

2024



VNiVERSIDAD
D SALAMANCA

CAMPUS DE EXCELENCIA INTERNACIONAL

Tesis Doctoral

Estudio de las anomalías magnéticas de las Zonas
Centro Ibérica y Asturoccidental-Leonesa.
Origen de la magnetización e implicaciones en la
evolución tectónica tardi-Varisca

Manuela Durán Oreja

Departamento de Geología

Facultad D Ciencias
VNiVERSIDAD
D SALAMANCA





VNiVERSiDAD
D SALAMANCA



Departamento de Geología

ESTUDIO DE LAS ANOMALÍAS MAGNÉTICAS DE
LAS ZONAS CENTRO IBÉRICA Y
ASTUROCCIDENTAL-LEONESA. ORIGEN DE LA
MAGNETIZACIÓN E IMPLICACIONES EN LA
EVOLUCIÓN TECTÓNICA TARDI-VARISCA

*Magnetic anomalies in the Central Iberian and West
Asturian-Leonese Zones. Origin of the magnetization and
implications for the late-Variscan tectonic evolution*

Manuela Durán Oreja

2024



Departamento de Geología

ESTUDIO DE LAS ANOMALÍAS MAGNÉTICAS DE
LAS ZONAS CENTRO IBÉRICA Y
ASTUROCCIDENTAL-LEONESA. ORIGEN DE LA
MAGNETIZACIÓN E IMPLICACIONES EN LA
EVOLUCIÓN TECTÓNICA TARDI-VARISCA

*Magnetic anomalies in the Central Iberian and West
Asturian-Leonese Zones. Origin of the magnetization and
implications for the late-Variscan tectonic evolution*

Memoria presentada de acuerdo con los requisitos de la Universidad de Salamanca
para optar al grado de Doctora en Geología por

Manuela Durán Oreja

DIRECTORES

José Ramón Martínez Catalán

Catedrático Emérito Honorífico

de Geología Estructural

Puy Ayarza Arribas

Catedrática de Geofísica y Tectónica

Salamanca, 2024

Dr. D. **José Ramón Martínez Catalán**, Catedrático Emérito Honorífico de Geología Estructural del Departamento de Geología de la Universidad de Salamanca, y

Dra. D^a. **María del Puy Ayarza Arribas**, Catedrática de Geofísica y Tectónica del Departamento de Geología de la Universidad de Salamanca,

HACEN CONSTAR:

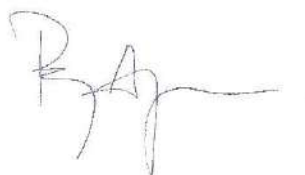
Que D^a. Manuela Durán Oreja, ha realizado bajo nuestra dirección y supervisión el trabajo de investigación y la memoria de la tesis doctoral que lleva por título “Estudio de las anomalías magnéticas de las Zonas Centro Ibérica y Asturoccidental-Leonesa. Origen de la magnetización e implicaciones en la evolución tectónica tardi-Varisca”. *“Magnetic anomalies in the Central Iberian and West Asturian-Leonese Zones. Origin of the magnetization and implications for the late-Variscan tectonic evolution”* con el fin de obtener el grado de Doctora por la Universidad de Salamanca.

Como directores del trabajo, autorizamos la presentación de este, al considerar que ha conseguido los objetivos marcados en el plan de investigación propuesto.

Y para que surta los efectos oportunos, firmamos el presente en Salamanca a 17 de octubre de 2024.



Fdo. José Ramón Martínez Catalán



Fdo. M. Puy Ayarza Arribas

Mediante al defensa de esta memoria se pretende obtener la mención de “Doctor Internacional”, dado que la doctoranda reúne los requisitos exigidos para tal mención de acuerdo con los R.D. 1393/2007 y 99/2011:

1. La memoria cuenta con los informes favorables de dos expertos doctores vinculados profesionalmente a alguna institución de educación superior o instituto de investigación de prestigio no español y distinto del responsable de la estancia formativa.
2. El Tribunal evaluador de la tesis está compuesto, al menos, por un miembro con titulación de doctor que pertenece a un centro de investigación de prestigio o a una institución de educación superior de un Estado distinto de España y distinto del responsable de la estancia formativa.
3. Parte de la memoria, al menos el resumen y las conclusiones, se han redactado y se presentarán en inglés.
4. La doctoranda ha realizado trabajos de investigación, durante tres meses, en Géosciences Rennes, Universidad de Rennes (Francia) bajo la supervisión del Prof. Pavel Pitra.

Este trabajo se ha realizado en la Universidad de Salamanca, dentro del Área de Geodinámica Interna del Departamento de Geología. Ha sido financiado gracias a una ayuda de la Junta de Castilla y León destinada a costear la contratación predoctoral de personal investigador cofinanciada por el Fondo Social Europeo para contratos predoctorales según la ORDEN EDU/529/2017, de 26 de junio de 2017 y a la ayuda FPU 00980/2016 para la Formación de Profesorado Universitario, enmarcada en el proyecto “La sutura Varisca en el NO de Iberia: correlación a lo largo de los arcos Ibero-Armoricano y Centro Ibérico; edades, mecanismos y modelos” CGL2016-78560-P del Ministerio de Economía y Competitividad de España. También ha recibido financiación del proyecto “Depósitos minerales estratégicos tardi-Variscos: Impronta estructural y geofísica” PID2020-117332GB-C21 del Ministerio de Economía y Competitividad de España.

La preparación de láminas delgadas se llevó a cabo en el Servicio General de Preparación de Rocas del Servicio de Apoyo a la Investigación (Nucleus) de la Universidad de Salamanca, con la asistencia técnica de Eva María Manchado Macías. Asimismo, se contó con la colaboración de la Unidad de Técnicas Geológicas (CAI de Ciencias de la Tierra y Archeometría) de la Universidad Complutense de Madrid, con Pedro Lozano Velasco como asistente técnico

Los análisis de microsonda se realizaron en el Centro Nacional de Microscopía Electrónica de la Universidad Complutense de Madrid, con la asistencia técnica de Alfredo Fernández Larios y la colaboración de la Dra. Alicia López Carmona.

El estudio al microscopio petrográfico de reflexión se llevó a cabo en el Área de Petrología del Departamento de Geología de la Universidad de Salamanca.

La toma de datos para la realización de parte de la cartografía magnética de la Sierra de Gredos se realizó gracias a la inestimable asistencia de la Dra. Inmaculada Palomeras Torres y el apoyo de la ayuda 28/2017 de la Fundación Memoria de D. Manuel Solórzano Barriuso.

El aprendizaje y aplicación del software de modelización petrológica Theriak-Domino® se efectuó durante una estancia de tres meses en Géosciences Rennes de la Universidad de Rennes (Francia) bajo la supervisión del Prof. Pavel Pitra. Esta actividad fue posible

gracias a la ayuda complementaria de movilidad del programa FPU, EST17/00113 del Ministerio de Universidades del Gobierno de España.

Finalmente, las medidas de la anisotropía de la susceptibilidad magnética (RT-AMS y HT-AMS), junto con otras técnicas de medición del magnetismo de rocas se realizaron en el Laboratorio de Paleomagnetismo de la Universidad de Burgos (España) bajo la supervisión del Dr. Juan José Villalaín. Estas actividades fueron financiadas por las ayudas complementarias de movilidad EST18/00121 y EST19/0043 del Ministerio de Universidades del Gobierno de España.

Resumen

En las últimas etapas de la formación del orógeno Varisco, el acortamiento y el engrosamiento litosférico dieron lugar a inestabilidades gravitacionales que generaron un colapso. Como consecuencia de este proceso, se produjeron sistemas de despegues extensionales interconectados y fallas normales. Las zonas afectadas por la extensión evolucionaron a condiciones de baja presión, pero todavía a alta temperatura. A su vez, se produjo una intensa migración de fluidos hidrotermales y de material fundido. Estos procesos hicieron que se formasen domos térmicos. Esto se observa claramente en las regiones noroccidental y central del Macizo Ibérico, concretamente en la Zona Asturoccidental-Leonesa y en la Zona Centro Ibérica.

Durante la Orogenia Varisca, en esas zonas se identifican tres episodios de compresión (C1, C2 y C3), y dos etapas de extensión (E1 y E2). La deformación compresiva produjo, entre otras estructuras, el desarrollo de dos oroclinales: el Arco Ibero-Armoricano (IAA) al Norte y el Arco Centro Ibérico (CIA) al Sur. Estas dos estructuras de escala litosférica hicieron que el orógeno Varisco en Iberia, que en principio era aproximadamente lineal, adquiriera una geometría en forma de “S”.

Muchos afloramientos del Macizo Ibérico permiten caracterizar geológicamente el IAA. Sin embargo, el CIA está en buena parte cubierto por los sedimentos de las cuencas de los ríos Duero y Tajo, y hay menos afloramientos que faciliten su estudio. La caracterización de su geometría se basa en esos afloramientos, que en ocasiones están aislados entre sí por la cobertera más reciente. Por ello, es necesario recurrir a técnicas indirectas para definir mejor su geometría y estudiar su evolución tectónica. Entre ellas, las más importantes son la cartografía de las anomalías magnéticas y el paleomagnetismo.

El Mapa aeromagnético de la Península Ibérica muestra una serie de anomalías de gran longitud de onda y alta amplitud que se sitúan sobre los domos gneísicos que se localizan en el centro o núcleo del CIA y en su flanco Norte. Por otro lado, la geometría de su parte externa está parcialmente definida por la forma arqueada de algunas anomalías magnéticas, en este caso, de menor amplitud y longitud de onda. Estas últimas no coinciden con domos térmicos. Caracterizar estos dos tipos de anomalías tan diferentes

puede darnos claves para determinar la evolución tardi-Varisca del orógeno en el Noroeste y en el centro del Macizo Ibérico.

Estudios previos centrados en el primer grupo de anomalías (alta amplitud y longitud de onda) han determinado que una de las más extensas y de mayor amplitud, la EGMA (*Eastern Galicia Magnetic Anomaly*), está relacionada con los procesos extensionales tardi-Variscos. Esta anomalía coincide con el Domo de Lugo-Sanabria, al Oeste de la Zona Asturoccidental-Leonesa, en el flanco Norte del CIA. En esta zona afloran metasedimentos y rocas ígneas que, cuando se encuentran dentro de las zonas de cizalla extensionales y las fallas normales asociadas que afloran en la Ventana Tectónica de Xistral (Noroeste del Domo de Lugo), muestran alta susceptibilidad magnética. Tras elaborar una cartografía magnética de detalle se ha determinado que los máximos de la anomalía magnética de alta resolución coinciden exactamente con estructuras extensionales que afloran en la Ventana Tectónica de Xistral. Por tanto, parece que existe relación genética entre los procesos de extensión y la cristalización de minerales magnéticos (magnetita y hematites). Sin embargo, no se conocen los mecanismos que dan lugar a esta relación. Con el fin de entender este hecho, se ha llevado a cabo un estudio petrológico de pares de muestras (magnética y no magnética) localizadas en la misma posición estructural, para ver si los diagramas de presión y temperatura (P-T) de cada par corroboraban la relación genética entre extensión y cristalización de minerales magnéticos. Efectivamente, las muestras no magnéticas, que están más alejadas de las estructuras extensionales, registran la compresión y un metamorfismo Barroviense, o de presión intermedia (560-640 °C; 5-8,7 kbar). Por su parte, las muestras magnéticas, recogidas sobre estructuras extensionales aflorantes, ya no registran la compresión, o sólo la registran ocasionalmente con algunos minerales relictos. Por el contrario, las asociaciones minerales que presentan son típicas de un metamorfismo de tipo Buchan de baja presión, con temperaturas similares o menores (500-620 °C; 1,5-6 kbar) que las del metamorfismo Barroviense que registran sus pares no magnéticos. Se deduce que la cristalización de minerales magnéticos se produjo durante los eventos extensionales.

Otra de las anomalías de gran extensión y alta amplitud que se sitúa en el centro del CIA es la CSMA (*Central System Magnetic Anomaly*). Esta anomalía coincide con otro domo extensional y, por ello, cabría esperar que su origen también pudiera estar relacionado

con los eventos extensionales tardi-Variscos. En esta área se ha realizado una cartografía magnética de detalle, a la vez que se ha realizado un muestreo de la susceptibilidad magnética de las rocas aflorantes. A diferencia de la EGMA, en esta zona, las únicas rocas magnéticas que afloran y que son volumétricamente significativas son los gabros toleíticos del Dique Alentejo-Plasencia (DAP), que se generó durante el proceso de apertura del Océano Atlántico. Además, existen otras rocas básicas también magnéticas, pero poco abundantes, que intruyen a fallas con la misma dirección que el dique y a otras familias de fallas conjugadas. Ninguna de estas litologías parece guardar relación geométrica con la anomalía. Sin embargo, tampoco afloran despegues extensionales similares a los identificados en la EGMA ni se han encontrado rocas metamórficas con alta susceptibilidad magnética. Es posible que los despegues existan en profundidad, bajo los granitos aflorantes, o que hayan existido y más tarde hayan sido asimilados por las rocas ígneas. De esta manera, la CSMA tal y como se observa en el Mapa aeromagnético de la Península Ibérica y en la cartografía de detalle que hemos obtenido no se explica por el magnetismo de las rocas básicas del DAP y de los diques asociados a él y debe tener una fuente profunda con poca o ninguna representación en superficie.

En la parte Sureste de la Zona Centro Ibérica, existen una serie de interferencias de pliegues de las fases compresivas C1 y C3, en las que un estudio de paleomagnetismo de las rocas puede dar información sobre la edad de formación del CIA y su relación con el IAA. Uno de los sitios en donde se puede estudiar la interferencia de plegamiento es en los afloramientos de calizas Cámbricas (Calizas de Urda-Los Navalucillos) en los Montes de Toledo. Allí se ha realizado un estudio de paleomagnetismo con el fin de identificar componentes que permitan extraer información acerca de la evolución tectónica durante la orogenia Varisca. El resultado es la identificación de una componente paleomagnética estable, portada por pirrotina, en cuatro afloramientos distintos localizados cerca de la charnela del CIA. Las direcciones medias del vector magnético por afloramiento muestran una inclinación baja, negativa, y estable, que coincide con la esperada para la época de desarrollo del CIA (~320 Ma). Sin embargo, la declinación varía de Norte a Noroeste entre las diferentes estaciones muestreadas. La polaridad de la magnetización indica que esta se adquirió durante un episodio de polaridad mayoritariamente normal, cuando lo que hoy día es la Península Ibérica estaba en el

Hemisferio Sur, cerca del Ecuador. Esto implica una magnetización anterior al supercrón inverso Kiaman. Por otra parte, la variación en la declinación sugiere que en el flanco Sur del CIA (en coordenadas actuales) se produjo una rotación de eje vertical de 42° en sentido horario, sincinemática con el evento compresivo C3 y anterior a 318 Ma (comienzo del supercrón Kiaman). Posteriormente, una fuerte rotación en sentido antihorario, relacionada con la formación del IAA, afectó a estos afloramientos y dio lugar a la geometría en “S” característica del Orógeno Varisco en el Macizo Ibérico.

La combinación de estas tres líneas de estudio de las anomalías magnéticas de la parte interna del Macizo Ibérico nos ha permitido constreñir la edad de formación del CIA y la relación entre la tectónica extensional y las anomalías magnéticas.

Abstract

During the late Variscan orogeny, lithospheric shortening and thickening resulted in gravitational instabilities that led to collapse. As a result, interconnected extensional detachment systems and normal faults were created. The zones affected by extension evolved to low pressure, at still high temperature conditions. Simultaneously, there was an intense migration of hydrothermal fluids and melt, that led to the formation of thermal domes. These are now clearly observed in the northwestern and central regions of the Iberian Massif, namely in the West Asturian Leonese Zone and in the Central Iberian Zone.

In the course of the Variscan Orogeny, three episodes of compression (C1, C2 and C3), and two stages of extension (E1 and E2), took place in these regions. The compressional deformation resulted in the development of two oroclines: the Ibero-Armorican Arc (IAA) to the North and the Central Iberian Arc (CIA) to the South. These two lithospheric-scale structures bended the initially approximately linear Iberian Variscan orogen, contributing to its present day S-shape geometry.

A significant number of outcrops in the Iberian Massif allow the geological characterization of the IAA. However, the CIA is largely covered by the sediments of the Duero and Tajo river basins, resulting in a lack of outcrops to study it. The characterization of its geometry is based on these outcrops, which are often isolated from each other by the most recent cover. Accordingly, indirect techniques must be used to better define its geometry and study its tectonic evolution, with magnetic anomaly mapping and paleomagnetism being of particular importance.

The Aeromagnetic map of Iberia shows a series of long wave-length, high amplitude anomalies that overlap gneissic domes located in the core of the CIA and on its northern limb. On the other side, the geometry of the CIA's outer part is partly defined by the arcuate shape of short wave-length, low amplitude anomalies that do not overlap thermal domes. The characterization of these two very different types of anomalies can give us clues to shed light on the late Variscan evolution of the orogen in the northwest and center of the Iberian Massif.

Previous studies focused on the first group of anomalies (high amplitude and wavelength) have determined that one of the largest and highest amplitude anomalies, the EGMA (Eastern Galicia Magnetic Anomaly), is related to the late-Variscan extensional tectonics. This anomaly coincides with the Lugo-Sanabria Dome, to the West of the West Asturian Leonese Zone, on the northern limb of the CIA. In this area, metasediments show high magnetic susceptibilities when located within the extensional shear zones and their associated normal faults, like those outcropping in the Xistral Tectonic Window (Northwest of the Lugo Dome). Detailed magnetic mapping evidenced that high resolution magnetic anomalies coincide exactly with the extensional structures outcropping in the Xistral Tectonic Window. Therefore, there appears to be a genetic link between extensional tectonics and the crystallization of magnetic minerals (magnetite and hematite). However, the processes leading to this association are not known. In order to understand this fact, a petrological study of pairs of samples (magnetic and non-magnetic) located in the same structural position was carried out in order to see if the pressure-temperature (P-T) diagrams obtained from each pair supported the hypothesis of this genetic relationship between extension and crystallization of magnetic minerals. In fact, the non-magnetic samples, located farther away from the extensional structures, recorded compression and Barrovian, or intermediate pressure (560-640 °C; 5-8,7 kbar) metamorphism. On the other hand, the magnetic samples, collected on outcropping extensional structures, hardly show evidence of compression with some relict minerals. In contrast, their mineral associations are typical of low-pressure Buchan-type metamorphism, with similar or lower temperatures (500-620 °C; 1,5-6 kbar) than those of Barrovian metamorphism recorded by their non-magnetic counterparts. It is thus inferred that the crystallization of magnetic minerals occurred during extensional events.

Another long wave-length and high amplitude anomaly located in the center of the CIA is the CSMA (Central System Magnetic Anomaly). This anomaly also coincides with a thermal dome, and accordingly its origin was thought to be related to the late-Variscan extensional events. Detailed magnetic mapping and magnetic susceptibility measurements of the outcropping rocks have been carried out in this area. Results show that, in contrast to the EGMA, the only outcropping magnetic rocks are the tholeiitic gabbros of the Alentejo-Plasencia Dike (DAP), generated by the opening of the Atlantic

Ocean. In addition, other scarce, magnetic basic rocks intrude faults parallel to the DAP and other families of conjugate faults. Furthermore, no extensional detachments have been identified, nor have metamorphic rocks with high magnetic susceptibility been found in the area covered by this anomaly. It is possible that detachments exist, or have existed at depth, beneath outcropping granites, although they might have been assimilated by the igneous rocks. Thus, the CSMA, as observed on the Aeromagnetic map of Iberia and in the detailed mapping we have obtained, is not explained by the magnetism of the basic rocks of the DAP and the associated dykes. Probably its source is located at depth and has none or little surface expression.

The southeastern part of the Central Iberian Zone features a series of C1 and C3 folds interferences. A study of the paleomagnetism of the affected rocks can provide crucial insights into the age of formation of the CIA and its relationship to the IAA. Folding interference can be studied in the Cambrian limestone outcrops (Urda-Los Navalucillos Limestone) in the Montes de Toledo. A paleomagnetic study has been carried out there to identify components that allow us to determine the temporal relationship with the Variscan tectonic evolution. We have identified a stable paleomagnetic component, carried by pyrrhotite, in four different outcrops located near the CIA hinge. The mean magnetic vector directions per outcrop show a low, negative, and stable inclination, consistent with the age expected for the development of the CIA (~320 Ma).

However, the declination varies from North to Northwest among the different stations sampled. The polarity of the magnetization confirms that the magnetization was acquired during an episode of mostly normal polarity, when the Iberian Peninsula was in the Southern Hemisphere, close to the Equator. This implies that it predates the Kiaman reverse superchron. On the other hand, the variation in declination suggests that a 42° clockwise, vertical axis rotation occurred on the southern limb of the CIA (in present coordinates). This took place synkinematically with the C3 compressional event and before 318 Ma (beginning of the Kiaman superchron). Subsequently, a large counterclockwise rotation, related to the formation of the IAA, affected these outcrops, giving rise to the characteristic “S” geometry of the Variscan Orogen in the Iberian Massif.

The integration of these three lines of investigation in relation to the magnetic anomalies of the inner region of the Iberian Massif allowed us to determine the age of formation of the CIA and to elucidate the relationship between extensional tectonics and magnetic anomalies.

