relief of the Atlas mountains of Morocco. *Journal Geophysical Research*. 111, B03401, doi: 10.1029/ 2005JB003708.

Missenard, Y., Saddiqi, O., Barbarand, J., Leturmy, P., Ruiz, G., El Haimer, F.Z., Frizon de Lamotte, D., (2008). Cenozoic denudation in the Marrakech High Atlas, Morocco: insight from apatite fission-track thermochronology. *Terra Nova*. 20, 221–228. doi:10.1111/j.1365-3121.2008.00810.x

Moreau, M. G., Canérot, J., 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., *Bulletin de la Societe Geologique de France*. 163(4), 393–402.

Moragas, M., Vergés, J., Saura, E., Martín-Martín, J.-D., Messager, G., Merino-Tomé, Suárez-Ruiz, I., Razin, P., Grélaud, C., Malaval, M., Joussiaume, R., Hunt, D.W., (2016). Jurassic

rifting to post-rift subsidence analysis in the Central High Atlas and its relation to salt diapirism. *Basin Research*. 1–27. doi:10.1111/bre.12223

Moreau, M. G., Berthou, P. Y., Malod, J. A. (1997). New paleomagnetic Mesozoic data from the Algarve (Portugal): Fast rotation of Iberia between the Hauterivian and the Aptian. *Earth and Planetary Science Letters* . 146, 689 – 701.

Morel J.-L., Zouine E.M., Poisson A., (1993). Relations entre la subsidence des bassins moulouyens et la création des reliefs atlasiques (Maroc): Un exemple d'inversion tectonique depuis le Néogène. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 93 79–91.

Morel J.L., Zouine E.M., Andrieux J., Julien M., Faure-Muret A., Dahmani M., (1999) Morphometric analysis, deduced vertical motions and shortening rates in an Alpine orogen. Example of the High Atlas (Morocco), *Annales Tectonicae* 13 5–15.

Moret, L., (1931). «Recherches géologiques dans l'Atlas de Marrakech.» *Notes et Mémoires du Service des Mines Carte géologique du Maroc*, 18, 262 p.

Morris, A. and Robertson, A.H.F. (1993). Miocene remagnetisation of carbonate platform and Antalya Complex units within the Isparta Angle, SW Turkey. *Tectonophysics*, 220 (1993) 243-266

Morin, J. (1950). Magnetic susceptibility of  $\alpha$ -Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> and Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> with added titanium. *Physical Review Journal.*, 78, 819-820.

Moskowitz, B.M. (1981). Methods for estimating Curie temperatures of titanomaghemites from experimental J<sub>s</sub>-T data. *Earth and planetary Science letters*, 120, 283-300.

Moussaid, B., Villalaín, J. J., Casas-Sainz, A., El Ouardi, H., Oliva-Urcia, B., Soto, R., (2015). Primary vs. secondary curved fold axes: Deciphering the origin of the Aït Attab syncline (Moroccan High Atlas) using paleomagnetic data. *Journal of Structural Geology*, 70, 65–77. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2014.11.004>

Moussaid, B. (2019). Applications de techniques magnétiques (paléomagnétisme et anisotropie de la susceptibilité magnétique) à l'analyse de l'évolution tectonique des bassins sédimentaires du Haut Atlas central (maroc). Tesis Universidad de Zaragoza. 288 pp.

Murad, E., Wagner, U. (1998). Clays and clay minerals: The firing process. *Hyperfine Interactions*, 117: 337–356.

Neres, M., Font, E., Miranda, J. M., Camps, P., Terrinha, P., Mirão, J. (2012). Reconciling Cretaceous paleomagnetic and marine magnetic data for Iberia: New Iberian paleomagnetic poles. *Journal of Geophysical Research*, 117, doi:10.1029/2011JB009067.

Neres, M., Miranda, J. M., Font, E. (2013). Testing Iberian Kinematics at Jurassic-Cretaceous times. *Tectonics*. DOI: 10.1002/tect.20074.

Nomade, S., Knight, K.B., Renne, P.R., Verati, C., Féraud, G., Marzoli, A., Youbi, N., Bertrand, H., (2007). The chronology of CAMP: relevance for the central Atlantic rifting processes and the Triassic–Jurassic biotic crisis. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 244, 326–344.