Índice

Table of contents

Capítulo 1 Antecedentes y objetivos	1
1.1 Antecedentes	1
1.2 Objetivos	6
Capítulo 2 Contexto geológico y geofísico	7
2.1 Contexto geológico	7
2.1.1 El Macizo Ibérico	7
2.1.2 La Zona Asturoccidental-Leonesa (WALZ)	11
2.1.3 La Zona Centro Ibérica (CIZ)	12
2.1.4 El Arco Centro Ibérico: aproximación histórica	17
2.2 Contexto geofísico: el Mapa aeromagnético de la Península Ibérica	19
Capítulo 3 Fundamentos geofísicos y metodología del paleomagnetismo	23
3.1 El Campo Magnético Terrestre. La señal paleomagnética	23
3.2 Magnetismo natural de las rocas	28
3.3 Mineralogía magnética	31
3.3.1 Magnetita (Fe_3O_4)	31
3.3.2 Hematites ($\alpha\text{-Fe}_2\text{O}_3$)	32
3.3.3 Pirrotina (Fe_7S_8 - $\text{Fe}_{11}\text{S}_{12}$)	32
3.4 Estructura en dominios de los minerales magnéticos	32
3.5 Magnetización inducida, remanente y viscosa	34
3.6 Mecanismos de adquisición de la magnetización remanente natural	35
3.7 Fábrica magnética	37
3.7.1 Anisotropía de la susceptibilidad magnética	38
3.8 Técnicas en Paleomagnetismo	42
3.8.1 Extracción de muestras orientadas en el campo	42
3.8.2 Técnicas paleomagnéticas de laboratorio	43
3.8.3 Análisis de las componentes de la magnetización	46
3.8.4 Pruebas de fiabilidad	47
3.8.5 Anisotropía de la susceptibilidad magnética a temperatura ambiente (RT-AMS)	49
3.9 Identificación de minerales magnéticos: magnetismo de rocas	49
3.9.1. Curvas de susceptibilidad y magnetización inducida vs. temperatura	50

3.9.2 Magnetización remanente isoterma	51
3.9.2.1 Ciclos de histéresis	52
3.9.2.2 Curvas de adquisición de la magnetización remanente isoterma (IRM)	53
3.9.2.3 Determinación del backfield	54
3.9.3 Desmagnetización térmica de la IRM en tres componentes	55
3.10 Metodología en la obtención de la Cartografía magnética de alta resolución	56
3.10.1 Las anomalías magnéticas	56
3.10.2 Metodología	58
3.10.2.1 Adquisición de datos magnéticos	58
3.10.2.2 Procesado de los datos	61
3.10.2.3 Cartografía magnética resultante	61
3.10.2.3.1 Mapa de la anomalía magnética absoluta	61
3.10.2.3.2 Mapa aeromagnético de las áreas de interés	62
3.10.2.4 Operaciones matemáticas con los mapas magnéticos	62
3.10.2.4.1 Mapa de la anomalía magnética absoluta reducido al polo	62
3.10.2.4.2 Continuación hacia arriba (<i>Upward continuation</i>)	63
3.10.2.4.3 Deconvolución de Euler	64
3.10.2.4.4 Espectro radial de potencia (<i>Radially averaged power spectrum</i>)	64
3.10.2.5 Modelización directa 2.75D de la anomalía magnética absoluta	65
Capítulo 4 La anomalía magnética del Domo de Lugo	67
4.1 Introducción	68
4.2 Contexto geológico y geofísico de la Ventana Tectónica de Xistral	69
4.3 Cartografía magnética de la ventana de Xistral	77
4.3.1 Mapa de la anomalía magnética absoluta	78
4.3.2 Mapa aeromagnético	80
4.3.3 Mapa de susceptibilidades magnéticas	82
4.3.4 Mapa de la anomalía magnética absoluta reducida al polo	83
4.3.5 Continuación hacia arriba a 3000 m	84
4.3.6 Deconvolución de Euler	85
4.3.7 Espectro radial de potencia	86
4.3.8 Modelización directa 2.75D de la anomalía magnética absoluta	87
SECCIÓN 1	89
SECCIÓN 2	91

4.4 Aportación de la Petrología Metamórfica a la interpretación de la EGMA	93
4.4.1 Metodología	93
4.4.2 Resultados	98
4.4.2.1. Petrografía y química mineral	98
4.4.2.1.1 Par MF-MFm	99
4.4.2.1.2 Par LD-LDm	102
4.4.2.1.3 Par MH-MHm	105
4.4.2.2 Cálculo del equilibrio de fases	109
4.4.2.1.1 Par MF-MFm	109
4.4.2.1.2 Par LD-LDm	112
4.4.2.1.3 Par MH-MHm	115
4.5 Relaciones entre magnetismo, estructuras y litología en la Ventana Tectónica de Xistral	118
4.5.1 Implicaciones estructurales de los modelos 2.75D	120
4.5.2 Origen de la EGMA según el análisis petrológico en la Ventana Tectónica de Xistral	121
Capítulo 5 Aportaciones del paleomagnetismo al origen del Arco Centro Ibérico ..	127
5.1 Introducción	127
5.2. Contexto Geológico y Geofísico de los Montes de Toledo	128
5.3 Estudios paleomagnéticos previos	131
5.4. Paleomagnetismo en la Caliza de Urda-Los Navalucillos	132
5.4.1 Muestreo	132
5.4.2 Resultados	133
5.4.2.1 Magnetismo de rocas	133
5.4.2.2 Magnetización natural remanente	136
5.4.2.3 Direcciones paleomagnéticas	141
5.4.2.4 Test de pliegue	142
5.5 Fábricas magnéticas de la Caliza de Urda-Los Navalucillos	146
5.6 Interpretación y discusión	149
5.6.1 Adquisición de la magnetización remanente característica (ChRM)	149
5.6.2 Contribución del paleomagnetismo en los Montes de Toledo a la comprensión de la tectónica tardi-Varisca	155
5.6.3 Importancia de los resultados paleomagnéticos	158
5.6.4 Contribución de la AMS a la interpretación de la deformación	159
Capítulo 6 La Anomalía Magnética del Sistema Central	161

6.1 Introducción	161
6.2 Contexto geológico y geofísico del Sistema Central	162
6.2.1 El Sistema Central y su encajante	162
6.2.2 El Dique Alentejo-Plasencia	166
6.2.3 Signatura aeromagnética del Sistema Central Occidental	167
6.3 Cartografía magnética de alta resolución en del Sistema Central	169
6.3.1 Adquisición de los datos magnéticos en tierra	169
6.3.2 Mapa de la anomalía magnética absoluta	170
6.3.3 Mapa de la anomalía magnética absoluta reducida al polo	171
6.3.4 Continuación hacia arriba a 1500 m	173
6.3.5 Espectro radial de potencia	175
6.4. Discusión sobre el origen de la Anomalía Magnética del Sistema Central	176
Capítulo 7 Conclusiones	179
7.1 Cartografía magnética de la Ventana Tectónica de Xistral	179
7.2 Aportación de la Petrología Metamórfica a la interpretación de la EGMA	180
7.3 Paleomagnetismo en la Caliza de Urda-Los Navalucillos	181
7.4 La Anomalía Magnética del Sistema Central	182
7.1 <i>Magnetic mapping of the Xistral Tectonic Window</i>	184
7.2 <i>Contribution of the metamorphic petrology to the interpretation of the EGMA</i> ..	184
7.3 <i>Paleomagnetism in the Urda-Los Navalucillos Limestone</i>	185
7.4 <i>The Central System Magnetic Anomaly</i>	186
Capítulo 8 Referencias	189

1

ANTECEDENTES Y OBJETIVOS

Background and objectives

1.1 ANTECEDENTES

La formación de un orógeno produce un significativo acortamiento y engrosamiento litosférico que genera inestabilidades gravitacionales. En las últimas etapas de la colisión se produce un colapso orogénico (Rey *et al.*, 1997; Tírel *et al.*, 2004; Whitney *et al.*, 2004) que da lugar a un intenso adelgazamiento. El proceso descrito genera sistemas interconectados de despegues extensionales y fallas normales. Los sectores adelgazados evolucionan hacia condiciones de menor presión, acompañados de un aumento de temperatura y de una intensa migración de fluidos y fundidos de diversa composición (Gottardi *et al.*, 2013). Esta actividad tectónica, metamórfica e ígnea da lugar a domos térmicos y gnéisicos.

Este proceso ha tenido lugar en el Noroeste y centro del Macizo Ibérico durante la orogenia Varisca. El acortamiento y engrosamiento ligado a tres etapas de compresión (C1, C2, C3) se ha resuelto hacia el final de la orogenia en dos etapas de deformación

extensional (E1-E2). En estas zonas, la extensión Varisca se manifiesta en estructuras como despegues (Escuder *et al.*, 1994; Díez Montes *et al.*, 2010; Díez Fernández *et al.*, 2013; Martínez Catalán *et al.*, 2009, 2014, 2018) y domos gnéisicos, como los de Lugo-Sanabria, Tormes, Ciudad Rodrigo, Peña Negra y Toledo entre otros (Fig. 1.1).

El acortamiento, por su parte, implicó la formación de pliegues tumbados y cabalgamientos además de pliegues verticales, y culminó durante los últimos estadios de la orogenia Varisca (325-295 Ma) con el desarrollo de varios oroclinales, dos de ellos en la actual Península Ibérica: el Arco Centro Ibérico (ACI/CIA por sus siglas en inglés, *Central Iberian Arc*) al Sur, y el Arco Ibero Armoricano (AIA/IAA por sus siglas en inglés, *Ibero-Armorican Arc*), al Norte (Fig.1.1). En ese proceso, la cadena de colisión que hasta entonces tenía una geometría más o menos lineal, adquirió una forma de S. El AIA está muy bien caracterizado geométrica y tectónicamente debido a la profusión de afloramientos de materiales pre-Variscos afectados por la rotación de eje vertical que lo generó (Pastor-Galán *et al.*, 2014, 2015, 2020; Shaw *et al.*, 2012; Weil *et al.*, 2010, 2013). El ACI se encuentra en gran parte cubierto por los sedimentos de las Cuencas Paleógenas del Duero y el Tajo, por lo que aflora de forma discontinua.

En sus afloramientos del Macizo Ibérico, el ACI se deduce de la geometría de los pliegues Variscos y sus relaciones de superposición, y también por la forma arqueada de las anomalías magnéticas (Aerden, 2004; Martínez Catalán, 2011, 2012; Martínez Catalán *et al.*, 2015, 2024; Durán Oreja *et al.*, 2023). Desde que se observó por primera vez la flexión Sur del orógeno (Staub, 1926, 1927), se han propuesto diferentes hipótesis de formación del ACI (ver Martínez Catalán, 2015, 2024 y referencias incluidas) pero ninguna de ellas, hoy en día, ha sido aceptada unánimemente por la comunidad científica. En uno de sus trabajos, Martínez Catalán (2012) señala que en el Mapa aeromagnético de la Península Ibérica (Ardizzone *et al.*, 1989; Miranda *et al.*, 1989) existen dos tipos diferentes de anomalías magnéticas relacionadas con el ACI. Por un lado, las anomalías más extensas, con mayor longitud de onda y con una amplitud más alta. Estas últimas son las llamadas en inglés *Eastern Galicia Magnetic Anomaly* (EGMA), *Tormes Dome Anomaly* (TDA), *Central System Magnetic Anomaly* (CSMA) y *Porto-Viseu-Guarda Magnetic Anomaly* (PVGMA). Estas anomalías se sitúan en el núcleo del ACI, al que parcialmente dibujan, y coincidiendo con los domos

extensionales del mismo nombre (Fig 1.1b). Por otro lado, las anomalías que tienen menor longitud de onda, una amplitud más baja y menor extensión tienen a veces una forma arqueada que marca el trazado del ACI (Ayarza *et al.*, 2021).

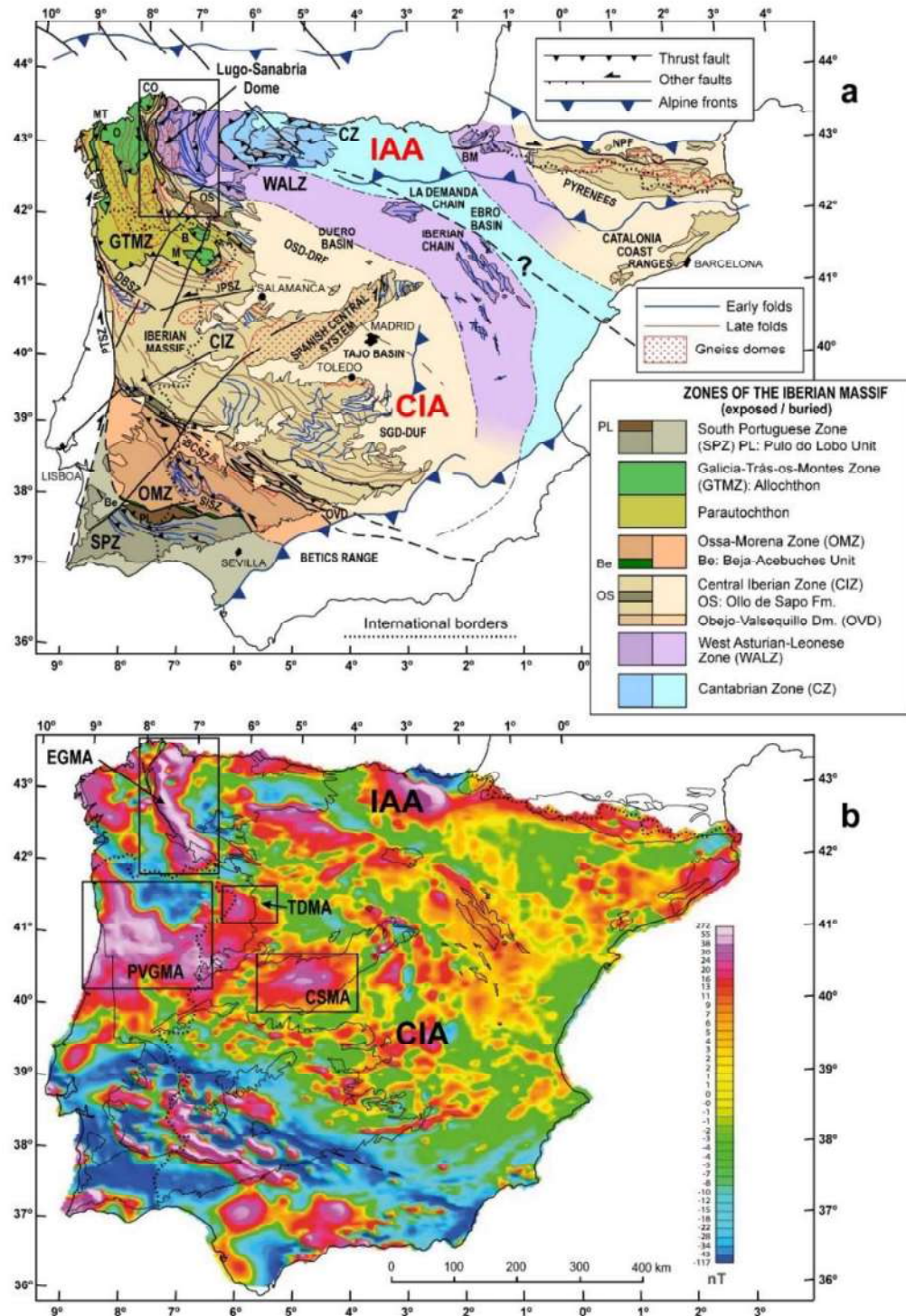


Figure 1.1 a) Geological map of the Iberian Peninsula showing the Variscan massifs and the areas of the Iberian Massif that continue into the Pyrenees, La Demanda and Iberian chains,

and Catalonia Coast Ranges. Based on Martínez Catalán *et al.* (2024). The most important structures are shown, including early and late folds, thrusts and the main ductile shear zones. **Zones:** CIZ, Central Iberian; CZ, Cantabrian; GTMZ, Galicia-Trás-os-Montes; OMZ, Ossa-Morena; SPZ, South-Portuguese; WALZ, West Asturian-Leonese. **Allochthonous complexes:** B, Bragança; CO, Cabo Ortegal; M, Morais; MT, Malpica-Tui; O, Órdenes. **CIZ domains (D):** OSD, Ollo de Sapo; DRF, Recumbent Folds; SGD, Schist-Graywake; DUF, Upright Folds; OVD, Obejo-Valsequillo. **Other Units:** Be, Beja-Acebuches; BM, Basque Massifs; OS, Ollo de Sapo Fm., PL, Pulo do Lobo. **Shear zones (SZ) and faults (F):** BCSZ, Badajoz-Córdoba; JPSZ, Juzbado-Penalva; NPF, North-Pyrenean; PTSZ, Porto-Tomar; SISZ, South-Iberian. **Arcs (A):** CIA, Central Iberian; IAA, Ibero-Armorican. b) Aeromagnetic anomaly map of the Iberian Peninsula (data from Ardizzone *et al.*, 1989; Miranda *et al.*, 1989; Socías and Mezcúa, 1991). The boxes define the most important magnetic anomalies of the CIA, called EGMA (Eastern Galicia Magnetic Anomaly; TDMA (Tormes Dome Magnetic Anomaly); CSMA (Central System Magnetic Anomaly) and PVGMA (Porto-Viseu-Guarda Magnetic Anomaly).

Figura 1.1 a) Mapa geológico de la Península Ibérica mostrando los macizos Variscos y las zonas del Macizo Ibérico que continúan en los Pirineos, La Demanda y las cadenas Ibéricas, y en las Cordilleras Costero-Catalanas. Basado en Martínez Catalán *et al.* (2024). Se muestran las estructuras más importantes, incluyendo pliegues tempranos y tardíos, cabalgamientos y las principales zonas de cizalla dúctil. **Zonas:** CIZ, Centro Ibérica; CZ, Cantábrica; GTMZ, Galicia-Trás-os-Montes; OMZ, Ossa-Morena; SPZ, Sud-portuguesa; WALZ, Asturoccidental-Leonesa. **Complejos alóctonos:** B, Bragança; CO, Cabo Ortegal; M, Morais; MT, Malpica-Tui; O, Órdenes. **Dominios de la CIZ (D):** OSD, Ollo de Sapo; DRF, de pliegues recumbentes; SGD, Esquistograuváquico; DUF, de pliegues verticales; OVD, Obejo-Valsequillo. **Otras Unidades:** Be, Beja-Acebuches; BM, Macizos Vascos; OS, Ollo de Sapo Fm., PL, Pulo do Lobo. **Zonas de cizalla (SZ) y fallas (F):** BCSZ, Badajoz-Córdoba; JPSZ, Juzbado-Penalva; NPF, Nor-Pirenaica; PTSZ, Porto-Tomar; SISZ, Sur-Ibérica. **Arcos (A):** CIA, Centro Ibérico; IAA, Ibero Armoricano. b) Mapa de la anomalía aeromagnética de la Península Ibérica (datos de Ardizzone *et al.*, 1989; Miranda *et al.*, 1989; Socías y Mezcúa, 1991). Los recuadros definen las anomalías magnéticas más importantes del CIA, llamadas EGMA (Eastern Galicia Magnetic Anomaly; TDMA (Tormes Dome Magnetic Anomaly); CSMA (Central System Magnetic Anomaly) y PVGMA (Porto-Viseu-Guarda Magnetic Anomaly).

Estas observaciones sugieren que el origen de estas anomalías tan distintas puede estar directamente relacionado con el desarrollo de la Orogenia Varisca en el Oeste y centro de Iberia y que pueden usarse para inferir información estructural y temporal sobre el origen de los oroclinales Variscos de la Península Ibérica.

El domo de Lugo-Sanabria, situado entre las provincias de Lugo, Orense, León y Zamora (Fig. 1.1a), es el resultado de la tectónica extensional (E1 y E2) posterior al acortamiento y engrosamiento Varisco, y está localizado en las zonas Astur-Occidental-Leonesa (ZAOL/WALZ) y Centro Ibérica (ZCI/CIZ) del Macizo Ibérico. En su parte Norte, el domo aparece ligado a la existencia de dos zonas de cizalla extensionales. La zona de cizalla más profunda facilitó la entrada de material parcialmente fundido de baja viscosidad que determinó la geometría del domo. En la parte más septentrional del

domo de Lugo-Sanabria aflora en su núcleo la Ventana Tectónica de Xistral, limitada por un cabalgamiento que después rejugó como, o fue cortado por un despegue extensional. En ella, abundan migmatitas y granitos, muchos de los cuales afloran en la parte Norte del domo.

El domo de Lugo-Sanabria está asociado a la anomalía magnética más intensa (Ayarza y Martínez Catalán, 2007; Martín Paramio, 2015; Rodríguez Gómez, 2015; Durán Oreja, 2016) del Arco Centro Ibérico (Fig. 1.1b). Esta anomalía, denominada EGMA (Eastern Galicia Magnetic Anomaly, Aller *et al.*, 1994), va acompañada de valores bajos de la anomalía de Bouguer, lo que sugiere un origen ligado a rocas poco densas. Por ello, los modelos que apelaban a rocas básicas y ultrabásicas como su fuente (Aller *et al.*, 1994) fueron sustituidos por otros en los que se propone que la EGMA está generada por granitos y migmatitas (Ayarza and Martínez Catalán, 2007; Martínez Catalán *et al.*, 2018, Ayarza *et al.*, 2021) similares a los que afloran la Ventana de Xistral, pero que llegan a alcanzar profundidades mesocorticales. Estas rocas son el producto de la fusión parcial que afectó a la corteza durante el episodio Carbonífero de calentamiento, colapso gravitacional y tectónica extensional (Martínez Catalán *et al.*, 2003). Presentan susceptibilidades magnéticas altas ($\kappa=0.035$ S.I. como valor medio y localmente $\kappa=0.2$ SI) por su alto contenido en magnetita, y poseen una importante anisotropía de la susceptibilidad magnética (ASM), con direcciones Variscas, que contrasta con su remanencia magnética de edad Pérmica (Ayarza *et al.*, 2021). Las rocas portadoras de la magnetización son, sin embargo, altamente heterogéneas, siendo difícil encontrar un criterio que permita situar las concentraciones de magnetita que dan origen a la anomalía.

Dos campañas magnéticas terrestres han demostrado que la EGMA tiene varios máximos sobre los despegues extensionales (Martín Paramio, 2015; Rodríguez Gómez, 2015; Durán Oreja, 2016; Durán Oreja *et al.*, 2023) de modo que sus valores más altos están ligados a la falla de Viveiro y al despegue de Viveiró.

La información que se obtiene de los mapas aeromagnéticos se ha utilizado tradicionalmente como una fuente indirecta de información geológica. Gracias a ellos se puede determinar la profundidad del basamento cristalino (Ali *et al.*, 2017; Baptiste *et al.*, 2016), la profundidad del punto de Curie (Andrés *et al.*, 2018; Salem *et al.*,

2014), la distribución de depósitos minerales (Dufréchou *et al.*, 2015), e incluso conocer cuál es la estructura y evolución tectónica de la corteza terrestre, entre otras cosas (Calvín *et al.*, 2014; Pedreira *et al.*, 2007). Los mapas de este tipo adquiridos a la escala de un país suelen carecer de la resolución suficiente como para establecer relaciones locales entre anomalías y estructuras geológicas, como es el caso del Mapa aeromagnético de la Península Ibérica. Por eso es preciso obtener mapas magnéticos de mayor resolución. Por otro lado, las técnicas en paleomagnetismo y en magnetismo de rocas ofrecen una gran variedad de resultados que se obtienen analizando la misma muestra haciéndolas las más apropiadas para estudiar los escasos afloramientos de materiales pre-Variscos afectados por el ACI.

1.2 OBJETIVOS

Esta tesis se centra, por tanto, en la caracterización de los dos tipos de anomalías magnéticas mediante la obtención de cartografía magnética de detalle y modelos 2,5D de algunas de las anomalías de mayor intensidad y amplitud y el análisis de los datos paleomagnéticos de las muestras obtenidas en afloramientos pre-Variscos afectados tanto por el ACI como por el AIA en ambos tipos de anomalías. Además se ha llevado a cabo un estudio petrológico clásico de las rocas metamórficas en la Ventana Tectónica de Xistral con el fin de entender la relación entre el desarrollo de minerales magnéticos y el metamorfismo asociado a la tectónica extensional tardi-Varisca.

Los objetivos son determinar si las fuentes de los dos tipos de anomalías son diferentes y si están estructuralmente relacionadas con los estadios finales de la orogenia Varisca y el desarrollo de los oroclinales de curvatura opuesta que dieron a la cadena Varisca su forma de S en el Macizo Ibérico. También pretende establecer datos de datación relativa que ayuden a aclarar la relación temporal entre el AIA y el ACI, y de ambos con la deformación Varisca.

De las anomalías de mayor extensión y amplitud se han estudiado la EGMA y parte de la CSMA y de las de menor amplitud, la parte de la rama Sur de la anomalía que delinea el ACI en las provincias de Toledo y Ciudad Real.

2

CONTEXTO GEOLÓGICO Y GEOFÍSICO *Geological and geophysical setting*

2.1 CONTEXTO GEOLÓGICO

2.1.1 El Macizo Ibérico

En la parte occidental de la Península Ibérica aflora el basamento Paleozoico. Es el llamado Macizo Ibérico, que constituye un fragmento de la Cordillera Varisca. Esta cadena montañosa se originó por la colisión entre Laurusia, Gondwana y otros terrenos adyacentes. Tuvo lugar entre el Devónico Superior y principios del Pérmico (360-295 Ma). Este evento provocó el cierre de las cuencas marinas que separaban dichas masas continentales y terrenos.

El Macizo Ibérico se ha dividido tradicionalmente en seis zonas con características petrológicas y estratigráficas particulares (Lotze, 1945b; Julivert *et al.*, 1972, 1980; Farias

et al., 1987). Dos de ellas, la Zona Cantábrica (ZC, CZ en inglés) y la Zona Sud-Portuguesa (ZSP, SPZ en inglés) muestran las características típicas de las zonas externas de un orógeno y las cuatro restantes (Zona Asturoccidental-Leonesa ZAOL, Zona Galicia Trás-os-Montes ZGTM, Zona Centro Ibérica ZCI y Zona de Ossa Morena ZOM (WALZ, GTMZ, CIZ y OMZ en inglés respectivamente) presentan las características típicas de las zonas internas (Fig. 2.1). Casi todas las zonas son continuas y sus límites suelen estar definidos por distintos tipos de fallas. Además, no son lineales, sino que están plegadas por dos oroclinales asíncronos: el Arco Ibero Armoricano (IAA) al Norte y el Arco Centro Ibérico (CIA) al Sur. Todas las zonas salvo la GTMZ están formadas por secuencias Neoproterozoicas y Paleozoicas que yacen sobre un basamento pre-Varisco que formó parte de la corteza continental de Gondwana. La GTMZ también está plegada por el IAA, pero no es continua ya que solamente aflora en la parte Norte de la CIZ como un klippe enorme de terrenos alóctonos y paraautóctonos que se sitúa en el centro del CIA. Esta zona de estratigrafía tan compleja contiene, entre otras unidades, la sutura de un océano que se ha asimilado al Océano Réico (Arenas *et al.*, 2007a, 2007b; Gómez Barreiro *et al.*, 2010; Martínez Catalán *et al.*, 2007, 2009; Sánchez Martínez *et al.*, 2007). De hecho, se puede considerar como parte del dominio de ese océano, pero no se adapta la definición del Réico como el océano que separaba Gondwana y Laurrusia (Nance and Linnemann, 2008). Por eso, es preferible denominarlo Océano Central Varisco (Mid-Variscan Ocean; Martínez Catalán *et al.*, 2021).