Oliva-Urcia, B., Pueyo, E. L., Larrasoaña, J.C. (2007). Magnetic reorientation induced by pressure solution: A potential mechanism for orogenic-scale remagnetizations. *Earth and Planetary Science Letters* 265, 525-534.

Oliva-Urcia, B., Casas, A.M., Soto, R., Villalaín, J.J., Kodama, K., (2010). A transtensional basin model for the Organyà basin (central southern Pyrenees) based on magnetic fabric and brittle structures. *Geophysical Journal International*. 184 (1), 111–130.

Olivet, J. L., Bonnin, J., Beuzart, P., Auzende, J.M., (1984). Cinématique de l'Atlantique Nord et Central. *Publication Rapports Scientifiques et Techniques Brest, Centre National pour l'Exploitation des Océans*: 108 pp.

Osete, M. L., Villalaín, J.J., Palencia, A. Sandoval, J., García Dueñas, V. (2004). New paleomagnetic data from the betic cordillera: constraints on the timing and the geographical distribution of tectonics rotations in southern Spain. *Pure and applied. Geophysics*. 161, 701-722.

Osete, M. L., Palencia, A. (2006). Polos Paleomagnéticos de iberia de los últimos 300 millones de años. *Física de la Tierra*, 18, 157-181.

Osete, M. L., Gialanella, P.R., Gómez, J.J., Villalaín, J.J., Goy, A., Heller, F. (2007). Magnetostratigraphy of Early-Middle Toarcian expanded sections from the Iberian Range (Central Spain). *Earth and Planetary Sciences Letters* 259, 319-332. doi:10.1016/j.epsl.2007.04.048.

Osete, M. L., Gómez, J.J., Carrasco, F. J., Villalaín, J.J., Palencia, A., Ruíz-Martínez, V. C., Heller, F. (2011). The evolution of Iberia during the Jurassic from paleomagnetic data. *Tectonophysics*. 502, 105-120.

Palencia-Ortas, A., Osete, M.L., Vegas, R., Silva, P., (2006). Paleomagnetic study of the Messejana Plasencia dyke (Portugal and Spain): a lower Jurassic paleopole for the Iberian plate. *Tectonophysics* 420, 455–472. doi:10.1016/j.tecto.2006.04.003.

Perroud, H., Van der Voo, R., Bonhommet, N. (1984). Paleozoic evolution of the Armorica plate of the basis of paleomagnetic data: *Geology*, v. 12, P. 579-582.

Pierre, A., Durlet, C., Razin, P., Chellai, E.H. (2006). Spatial and temporal distribution of ooids along a Jurassic carbonate ramp: Amellago outcrop transect, high-Atlas, Morocco. From: Van Buchem, F. S. P., Gerdes, K. D. and Esteban, N. M. (eds) Mesozoic and Cenozoic Carbonate Systems of the Mediterranean and the Middle East: Stratigraphic and Diagenetic Reference Models. *Geological Society, London, Special Publications*, 329, 65–88. DOI: 10.1144/SP329.4 0305-8719/10/\$15.00 # The Geological Society of London 2010.

Piqué, A., Laville, E., (1993). «Les séries triasiques du Maroc, marqueurs du rifting atlantique.» *Comptes rendus de l'Académie des sciences Paris*, 317,9,1215-1220.

Piqué, A., Charroud, M., Laville, E., Amrhar, M. (2000). The Tethys southern margin in Morocco: Mesozoic and Cainozoic evolution of the Atlas domain. *Memoires du museum National D'Histoire Naturelle*. 182, 93–106.

Plattzman, (1994). Widespread Neogene remagnetization in Jurassic limestone of the South Iberian paleomargin (Western Betics, Gibraltar Arc). *Physics of the earth and Planetary Interiors*, 85, 3-15.

Quiquerez, A., Sarih, S., Allemand, P., García, J. P. (2013). Fault rate controls on carbonate gravity-flow deposits of the Liassic Central High Atlas (Morocco). *Marine and Petroleum Geology*, 43, 349–369. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2013.01.002>

Robertson D. J., France D. E., (1994). Discrimination of remanence-carrying minerals in mixtures, using isothermal remanent magnetisation acquisition curves. *Physics of The Earth and Planetary Interiors*, 82(3-4):223–234, 1994.

Ruiz-Martinez, V. C., Palencia-Ortas, A., Villalain, J. J., McIntosh, G., Martín-Hernández, F. (2011). Palaeomagnetic and AMS study of the Tarfaya coastal basin, Morocco: an early Turonian palaeopole for the African plate. *In: van Hinsbergen, D. J. J., Buiter, S. J. H., Torsvik, T. H., Gaina, C. and Webb, S. J. (eds) The Formation and Evolution of Africa: A Synopsis of 3.8 Ga of Earth History. Geological Society, London, Special Publications, 357, 211–227.*

Ruiz-Martínez, V.C., Torsvik, T. H., Van Hinsbergen, D. J. J., Gaina, C. (2012). Earth at 200 Ma: Global palaeogeography refined from CAMP palaeomagnetic data. *Earth and Planetary Science Letters*, 331-332, 67-79. doi:10.1016/j.epsl.2012.03.008.

Roberts, A. P., Cui, Y., Verosub, K. L. (1995). Waspwaisted hysteresis loops: Mineral magnetic characteristics and discrimination of components in mixed magnetic systems, *Journal of Geophysical Research*. 100, 17,909 – 17,924.

Robinowitz, P.D., Labreque, J., (1979). The Mesozoic South Atlantic Ocean and evolution of its continental margins. *Journal Geophysical Research.*, 84, 5973-6002.

Ruhl, M., Deenen, M.H.L., Abels, H.A., Bonis, R.N., Krijgsman, W., Kürschner, W.M. (2010). Astronomical constraint on the duration of the Early Jurassic Hettangian Stage and recovery rates following the end-Triassic mass extinction (st. Audrie's Bay/east Quantoxhead, UK): *Earth and Planetary Science Letters*, v. 295, p. 262-276, doi: 10.1016/j.epsl.2010.04.008

Sarih, S. (2008). Geodynamique et Transferts Sedimentaires Gravitaires des Bassins Liasiques du Haut-Atlas Central (Maroc). Université de Bourgogne, école Doctorale 490 E2S, UFR des Sciences de la Terre.

Saura, E., Vergés, J., Martín-Martín, J. D., Messenger, G., Moragas, M., Razin, P., (2014). Syn- to post-rift diapirism and minibasins of the Central High Atlas (Morocco): The changing

face of a mountain belt. *Journal of the Geological Society London*, 171(1), 97–105.  
<https://doi.org/10.1144/jgs2013-079>

Schettino, A., Scotese, C. (2005). Apparent polar wander paths for the major continents (200 Ma to the present day): a palaeomagnetic reference frame for global plate tectonic reconstructions. *Geophysical Journal International*. (2005) 163, 727–759. doi: 10.1111/j.1365-246X.2005.02638.x

Schott, J. J., R. Montigny., R. Thuizat, (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 of Science Letters.*, 53, 457-470.

Schofield, N., Alsop, I., Warren, J., Underhill, J.R., Lehn\_e, R., Beer, W., Lukas, V., (2014). Mobilizing salt: magma-salt interactions. *Geology*, 42, 599–602.

Schott, J.J., Peres, A., (1987). Paleomagnetism of the lower Cretaceous red beds from northern Spain. Evidence for a multistage acquisition of magnetization. *Tectonophysics* 139, 239–253.

Scotese, C. R., Van der Voo, R., McCabe, C. (1982). Paleomagnetism of the Upper Silurian and Lower Devonian carbonates of New York State: evidence for secondary magnetizations residing in magnetite. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 30, 385–395.

Sengör, A.M.C., (2009). Tectonic evolution of the Mediterranean: a dame with four husbands. *Trabajos de Geología, Universidad de Oviedo*, 29: 45-50.

Shipunov, S. V. (1997). Synfolding magnetization: detection, testing and geological applications. *Geophysical Journal International*. 130, 405 – 410.



Sibuet J.-C., Rouzo, S., Srivastava, S. (2012). Plate tectonic reconstructions and paleogeographic maps of the central and North Atlantic oceans. *Canadian Journal Of Earth Sciences*, 49(12), 1395-1415.