La deformación Varisca en las zonas Asturoccidental-Leonesa y Centro Ibérica fue continua y progresiva durante unos 65 Ma (360-295 Ma) e incluyó tres fases compresivas (C1, C2 y C3) y dos fases extensionales (E1 y E2) (Alcock *et al.*, 2015; Dallmeyer *et al.*, 1997; Martínez Catalán *et al.*, 2014).

C1 (360-345 Ma) fue el resultado del inicio de la colisión entre Gondwana y algunos terrenos peri-Gondwánicos. Se caracteriza por el desarrollo de pliegues de geometría variable según las zonas: verticales, volcados y recumbentes, los dos últimos con vergencia al E o NE, a los que se asocia un clivaje de plano axial S_1 generalizado que se desarrolló en condiciones de facies de esquistos verdes. La progresión de la colisión dio lugar al segundo evento compresional C2 (345-335 Ma). En esta fase, zonas de cizalla dúctil y cabalgamientos desplazaron e imbricaron la secuencia plegada y generaron

localmente una segunda esquistosidad, S_2 generalmente milonítica, y pliegues menores muy apretados y con charnelas curvas (Bastida and Pulgar, 1978; Aller and Bastida, 1993).

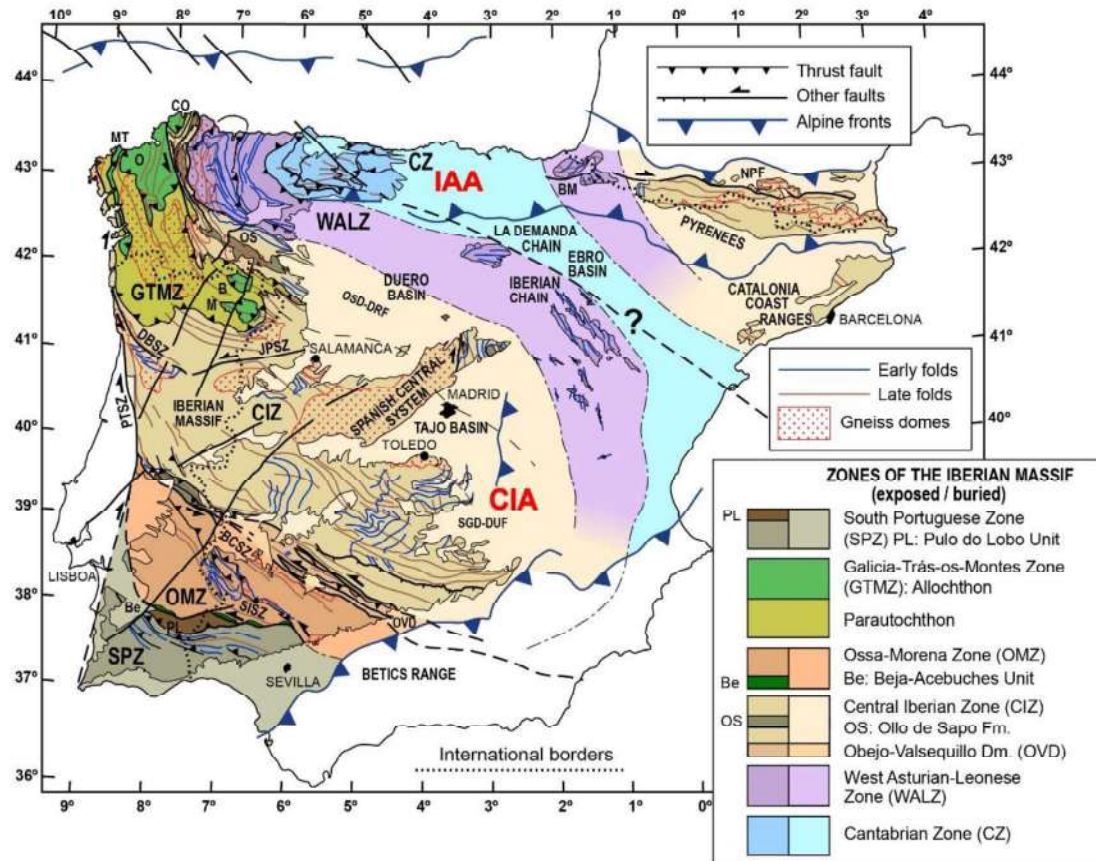


Figure 2.1 Geological map of the Iberian Peninsula showing the Variscan massifs and the zones of the Iberian Massif continued into the Pyrenees, La Demanda and Iberian chains, and the Catalonia Coast Ranges. (Martínez Catalán et al., 2024). The most important structures are shown, including early and late folds, thrust faults and the main ductile strike-slip shear zones. **Zones (Z):** CIZ, Central Iberian; CZ, Cantabrian; GTMZ, Galicia-Trás-os-Montes; OMZ, Ossa-Morena; SPZ, South Portuguese; WALZ, West Asturian Leonese. **Allochthonous complexes:** B, Bragança; CO, Cabo Ortegal; M, Morais; MT, Malpica-Tui; O, Órdenes. **Other units:** Be, Beja-Acebuches; BM, Basque Massifs; OS, Olla de Sapo Fm., PL, Pulo do Lobo. **Shear zones (SZ) and faults (F):** BCSZ, Badajoz-Córdoba; JPSZ, Juzbado-Penalva; NPF, North Pyrenean; PTSZ, Porto-Tomar; SISZ, Southern Iberian. **Arcs (A):** CIA, Central Iberian; IAA, Ibero-Armorican. Source: Based on the geological map of Spain and Portugal (scale 1:1 000 000) (IGME-LNEG 2015) and Durán Oreja et al. (2023).

Figura 2.1 Mapa geológico de la Península Ibérica mostrando los macizos Variscos y las zonas del Macizo Ibérico que continúan en los Pirineos, La Demanda y las cadenas Ibéricas, y en las Cordilleras Costero-Catalanas (Martínez Catalán et al., 2024). Se muestran las estructuras más importantes, incluyendo pliegues tempranos y tardíos, cabalgamientos y las principales zonas de cizalla dúctil. **Zonas:** CIZ, Centro Ibérica; CZ, Cantábrica; GTMZ, Galicia-Trás-os-Montes; OMZ, Ossa-Morena; SPZ, Sud-portuguesa; WALZ, Asturoccidental-Leonesa. **Complejos alóctonos:** B, Bragança; CO, Cabo Ortegal; M, Morais; MT, Malpica-Tui; O, Órdenes. **Dominios de la CIZ (D):** OSD, Olla de Sapo; DRF, de pliegues recumbentes; SGD, Esquisto-grauváquico;

DUF, de pliegues verticales; OVD, Obejo-Valsequillo. **Otras Unidades:** Be, Beja-Acebuches; BM, Macizos Vascos; OS, Olla de Sapo Fm., PL, Pulo do Lobo. **Zonas de cizalla (SZ) y fallas (F):** BCSZ, Badajoz-Córdoba; JPSZ, Juzbado-Penalva; NPF, Nor-Pirenaica; PTSZ, Porto-Tomar; SISZ, Sur-Ibérica. **Arcos (A):** CIA, Centro Ibérico; IAA, Ibero Armoricano.

Al engrosamiento cortical causado por la compresión durante C1 y C2 le siguió un episodio de relajación termal que dio como resultado un calentamiento de la corteza continental y un colapso gravitacional. Este proceso hizo que la corteza se extendiera y adelgazara durante el episodio E1 (325-315 Ma), durante el que se desarrollaron despegues extensionales y domos gneísicos en las zonas internas. Este evento extensional tan dilatado en el tiempo originó una esquistosidad S_{E1} , y a ella se superpuso parcialmente el tercer evento compresivo Varisco C3 (325-305 Ma), caracterizado por el desarrollo de zonas de cizalla dúctil de tipo transcurrente. Este cizallamiento dio lugar a pliegues de plano axial subvertical y a un clivaje de crenulación S_3 . La extensión E2 (315-295 Ma) generó nuevos despegues extensionales y domos gneísicos, a los que se asoció un clivaje S_{E2} y estructuras S-C extensionales.

De hecho, E1 y E2 representan un episodio prolongado y continuo de extensión cortical, causado por esfuerzos de origen local: gradientes gravitacionales relacionados con fuertes relieves y con contrastes de densidad por el desarrollo en profundidad de rocas más calientes que las suprayacentes. Por el contrario, la deformación C3 tiene una causa externa: la transurrencia dextra y convergencia entre Laurusia y Gondwana, que transfirió un campo de esfuerzos lejano a los esfuerzos locales de origen gravitatorio. Por eso, la subdivisión en dos fases sólo sirve para indicar si una determinada estructura extensional está deformada por la fase C3, en cuyo caso se asigna a E1, o si se superpone a estructuras C3, siendo entonces asimilada a E2.

Las deformaciones E1, E2 y C3 se describen como tardi-Variscas, pero fueron seguidas por un episodio de fracturación frágil, todavía relacionado con el movimiento relativo entre Laurusia y Gondwana, que continuó durante el Pérmico, (Arthaud and Matte, 1977).

El desarrollo de los dos oroclinales Ibérico tuvo lugar durante las deformaciones dúctiles tardi-Variscas, entre 325 y 295 Ma (Durán Oreja *et al.*, 2023): el CIA (Staub, 1926a, b,

1927, Aerden, 2004; Martínez Catalán, 2011, 2012) y el IAA (Schulz, 1858; Suess, 1888; Stille, 1924).

2.1.2 La Zona Asturoccidental-Leonesa (WALZ)

La WALZ es un cinturón pizarroso que representa una zona interna del orógeno Varisco, y desarrollada en el margen Norte de Gondwana. Su estratigrafía incluye una sucesión terrígena del Ediacareense y una completa sucesión Paleozoica marina de plataforma continental poco profunda. Estos sedimentos, bastante potentes y continuos, se depositaron desde principios del Cámbrico hasta el Devónico Inferior (Pérez Estaún, 1990). Al Este de la WALZ, estas facies tienen un importante espesor, lo que indica que durante el Cámbrico y el Ordovícico tuvo lugar una extensión activa producida en el margen de Gondwana durante la disgregación de Panotia y la separación de terrenos peri-Gondwánicos como Avalonia (Winchester *et al.*, 2002; Martínez Catalán *et al.*, 2007).

La secuencia sedimentaria está deformada por pliegues tumbados con vergencia al Este. Estos pliegues están cortados por cabalgamientos hacia el Este (Matte, 1968; Bastida *et al.*, 1986; Pérez Estaún *et al.*, 1991; Martínez Catalán *et al.*, 2003). Tanto los pliegues tumbados como los cabalgamientos son consecuencia de las fases compresivas C1 y C2 de la orogenia Varisca. Reflejan la colisión entre Laurusia y Gondwana. El engrosamiento cortical dio lugar a un metamorfismo Barroviense o de presión intermedia. Tras el engrosamiento cortical, el calentamiento progresivo produjo un evento de alta temperatura y baja presión coetáneo con el colapso del orógeno, que generó despegues extensionales durante las fases E1 y E2 (Capdevila, 1969; Arenas y Martínez Catalán, 2003; Martínez Catalán *et al.*, 2014). Hay también pliegues tardíos que doblan las estructuras previas y que se generaron durante la última fase compresiva C3 de la orogenia Varisca que se intercala entre las fases extensionales E1 y E2. La edad de la deformación en la zona abarca probablemente desde unos 350 a 295 Ma.

Las estructuras más importantes son el pliegue tumbado de Mondoñedo-Lugo-Sarria (C1), el Manto de Mondoñedo (C2), el Domo de Lugo (E2) y la Falla de Viveiro, normal, con hundimiento hacia el Oeste, asociada a una zona de cizalla extensional, y que limita al domo por el Oeste (Fig. 2.2a).

En el macizo Ibérico, La WALZ está doblada por el Arco Ibero-Armoricano, y su continuación por los afloramientos paleozoicos de la Sierra de la Demanda y la Cordillera Ibérica muestra que también lo está por el Arco Centro-Ibérico (Fig. 2.1).

Tanto el metamorfismo como el plutonismo aumentan hacia las zonas más internas, hacia el Oeste, donde el engrosamiento de la corteza fue mayor. El clivaje regional de plano axial en los pliegues recumbentes está datado en unos 360 Ma en la adyacente y más interna CIZ, y en 336 Ma al Este de la WALZ (Dallmeyer *et al.*, 1997), indicando diacronismo y propagación de la deformación hacia las zonas externas del orógeno, representadas por la Zona Cantábrica (Fig. 2.1).

Las rocas graníticas que afloran en la WALZ son posteriores a C1 y C2 y se emplazaron desde E1 hasta después de E2 dando lugar tanto a macizos sincinemáticos (deformados por E1, C3 o E2) como a post-cinemáticos (Martínez Catalán *et al.*, 2003).

2.1.3 La Zona Centro Ibérica (CIZ)

La CIZ del Macizo Ibérico es una zona interna del orógeno Varisco, aunque en el Sureste muestra características de zona externa o de transición. Deriva de partes algo más distales de la plataforma continental del Norte de Gondwana que la WALZ. Limita al Norte con la WALZ por la Falla de Viveiro y los sinclinales de Courel y Peñalba. El límite Sur con la Zona de Ossa-Morena (ZOM) está definido por la zona de cizalla de Badajoz-Córdoba y al Oeste limita también con la ZOM por la zona de cizalla de Porto-Tomar. Al Este y en algunas zonas del Oeste, el límite está oculto por la cobertera Mesozoica y Cenozoica (Fig. 2.1).

Como en la WALZ, la secuencia sedimentaria indica que el depósito se produjo en un margen continental en extensión durante el Paleozoico Inferior, aunque las diferencias en la sucesión del Ediacareense, la componente volcánica y el estilo tectónico permiten establecer tres dominios bien diferenciados: el Dominio Olla de Sapo (DOS), el Dominio Esquisto-grauváquico (DEG) y el Dominio de Obejo-Valsequillo (DOV) (Fig. 2.2; Martínez Catalán *et al.*, 2021 y referencias incluidas).

El Dominio *Olla de Sapo* (DOS) se localiza en una banda al Noreste de la CIZ (Martínez Catalán *et al.*, 2004a, b). Este dominio se caracteriza por el estilo de deformación y por

la presencia de la Formación *Ollo de Sapo*. Es una formación compuesta por rocas volcánicas y subvolcánicas de carácter félsico que afloran en el núcleo del Antiforme *Ollo de Sapo*, de 570 km de longitud. Las rocas del antiforme primeramente fueron deformadas durante la fase C1 por pliegues tumbados y posteriormente por pliegues verticales durante C2. Este magmatismo félsico del Cámbrico superior-Ordovícico Inferior no solo se manifiesta en el DOS, sino que también caracteriza a la mayor parte de la CIZ en la que aparecen granitoides intrusivos de 500-465 Ma (Valverde Vaquero y Dunning, 2000; Bea *et al.*, 2006; Díez Montes *et al.*, 2010; Talavera *et al.*, 2013).

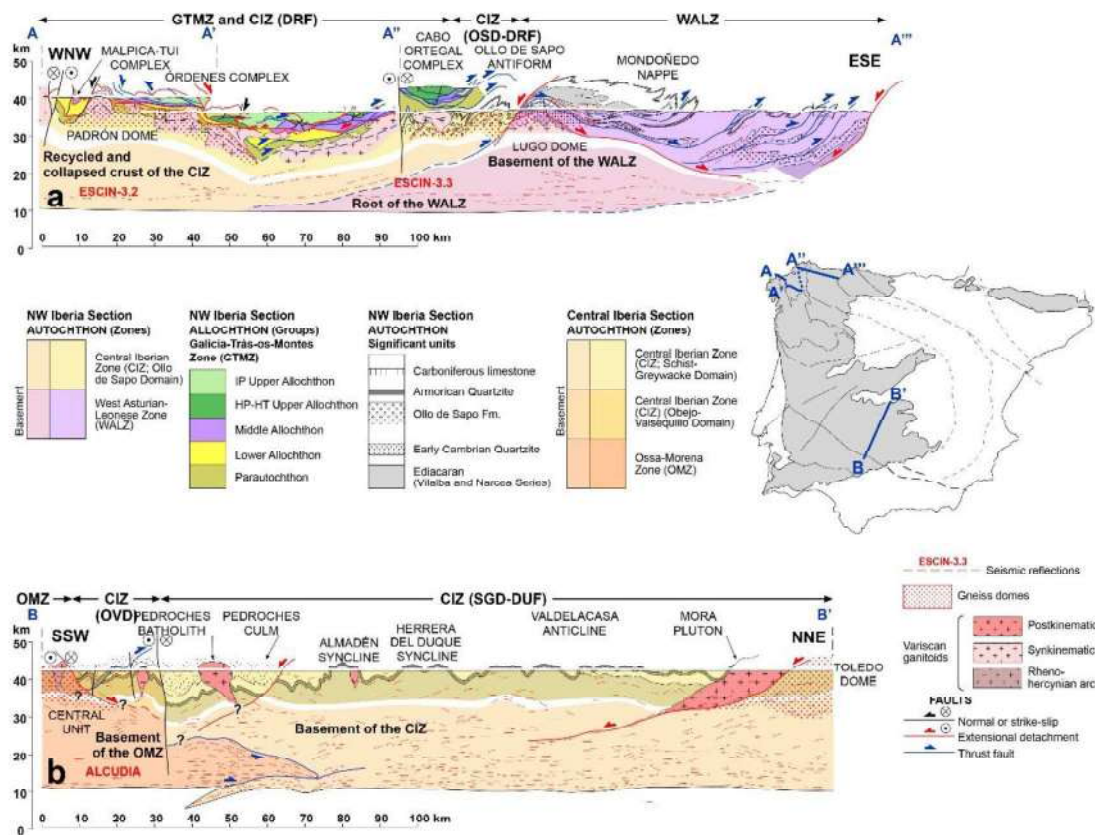


Figure 2.2 Representative cross sections of the Iberian Massif structures studied in this thesis (Martínez Catalán *et al.*, 2021). Reflectors of the deep seismic profiles ESCIN-3.2 (Álvarez Marrón, 1995, 1996), ESCIN-3.3 (Martínez Catalán *et al.*, 1995; Ayarza *et al.*, 1998) and ALCUDIA (Martínez Poyatos *et al.*, 2012) are included. a) Northwest Iberia section A-A'', according to Martínez Catalán *et al.* (2021). b) Central Iberia section B-B', based on Martínez Poyatos *et al.* (2012). **Zones (Z):** CIZ, Central Iberian; GMTZ, Galicia-Trás-os Montes; OMZ, Ossa Morena; WALZ, West Asturian-Leonese. **Domains of the Central Iberian Zone (D):** DRF, of Recumbent Folds; DUF, of Unright Folds; SGD, Schist-Greywacke; OSD, Ollo de Sapo; OVD, Ovejo-Valsequillo.

Figura 2.2 Secciones transversales representativas de las estructuras del Macizo ibérico que son objeto de estudio en esta tesis (Martínez Catalán *et al.*, 2021). Se incluyen los reflectores de los perfiles sísmicos profundos ESCIN-3.2 (Álvarez Marrón, 1995, 1996), ESCIN-3.3 (Martínez Catalán *et al.*, 1995; Ayarza *et al.*, 1998) y ALCUDIA (Martínez Poyatos *et al.*, 2012). a) Sección del

Noroeste de Iberia A-A''', según Martínez Catalán *et al.* (2021). b) Sección B-B' de Iberia central, basada en Martínez Poyatos *et al.* (2012). **Zonas (Z):** CIZ, Centro Ibérica; GMTZ, Galicia-Trás-os Montes; OMZ, Ossa Morena; WALZ, Asturoccidental-Leonesa. **Dominios de la Zona Centro Ibérica (D):** DRF, Dominio de pliegues tumbados; DUF, Dominio de pliegues verticales; SGD, Esquisto-grauváquico; OSD, Ollo de Sapo; OVD, Ovejo-Valsequillo.

Los materiales pre-Ordovícicos del Dominio Esquisto-grauváquico (DEG) ocupan una gran extensión. Es una sucesión terrígena del Ediacareense (Teixeira, 1955) que refleja la sedimentación en una cuenca de retro-arco Cadomiense. Esta sedimentación se produjo durante la transición entre un contexto de arco de islas situado en la periferia del cratón de África Occidental y un contexto de *rifting* que marca el inicio de la dispersión de los terrenos peri-Gondwánicos al inicio del Cámbrico (Linnemann *et al.*, 2008). También se ha identificado en el Sur de la CIZ y dentro del DEG una glaciación Ediacareense (c. 565 Ma) que dejó como huella depósitos glaciomarineros (Linnemann *et al.*, 2008).

La principal diferencia estratigráfica entre la CIZ y la WALZ radica en que en la CIZ se encuentra la discordancia Toledánica, del Ordovícico Inferior, que provoca la ausencia parcial o total de depósitos Cámbricos. En la CIZ, el Ordovícico se inicia con capas rojas que indican transgresión sobre un paleorelieve o sedimentación en (semi) grabens. La Cuarcita Armoricana se superpone en casi toda la CIZ seguida por otras sucesiones pelíticas y cuarcíticas para culminar con un nivel discontinuo de calizas y diamictitas Hirnantenses. La discontinuidad de estos niveles se debe a una disconformidad glacio-eustática (Robardet, 1981; Martínez Poyatos *et al.*, 2004; Gutiérrez-Marco *et al.*, 2019).

La secuencia sinorogénica abarca desde finales del Tournaisiense al Westfaliense, y consiste en depósitos desde tipo parálico a tipo flysch (Martínez Poyatos, 2002).

Estructuralmente, la CIZ se caracteriza por el cabalgamiento de la Zona Galicia Trás-os Montes (GMTZ) sobre ella, y por dos fases de plegamiento, una de las cuales (C1) precede al cabalgamiento de la ZGMT y otra que lo pliega (C3). Los primeros pliegues son recumbentes y se manifiestan en el Dominio de los pliegues tumbados (DRF en la figura 2.2), en el área adyacente a la GMTZ y en las zonas profundas que afloran en el Sistema Central (Matte, 1968; Macaya *et al.*, 1991; Díez Montes *et al.*, 2010). Estos pliegues están asociados a un clivaje de plano axial. Allí donde están presentes, los pliegues tempranos fueron replegados por los pliegues tardíos (Fig. 2.2a), pero en el Dominio de los pliegues verticales (DUF en las figuras 2.1 y 2.2), el estilo y el tamaño de

los pliegues C1 y C3 es bastante similar, Siendo la interferencia entre los dos sistemas de pliegues transicional entre los tipos 1 (domos y cubetas), y 2 (champiñón) de Ramsay (1967).

El dominio de los pliegues verticales representa el flanco Sur de la megaestructura curva conocida como Arco Centro Ibérico (Martínez Catalán, 2012; Martínez Catalán *et al.*, 2015). Aunque esta estructura no está completamente aceptada por la comunidad científica, ha sido reconocida en publicaciones antiguas y recientes (Staub, 1926; 1927; Llopis Lladó, 1966; Shaw *et al.*, 2012; Johnston *et al.*, 2013; Simancas *et al.*, 2013; Pastor-Galán *et al.*, 2016; Durán Oreja *et al.*, 2023. Según Martínez Catalán (2012), el CIA se desarrolló al mismo tiempo que los pliegues C3 que delinean el flanco Sur del IAA. Considerando que, en el Noroeste del Macizo Ibérico, los pliegues C3 están doblados por el IAA, se deduce que ambos arcos no son coetáneos, siendo el CIA anterior al IAA.

Los pliegues C1 son anteriores, y los C3 deforman a los depósitos sinorogénicos del Carbonífero temprano y medio, que alternan con una suite volcánica bimodal relacionada con un evento extensional que también se identifica en todo el Suroeste del Macizo Ibérico (Martínez Poyatos, 2002; Martínez Poyatos *et al.*, 2012). La edad de los pliegues C1 se ha datado en 360-335 Ma en el Noroeste de Iberia. Posteriormente, la corteza engrosada sufrió un colapso extensional a partir de c. 335 Ma, mientras que los pliegues C3 se han datado en 325-305 Ma (Dallmeyer *et al.*, 1997; Valle Aguado *et al.*, 2005; Valverde-Vaquero *et al.*, 2007; Martínez Catalán *et al.*, 2007, 2009; Rubio Pascual *et al.*, 2013). Las zonas de cizalla dúctil asociadas a los pliegues tardíos han sido datadas en 310-305 Ma (Gutiérrez-Alonso *et al.*, 2015).