Smith, B., Derder, M.E.M., Henry, B., Bayou, B., Yelles, A. K., Djellit, H., Amenna, M., Garces, M., Beamud, E., Callot, J.P., Eschard, R., Chambers, A., Aifa, T., Ait Ouali, R., Gandriche, H., (2006). Relative importance of the Hercynian and post-Jurassic tectonic phases in the Saharan platform: a palaeomagnetic study of Jurassic sills in the Reggane Basin (Algeria). *Geophysical Journal International*. 167, 380–396. doi:10.1111/j.1365-246X.2006.03105.x

Soto, R., Casas-Sainz, A.M., Villalaín, J.J., Oliva-Urcia, B., (2007). Mesozoic extension in the Basque–Cantabrian basin (N Spain): contributions from AMS and brittle mesostructures. *Tectonophysics*. 445, 373–394.

Soto, R., Villalaín, J.J., Casas-Sainz, A.M. (2008). Remagnetizations as a tool to analyze the tectonic history of inverted sedimentary basins: A case study from the Basque-Cantabrian basin (north Spain) *Tectonics*, 27 (1), art. no. TC1017

Soto, R., Casas-Sainz, A.M., Villalaín, J.J., (2011). Widespread Cretaceous inversion event in northern Spain; evidence from subsurface and paleomagnetic data. *Journal of the Geological Society of London* 168 (4), 899e912.

Stamatakos, J., Hirt, A.M., Lowrie, W. (1996). The age and timing of folding in the central Appalachians from paleomagnetic results. *Geological Society of America Bulletin*. 108, 815–829.

Stampfli, G.M., Borel, G.D. (2002). A plate tectonic model for the Paleozoic and Mesozoic constrained by dynamic plate boundaries and restored synthetic oceanic isochrons. *Earth and Planetary Science Letters*, 196, 17-33.

Stampfli, G.M., Borel, G. (2003). A Revised Plate Tectonic Model for the Western Tethys from Paleozoic to Cretaceous. *AAPG International Conference*, Barcelona, Spain.

Steiner, M.B. Ogg, J.G, Mélendez, G., Sequeiros, L. (1985). Jurassic magnetostratigraphy, 2. Middle-Late Oxfordian of Aguilón, Iberian Cordillera, northern Spain. *Earth and Planetary Science Letters*, 76, 151-166.

Stearns, C., Van Der Voo, R. (1987). Paleomagnetic results from the Lower Devonian Llandstadwell Formation, Dyfed, Wales. *Tectonophysics*. [Volume 143, Issue 4](#), 1 December 1987, Pages 329-334

Studer, M., Du Dresnay, R. (1980). Déformations synsédimentaires en compression pendant le Lias supérieur et le Dogger, au Tizi n'Irhil (Haut Atlas central de Midelt, Maroc). *Bulletin de la Société Géologique de France*, 7(3), 391–397.

Surmont, J., Sandulescu, M., Bordea, S., (1990). Mise en évidence d'une réaimantation finie crétacée des séries mésozoïques de l'Unité de Bihor (Monts Apuseni, Roumanie) et de sa rotation horaire ultérieure. *Comptes Rendus L'Académie des Sciences*, Paris 310, 213–219.

Tarling, D.H., Hrouda, F. (1993). The Magnetic Anisotropy of Rocks, *Chapman and Hall, London*. 217 pp.

Tari, G., Brown, D., Jabour, H., Hafid, M., Loudon, K., Zizi, M. (2012). Regional geology and tectonics: Phanerozoic passive margins, cratonic basins and global tectonic maps. *In D. G. Roberts and A. W. Bally (Eds.), Phanerozoic passive margins, cratonic basins and global tectonics: Vol. 1C* (pp. 285–323). Amsterdam: Elsevier. <http://dx.doi.org/10.1016/B978-0-444-56357-6.00007-X>.

Tari, G., Jabour, H., (2013). Salt Tectonics in the Atlantic Margin of Morocco. *Geological Society Special Publication* 369, London, pp. 337e353.

Tauxe, L., Watson, G.S., (1994). The fold test: an eigen analysis approach. *Earth and Planetary Science Letters*. 122, 331–341. doi:10.1016/0012-821X(94)90006-X

Tauxe, L., Mullender, T.A.T., Pick, T., (1996). Potbellies, wasp-waists, and superparamagnetism in magnetic hysteresis. *Journal of Geophysical Research Solid Earth* 101, 571–583. doi:10.1029/95JB03041.