El metamorfismo en la CIZ es similar al de la WALZ. Alrededor del alóctono ibérico del Noroeste y en el horst alpino que forma el Sistema Central afloran rocas de grado medio y alto. Un evento barroviense vinculado al engrosamiento de la corteza, datado en torno a 350 Ma, fue seguido por un episodio de tipo Buchan, de baja presión y alta temperatura durante la posterior extensión entre 335 y 325 Ma. Posteriormente se produjo un plegamiento tardío y continuó la extensión entre 315 y 300 Ma (Escuder Viruete *et al.*, 1994; Díez Balda *et al.*, 1995; Rubio Pascual *et al.*, 2013, 2016).

Los despegues extensionales y los domos gnéissicos se desarrollaron allí donde el engrosamiento de la corteza fue importante, en la zona cubierta por el alóctono y en el Sistema Central (Fig. 2.1). No existe una sutura entre la WALZ y la CIZ, que representan un segmento preservado y coherente de la plataforma gondwánica septentrional (Gutiérrez-Marco *et al.*, 1999a; Robardet, 2002, 2003). Los límites entre estas dos zonas son actualmente estructuras Variscas, básicamente cabalgamientos o despegues (Fig. 2.2a), que en parte pueden representar antiguas fallas normales de la plataforma de Gondwana que condicionaron las variaciones de espesor y facies en las secuencias preorogénicas (Pérez-Estaún *et al.*, 1990; Martínez Catalán *et al.*, 1992).

En la parte meridional de la CIZ, el Dominio de Obejo-Valsequillo (OVD en las figuras 2.1 y 2.2), Apalategui *et al.* (1985) describen una secuencia Paleozoica comparable a la del Dominio Esquisto-grauváquico (DEG), mientras que el Ediacareense infrayacente es como el de la Zona de Ossa Morena. Los intrusivos relacionados con el arco en el Ediacareense han sido datados en 580-570 Ma (Bandrés *et al.*, 2004; Talavera *et al.*, 2008). El metamorfismo de bajo grado se dató en c. 550 Ma (Blatrix y Burg, 1981). Martín Parra *et al.* (2006) sitúan el límite septentrional del OVD en una zona de cizalla extensional al Norte de la cuenca carbonífera de la secuencia parállica del Culm de los Pedroches y del batolito alargado de los Pedroches, pero la secuencia Paleozoica inmediatamente al Sur del batolito es bastante similar a la del DEG. El límite propuesto es el más septentrional de una serie de fallas transcurrentes senestras al Sur del batolito (Fig. 2.2b), donde la secuencia cambia y el Devónico Inferior se superpone directamente al Ordovícico Inferior. Estructuralmente, el DOV se caracteriza por cabalgamientos, pliegues tardíos verticales de dirección Noroeste-Sureste, y fallas de alto ángulo, transcurrentes senestras e inversas (Fig. 2.2b), todas ellas afectando a depósitos sinorogénicos del Culm y a depósitos parállicos. Son estructuras C3, pero en la parte Sur, el DOV incluye un par de grandes pliegues recumbentes con vergencia al Noreste, probablemente del Devónico Superior, y que son previos al depósito del Culm (Azor *et al.*, 1994; Martínez Poyatos, 2002; Martínez Poyatos *et al.*, 1995, 1998, 2012). Varios cabalgamientos se produjeron durante el Carbonífero medio, y los pliegues y fallas tardías, ambos relacionados con el desgarre senestro, son de edad Westfaliense (c. 315 -300 Ma). El

metamorfismo Varisco oscila entre facies de grado muy bajo y facies esquistos verdes de baja presión (Martínez Poyatos *et al.*, 2001).

2.1.4 El Arco Centro Ibérico: aproximación histórica

El Arco Centro Ibérico (CIA) es una estructura curvada, cóncava hacia el Oeste, que se sitúa en el centro de la Península Ibérica. Staub (1926) fue el primero que describió la existencia de una estructura arqueada con curvatura opuesta al Arco Ibero-Armoricano (IAA). Según su interpretación, el CIA interrumpía la continuidad de las cadenas Caledonianas, y las llamadas “Hercínides Españolas” rodeaban un núcleo de edad Arcaica. Staub la denominó “Curvatura Castellana”. Lotze (1929; 1954-1955) criticó la hipótesis de Staub y en 1945 publicó la división de las Variscides en la Meseta Ibérica (Lotze, 1945, 1950a, b) trazando las diferentes zonas paralelas entre sí y con una dirección ONO-ESE sin considerar ninguna otra curvatura que la del “Arco Asturiano”.

Aunque la Curvatura Castellana se incluyó en algunos esquemas de los cinturones de pliegues Paleozoicos (Staub, 1928; Holmes, 1929; Du Toit, 1937), se tardó mucho tiempo en volver a considerar la existencia de esta estructura curva en el centro de Iberia. Esto se debió a la gran influencia de Lotze en los geólogos de la época. Solamente Llopis Lladó y Sánchez de la Torre en 1962 presentaron una comunicación apoyando la idea de Staub de la existencia de un antiguo escudo en el centro de España. Estos autores asignaron una edad Careliense a los pliegues tumbados de la región de Toledo que posteriormente fueron afectados por el metamorfismo Varisco (llamado Hercínico en aquella época). Llopis Lladó (1966) propuso que los afloramientos actuales ocupaban casi la misma posición que las cuencas Paleozoicas que se localizaban entre los antiguos escudos Precámbricos (Fig. 2.3). La división de la Meseta Ibérica de Lotze fue modificada posteriormente por Julivert *et al.* (1972) que unieron dos de las zonas de Lotze en la Zona Ibérica Central, y por Farias *et al.* (1987) que introdujeron la Zona Galicia-Trás-os-Montes, que incluye los complejos alóctonos del Noroeste de Iberia. Pero ninguno de ellos incluyó la curvatura en la Zona Centro Ibérica.

En 1989, el Instituto Geográfico Nacional publicó el Mapa aeromagnético de España Peninsular, y se creó una carta de anomalías magnéticas residuales basada en dicho mapa (Ardizzone *et al.*, 1989). El mapa muestra una serie de anomalías magnéticas que

parecen dibujar una curvatura en la región centro-oriental de la Península Ibérica, en zonas donde el basamento Varisco está cubierto por sedimentos Meso- y Cenozoicos. Pero la anomalía de mayor amplitud y longitud de onda en el Mapa aeromagnético de España Peninsular (Ardizzone *et al.* 1989; Miranda *et al.* 1989), se encuentra en el centro del arco, y rodea la Zona Galicia-Trás-os-Montes (GTMZ).



Figure 2.3 Tectonic diagram of the Iberian Hercynids from Llopis Lladó (1966). The white areas represent the Hercynian sedimentary basins.

Figura 2.3 Esquema tectónico de las Hercínides Ibéricas de Llopis Lladó (1966). Las zonas en blanco representan las cuencas sedimentarias Hercínicas.

Aerden (2004) investigó la orientación de trazas de inclusiones minerales en porfiroblastos con respecto a la dirección de la foliación de la matriz en 30 muestras de esquistos del Norte del Macizo Ibérico. Se dio cuenta de que los patrones que observaba a escala microscópica se expresaban también a escala regional, y sugirió una correlación con la interferencia de pliegues, que implicaba la presencia de una estructura cóncava hacia el Oeste, que además coincidía con la que mostraban las anomalías magnéticas en el mapa aeromagnético.

Martínez Catalán (2011, 2012) sugirió que los patrones de interferencia de pliegues observados por Aerden (2004) eran de hecho más complejos, y dio a la estructura el

nombre de Arco Centro-Ibérico (CIA). Encontró que el plegamiento C1 ya se había producido antes del inicio del desarrollo del CIA. Y sugirió que el arco se nucleó durante el emplazamiento de los complejos alóctonos de la GTMZ, pero que su cierre se produjo simultáneamente con un episodio compresivo C3 de tectónica transcurrente a escala de todo el cinturón Varisco.

Dos nuevos conjuntos de datos proporcionados por Aerden (2011) para la parte más oriental del Sistema Central y la parte septentrional de la Zona de Ossa-Morena (ZMO) apoyan la idea de que se produjo una flexión tardía en el cinturón Varisco que inicialmente tenía una tendencia lineal. Además, las direcciones de las paleocorrientes de los sedimentos del Ordovícico Temprano que afloran en el Norte y centro de Iberia se distribuyen radialmente al trazado del IAA y del CIA (Shaw *et al.*, 2012)

Días da Silva *et al.* (2015), definieron la disposición de la superficie axial del ACI en su zona de charnela, donde los pliegues más antiguos de dirección Noreste-Suroeste y Norte-Sur fueron doblados por otros con tendencia Noroeste-Sureste.

Todas estas evidencias de la existencia del CIA han dado lugar a diferentes interpretaciones sobre su origen (Ayarza *et al.*, 2021; Días da Silva *et al.*, 2021; Martínez Catalán, 2011, 2012; Pastor-Galán *et al.*, 2015, 2016, 2017; Stampfli *et al.*, 2013; Weil *et al.*, 2010, 2013). Incluso hoy en día, se necesita más investigación para llegar a una hipótesis que elimine las incertidumbres restantes. Por esta razón, uno de los objetivos de esta tesis ha sido el estudio paleomagnético de muestras en una parte del flanco Sur del CIA en la que pliegues C1 trazan un arco que es uno de los pliegues de segundo orden de los que dibujan el CIA. La señal magnética preservada en las rocas es capaz de registrar rotaciones de eje vertical que pueden relacionarse con la rotación de los flancos de un oroclinal. En el capítulo 5 se muestran los resultados ya publicados de este estudio (Durán Oreja, *et al.*, 2023).

2.2 CONTEXTO GEOFÍSICO: EL MAPA AEROMAGNÉTICO DE LA PENÍNSULA IBÉRICA

Los datos para la elaboración del Mapa aeromagnético de la Península Ibérica (Socías y Mezcuá, 2002) se obtuvieron en España a finales de los años 80 del siglo pasado (Ardizzone *et al.*, 1989) y entre 1979 y 1981 en Portugal (Miranda *et al.*, 1989). La

adquisición se realizó a una altitud de 3000 m sobre el nivel del mar, excepto en las cumbres con cota superior a dicha altitud en las que se voló a 500 m por encima de las mismas. Este conjunto de datos fue tomado a lo largo de líneas de dirección Norte-Sur separadas entre sí 10 km. También se adquirieron datos magnéticos en líneas Este-Oeste con separación de 40 km que actuaron como líneas de control. El resultado es un mapa que muestra anomalías de diversas longitudes de onda que permiten interpretaciones regionales pero que es impreciso para realizar interpretaciones de detalle (Fig.2.4).

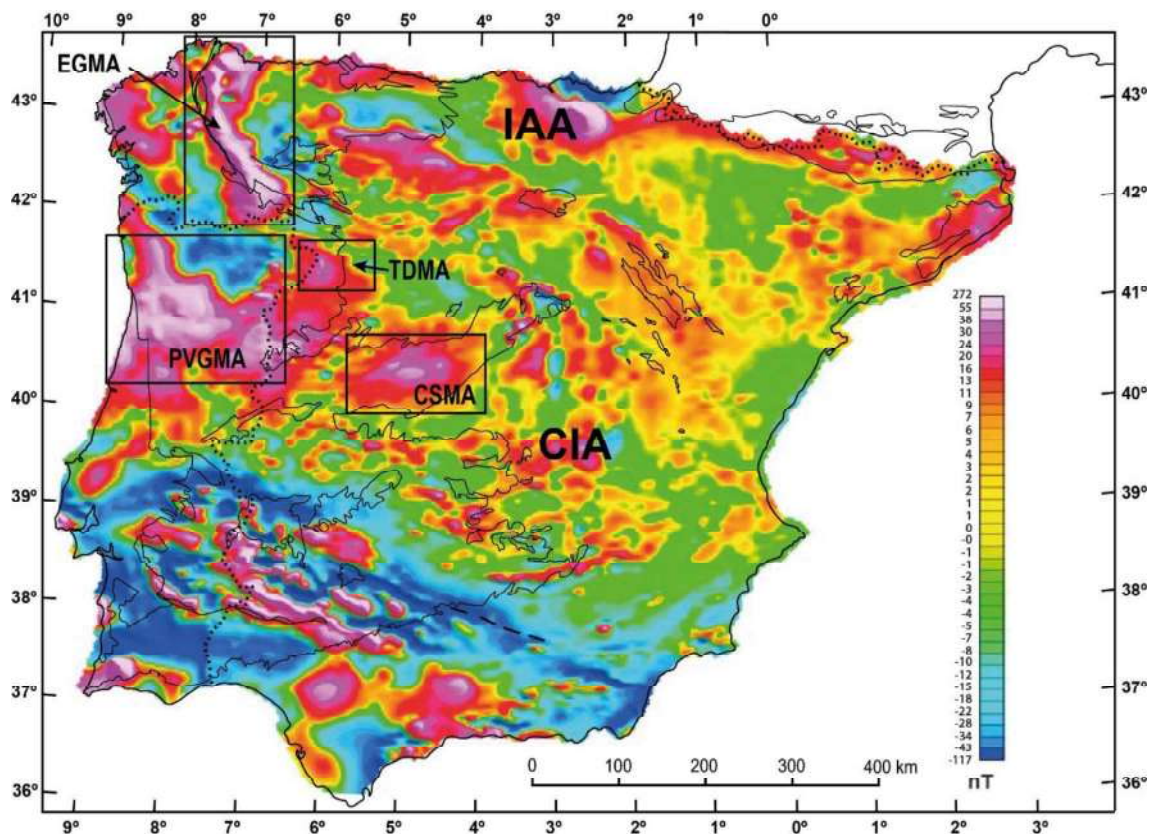


Figure 2.4 Aeromagnetic map of the Iberian Peninsula (data from Ardizzone *et al.*, 1989; Miranda *et al.*, 1989; Socias and Mezcuca, 2002). The rectangles define the main magnetic anomalies of the CIA: EGMA, Eastern Galicia Magnetic Anomaly; TDMA, Tormes Dome Magnetic Anomaly; CSMA, Central System Magnetic Anomaly; PVGMA, Porto-Viseu-Guarda Magnetic Anomaly.

Figura 2.4 Mapa aeromagnético de la Península Ibérica (datos de Ardizzone *et al.*, 1989; Miranda *et al.*, 1989; Socias y Mezcuca, 2002). Los rectángulos definen las principales anomalías magnéticas del CIA: EGMA, Eastern Galicia Magnetic Anomaly; TDMA, Tormes Dome Magnetic Anomaly; CSMA, Central System Magnetic Anomaly; PVGMA, Porto-Viseu-Guarda Magnetic Anomaly.

Este mapa revela varias anomalías de gran amplitud en la parte occidental de Iberia, con longitudes de onda largas atribuidas en parte a la altura de adquisición de 3.000 m, pero

que también sugieren la existencia de fuentes profundas. Los domos gnéisicos Variscos a menudo coinciden espacialmente con estas anomalías.

La EGMA (*Eastern Galicia Magnetic Anomaly*) destaca como una anomalía prominente del Arco Centro Ibérico (CIA), el oroclinal parcialmente determinado por la curvatura de las anomalías magnéticas de menor amplitud en su región exterior (Aerden, 2004; Martínez Catalán, 2011, 2012). No obstante, las anomalías primarias se sitúan en el corazón del CIA (Figura 2.4): la EGMA, la Anomalía Magnética del Domo del Tormes (TDMA, *Tormes Dome Magnetic Anomaly*), la Anomalía Magnética del Sistema Central (CSMA), *Central System Magnetic Anomaly*), y su extensión hasta Oporto en Portugal, conocida como Anomalía Magnética Porto-Viseu-Guarda (PVGMA, *Porto-Viseu-Guarda Magnetic Anomaly*).

Por ello, el estudio de la magnetización en los domos gnéisicos y en la rama Sur del CIA es un elemento crucial para descifrar las anomalías y comprender el desarrollo tectónico del Macizo Ibérico.

3

FUNDAMENTOS GEOFÍSICOS Y METODOLOGÍA DEL PALEOMAGNETISMO

Geophysical basis and methodology of paleomagnetism

Dado que tanto las bases teóricas detalladas del paleomagnetismo como la mayoría de la metodología habitualmente aplicada en esta disciplina se pueden consultar en la bibliografía existente (p.e. Tarling y Hrouda, 1993; Butler, 1992; Lowrie, 2007; Tauxe, 2010), esta tesis abordará solamente la descripción breve de los fundamentos y técnicas que se han utilizado en su elaboración. De esta forma se facilitará la comprensión y el seguimiento de la investigación llevada a cabo.

3.1 EL CAMPO MAGNÉTICO TERRESTRE. LA SEÑAL PALEOMAGNÉTICA

La Tierra posee un campo magnético propio, el Campo Magnético Terrestre (CMT). Este tiene unas características físicas (p.ej., componente interna predominantemente dipolar con inversiones periódicas), que hacen que se pueda utilizar como una referencia

espacial y temporal para resolver problemas geológicos. La mayor parte del CMT (97%) se genera en el interior de la Tierra como respuesta a los flujos convectivos que tienen lugar en el núcleo externo.

La fuerte componente dipolar del CMT hace que este se distribuya de forma aproximadamente simétrica sobre la superficie de la Tierra, con sus líneas de fuerza similares a las que generaría un dipolo ligeramente inclinado respecto al eje de rotación de la Tierra, pero que pasase también por su centro. Sin embargo, el CMT tiene una componente no dipolar que hace que este no sea realmente simétrico. En su disposición actual (polaridad normal), las líneas de fuerza entran en la Tierra de manera perpendicular por el Polo Norte Magnético (realmente un polo magnético negativo, y por ello, un polo Sur) y salen, también de manera perpendicular, por el Polo Sur Magnético (realmente un polo magnético positivo y por ello, un polo Norte), situado en el hemisferio Sur.

Dentro del CMT, el vector campo magnético ($\vec{B}$) es horizontal, paralelo a la superficie de la Tierra en el ecuador magnético y perpendicular en los polos magnéticos, como se ha indicado más arriba. Además, la completa definición de ($\vec{B}$) requiere del cálculo de su intensidad, de su inclinación (I) y declinación (D). La inclinación se define como el ángulo que forma el campo magnético con el plano horizontal tangente a la superficie de la Tierra en un punto. La declinación, por su parte, es el azimut de la proyección del campo magnético en el plano horizontal anteriormente descrito. La declinación toma valores positivos hacia el Este y negativos hacia el Oeste. Estos tres parámetros nos permiten determinar la geometría del CMT en un punto de coordenadas conocidas (Fig. 3.1).

Aunque la geometría del CMT se puede explicar con un modelo en el que la fuente dipolar se localice en el centro de la Tierra a un ángulo θ con respecto al eje de rotación, la componente no dipolar es de intensidad variable y explica muchas de las variaciones en superficie de los valores de la declinación e inclinación. Así mismo, es responsable de la variabilidad en la posición de los polos magnéticos. De hecho, los polos magnéticos no son antipodales, ni el ecuador magnético (lugar geométrico de los puntos en los que $I=0$) se corresponde con el ecuador geomagnético (plano perpendicular al eje determinado por los polos geomagnéticos, es decir, los polos del dipolo magnético). Por

ello, el modelo dipolar predice valores para el CMT que no coinciden con el valor del campo total real. En teoría, el campo dipolar corresponde a aproximadamente un 90% del campo total (Merrill *et al.* 1996), aunque en realidad, hay zonas en las que no supone ni el 50% del campo total (p. ej. el Atlántico Sur).

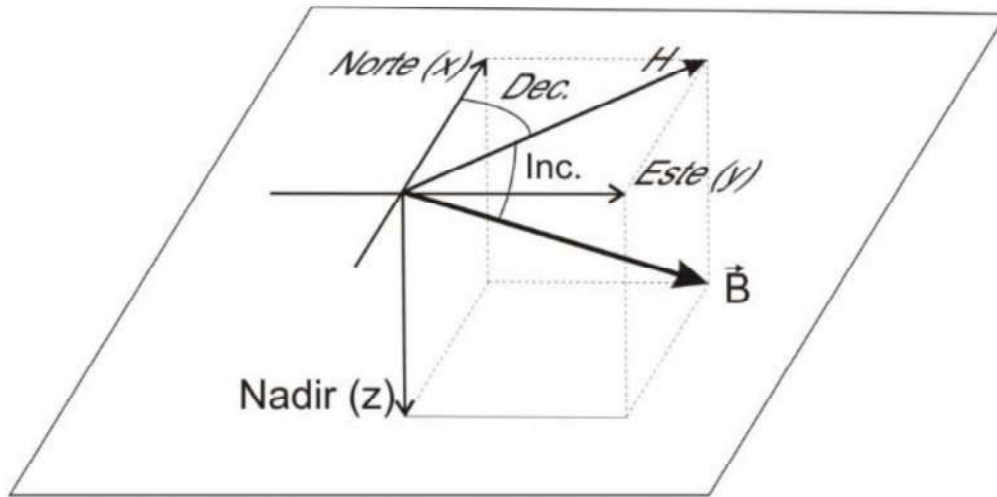


Figure 3.1. Polar coordinates: declination and inclination of the magnetic field vector B , where H is its projection in the horizontal plane that is defined by the cartesian coordinates X and Y . (Villalaín, 2016).

Figura 3.1. Coordenadas polares declinación e inclinación del vector campo magnético B , siendo H su proyección en el plano horizontal definido por las coordenadas cartesianas X e Y . (Villalaín, 2016).

La descripción matemática más precisa del CMT de origen interno se hace a través del desarrollo de armónicos esféricos cuyas variables son las coordenadas polares de cada punto de la Tierra. Además, se utilizan los coeficientes de Gauss, de grado $n=1$ - infinito y de orden $l=0$ - n . Todo ello lleva al modelo del Campo Magnético de Internacional de Referencia, o IGRF (*International Geomagnetic Reference Field*). El IGRF representa el campo magnético generado por el núcleo terrestre y se actualiza a intervalos de 5 años de modo que se pueda modelizar su variación secular. En la actualidad el CMT de origen interno está representado por el IGRF 13, del 2020 (IGRF 13) (Fig. 3.2).

Tal y como se ha sugerido más arriba, el CMT no es estático, sino que está sujeto a variaciones temporales que ocurren a distintas escalas. De todas ellas, la técnica del paleomagnetismo solamente se ve influenciada por las de largo periodo, relacionadas

con el campo principal (interno). Estas variaciones sí quedan registradas en las rocas mientras que de las que tienen origen externo (ionosfera o magnetosfera) no dejan un registro geológico porque suceden de forma muy rápida.

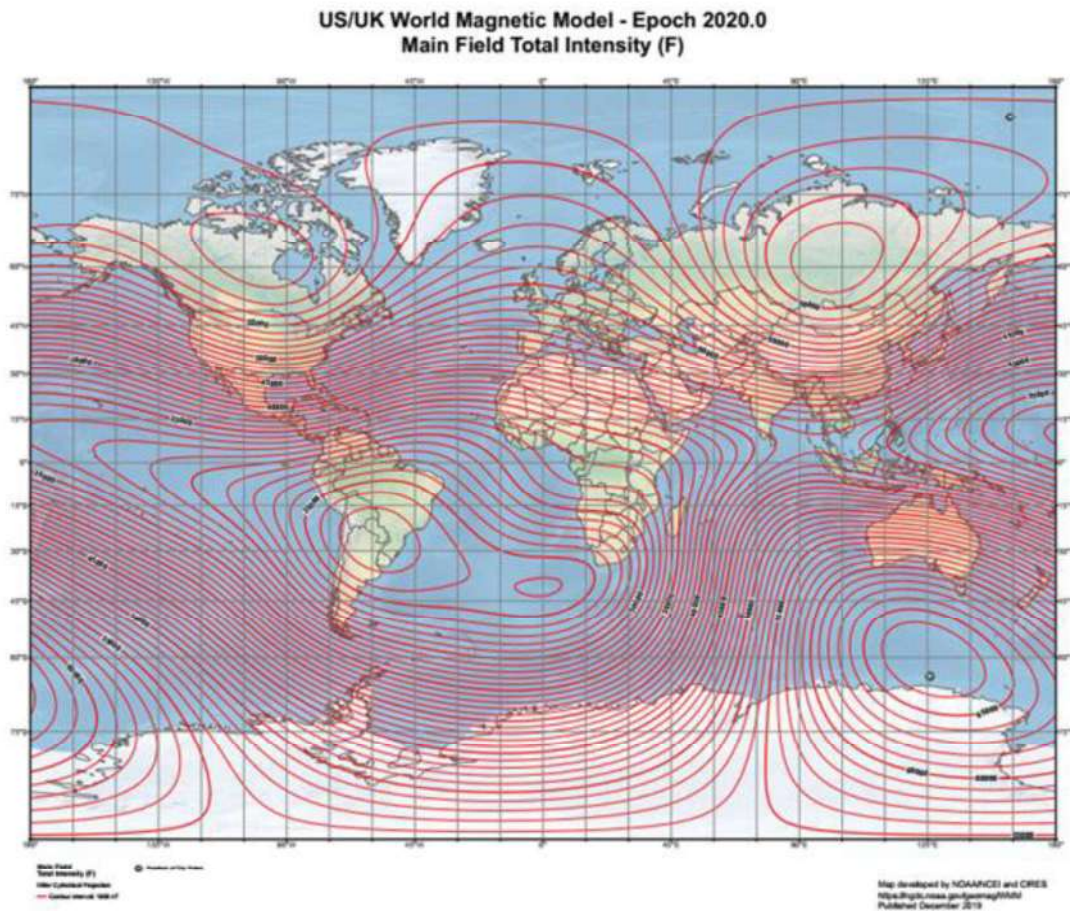


Figure 3.2 WMM World Magnetic Model isoline map of the total internal origin field for 2020 (see text). Source: <https://www.ncei.noaa.gov/news/world-magnetic-model-2020-released>

Figura 3.2 Mapa de isóneas del Modelo Magnético Mundial (WMM World Magnetic Model) del campo total de origen interno para 2020 (ver texto). Fuente: <https://www.ncei.noaa.gov/news/world-magnetic-model-2020-released>

Existen dos tipos de variaciones de periodo largo: i) la variación secular y ii) las inversiones de polaridad.

i) La variación secular se refiere a los cambios a largo plazo en el CMT a lo largo del tiempo. Consiste en variaciones en la intensidad, declinación e inclinación del campo magnético. Estas variaciones están causadas por complejos procesos que tienen lugar

principalmente en el núcleo de la Tierra y que se aprecian cuando se realizan observaciones a lo largo de decenas o centenares de años.

ii) Las inversiones de polaridad se definen como el fenómeno por el cual el CMT cambia de polaridad, es decir, los polos Norte y Sur magnéticos intercambian sus posiciones (Fig. 3.3). Las inversiones de polaridad tienen un carácter global y se producen simultáneamente en todo el planeta. A cada intervalo de tiempo durante el cual el campo magnético mantuvo una polaridad constante, ya fuera normal (con la configuración actual) o invertida, se le denomina cron. Estos crones tienen una duración variable que oscila entre 50.000 años y 5 Ma. También se han registrado periodos de calma magnética mucho más extensos que se denominan supercrones. A esta categoría pertenecen, p. ej., el supercrón inverso Kiaman que duró unos 60 Ma entre los periodos Carbonífero y Pérmico (312-262 Ma) y el supercrón normal del Cretácico, de casi 40 Ma (118-83 Ma). Tanto el registro de supercrones como el de crones y otras unidades con menor duración temporal (subcrones y excursiones magnéticas) constituyen un criterio importante para la correlación global de litologías y secuencias geológicas y la datación de acontecimientos geológicos, y son la base de la técnica de la magnetoestratigrafía. Esta última requiere la determinación de la escala de tiempo de polaridad geomagnética (GPTS por sus siglas en inglés: *Geomagnetic Polarity Time Scale*). Esta última es una escala de tiempo basada en la polaridad del campo magnético terrestre registrado en todo el planeta, pero principalmente en las rocas basálticas del lecho oceánico.

El CMT puede ser registrado por las rocas en el momento de su formación (bien sea por enfriamiento, como en las rocas ígneas, por sedimentación/diagénesis como en las rocas sedimentarias, o por alteración), ya que los minerales magnéticos que contienen alinean estadísticamente sus momentos magnéticos con el campo ambiental. Este campo queda “preservado” en la roca como Magnetización Remanente Natural (NRM por sus siglas en inglés) y permite determinar la dirección e inclinación del CMT existente en ese momento, facilitando el estudio de sus variaciones seculares y sus inversiones de polaridad a lo largo del tiempo geológico. Esta es la base del paleomagnetismo, el cual una vez conocida la evolución del CMT, permite datar litologías y eventos tectónicos en función de la NRM de las rocas.



Figure 3.3 Simplified diagrams of the geomagnetic field of a geocentric axial dipole similar to the CMT dipole representing normal polarity (left) and reversed polarity (right). On the geomagnetic polarity time scale (middle column), periods of normal polarity are conventionally represented by black intervals, and periods of reversed polarity by white intervals (Langereis et al., 2010).

Figura 3.3 Esquemas simplificados del campo geomagnético de un dipolo axial geocéntrico similar las dipolo del CMT representando polaridad normal (izquierda) y polaridad invertida (derecha). En la escala temporal de polaridad geomagnética (columna del centro), los periodos de polaridad normal se representan convencionalmente mediante intervalos negros, y los de polaridad invertida, mediante intervalos blancos (Langereis et al., 2010).

3.2 MAGNETISMO NATURAL DE LAS ROCAS

Cuando se somete cualquier material a un campo magnético externo, se produce una respuesta que depende de la facilidad de alineación de los momentos magnéticos de los átomos que lo forman. Así, la magnetización (M) de un material se define como la suma de todos los momentos magnéticos (m) de sus átomos dividida por el volumen (V).

$$M = \sum_i m_i / V$$

Por ello, en presencia de un campo magnético externo (H o CMT), la orientación de los momentos magnéticos de un material, p. ej. una roca, se modifica según la susceptibilidad magnética, κ_m , de la misma, la cual depende de la κ de sus componentes/minerales. La relación ente la magnetización M y el campo magnético aplicado, viene dada por la siguiente fórmula:

$$M = \kappa_m H$$

Dependiendo de cómo sea la respuesta de un material al estímulo de un campo externo, H o CMT , los materiales, y también los minerales, se clasifican en tres grupos: i) diamagnéticos; ii) paramagnéticos y iii) ferromagnéticos (Fig. 3.4).

- i) **Diamagnéticos:** generan una magnetización débil y opuesta al campo magnético aplicado. Su susceptibilidad magnética κ es baja, negativa, e independiente de la temperatura. Una vez que se elimina el campo externo, los momentos magnéticos se orientan de nuevo al azar y el material pierde la magnetización. El cuarzo, la ortosa, la calcita y la forsterita son ejemplos de minerales diamagnéticos.
- ii) **Materiales paramagnéticos:** al aplicar un campo magnético externo, los momentos magnéticos de los electrones desemparejados de los átomos se alinean parcialmente en la misma dirección que el campo aplicado generando una magnetización débil. En este caso, la susceptibilidad magnética κ es dependiente de la temperatura y tiene valores positivos muy bajos. Son minerales paramagnéticos la pirita, la siderita, la ilmenita, la biotita, la illita, y la montmorillonita, entre otros. Cuando desaparece el campo, los momentos magnéticos se orientan de nuevo al azar y el material/mineral/roca pierde la magnetización.

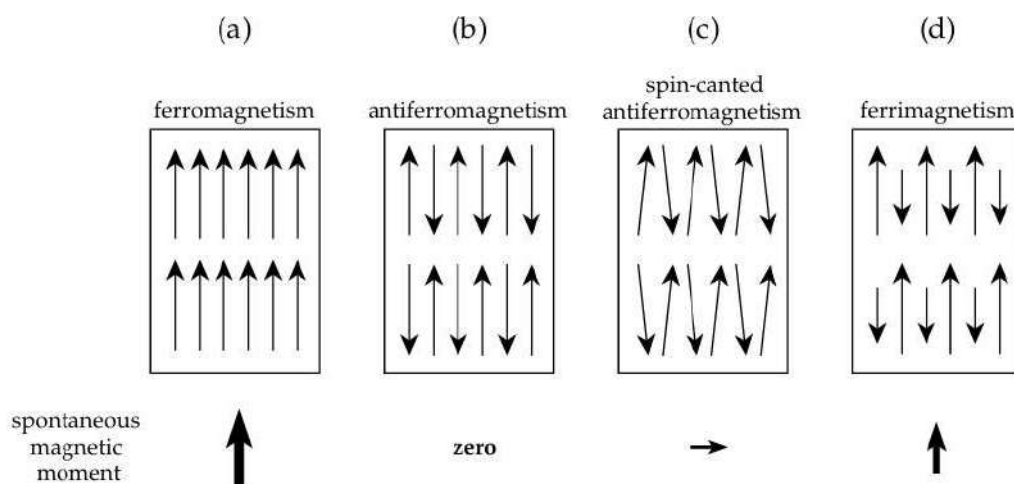


Figure 3.4 Schematic representations of the alignments of atomic magnetic moments in (a) ferromagnetism, (b) antiferromagnetism, (c) spin canted antiferromagnetism, and (d) ferrimagnetism. Lowrie (2007).

Figura 3.4 Representaciones esquemáticas de las alineaciones de los momentos magnéticos atómicos en (a) ferromagnetismo, (b) antiferromagnetismo, (c) antiferromagnetismo canted o parásito y (d) ferrimagnetismo. Lowrie (2007).

- iii) **Materiales ferromagnéticos:** debido a su estructura cristalina, generan un alineamiento paralelo de los momentos magnéticos de manera

espontánea. Además, la magnetización se puede saturar en presencia de un campo H externo y/o cuando el material alcanza una temperatura determinada, la temperatura de Curie (T_c). A partir de esa temperatura, el material se convierte en paramagnético. Cada material tiene su T_c característica, de modo que este parámetro constituye un criterio muy útil para identificar distintos materiales. Cuando se elimina el campo externo, se conserva parte de la magnetización. Por ello, los materiales ferromagnéticos conservan una magnetización remanente que es fundamental a la hora de realizar estudios paleomagnéticos. El valor de la susceptibilidad magnética de los materiales ferromagnéticos es varios órdenes de magnitud mayor que la de los materiales dia- y paramagnéticos y de signo positivo. Se pueden apreciar cuatro comportamientos ferromagnéticos distintos según la configuración de los momentos magnéticos en la red cristalina del material:

- a. Materiales ferromagnéticos, *sensu stricto*: todos los momentos magnéticos se disponen de forma paralela y con la misma dirección que el campo magnético externo aplicado. El Fe, Ni y Co nativos, se comportan como ferromagnéticos.
- b. Materiales antiferromagnéticos: en ellos, al aplicar un campo magnético externo, los momentos magnéticos se alinean en sentidos opuestos de la misma magnitud. El momento magnético resultante es cero. Este comportamiento solo se produce por debajo de la temperatura de Néel, que suele tener valores muy bajos.
- c. Ferromagnetismo parásito (también llamado ferromagnetismo cantedo): hay materiales en los que los momentos no se alinean de forma perfecta y dan lugar a un momento magnético resultante, con frecuencia débil. Es el caso de la hematites.
- d. Materiales ferrimagnéticos (ferritas): los momentos magnéticos se alinean en dos grupos paralelos al campo magnético aplicado, pero de sentido opuesto. Sin embargo, la magnitud de la magnetización es diferente en los dos grupos, de forma que se genera una

magnetización remanente neta. La magnetita es la ferrita más representativa.

3.3 MINERALOGÍA MAGNÉTICA

Los estudios paleomagnéticos requieren de i) la determinación del mineral o minerales portadores de la remanencia magnética, ii) el conocimiento del proceso que ha dado lugar a la magnetización y iii) cuándo sucedió esta última.

Aunque los minerales ferromagnéticos *s.l.* se encuentran en pequeñas concentraciones en las rocas, son los que contribuyen de forma significativa a la magnetización remanente de las mismas. Los minerales más magnéticos son los óxidos de hierro y titanio (por ejemplo, la magnetita, titanomagnetita, la hematites y la maghemita), los óxidos e hidróxidos de hierro (como la goethita y la ferrihidrita) y los sulfuros de hierro (p.e. la greigita y la pirrotina).

En esta tesis se expondrán brevemente las características de la magnetita, la hematites y la pirrotina, porque son las especies minerales responsables de la magnetización inducida y/o remanente que se han identificado en las diferentes investigaciones que se han realizado para su elaboración.

3.3.1 Magnetita (Fe_3O_4)

Es el mineral ferrimagnético más frecuente y se puede encontrar en todo tipo de rocas. Tiene un color negro con brillo metálico, alta densidad y cristaliza en el sistema cúbico con estructura de espinela inversa. Su red cristalina cambia a monoclinica cuando la temperatura llega a $-150\text{ }^\circ\text{C}$, punto que se conoce como Transición de Verwey (Verwey, 1939) y en el que sus propiedades mecánicas y eléctricas cambian drásticamente. Su temperatura de Curie es de $578\text{ }^\circ\text{C}$ (Dunlop y Özdemir, 1997). Su coercitividad (valor de la intensidad del campo magnético que hay que aplicar a un material para reducir su imanación a cero después de que se haya magnetizado hasta la saturación) es baja, de entre 0,2 y 0,4 T (tesla). Su susceptibilidad magnética, $\kappa \approx 1\text{-}10\text{ SI}$, es la más alta de todos los minerales que existen en la Tierra. Tanto es así, que la susceptibilidad magnética de las rocas que contienen magnetita es proporcional a su concentración. Es magnéticamente anisótropa con una dirección preferente de magnetización a lo largo

del eje cristalográfico (111) cuando es cúbica y en la dirección elongada del grano cuando es acicular ($x/z > 1.2$).

3.3.2 Hematites ($\alpha\text{-Fe}_2\text{O}_3$)

Es un mineral con ferromagnetismo parásito que se encuentra en todo tipo de rocas, aunque es más frecuente en rocas sedimentarias. Suele ser un mineral secundario formado por la oxidación de un precursor como la magnetita, o por precipitación de fluidos ricos en hierro que pasan a través de la roca. Tiene la estructura del corindón con una simetría romboédrica. En su forma masiva constituye un mineral muy duro. La temperatura de Curie está en 675 °C y su coercitividad es variable llegando a ser muy alta, hasta 1-5 T. La susceptibilidad magnética natural es < 0.04 SI. Cuando se alcanzan los -20 °C, en la llamada transición de Morin (Morin, 1950), el ferromagnetismo parásito desaparece y pasa a ser antiferromagnético.

3.3.3 Pirrotina (Fe_7S_8 - $\text{Fe}_{11}\text{S}_{12}$)

Este sulfuro de hierro de color dorado, brillo metálico y densidad media tiene un comportamiento ferrimagnético. Suele ser un mineral accesorio en las rocas, especialmente en las ígneas cristalizadas de magmas ricos en azufre. También aparece frecuentemente como un mineral diagenético en (meta)sedimentos marinos distales que contienen materia orgánica. Su susceptibilidad magnética κ puede llegar a 1.5×10^{-3} SI. La temperatura de Curie es de 320 °C y presenta un rango de coercitividades de entre 0.5 y 1 T. Cuando la roca que la contiene alcanza temperaturas por encima de los 500°C, se transforma irreversiblemente en magnetita (Everitt, 1962a).

3.4 ESTRUCTURA EN DOMINIOS DE LOS MINERALES MAGNÉTICOS

Las propiedades magnéticas de las rocas reflejan las proporciones modales, la composición y la microestructura de los granos de los minerales magnéticos que contienen. La microestructura comprende el tamaño de grano, su forma, el grado de cristalinidad y las relaciones texturales, e influye de forma importante en el estado del dominio magnético de los granos. El control más importante de la estructura en dominios es el tamaño de grano. Los granos suficientemente pequeños y que generalmente están magnetizados de forma uniforme tienen una estructura

monodominio o dominio único (SD, del inglés *single domain*). Estos son los que adquieren una magnetización más estable de modo que su NRM se preserva a lo largo del tiempo. Para la magnetita, este comportamiento ocurre, a temperatura ambiente, entre 0.03 μm y 0.1-1 μm dependiendo de la forma del grano.

Los granos ultrafinos (en magnetita y hematites $<0.03 \mu\text{m}$ a T ambiente) pueden ser perturbados por fluctuaciones en el campo de forma que la orientación de la magnetización espontánea puede girar rápidamente entre dos o más direcciones. Esos granos tan pequeños no pueden retener la remanencia y su magnetización tiende a relajarse con rapidez en la dirección al campo aplicado. Este comportamiento es conocido como superparamagnetismo y los granos que lo tienen se denominan superparamagnéticos (SPM). El tiempo de relajación (tiempo invertido por un grano para orientar sus momentos magnéticos con el campo ambiental) del superparamagnetismo aumenta exponencialmente con el volumen del grano. Así, los granos ligeramente más grandes tienen tiempos de relajación muy largos, incluso en una escala de tiempo geológica, y pueden retener la magnetización remanente indefinidamente. Estos granos SD estables, normalmente de tamaño submicrométrico, son importantes portadores de magnetización remanente en muchas rocas. La forma de grano acicular, o la forma laminar alargada, favorece el comportamiento SD y amplía el tamaño máximo para el comportamiento SD al rango micrométrico.

Cuando el tamaño de grano aumenta por encima de un determinado valor (p.ej., 0.1-1 μm en magnetita a temperatura ambiente) sus necesidades energéticas hacen que se subdivida en dominios magnéticos con diferentes orientaciones magnéticas. Son los llamados granos multidominio (MD, del inglés *multidomain*). La remanencia de este tipo de granos es más débil que la que portan los granos SD. Los granos de magnetita mayores de 15 μm exhiben un comportamiento MD que les hace comportarse como minerales paramagnéticos de alta susceptibilidad κ . La coercitividad (facilidad de que un material sea desmagnetizado) y la intensidad de la remanencia decrecen de forma constante a medida que aumenta el tamaño de grano.

Los granos con un tamaño entre 1 μm y 15-20 μm tienen propiedades intermedias entre SD y MD y se llaman granos pseudo monodominio (PSD del inglés, *pseudosingle domain*). Estos pequeños granos PSD son relativamente duros y pueden ser los portadores de la

remanencia en muchas rocas. La susceptibilidad magnética, en cambio, suele estar dominada por los granos MD, de mayor tamaño.

3.5 MAGNETIZACIÓN INDUCIDA, REMANENTE Y VISCOSA

La materia está magnetizada cuando presenta una alineación más o menos estable de momentos magnéticos microscópicos. La magnetización (M) de un determinado material/mineral/roca se define como el momento del dipolo magnético por unidad de volumen. La magnetización inducida (M_I) es la componente de la magnetización producida como respuesta a un campo aplicado. M_I varía solidariamente con los cambios que se puedan producir en el campo aplicado y desaparece de manera más o menos inmediata cuando el campo es retirado. La magnetización remanente (M_R) es la magnetización que permanece en el material cuando el campo aplicado se retira. Con frecuencia, M_R no se altera en presencia de otros campos magnéticos débiles. Si el campo magnetizador es el CMT y la sustancia magnetizada son rocas/minerales, a J_R se le denomina NRM, como se ha visto más arriba.

La magnetización total (J) de un material es el vector suma de las magnetizaciones inducida y remanente:

$$J = M_I + M_R$$

Para campos suficientemente débiles, como es el caso del CMT, la magnetización inducida es aproximadamente proporcional al campo aplicado. La constante de proporcionalidad es la susceptibilidad magnética (κ). Así, si el campo aplicado es $H=CMT$, las magnetizaciones total e inducida vienen dadas por las expresiones:

$$M = \kappa H + M_R; M_I = \kappa H$$

En la mayoría de las rocas, la magnetización inducida es subparalela al campo aplicado (CMT) con independencia de la dirección de este, pero en relación con la anisotropía magnética de los minerales que constituyen la roca. La relación de Königsberger (Q) es un parámetro muy relevante que relaciona M_R con M_I tal que:

$$Q = \frac{M_R}{M_I} = \frac{M_R}{\kappa H}$$

Cuando $Q > 1$, la magnetización remanente domina sobre la inducida y cuando $Q < 1$, la magnetización inducida es la dominante.

Hemos de tener en cuenta que, dependiendo del tamaño de grano y del mineral que la proporcione, la magnetización remanente, $M_R = \text{NRM}$ es a veces metaestable. Por ello, puede variar a lo largo del tiempo cuando hay cambios en el campo aplicado. La parte de la magnetización que varía con el tiempo se denomina magnetización remanente viscosa (VRM por sus siglas en inglés *Viscous Remanent Magnetization*).

3.6 MECANISMOS DE ADQUISICIÓN DE LA MAGNETIZACIÓN REMANENTE NATURAL

Las rocas están formadas por un conjunto generalmente heterogéneo de minerales con características magnéticas variables. A su vez, estas rocas pueden tener una matriz que con frecuencia está formada por minerales diamagnéticos, como carbonatos y silicatos, acompañados de otros minerales paramagnéticos menos abundantes. Los minerales ferromagnéticos s.l., son los que le atribuyen a la roca propiedades magnéticas reseñables y suelen aparecer dispersos en bajas concentraciones. La concentración variable de estos minerales (p.ej., magnetita, hematites, pirrotina, maghemita, titanomagnetita) junto con la aportación de algunos minerales paramagnéticos (p.ej., anfíboles, piroxenos, biotita, pirita) aporta a las rocas un amplio abanico de susceptibilidades magnéticas y comportamientos magnéticos.

Además, de todos los minerales que forman una roca, los ferrimagnéticos son los que tienen la habilidad de adquirir y mantener una Magnetización Remanente Natural (NRM), que se estudia y se caracteriza en paleomagnetismo. Esta puede estar formada por la suma de distintas componentes que se han adquirido en diferentes minerales o en diferentes momentos a lo largo de la historia geológica de la roca. Dado que la señal magnética se suele preservar bastante bien durante largos períodos de tiempo, la NRM proporciona información sobre el CMT que existía en el momento en que los minerales ferromagnéticos s.l. que forman las rocas adquirieron la magnetización.

La magnetización remanente se puede adquirir tanto en el momento de la formación de la roca, en cuyo caso diremos que es primaria, o después de su formación y entonces

sería secundaria. Hay distintos procesos de adquisición que dan lugar a distintos tipos de magnetización:

- i) Magnetización termorremanente (TRM del inglés *Thermoremanent Magnetization*): durante el enfriamiento de una roca ígnea o metamórfica de alto grado, los granos de minerales magnéticos que la forman pasan de tener un comportamiento paramagnético a altas temperaturas a comportarse como ferromagnéticos s.l. cuando se enfrían por debajo de su temperatura de Curie (T_C). Aparece entonces una magnetización que inicialmente está en equilibrio con el campo aplicado, pero que queda “congelada” cuando se alcanza una determinada temperatura conocida como temperatura de bloqueo. Por debajo esta temperatura, la magnetización adquirida es una remanencia estable que se conoce como magnetización termorremanente, TRM. Los cambios químicos de los minerales ferromagnéticos a temperaturas elevadas pero que estén por debajo de la T_C , producen una magnetización remanente termoquímica (TCRM).
- ii) Magnetización remanente sedimentaria (DRM del inglés *Depositional Remanent Magnetization*): los granos de los minerales detríticos que son magnéticos alinean sus momentos magnéticos con el CMT mientras se están decantando en un medio fluido, generalmente acuoso. Este proceso tiene lugar siempre que no existan fuerzas gravitacionales o mecánicas que compitan con las magnéticas, y da como resultado una magnetización remanente sedimentaria o detrítica subparalela al campo ambiental inductor. Posteriormente, la posible rotación de los granos magnéticos en los poros del sedimento antes de la compactación y diagénesis del sedimento puede producir una magnetización remanente post-deposicional (pDRM)
- iii) Magnetización remanente química (CRM del inglés *Chemical Remanent Magnetization*): cuando una roca sufre una alteración química en presencia de un campo magnético, sus minerales magnéticos pueden remagnetizarse. También se adquiere cuando se forman nuevos

minerales autigénicos en una cuenca sedimentaria. La CRM es por tanto una magnetización secundaria. La hematites, que se forma por oxidación de la magnetita o que precipita cuando un fluido saturado en hierro atraviesa una roca, suele proporcionar este tipo de magnetización.