Tauxe, L. (2010). *Essentials of Rock and Paleomagnetism*. University of California Press (1st Edit.), 512 pp.

Teixell, A., Arboleya, M.L., Julivert, M., Charroud, M. (2003). Tectonic shortening and topography in the central High Atlas (Morocco). *Tectonics*, 22: 1051, doi: 10.1029/2002TC001460.

Teixell, A., Ayarza, P., Zeyen, H., Fernandez, M., Arboleya, M.L. (2005). Effects of mantle upwelling in a compressional setting: the Atlas Mountains of Morocco. *Terra Nova*, 17, 456-461.

Teixell, A., Barnolas, A., Rosales, I., Arboleya, M. L. (2017). Structural and facies architecture of a diapir-related carbonate minibasin (lower and middle Jurassic, High Atlas, Morocco). *Marine and Petroleum Geology*, 81, 334–360. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2017.01.003>

Termier, H. (1936). Études géologiques sur le Maroc central et le Moyen Atlas Septentrional. *Services des Mines et de la Carte Géologique. Notes et Mémoires*. Rabat, 33 (III). 1503-1547

Tesón, E., Pueyo, E.L., Teixell, A., Barnolas, A., Agustí, J. Furió, M., (2010). Magnetostratigraphy of the Ouarzazate Basin: implications for the timing of deformation and mountain building in the High Atlas Mountains of Morocco. *Geodinamica Acta*, 23(4), 151–165.

Tohver, E., Weil, A. B., Solum, J. G. Hall, C. M. (2008). Direct dating of carbonate remagnetization by  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  analysis of the smectite–illite transformation. *Earth and Planetary Science Letters*, 274, 524–530.

Torres-López, S., Villalaín, J. J., Casas, A. M., EL Ouardi, H., Moussaid, B., Ruiz-Martínez, V. C. (2014). Widespread Cretaceous secondary magnetization in the High Atlas (Morocco). A common origin for the Cretaceous remagnetizations in the western Tethys? *Journal of the Geological Society (London)*, 171, 673–e687. <https://doi.org/10.1144/jgs2013-107>

Torres-López, S., Villalaín, J.J., Casas, A., El Ouardi, H., Moussaid, B., Ruiz-Martínez, V.C. (2015). Sobre la extensión de la remagnetización Cretácica en el Alto Atlas marroquí. *Geogaceta*, **57**, 23-26.

Torres-López, S., Casas, A. M., Villalaín, J. J., El Ouardi, H., Moussaid, B. (2016). Pre-Cenomanian vs. Cenozoic folding in the High Atlas revealed by palaeomagnetic data. *Terra Nova*, 28(2), 110–119. <https://doi.org/10.1111/ter.12197>

Torres-López, S., Villalaín, J. J., Casas, A. M., EL Ouardi, H., Moussaid, B. (2016(b)). Resultados paleomagnéticos preliminares en el sector occidental del Alto Atlas Central, Demnat. Implicaciones tectónicas. *Geo-Temas*, 16 (1) ISSN 1576-5172

Torres-López, S., Casas, A. M., Villalaín, J. J., Moussaid, B., Ruiz-Martínez, V. C., El Ouardi, H. (2018). Evolution of the Ridges of Midelt-Errachidia Section in the HighAtlas Revealed by Paleomagnetic Data. *Tectonics*, 37. <https://doi.org/10.1029/2017TC004936>

Torsvik, T. H., Dietmar Müller, R., Van der Voo, R., Steinberger, B., Gaina, C. (2008). Global Plate motion Frames: Toward a Unified Model. *Reviews of Geophysics*, 46, RG3004, doi:10.1029/2007RG000227.

Torsvik, T. H., Van der Voo, R., Preden, U., Mc Niocaill, C., Steinberger, B., Doubrovine, P. V., Van Hinsbergen, D., Domeier, M., Gaina, C., Tohver, E., Meert, J. G., McCausland, P.J.A., Cocks, L.R.M. (2012). Phanerozoic polar wander, palaeogeography and dynamics. *Earth-Science Reviews*, 114, 325-368.

Tucker, S., Kent, D. V. (1988). Multiple remagnetizations of the lower Paleozoic limestones from the Taconics of Vermont. *Geophysics Research Letters*, 15, 1251–1254.

Turner, P., Sherif, H. (2007). A giant Late Triassic-Early Jurassic evaporitic basin on the Saharan Platform, North Africa. In B. C. Shreiber, S. Lugli, and M. Babel (Eds.), *Evaporites through space and time: Vol. 285* (pp. 87–105). London: *Geological Society of London. Special Publications*. [http:// dx.doi.org/10.1144/SP285.6](http://dx.doi.org/10.1144/SP285.6).

Van der Voo, R., (1969). Paleomagnetic evidence for the rotation of the Iberian Peninsula. *Tectonophysics* 7, 5–56. doi:10.1016/0040-1951(69)90063-8

Van der Voo, R. (1993). *Paleomagnetism of the Atlantic, Tethys and Iapetus Oceans*, Cambridge University Press, Cambridge. Press, UK, p. 411.

Van der Voo, R., Torsvik, T.H. (2012). The history of remagnetization of sedimentary Rocks: deceptions, developments and discoveries. *Geological Society, London, Special Publications*, 371. doi: 10.1144/SP371.2.

Valet, J. P., Soler, V., Courtillot, V. (1998). Remagnetization in lava flows recording pretransitional directions. *Journal of Geophysical research*, 103, 9755-9775.

Verati C., Bertrand H, Féraud G., (2005). The farthest record of the Central Atlantic Magmatic Province into West Africa craton: Precise  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  dating and geochemistry of Taoudenni basin intrusives (northern Mali), *Earth and Planetary Science Letters* Volume 235, Issues 1–2, 30 June 2005, Pages 391-407

Verati C., Rapaille C., Féraud G., Marzoli A., Bertrand H., Youbi N., (2007).  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  ages and duration of the Central Atlantic Magmatic Province volcanism in Morocco and Portugal and its relation to the Triassic–Jurassic boundary, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. Volume 244, Issues 1–4, 9 February 2007, Pages 308-325

Verwey, E. J. M. (1939). Electronic conduction of magnetite ( $\text{Fe}_3\text{O}_4$ ) and its transition point at low temperatures. *Nature* 144, 327-328.

Villalaín, J.J., Osete, M.L., Vegas, R., García-Dueñas, V., Heller, F. (1994). Widespread Neogene remagnetization in Jurassic limestones of the south Iberian paleomargin (Western Betics, Gibraltar Arc). *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 85, 15– 33.

Villalaín, J.J., Fernández-Gonzalez, G., Casas, A.M., Gil-Imaz, A. (2003). Evidence of a Cretaceous remagnetization in the Cameros Basin (North Spain): implications for basin geometry. *Tectonophysics*, 377, 101–117.

Villalaín, J.J., Casas, A.M., Aurell, M., Palencia, A., (2008). Aplicación del estudio de reimanaciones a la datación de las brechas de la base del Jurásico en la Cordillera Ibérica. *Geotemas* 10, 1215–1218.

Villalaín, J.J., Casas-Sainz, A., Soto, R., Torres-López, S. (2012). The widespread Cretaceous remagnetizations in Mesozoic intraplate basins from Iberia and North Africa. Contribution to tectonic studies. *Contributions to Geophysics and Geodesy*, 42, 121-122.

Villalaín, J. J., Casas-Sainz, A. M., Soto, R. (2015). Reconstruction of inverted sedimentary basins from syn-tectonic remagnetizations. A methodological proposal. *Journal of the Geological Society of London. Special Publication.*, 425(1), 233–246. <https://doi.org/10.1144/SP425.10>

Villalaín, J.J., Ruiz, V.C., Torres-López, S., Casas-Sainz, A., Moussaid, B., Calvín, P., (2016). Estudio paleomagnético preliminar de diques mesozoicos del Alto Atlas. Control térmico en la generación de Pirrotina en calizas remagnetizadas con Magnetita, *Geotemas* 16, 901–904.

Vissers, R.L.M., Meijer, P.Th. (2012). Mesozoic rotation of Iberia: Subduction in the Pyrenees?. *Earth-Science Reviews*, 110, 93-110.