- iv) Magnetización remanente isotérmica (IRM del inglés *Isothermal Remanent Magnetization*): la IRM es inducida en una muestra roca cuando se somete a un campo magnético externo a una temperatura constante. Este tipo de magnetización se suele inducir deliberadamente en el laboratorio con el fin de que los momentos magnéticos de los minerales se alineen con el campo aplicado a una intensidad conocida. Al retirarse el campo, se puede determinar la remanencia o IRM que ha retenido la roca. Cuando la roca se somete a campos de intensidad progresiva, la IRM va creciendo hasta que llega un momento en el que se satura. Esa saturación depende del tipo y de la concentración de los minerales magnéticos en una roca. La forma de la curva y el campo que se necesita para llegar a la saturación de la IRM depende de la coercitividad y de la susceptibilidad magnética de los minerales magnéticos de la roca. Combinando estos parámetros con la temperatura máxima de bloqueo, se tiene un método de identificación de los minerales magnéticos predominantes.

Según lo descrito anteriormente, la NRM de una roca puede consistir en una serie de componentes adquiridas en diferentes momentos geológicos y aportadas por diferentes subpoblaciones de minerales magnéticos. Por ejemplo, el metamorfismo de bajo o medio grado suele generar una remanencia secundaria que se superpone a otra primaria de tipo TRM o DRM ya existente. La diagénesis o la meteorización de una roca pueden añadir una CRM sobre una remanencia preexistente.

3.7 FÁBRICA MAGNÉTICA

La disposición espacial de los minerales que componen una roca caracteriza su petrofábrica. Dado que la mayoría de los minerales formadores de rocas tienen propiedades magnéticas más o menos marcadas, la petrofábrica general se relaciona directamente con la fábrica magnética (Graham, 1954; Hrouda, 1987, 1993; Borradaile

y Tarling, 1981; Tarling y Hrouda, 1993; Borradaile y Henry, 1997; Borradaile y Jackson, 2004).

Existen diferentes métodos para determinar la fábrica magnética en función de la propiedad física que analizan: i) la susceptibilidad magnética, o ii) la magnetización remanente. Ambas propiedades pueden variar en función de la dirección espacial en la que se midan y presentar anisotropía. La anisotropía de las propiedades magnéticas de una roca se puede deber a características intrínsecas de cada mineral que la componen como i) la forma (anisotropía magnetoestática) de tal manera que la susceptibilidad o la magnetización pueden ser mayores o menores a lo largo de un eje de elongación (e.g. lineación que responde al estiramiento por deformación) y ii) la anisotropía cristalina que responde a las características de la red cristalográfica mineral (anisotropía magnetocristalina). También, la anisotropía magnética se puede deber a características no intrínsecas como la distribución anisótropa de los minerales magnéticos en la roca que suele responder a los procesos geológicos que ha sufrido dicha roca a lo largo de su historia geológica (e.g. estratificación, foliación, plegamiento).

3.7.1 Anisotropía de la susceptibilidad magnética

La susceptibilidad magnética de una roca se define como la capacidad de magnetizarse en presencia de un campo magnético externo, p.ej., el CMT. La intensidad de la magnetización inducida en una roca, muchas veces, no es igual en todas las direcciones, sino que varía en función de la composición mineral, de la disposición espacial de dichos minerales, de su geometría y de su red cristalográfica. Esta propiedad, que se denomina anisotropía de la susceptibilidad magnética (AMS por sus iniciales en inglés), se puede utilizar para conocer la fábrica de la roca. La técnica para estudiar la AMS no es destructiva y es capaz de detectar deformaciones muy débiles que ni siquiera generan foliación y/o lineación (Borradaile y Henry 1997; Evans *et al.* 2003). En caso de que la roca haya desarrollado fábricas tectónicas claras, las direcciones principales de la AMS están muy relacionadas con la orientación de las direcciones estructurales (p.ej.. fallas, pliegues, foliación, lineación) (Borradaile y Jackson 2004). Los procesos tectónicos son muy efectivos creando orientaciones preferentes y el estudio de la AMS es una

herramienta muy potente para investigar la modificación progresiva de la fábrica magnética por deformación dúctil.

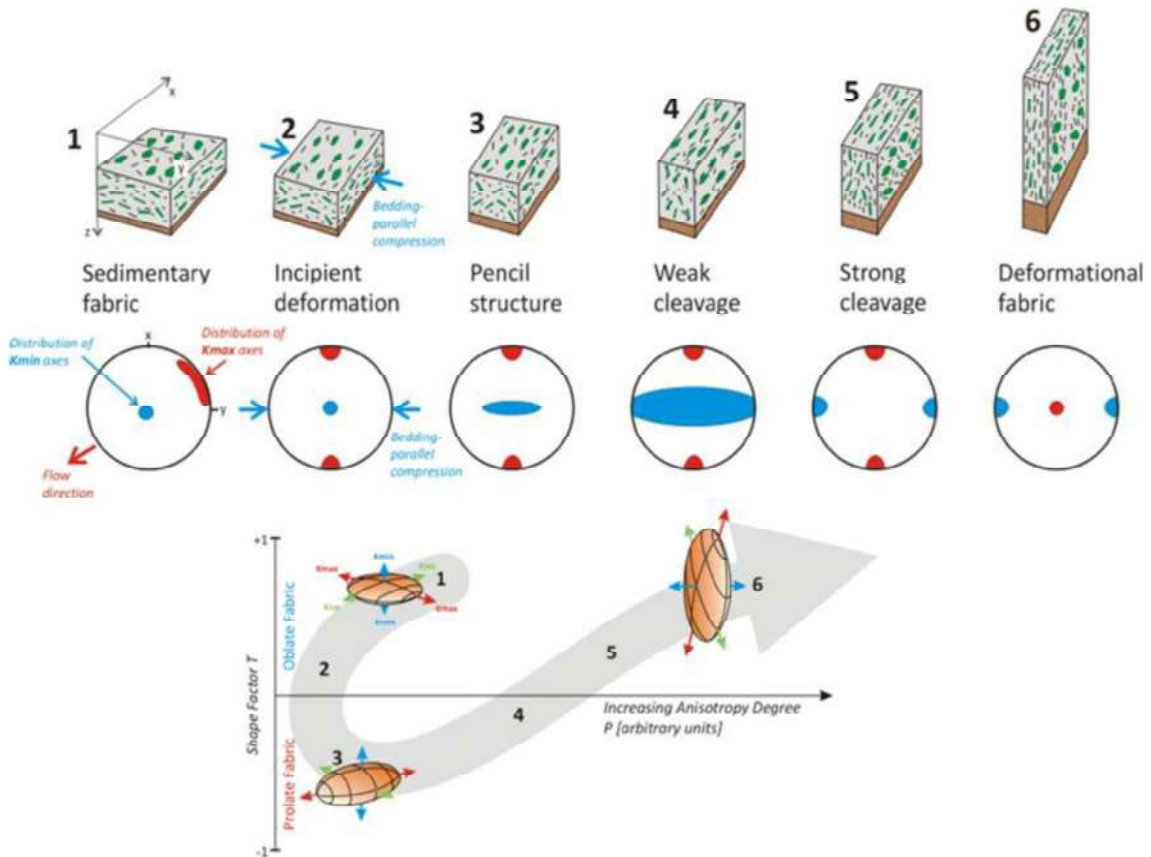


Figure 3.5 Sketch of the development of the magnetic fabric as sediments are progressively deformed (Hrouda and Chadima, 2020).

Figura 3.5 Esquema del desarrollo de la fábrica magnética a medida que los sedimentos se deforman progresivamente. (Hrouda y Chadima, 2020).

Las rocas sedimentarias no deformadas muestran un grado de AMS moderado, con una fábrica magnética planar bien definida (1 en la Fig. 3.5). La foliación magnética se mantiene paralela a la estratificación y la lineación magnética paralela a la dirección de la paleocorriente. Cuando la deformación aumenta, el grado de anisotropía de la AMS disminuye levemente (2 en la Fig. 3.5) para después aumentar de forma constante. La forma oblata del elipsoide de la AMS también disminuye y puede llegar incluso a ser ligeramente prolato (3 en la Fig. 3.5). A continuación, el elipsoide se vuelve cada vez más oblato a medida que se incrementa la deformación. En ese periodo de deformación incipiente, la foliación magnética permanece paralela a la estratificación y la lineación magnética se vuelve perpendicular al acortamiento, que es paralelo a la estratificación.

En la etapa de estructura de lápiz, la lineación magnética permanece perpendicular al acortamiento y los polos de foliación magnética comienzan a crear una guirnalda poco definida paralela al acortamiento. En el estadio de clivaje débil (4 en la Fig. 3.5), la lineación magnética permanece perpendicular al acortamiento y los polos de foliación magnética crean una guirnalda conspicua paralela al acortamiento. Si se desarrolla un fuerte clivaje pizarroso, la lineación magnética permanece perpendicular al acortamiento y la foliación magnética se vuelve paralela al clivaje pizarroso (5 en la Fig. 3.5). Si la deformación es realmente fuerte, la foliación magnética es paralela a la foliación mesoscópica desarrollada a partir del clivaje pizarroso y la lineación magnética se vuelve perpendicular a la estratificación original (6 en la Fig. 3.5).

En contextos geodinámicos extensionales, como cuencas sedimentarias controladas por fallas normales, los materiales adquieren una fábrica magnética caracterizada por elipsoides con una foliación magnética paralela a la estratificación y una lineación magnética perpendicular a las fallas normales y a los márgenes de la cuenca sedimentaria (Mattei *et al.*, 1997) y, por tanto, paralela a la dirección de estiramiento.

En contextos compresivos, como cadenas de pliegues y cabalgamientos y cuencas de antepaís, la foliación magnética se mantiene paralela a la estratificación y la lineación magnética paralela a la dirección de cabalgamientos y pliegues y, por tanto, perpendicular a la dirección de acortamiento (Mattei *et al.*, 1997).

La AMS se expresa mediante un elipsoide cuyos ejes principales (k_{max} , k_{int} y k_{min}) representan la orientación y el módulo de los tres autovectores ($K_{11} \geq K_{22} \geq K_{33}$) del tensor simétrico de segundo orden de la matriz que caracteriza numéricamente la susceptibilidad magnética de una determinada sustancia en las tres dimensiones del espacio. La susceptibilidad media de una roca ($k_m = (k_{max} + k_{int} + k_{min})/3$) depende de la contribución a la susceptibilidad de los minerales que la constituyen (Nagata, 1961).

Jelínek (1981) definió dos parámetros fundamentales que caracterizan dicho elipsoide: i) el de forma (T), y ii) el grado de anisotropía normalizado (Pj). Estos se calculan mediante las siguientes expresiones matemáticas:

$$T = \frac{2\ln k_{int} - \ln k_{max} - \ln k_{min}}{\ln k_{max} - \ln k_{min}}$$

$$P_j = \exp \sqrt{2[(\ln k_{\max} - \ln k_m)^2 + (\ln k_{\text{int}} - \ln k_m)^2 + (\ln k_{\min} - \ln k_m)^2]}$$

Los valores de T oscilan entre -1 y 1 de forma que cuando $-1 < T < 0$ el elipsoide sería oblato y si $0 < T < 1$ sería prolato. El valor de P_j por su parte es variable en función de la mineralogía magnética y el grado de ordenación de los granos minerales en la petrofábrica. Existen además otros parámetros accesorios: la foliación ($F = (k_{\text{int}} - k_{\min})/k_m$) y la lineación ($L = (k_{\max} - k_{\text{int}})/k_m$) magnéticas que también caracterizan al elipsoide de AMS. F y L sirven para determinar si los procesos sedimentarios y/o tectónicos que han actuado sobre una determinada roca han tenido algún efecto en la orientación del elipsoide de susceptibilidad magnética.

Generalmente la orientación los ejes principales del elipsoide de susceptibilidad magnética coincide con la orientación de los ejes del elipsoide de deformación finita (e.g. Borradaile y Tarling, 1981; Borradaile, 1991). Esto se debe a que la AMS es función de la orientación cristalográfica de los granos que componen la roca y de la forma de estos. En este caso, la fábrica magnética es una fábrica denominada normal y está asociada a la respuesta de minerales que tienen anisotropía de forma como la magnetita acicular multidominio (MD) o los filosilicatos (Borradaile y Werner, 1994; Borradaile y Jackson, 2004; Dunlop *et al.*, 2006). Cuando la fábrica es normal, la lineación magnética L coincide con $k_{\max}$, la foliación magnética F sería el plano definido por los ejes $k_{\max}$ y k_{int} y el polo de F coincidiría con $k_{\min}$.

Cuando una roca contiene granos de magnetita monodominio estables (SSD) o determinados carbonatos paramagnéticos como la siderita, su fábrica magnética es inversa y la dirección de $k_{\max}$ coincide con la del eje Z del elipsoide de deformación. En el caso de la magnetita (SSD) se debe a que los granos están magnéticamente saturados a lo largo sus ejes cristalográficos de mayor longitud, con lo que los ejes de mayor susceptibilidad son los más cortos (Potter y Stephenson, 1988; Rochette *et al.*, 1992). En los carbonatos paramagnéticos existe un fuerte ordenamiento de los átomos de Fe^{+2} a lo largo del eje corto donde la susceptibilidad es máxima y da lugar a fábricas prolatas (Ellwood *et al.*, 1986; Rochette, 1988; Winkler *et al.*, 1996; Schmidt *et al.*, 2007).

3.8 TÉCNICAS EN PALEOMAGNETISMO

El objetivo del Paleomagnetismo es i) estudiar el CMT en el pasado analizando la NRM que registran las rocas y ii) una vez conocido el CMT pasado, reconstruir la historia geológica de una determinada litología o zona geológica. Para ello se utilizan una serie de técnicas experimentales que van desde la extracción de muestras orientadas en el campo hasta la interpretación de los resultados obtenidos, pasando por los análisis que se realizan en el laboratorio.

3.8.1 Extracción de muestras orientadas en el campo

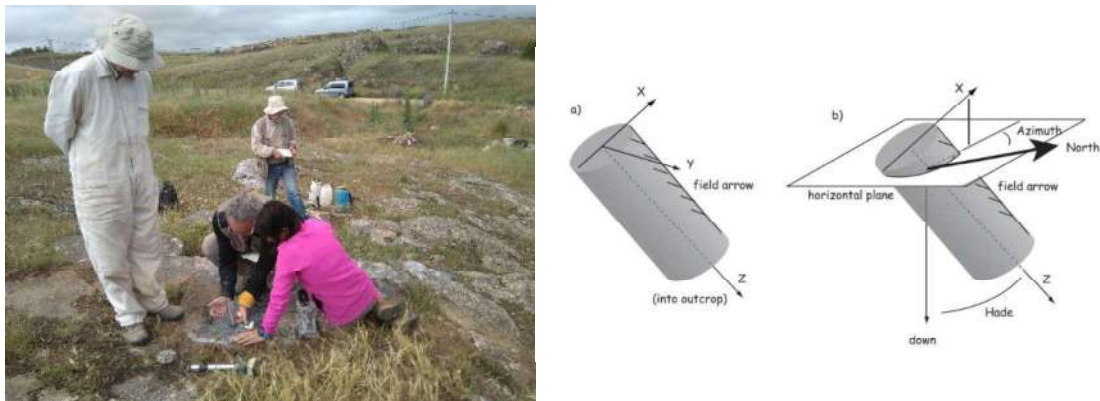


Figure 3.6 Field sampling (left) and portable drill orientation system (right). a) Schematic representation of the in-situ sample. The Z-axis points towards the outcrop; the X-axis is perpendicular to the previous one in the vertical plane between the two; the Y-axis is horizontal and also perpendicular to both. b) Orientation angles for cores. The angles measured are the angle formed by the Z axis with the vertical measured from below and the azimuth of the horizontal projection of the +X axis (Villalaín, 2016).

Figura 3.6 Extracción de muestras en campo (izquierda) y sistema de orientación de la muestra recogida con perforadora portátil (derecha). a) Representación esquemática de la muestra in situ. El eje Z apunta hacia el afloramiento; el eje X es perpendicular al anterior en el plano vertical que contiene a los dos, el eje Y es horizontal y perpendicular a los anteriores. b) Ángulos de orientación para testigos. Los ángulos medidos son el que forma el eje Z con la vertical medido desde abajo y el azimut de la proyección horizontal del eje +X (Villalaín, 2016).

La NRM es una magnitud vectorial, por lo que es fundamental referenciarla con respecto a las coordenadas geográficas actuales para definir la geometría del CMT. Para ello, se obtienen muestras generalmente cilíndricas de diámetro estándar (25 mm) mediante perforadoras de gasolina con brocas de diamante refrigeradas por agua. En cada muestra se marca la dirección de la inclinación del testigo, la cual hay que orientar con respecto a las coordenadas geográficas (Fig. 3.6). Con esta finalidad se mide dicha

dirección mediante una brújula con la que se toma el valor del azimut de la proyección horizontal del eje de cada cilindro y con un inclinómetro que se introduce en el hueco perforado se calcula la inmersión del eje de la muestra. Cada punto de muestreo debe contar con entre 6 y 10 especímenes para considerarlo estadísticamente representativo.

La longitud de los testigos es variable en función del tipo de roca que haya en el afloramiento objeto de estudio, pudiéndose sacar hasta 4 o más muestras de un solo testigo.

Debido a que el paleomagnetismo se utiliza en esta tesis para afrontar la resolución de problemas relacionados con la evolución tectónica de la Zona Centro Ibérica, también se han de tomar datos geológicos estructurales para poder interpretar los resultados. Es por ello por lo que, adicionalmente, se toman medidas de los planos de estratificación y de la foliación tectónica, si esta última es observable.

3.8.2 Técnicas paleomagnéticas de laboratorio

En el laboratorio, los testigos cilíndricos orientados y marcados en campo se cortan para obtener muestras de tamaño estándar (25 mm de diámetro y 22 mm de longitud).

Una de las asunciones del paleomagnetismo es que la NRM de una roca se adquirió en el momento de su formación, o en un momento determinado de su historia geológica, y desde entonces ha permanecido inalterada. Pero en realidad, la NRM suele estar formada por varias componentes adquiridas en diferentes momentos, incluso durante los procedimientos de muestreo y preparación. La NRM es el vector suma de todas las contribuciones parciales, también llamadas componentes, provenientes de las distintas poblaciones de granos ferromagnéticos (s.l.) presentes en la roca. Para determinar las distintas componentes que dan lugar a la NRM, esta se ha de medir en laboratorio mediante magnetómetros que las aíslan mediante técnicas que eliminen las componentes no deseadas haciendo una “limpieza magnética” (Collison, 1983; Butler, 1992). Existen dos técnicas demagnetizantes que destruyen progresiva y selectivamente la magnetización para aislar las componentes de la NRM, i) la desmagnetización térmica (TH) y ii) la desmagnetización por campos alternos (AF).

- i) Desmagnetización térmica (TH del inglés *Thermal*): cuando una muestra de roca se calienta a una temperatura dada T , las componentes magnéticas que tienen temperaturas de bloqueo inferiores a T se desimanan. Si la muestra se enfría ahora en un entorno sin campo, esta parte del NRM permanece desmagnetizada. En la desmagnetización térmica progresiva, el ciclo de calentamiento y enfriamiento se repite con temperaturas máximas progresivamente más altas.



Figure 3.7 Cryogenic magnetometer 2G-755 and furnace TD-48DC(ASC) of the Paleomagnetism Laboratory of the University of Burgos.

Figura 3.7 Magnetómetro criogénico 2G-755 y horno TD-48DC(ASC) del Laboratorio de Paleomagnetismo de la Universidad de Burgos.

La destrucción progresiva de la magnetización revela los componentes presentes en el NRM. Este método consigue destruir toda la NRM cuando la muestra se calienta por encima de la temperatura de Curie más alta de sus minerales constituyentes. En esta tesis, para el aislamiento de las componentes de la NRM, se ha realizado desmagnetización térmica progresiva sometiendo a las muestras a incrementos de temperatura de 25-50 °C. A temperaturas muy altas, el incremento usado ha sido menor, en torno a los 10 °C, ya que es importante caracterizar la existencia de magnetita y/o hematites y su pureza. Dicha desmagnetización se ha realizado en hornos con apantallamientos de μ -metal (TD48-SC y TD48-

DC(ASC)) que aíslan totalmente a las muestras del campo magnético ambiental. Posteriormente se mide la resultante a cada paso de desmagnetización de la NRM en un magnetómetro criogénico superconductor 2G-755 (Fig. 3.7). Estas medidas se han realizado en el Laboratorio de Paleomagnetismo de la Universidad de Burgos.

- ii) Desmagnetización por campos alternos (AF del inglés *Alternating Fields*): cuando una muestra de roca se somete a campos magnéticos alternos, los momentos magnéticos de los granos con coercitividades inferiores al valor máximo del campo se remagnetizan en una nueva dirección. Además, el campo no puede afectar a una componente de magnetización con coercitividad superior al campo máximo. Al ir reduciendo la intensidad del campo alterno lenta y uniformemente hasta cero, se torna aleatoria la parte de la magnetización de la roca que tiene coercitividades inferiores al valor máximo del campo magnético alterno. La parte de la remanencia que permanece tras un tratamiento de desmagnetización se habría entonces "limpiado magnéticamente". La dirección y la intensidad de la magnetización remanente se modifican.

El procedimiento de desmagnetización se repite utilizando valores sucesivamente más altos del campo alterno máximo, volviendo a medir la magnetización que permanece después de cada paso, hasta que la magnetización se reduce a cero. La eficacia del método de desmagnetización por AF está limitada por el pico de campo más intenso que puede producirse en la bobina desmagnetizadora. Este suele ser de 0,1 T, aunque algunos equipos pueden alcanzar alrededor de 0,3 T. Estos campos máximos están muy por debajo de la coercitividad máxima de la pirrotina, de la hematites o la goethita. Por lo tanto, la desmagnetización AF no es eficaz para desmagnetizar las componentes portadas por estos minerales.

El método se utiliza más comúnmente en rocas que contienen magnetita como mineral magnético principal. Esta desmagnetización se ha realizado con el desmagnetizador por AF que incorpora el magnetómetro criogénico superconductor 2G-755 del Laboratorio de Paleomagnetismo

de la Universidad de Burgos (Fig.3.7). Este desmagnetizador es capaz de aplicar un campo máximo de 300 mT.

3.8.3 Análisis de las componentes de la magnetización

El método más potente de análisis de la estructura y estabilidad de una magnetización remanente consiste en construir un diagrama vectorial (Zijderveld, 1967). La magnetización en cada fase de desmagnetización se divide en componentes Norte (N), Este (E) y vertical (V). A continuación, se trazan gráficos de la componente Norte frente a la componente Este, y de una componente horizontal (Norte o Este) frente a la componente vertical (Fig. 3.8). Esto equivale a proyectar el vector sobre el plano horizontal y el plano vertical Norte-Sur (o Este-Oeste).

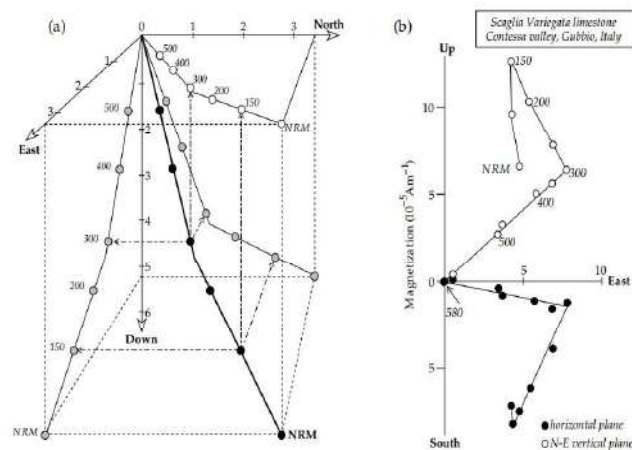


Figure 3.8 Vector diagram method (Zijderveld, 1967) for analysing progressive AF or thermal demagnetization. (a) Schematic diagram showing how the remaining components of the vector at each stage of demagnetization are projected as points in three orthogonal planes (horizontal, vertical N-S and vertical E-W). (b) Vector diagram of thermal demagnetization of a limestone sample (does not correspond to the projections in the diagram shown in a). Magnetization components with non-overlapping thermal blocking temperature spectra are shown as linear segments (Lowrie, 2007).