Waldhör, M., Appel, E., Frisch, W., Patzelt, A., (2001). Palaeomagnetic investigation in the Pamirs and its tectonic implications. *Journal of Asian Earth Sciences*. 19, 429–451. doi:10.1016/S1367-9120(00)00030-4

Waldhör M., Appel, E. (2006). Intersections of remanence small circles: new tools to improve data processing and interpretation in palaeomagnetism. *Geophysical Journal International*, 166, 33–45.

Westphal, M., R. Montigny, (1979). Paléomagnétisme et datation du volcanisme permien, triasique et créacé du Maroc. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 16: 2150-2164.

Watson, G. S.,(1956). Analysis of dispersion on a sphere. *Geophysical Journal International.*, 7,153–159.

Watson, G.S., Enkin, R.J., (1993). The fold test in paleomagnetism as a parameter estimation problem. *Geophysical Research Letters.* 20, 2135–2137. doi:10.1029/93GL01901

Whiteside, J.H., Olse, P.E., Kent, D.V., Fowell, S.J., Touhami, M. (2007). Synchrony between the Central Atlantic magmatic province and the Triassic-Jurassic mass-extinction event? *Palaeogeography, palaeoclimatology, palaeoecology* 244: 345-367

Wilmsen, M., Neuweiler, F. (2008). Biosedimentology of the Early Jurassic postextinction carbonate depositional system, Central High Atlas rift basin, Morocco. *Sedimentology*, 55(4), 773–807.

Wohlfarth, E.P. (1958). Relations between different modes of acquisition of the remanent magnetization of ferromagnetic particles. *Journal of Applied Physics.*, 29,595-596

Woods, S.D., Elmore, R.D., Engel, M.H. (2000). The occurrence of pervasive chemical remanent magnetizations in sedimentary basins: implications for dating burial diagenetic events. *Journal of Geochemical Exploration*, 69-70, 381-385.

Woods, S.D., Elmore, R.D., Engel, M.H. (2002). Paleomagnetic dating of the smectite-to-illite conversion: Testing the hypothesis in Jurassic sedimentary rocks, Skye, Scotland. *Journal of Geophysical Research*, 107, 10.1029/2000JB000053.

Youbi, N., Martins, L., Munhá, J.M., Ibouh, H., Madeira, J., Ait Chayeb, E.H., El Boukhari, A., (2003). The Late Triassic–Early Jurassic Volcanism of Morocco and Portugal in the framework of the Central Atlantic Magmatic Province. In: Hame, W.E., McHone, J.M., Renne, P.R., Ruppel, C. (Eds.), *The Central Atlantic Magmatic Province Insights From Fragments of Pangea, Geophysical Monographs Series* 136, pp. 179–207.



Zayane, R., Essaifi, A., Maury, R. C., Piqu, E. A., Laville, E., Bouabdelli, M. (2002). Cristallisation fractionnée et contamination crustale dans la série magmatique jurassique transitionnelle du Haut Atlas central (Maroc). *Comptes Rendus Geoscience*. Paris, 334(2), 97–104. [https://doi.org/10.1016/S1631-0713\(02\)01716-9](https://doi.org/10.1016/S1631-0713(02)01716-9)

Zeyen, H., Ayarza, P., Fernández, M., Rimi, A. (2005). Lithospheric structure under the western African–European plate boundary: a transect across the Atlas Mountains and the Gulf of Cadiz. *Tectonics*, 24, TC2001, doi: 10.1029/2004TC001639.

Zouaghi, T., Bédir, M., Inoubli, M.H. (2005). 2D seismic interpretation of strike-slip faulting, salt tectonics, and Cretaceous unconformities, Atlas Mountains, Central Tunisia. *Journal of African Earth Sciences*, 43, 464–486.

Zouaghi, T., Bédir, M., Ayed-Khaled, A., Lazzez, M., Soua, M., Amri, A. Inoubli, M.H. (2013). Autochthonous versus allochthonous Upper Triassic evaporites in the Sbiba graben, central Tunisia. *Journal of Structural Geology*, 52, 163–168.

Zwing, A., Clauer, N., Liewig, N., Bachtadse, V. (2009). Identification of remagnetization processes in Paleozoic sedimentary rocks of the northeast Rhenish Massif in Germany by K-Ar dating and REE tracing of authigenic illite and Fe oxides. *Journal of Geophysical research: Solid earth* 114 (B6), B06104