Figura 3.8 Método del diagrama vectorial (Zijderveld, 1967) para analizar la AF progresiva o la desmagnetización térmica. (a) Diagrama esquemático que muestra cómo las componentes restantes del vector en cada etapa de desmagnetización se proyectan como puntos en tres planos ortogonales (horizontal, vertical N-S y vertical E-O). (b) Diagrama vectorial de la desmagnetización térmica de una muestra de piedra caliza (no corresponde con las proyecciones del diagrama representado en a). Las componentes de magnetización con espectros de temperaturas de bloqueo térmico no superpuestos se muestran como segmentos lineales (Lowrie, 2007).

En estos diagramas, se muestran juntos tanto los cambios en intensidad como en dirección de la NRM que tienen lugar durante la desmagnetización. Las distintas

componentes magnéticas se extraen del diagrama de Zijderveld usando las técnicas de análisis por mínimos cuadrados de Kischvink (1980). Las componentes de la NRM que tienen espectros de coercitividades (desmagnetización por AF) o de temperaturas de bloqueo (desmagnetización térmica) distintos, se muestran como segmentos lineales en el diagrama. Si hay más de una componente de magnetización, es posible que los espectros de coercitividad o de temperatura de bloqueo de las componentes se solapen parcialmente. La componente más estable y consistente es la denominada magnetización remanente característica (ChRM). Esta ChRM se investiga más a fondo para establecer si representa un registro del campo geomagnético en, o cerca de, el momento de la formación de la roca, o si, por el contrario, es una magnetización secundaria adquirida más tarde en la historia geológica por procesos post-deposicionales.

3.8.4 Pruebas de fiabilidad

Para evaluar la naturaleza primaria de la ChRM y, por tanto, su idoneidad para los estudios paleomagnéticos, suelen llevarse a cabo pruebas de fiabilidad tanto en laboratorio como en campo. Las tres pruebas de fiabilidad más importantes son:

- Test de consistencia: una componente de magnetización remanente natural se considera de origen primario cuando define una secuencia de inversiones de polaridad que es rastreable lateralmente por medios independientes (p. ej., litoestratigrafía) entre secciones distantes procedentes de distintas partes de una cuenca.
- Test de inversión. La observación de direcciones de remanencia características con diferente polaridad y, en particular, la aparición de direcciones antipodales (dentro del error estadístico) se toma como un fuerte indicio del origen primario de esa ChRM. Esta prueba mejora considerablemente si se puede establecer una zonación de polaridad, y si esta zonación es independiente de posibles cambios en la composición de la roca.

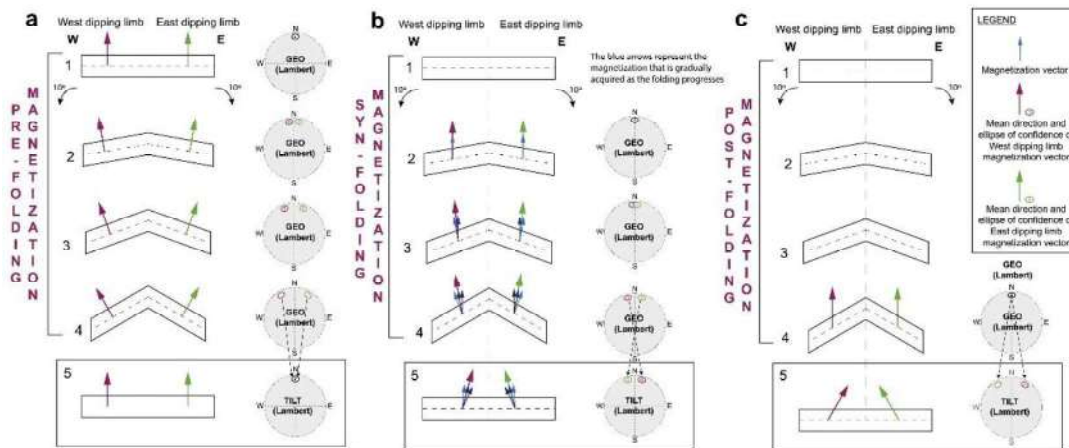


Figure 3.9 Schematic explanation of the magnetization vector orientation of each limb (West limb in purple and East limb in green) of a fold when magnetization occurs at a given time before folding (a), during folding (b) and after folding (c). Note how the confidence vectors and ellipses are arranged initially (top), their orientation during deformation and their final position after tectonic correction.

Figura 3.9 Explicación esquemática de la orientación del vector de magnetización de cada flanco (flanco Oeste en morado y flanco Este en verde) de un pliegue cuando la magnetización se produce en un momento dado antes del plegamiento (a), durante el plegamiento (b) y después del plegamiento (c). Obsérvese cómo están dispuestos los vectores y las elipses de confianza inicialmente (arriba), su orientación durante la deformación y su posición final tras la corrección tectónica.

- **Test de pliegue:** Se toman muestras en ambos flancos de un pliegue. Si las direcciones de la ChRM difieren en ambos flancos, pero coinciden si el pliegue se restableciera a su estado inicial, la magnetización es anterior al plegamiento y ha sido estable desde entonces (Fig.3.9). En algunos casos se observa que las direcciones de magnetización coinciden en estadios intermedios del plegamiento, lo que indica que la misma es sincrónica con el mismo (McLelland Brown, 1983). Este test asume una rotación de un cuerpo rígido. Sin embargo, en la realidad la rotación responde a esfuerzos tectónicos compresivos que pueden generar gran deformación interna. En determinadas ocasiones es posible eliminar el efecto que la deformación tiene en la remanencia natural de rocas deformadas y después llevar a cabo el test de pliegue (*fold test with strain removal*). Al aplicar el test de pliegue de Graham (1949) se asume que las rocas son restauradas a su posición original por rotación de las capas alrededor del eje del pliegue. Por tanto, sólo se puede aplicar a pliegues

cilíndricos con un eje horizontal sin deformación interna. En la actualidad, la aplicación del test de pliegue se basa en el método desarrollado por Tauxe y Watson (1994) y por Tauxe (2010) usando técnicas de *bootstrap* paramétrico. Los cálculos se pueden realizar tanto online en la página web <https://paleomagnetism.org/> como usando paquetes de cálculo de código abierto en Python como PmagPy (Tauxe *et al.*, 2016). Este último método es el que se ha utilizado en esta tesis.

3.8.5 Anisotropía de la susceptibilidad magnética a temperatura ambiente (RT-AMS)

El método más utilizado para obtener la fábrica magnética de una roca está relacionado con la determinación de la anisotropía de la susceptibilidad magnética a temperatura ambiente (RT-AMS) a bajo campo (Hrouda 1982; Tarling y Hrouda 1993).

La caracterización de la RT-AMS se realizó en un puente de susceptibilidad KLY4-S Kappabridge (AGICO-Advanced Geoscience Instruments Company) a bajo campo (300A/m) y frecuencia de 875 Hz en el Laboratorio de Paleomagnetismo de la Universidad de Burgos. El cálculo de las elipses de confianza y de los valores escalares de la fábrica magnética para cada estación (k_m , T, Pj, L) se realizó mediante el paquete informático Anisoft 4.2 (Chadima y Jelínek, 2009) aplicando la metodología de Jelínek y Kropáček (1978).

3.9 IDENTIFICACIÓN DE MINERALES MAGNÉTICOS: MAGNETISMO DE ROCAS

La identificación de los minerales con propiedades magnéticas que constituyen una roca es fundamental para conocer cuáles de ellos son los portadores de la magnetización tanto inducida como remanente. Esta caracterización se realiza mediante una combinación de técnicas de estudio del magnetismo de las rocas, de modo que cada una de ellas conduce a unos resultados diferentes y complementarios. En este apartado se describen de forma sucinta cada una de las técnicas aplicadas en el desarrollo de esta tesis. Para una comprensión más profunda de cada una de ellas, se recomienda la lectura de Dunlop y Özdemir (1997).

3.9.1. Curvas de susceptibilidad y magnetización inducida vs. temperatura (curvas κ -T y M-T)

Estas técnicas están basadas en la variación de la susceptibilidad magnética y la magnetización a medida que se produce un incremento en la temperatura. Mientras los minerales paramagnéticos se caracterizan por devolver una señal hiperbólica con menores valores de susceptibilidad cuanto mayor es la temperatura (Hrouda, 1994), los minerales ferromagnéticos muestran una susceptibilidad y una magnetización constantes proporcionales al incremento de temperatura en los primeros pasos del calentamiento, sufriendo ambos parámetros un fuerte descenso cuando se supera la temperatura de Curie o de Néel del mineral presente en la roca (e.g. Hrouda *et al.*, 1997). Las temperaturas de Curie (T_C) para minerales ferromagnéticos o de Néel (T_N) para los antiferromagnéticos, son aquellas por encima de las cuales el mineral pierde su magnetismo, comportándose como un material paramagnético. Estas temperaturas son características de cada mineral.

Los minerales ferromagnéticos más comunes son la pirrotina ($T_C \approx 320$ °C), la magnetita ($T_C \approx 575$ °C) y la hematita ($T_N \approx 680$ °C). Tanto T_C como T_N pueden variar notablemente debido a la presencia en la red cristalina de cationes que pueden sustituir al Fe (p.ej., no es raro encontrar magnetitas con una T_C alrededor de los 400-500 °C debido a la sustitución del Fe^{3+} por Ti^{4+}).

Los análisis de curvas κ -T se realizaron en el Laboratorio de Paleomagnetismo de la Universidad de Burgos, utilizando un puente de susceptibilidad KLY-3S Kappabridge acoplado a un horno CS3, que permitía cubrir un rango de temperaturas comprendido entre la temperatura ambiente y 700 °C. Se realizaron tanto curvas de calentamiento (desde temperatura ambiente hasta 700 °C) como curvas de enfriamiento (desde 700 °C hasta la temperatura ambiente), con el objetivo de analizar la estabilidad térmica de los minerales y controlar la posible neoformación de nuevos minerales magnéticos durante el proceso de calentamiento. El procesamiento de datos se realizó con el software Cureval 8.0 (Chadima y Hrouda, 2009). Las curvas M-T se han obtenido en una balanza de traslación de campo variable (MMVFTB) también del Laboratorio de Paleomagnetismo de la Universidad de Burgos (Fig. 3.10). Los rangos de temperatura son similares a los de

las curvas de susceptibilidad. El procesamiento de los datos se llevó a cabo mediante el software RockMag Analyzer 1.1 (Leonhardt, 2006).

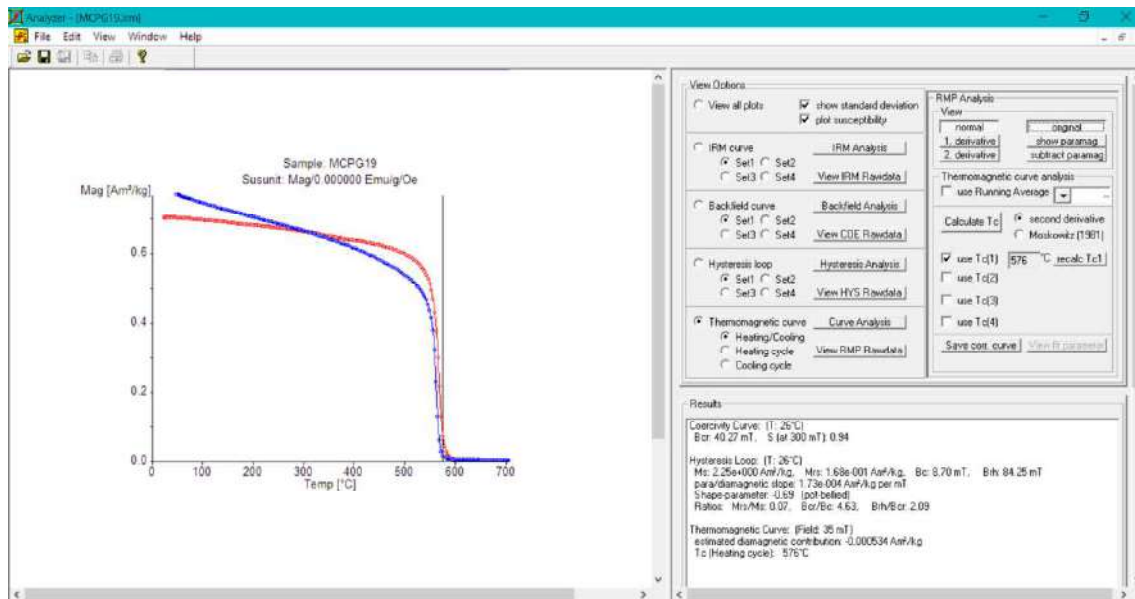


Figure 3.10 Example of the determination of an induced magnetization (M-T) curve as a function of temperature using RockMag Analyzer 1.1. The sample comes from the Xistral tectonic window. A magnetization drop is observed around 576 °C, indicating that this sample contains magnetite.

Figura 3.10 Ejemplo de la determinación de una curva de magnetización inducida (M-T) en función de la temperatura mediante RockMag Analyzer 1.1. La muestra procede de la ventana tectónica de Xistral. Se observa una caída de la magnetización alrededor de los 576 °C, lo que indica que esta muestra contiene magnetita.

3.9.2 Magnetización remanente isoterma

Los experimentos en los que interviene la temperatura generan inestabilidad en los minerales y como se ha comentado anteriormente, pueden llevar a la neoformación de minerales magnéticos. Para evitar este inconveniente, se recurre a técnicas isotermas que caractericen a los minerales magnéticos. Las que describo a continuación se basan en la caracterización de la coercitividad de los minerales ferromagnéticos que están en la roca. La coercitividad es el valor de la intensidad del campo magnético externo que hay que aplicar a un mineral para quitarle su remanencia magnética y saturarlo, es decir, para que no pueda seguir magnetizándose. La coercitividad es un parámetro característico de los minerales que tienen un comportamiento ferromagnético.

3.9.2.1 Ciclos de histéresis

Cuando se aplica un campo magnético progresivo y creciente en una determinada dirección sobre un material ferromagnético, este material no vuelve de nuevo a tener una magnetización nula al cesar el campo magnético. Para que esto ocurriera, sería necesario aplicar un campo con dirección opuesta.

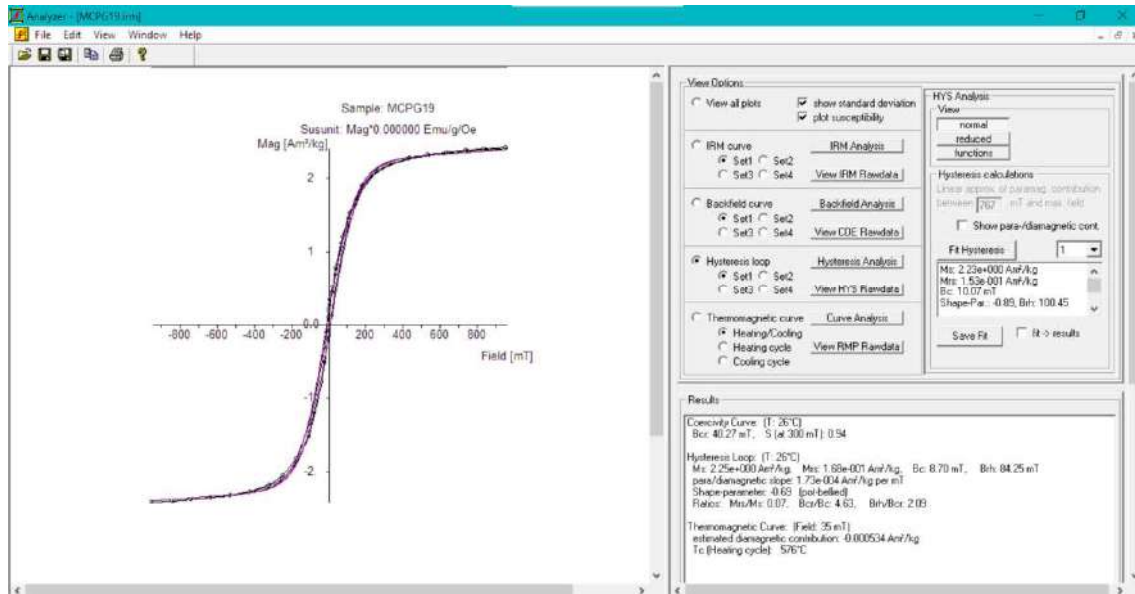


Figure 3.11 Example of the determination of the hysteresis curve in RockMag Analyzer 1.1. of the sample described in Figure 3.10. The shape parameter, -0.69, indicates that the curve is pot-bellied, the saturation magnetization is 2.23 Am²/kg, the remanent magnetization is 1.53·10⁻³ Am²/kg and the coercivity is 10.07 mT. All these parameters indicate that the sample contains magnetite.

Figura 3.11 Ejemplo de la determinación de la curva de histéresis en RockMag Analyzer 1.1. de la muestra descrita en la Figura 3.10. El parámetro de forma, -0.69, indica que la curva tiene forma de *barriga abultada*, que la magnetización de saturación es de 2.23 Am²/kg, la magnetización remanente es de 1.53·10⁻³ Am²/kg y la coercitividad de 10.07 mT. Todos estos parámetros indican que la muestra contiene magnetita.

Cuando tal campo se aplica, la magnetización (M) descrita como una función de la intensidad del campo magnético aplicado (H), traza un bucle que se denomina ciclo de histéresis (Fig. 3.11). Cada mineral ferromagnético tiene su signatura particular y analizando la geometría su ciclo de histéresis podemos deducir los minerales ferromagnéticos que están presentes en ella. Los minerales paramagnéticos no devuelven una curva de histéresis s.l. porque presentan una relación lineal entre H y M, siendo su respuesta una función lineal con pendiente positiva. El estudio de las curvas

de histéresis se lleva a cabo en una balanza de traslación sobre una muestra en polvo de una determinada roca.

En los ciclos de histéresis de los minerales ferromagnéticos s.l., podemos deducir varios parámetros característicos que los distinguen intrínsecamente: i) la magnetización remanente (M_r) que es aquella que queda cuando cesa el campo aplicado; ii) la coercitividad (H_c) definida como la magnitud del campo aplicado necesaria para eliminar la NRM previa y saturar magnéticamente al mineral en cuestión; iii) la magnetización de saturación (M_s) es decir, la máxima magnetización que adquiere el material y que depende de su coercitividad intrínseca. Hay que tener en consideración que la coercitividad de un determinado mineral también va a depender del tamaño de grano que presente en la roca analizada (Dunlop, 2002; Dunlop & Özdemir, 1997). Esta técnica es útil para la clasificación del tamaño de grano en magnetitas a partir del gráfico de Day (Day *et al.*, 1977).

3.9.2.2 Curvas de adquisición de la magnetización remanente isoterma (IRM)

La IRM es la magnetización remanente adquirida, a temperatura ambiente, por un material cuando es expuesto a un campo magnético externo de determinada intensidad. Las curvas de adquisición de la IRM se obtienen por la aplicación progresiva y creciente (desde la magnetización remanente natural (NRM) del material hasta campos que pueden llegar incluso a los 2 T) de un campo magnético en la dirección de la muestra. Tras cada paso en el que se incrementa el campo aplicado, se mide la magnetización remanente y se obtiene una función cuya geometría es diagnóstica de las fases ferromagnéticas presentes en la muestra medida y que depende de sus coercitividades características. La determinación de el/los intervalo/s de intensidad/es en el/los que se magnetizó la roca es lo que nos permite identificar a los minerales del grupo de los ferromagnéticos que la componen (Dunlop, 1972). La magnetita tiene una coercitividad baja (<150 mT), con lo que un incremento en la magnetización de una roca cuando la intensidad del campo aplicado oscila alrededor de este valor indica que hay magnetita en la muestra analizada (Fig. 3.12). La pirrotina posee una coercitividad intermedia y tanto la goetita como la hematites tienen coercitividades altas en las que es necesario aplicar campos mayores de 2T para que se produzca la total saturación.

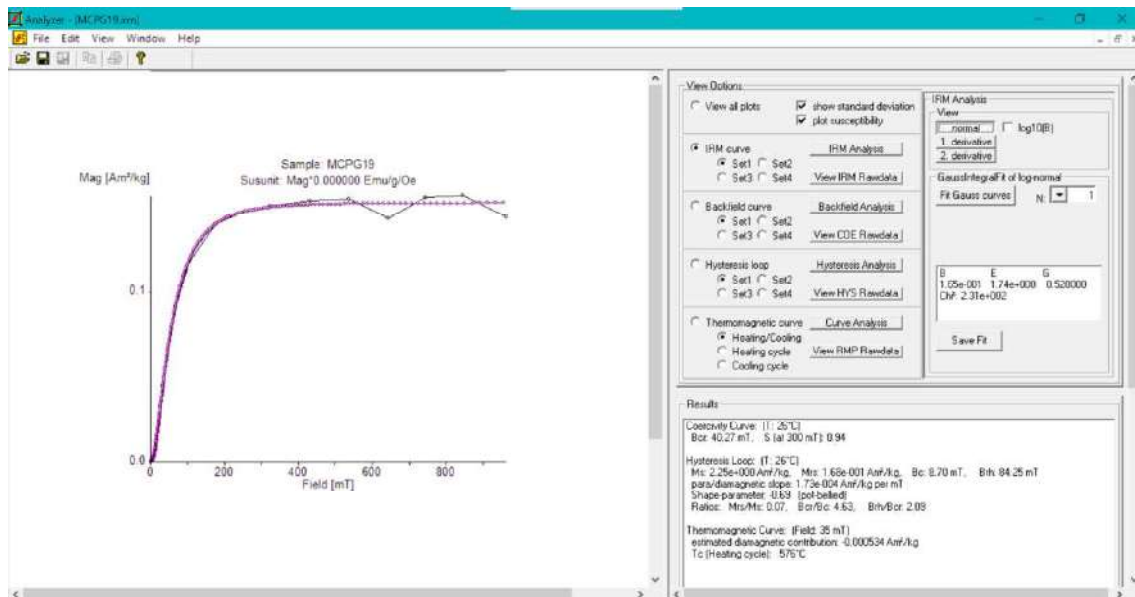


Figure 3.12 Example of the determination of the IRM curve in RockMag Analyzer 1.1. of the sample described in Figure 3.10. Saturation occurs at 40.27 mT, indicating what we already know, that the sample contains magnetite.

Figura 3.12 Ejemplo de la determinación de la curva de IRM en RockMag Analyzer 1.1. de la muestra descrita en la Figura 3.10. La saturación se produce a 40.27 mT, indicando lo que ya sabemos, que la muestra contiene magnetita.

3.9.2.3 Determinación del backfield

La obtención del *backfield* de la IRM se realiza sobre muestras en las que previamente se había realizado una adquisición de la IRM. El campo que se aplica en este caso también es creciente, pero en sentido contrario al que tenía el campo de la adquisición. De esta forma se obtiene el valor de la coercitividad de la remanencia (Hcr). La Hcr nos informa de la magnitud del campo magnético necesario para desmagnetizar completamente la muestra magnetizada por la IRM previamente adquirida. Cada mineral tiene su propia Hcr y este valor además nos informa, en el caso de que hubiera magnetita, si ésta es monodominio (SD) o multidominio (MD).

Los ciclos de histéresis y las curvas de IRM y *backfield* de las muestras analizadas en esta tesis se realizaron en la balanza de traslación de campo variable (MMVFT) del Laboratorio de Paleomagnetismo de la Universidad de Burgos (Figs. 3.11, 3.12 y 3.13).

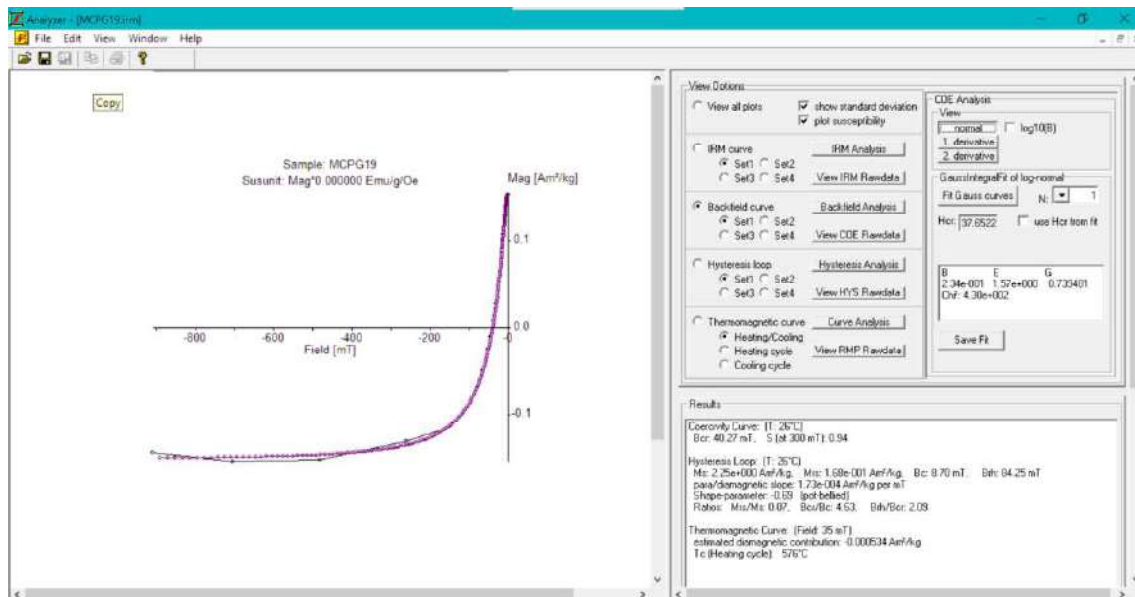


Figure 3.13 Example of the determination of the backfield curve in RockMag Analyzer 1.1. of the sample described in Figure 3.10. The sample is re-saturated near 150 mT, indicating that it has magnetite.

Figura 3.13 Ejemplo de la determinación de la curva de *backfield* en RockMag Analyzer 1.1. de la muestra descrita en la Figura 3.10. Se observa que la muestra se vuelve a saturar cerca de los 150 mT, lo que indica que tiene magnetita.

3.9.3 Desmagnetización térmica de la IRM en tres componentes

Esta completa técnica permite obtener tanto la H_c como la T_c de las rocas estudiadas. Ambos parámetros permiten discernir entre los minerales magnéticos que integran la muestra analizada. Para ello hay que aplicar tres campos magnéticos de diferente intensidad (p.ej., 2, 0.4 y 0.1 T) en cada uno de los tres ejes (z, y, x respectivamente) de una muestra estándar cilíndrica. De esta forma, en el eje x aplicamos una magnetización remanente a los minerales ferromagnéticos de baja coercitividad (campo de 0.1 T), en el eje y a los de coercitividad intermedia (campo de 0.4 T) y en el eje z a los de alta coercitividad (campo de 2T). Tras aplicar la magnetización en los tres ejes, las muestras han de ser sometidas a una desmagnetización térmica detallada hasta alcanzar al menos los 700°C. Así, las curvas de desmagnetización para cada eje permiten identificar las T_c de las distintas fases minerales ferromagnéticas asociadas a cada intervalo de coercitividades (Fig. 3.14).

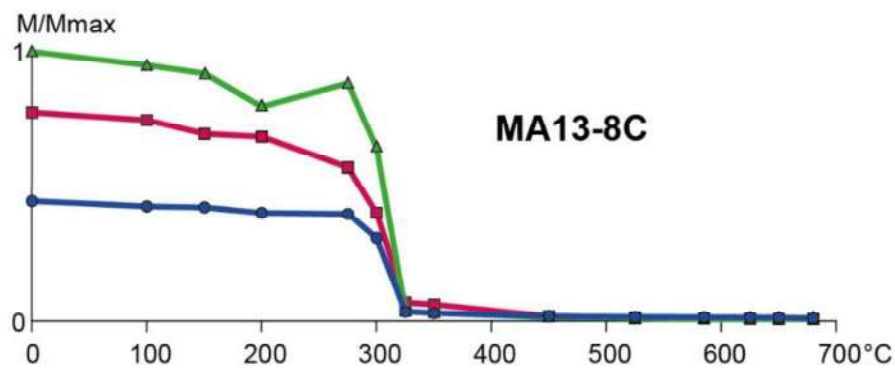


Figure 3.14 Example of three-component IRM thermal demagnetization of a sample from the palaeomagnetic investigation conducted in the Urda-Los Navalucillos Limestones described in Chapter 6. The three coercivity fractions (high, green line; medium, red line and low, blue line) indicate the presence of a mineral with a Curie temperature close to 320 °C. This mineral would therefore be pyrrhotite.

Figura 3.14 Ejemplo desmagnetización térmica de la IRM en tres componentes de una muestra de la investigación paleomagnética llevada a cabo en las Calizas de Urda-Los Navalucillos descrita en el Capítulo 6. Las tres fracciones de coercitividad (alta, línea verde; media, línea roja y baja, línea azul) indican la presencia de un mineral con una temperatura de Curie próxima a 320 °C. Por tanto, ese mineral sería pirrotina.

Este procedimiento también se llevó a cabo en el Laboratorio de Paleomagnetismo de la Universidad de Burgos utilizando un magnetizador de pulso M2T-1, un horno a campo cero TD48-DC (ASC) para el calentamiento progresivo y un magnetómetro criogénico 2G-755 para medir la magnetización tras cada paso de calentamiento.

3.10 METODOLOGÍA EN LA OBTENCIÓN DE LA CARTOGRAFÍA MAGNÉTICA DE ALTA RESOLUCIÓN

3.10.1 Las anomalías magnéticas

Como hemos visto en el Capítulo 2, más del 90% del CMT es de origen interno. Su valor en cualquier punto de la Tierra se puede predecir matemáticamente en función del modelo geométrico que se aplique. El IGRF (*International Geomagnetic Reference Field*), calculado a través del modelo de armónicos esféricos, es el valor teórico del CMT más preciso del que disponemos actualmente.

Normalmente, cuando se mide el CMT en un punto, con un magnetómetro, el valor del campo total no suele coincidir con el valor del IGRF en ese punto. A esa diferencia entre

el IGRF y el valor del campo medido, es a lo que se denomina anomalía magnética (Fig. 3.15). Esta anomalía magnética responde al contraste de la magnetización entre rocas adyacentes con propiedades magnéticas distintas.

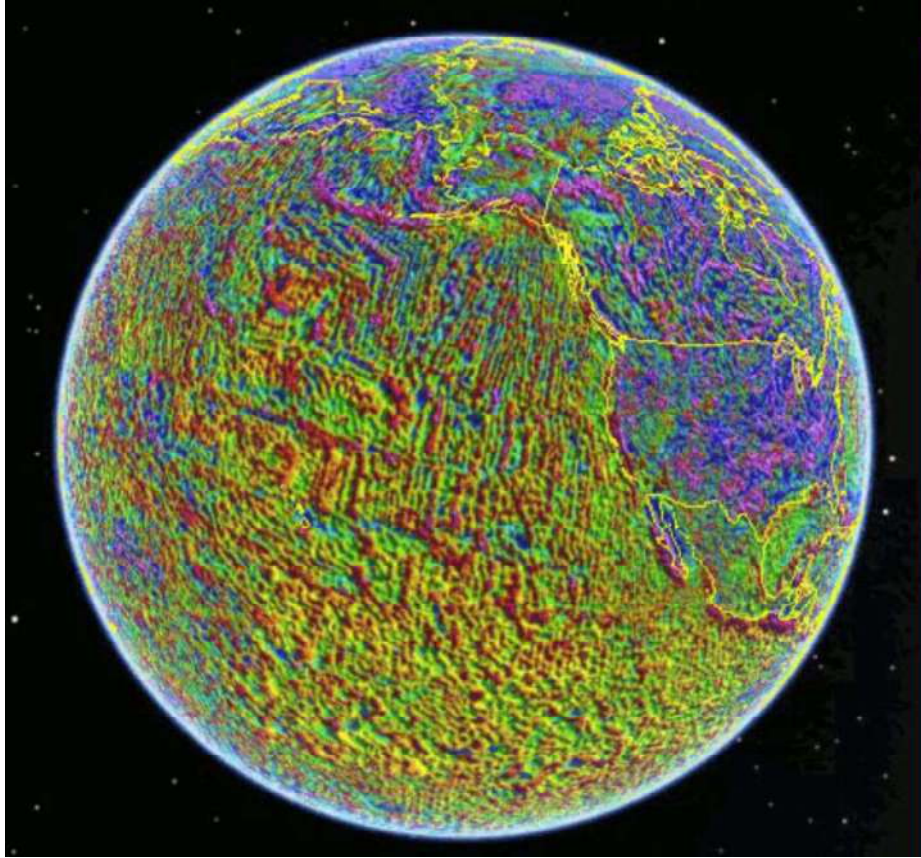


Figure 3.15 EMAG2v3 (Earth Magnetic Anomaly Grid) Representation of the magnetic anomaly at 2 arcminute resolution showing the Pacific coast of the United States and Canada (Meyer *et al.*, 2017). The stripes of the same colour are magnetic lineations. Those over the Pacific Ocean are due to the expansion of the ocean floor.

Figura 3.15 EMAG2v3 (Earth Magnetic Anomaly Grid) Representación de la anomalía magnética con una resolución de 2 minutos de arco mostrando la costa pacífica de Estados Unidos y Canadá (Meyer *et al.*, 2017). Las franjas del mismo color son lineaciones magnéticas. Las que están sobre el Océano Pacífico se deben a la expansión del fondo oceánico.

Las anomalías magnéticas proceden de fuentes situadas a cualquier profundidad en la corteza terrestre y su estudio y modelización proporciona información geológica en 3D (Clark, 1997). Por tanto, las exploraciones magnéticas aportan datos importantes sobre las estructuras geológicas corticales tanto aflorantes como subterráneas, y la cartografía de las anomalías magnéticas es una herramienta muy potente en la exploración geológica.

3.10.2 Metodología

3.10.2.1 Adquisición de datos magnéticos

Durante las sucesivas campañas de campo llevadas a cabo entre 2015 y 2020 en la Ventana Tectónica de Xistral del Domo de Lugo (WALZ) y en Complejo de Gredos del Sistema Central (CIZ) se han obtenido los valores de la intensidad del campo magnético según una malla de aproximadamente 2x2 km. Todas las medidas se han realizado con un magnetómetro de precesión de protones Geometrics G-856 (Fig. 3.16, 3.17) que tiene una resolución de 1/10 nanoTeslas (nT). Cada medida se tomó lo más alejada posible de líneas eléctricas, construcciones, vehículos y otros objetos metálicos que pudieran perturbar el valor del campo magnético.



Figure 3.16 Operator holding a Geometrics G-856 proton precession magnetometer.

Figura 3.16 Operador portando un magnetómetro de precesión de protones Geometrics G-856.

El operador que portaba el magnetómetro estaba también libre de elementos metálicos que implicaran la producción de campos magnéticos y ondas electromagnéticas (e.g. llaves, cinturón con hebilla metálica, teléfono móvil...etc). La señal fue en todos los casos

intensa, carente de ruido y coherente, incluso en aquellas zonas donde había fuertes gradientes magnéticos (Fig. 3.17). Las estaciones de medida fueron seleccionadas de manera que fueran fácilmente localizables en el mapa topográfico (MTN 1:25.000). De cada una de ellas se tomó su posición en coordenadas UTM ED50 mediante un GPS Garmin eTrex 10 con una precisión de $\pm 5\text{m}$ (Fig. 3.17). Este GPS lleva un altímetro barométrico incorporado que puede llegar a ofrecer una precisión en la cota de $\pm 1\text{m}$ si lo combinamos con la comprobación regular de la altitud en estaciones de medida con el MTN 1:25.000. También se consignó la hora de la toma de cada medida y la susceptibilidad magnética (κ) de las rocas aflorantes en las inmediaciones de la estación, midiéndose con un susceptilómetro portátil Kappameter KM-7. Simultáneamente la localización de cada estación se fue señalando en el mapa topográfico para tener un control geométrico por duplicado.



Figure 3.17 Geometrics G-856 proton precession magnetometer (left) and Garmin eTrex 10 GPS (right).

Figura 3.17 Magnetómetro de precesión de protones Geometrics G-856 (izquierda) y GPS Garmin eTrex 10 (derecha).

Otro magnetómetro idéntico se utilizó como estación base y toma valores del campo magnético cada 300 segundos, proporcionando un buen seguimiento de la variación del campo magnético ligada a la actividad solar. Es importante conocer a diario esta actividad solar ya que, si ésta es elevada, se pueden producir eyecciones de masa coronal del Sol que puede impactar en la Tierra. Estas tormentas solares, emiten partículas cargadas y radiación de alta frecuencia que alteran el campo magnético terrestre de tal forma que se pueden producir variaciones de hasta 1000 nT y las

prospecciones magnéticas se tendrían que cancelar. Por ello es importante conocer previamente si el sol se encuentra en un estado SQ (Solar Quiet) o en un estado SD (Solar Deviation). Esta información se puede obtener en varias páginas web (e.g. <http://www.swpc.noaa.gov/> o <https://www.spaceweather.com/>) y hay que consultarla diariamente antes de comenzar la prospección. Durante todas las jornadas de medida, el estado del sol fue SQ.

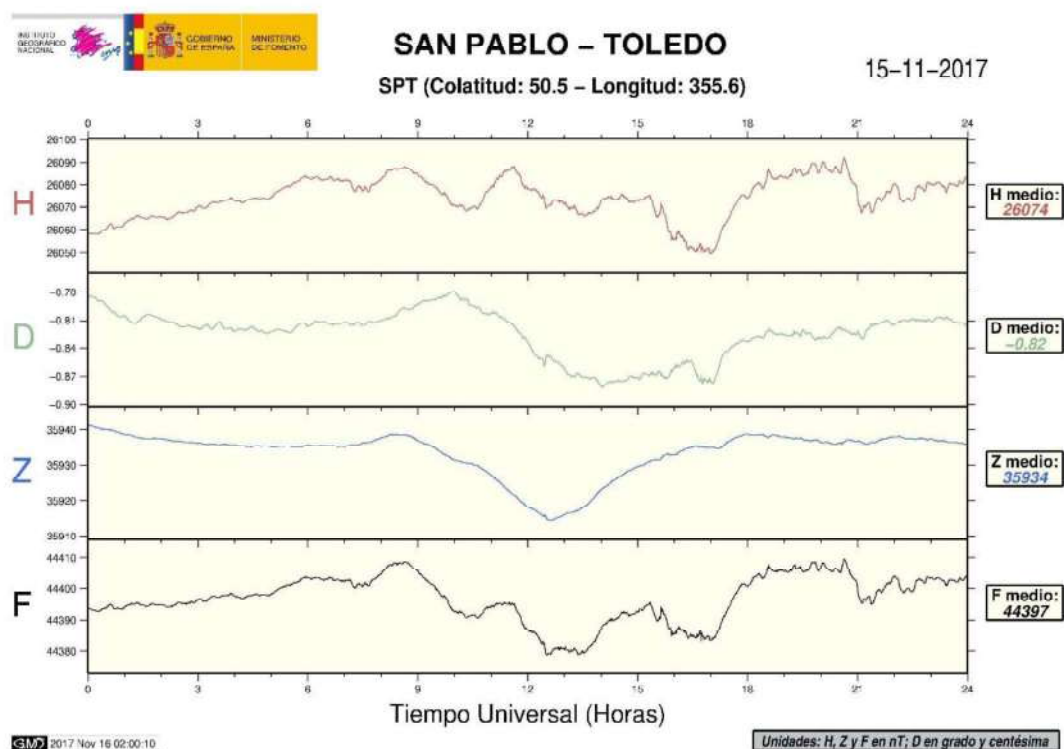


Figure 3.18 Magnetogram of the 15th of November 2017 from the San Pablo de los Montes Observatory (Toledo). Downloaded from the website of the Instituto Geográfico Nacional (IGN) (<https://www.ign.es/web/ign/portal/gmt-magneto-san-pablo>).

Figura 3.18 Magnetograma del día 15 de noviembre de 2017 del Observatorio de San Pablo de los Montes (Toledo). Descargado de la página web del Instituto Geográfico Nacional (IGN) (<https://www.ign.es/web/ign/portal/gmt-magneto-san-pablo>).

A medida que avanza la prospección magnética, la base suele quedar muy alejada de la zona de medida. Su instalación y posterior recogida implica una inversión de tiempo que limita la ejecución de la prospección. Por esta razón hay días en los que no se ha instalado el magnetómetro en la base. Para realizar la corrección diurna en estos casos, se ha recurrido a los datos del valor del campo geomagnético recogidos cada 60 segundos en el Observatorio Geofísico de San Pablo de los Montes en Toledo (Fig. 3.18).

Estos datos se pueden descargar de la página web de IGN <https://www.ign.es/web/ign/portal/gmt-area-geomagnetismo>. En ellos, la referencia horaria es el Tiempo Universal (UTC) y en la prospección utilizamos la hora oficial. Habría que hacer una transformación de hora oficial a Tiempo Universal según estemos en el horario de invierno (-1h) o en el de verano (-2h). También hay que ajustar la diferencia horaria que se produce por la diferencia de longitud entre la base de la zona de interés y el Observatorio de San Pablo de los Montes. De esta forma obtendríamos los valores del campo magnético que se medirían en la estación base, aunque no tuviéramos instalado en ella el magnetómetro de control.

3.10.2.2 Procesado de los datos

Los datos obtenidos se han procesado mediante el paquete informático Oasis Montaj de Seequent®. Este soporte lógico permite realizar la corrección de la variación diurna y secular del campo medido en cada estación y facilita el valor del Campo Magnético Internacional de Referencia (IGRF, por sus siglas en inglés) en la fecha y coordenadas de cada punto de medida. La diferencia entre el valor del IGRF y el valor del campo magnético corregido en cada estación es la anomalía magnética absoluta.

Oasis Montaj® permite crear una malla de interpolación geoestadística (*grid*) de los valores de la anomalía magnética absoluta obtenida en toda el área de estudio a partir de una base de datos que contiene, entre otra información, las coordenadas geográficas de cada estación y el valor de la variable de interés. El método de *gridding* elegido ha sido el *kriging*, con un tamaño de malla de 200 m (valor entre 1/4 y 1/8 de la separación media entre estaciones de medida). El *kriging* cuantifica la estructura espacial de los datos y los predice minimizando la varianza del error en la estimación de cada medida (O'Sullivan *et al.*, 2010). Esta rejilla es la base para la proyección de los distintos mapas magnéticos que se han obtenido. A todos ellos se les ha superpuesto la toponimia y las estructuras y contactos geológicos principales.

3.10.2.3 Cartografía magnética resultante

3.10.2.3.1 Mapa de la anomalía magnética absoluta

En la obtención de este tipo de mapas, se utilizan las coordenadas UTM ED50 de las estaciones de medida y el valor de la anomalía magnética absoluta. Se anotan los valores

máximos y mínimos de las coordenadas proyectadas con el fin de limitar posteriormente la proyección del mapa aeromagnético de cada zona de interés para facilitar la comparación entre ambos.

3.10.2.3.2 Mapa aeromagnético de las áreas de interés

Los parámetros necesarios para la elaboración de este mapa son las coordenadas UTM ED50 de la red obtenida tras el procesado de los datos de cada zona de estudio hasta lograr la anomalía absoluta y los valores de la anomalía aeromagnética de Iberia Peninsular del Instituto Geográfico Nacional (IGN). Esta cartografía aeromagnética del IGN está basada en los trabajos de Ardizzone *et al.*, (1989) para España peninsular y Miranda *et al.*, (1989) para Portugal.

3.10.2.4 Operaciones matemáticas con los mapas magnéticos

Los datos de campos potenciales pueden ser procesados mediante algoritmos matemáticos para resaltar alguna de sus características y facilitar su interpretación. Las operaciones que se explican a continuación se han realizado mediante menús incluidos en el paquete Oasis Montaj®. De cada una de ellas se ha obtenido una cartografía específica.

3.10.2.4.1 Mapa de la anomalía magnética absoluta reducido al polo

El método de reducción al polo tiene como objetivo facilitar la comprensión de los mapas magnéticos (Baranov y Naudy, 1964). Excepto en los polos y el ecuador magnético, cuando el campo magnético incide sobre un material generador de una anomalía, lo hace de forma oblicua, orientando sus momentos magnéticos. Esto da lugar a una anomalía magnética desfasada bidimensionalmente con respecto al cuerpo que la origina (Fig. 3.19). Este desfase depende de la inclinación (I) y la declinación (D) del campo magnético terrestre en el momento en el que se tomaron las medidas. La reducción al polo corrige ese desplazamiento y transforma anomalías dipolares en monopulares situando la anomalía sobre el cuerpo que la genera, simulando la que éste generaría en el polo magnético (Lowrie, 2007). A partir de los datos de la anomalía magnética absoluta se aplica la rutina *Magnetic Pole Reduction* de Oasis Montaj® obteniéndose una malla de resultados que permite comparar estos datos con los obtenidos en el mapa de la anomalía magnética absoluta y con los contactos y estructuras geológicas del área de interés.

Cabe señalar que el algoritmo de reducción al polo supone que la magnetización y el campo magnético regional son uniformes en toda el área de estudio (Blakely, 1996). Además, estima que el vector magnetización es paralelo al vector CMT. Estas condiciones son aplicables solamente cuando el área de estudio es suficientemente reducida y cuando las rocas no están afectadas por magnetización remanente. Por tanto, el algoritmo no funciona bien cuando se trabaja a escala continental y cuando las rocas tienen remanencia ya que no se obtienen anomalías monopolares.

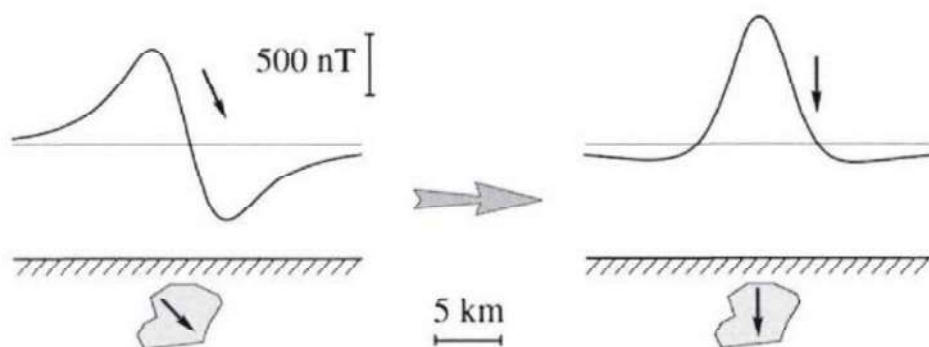


Figure 3.19 Magnetic anomaly before and after being reduced to the pole (Blakely, 1996).

Figura 3.19 Anomalía magnética antes y después de haber sido reducida al polo (Blakely, 1996)

3.10.2.4.2 Continuación hacia arriba (*Upward continuation*)

De entre los muchos procesos matemáticos que se pueden aplicar a la función sinusoidal que determina la geometría de la anomalía magnética, están los filtros paso-baja en el dominio de las frecuencias (números de onda). Una de las aplicaciones que tienen estos filtros es dejar pasar las longitudes de onda altas para comprobar qué aspecto tendría la anomalía magnética si se hubiese adquirido a mayor altura. Oasis Montaj® dispone del filtro *Upward continuation*, que se realiza en el espacio de Fourier. Se aplica sobre la malla de la anomalía magnética absoluta y se puede elegir la distancia de continuación que mejor nos convenga en función de la altitud media de la zona de estudio. El objetivo aquí es comparar el resultado obtenido con el mapa aeromagnético de la anomalía, cuyos datos están tomados a una altitud de 3.000 metros sobre el nivel del mar.

3.10.2.4.3 Deconvolución de Euler

La estimación de la profundidad de las superficies de contraste reflejadas por las anomalías del campo magnético terrestre se ha realizado a partir del método convencional de deconvolución de Euler (Reid *et al.*, 1990).

Un cuerpo magnético con unas determinadas propiedades genera de forma natural una anomalía magnética. Vista en sección, esta anomalía tiene forma de onda. La deconvolución de Euler aplica a esa onda un filtro inverso y utiliza los tres gradientes ortogonales del potencial del campo magnético para determinar la profundidad y la localización de la fuente de contraste de susceptibilidad magnética según la ecuación:

$$(x - x_0) \times \frac{\partial T}{\partial x} + (y - y_0) \times \frac{\partial T}{\partial y} + (z - z_0) \times \frac{\partial T}{\partial z} = N \times (B - T)$$

donde T es la componente vertical de la anomalía magnética, x_0 , y_0 y z_0 son las coordenadas de la posición de la fuente de la anomalía, B es el valor regional del campo geomagnético y N es el índice estructural que se asocia a la geometría de la fuente.

Este proceso se ha llevado a cabo con el menú Euler 3D de Oasis Montaj® y se ha aplicado sobre la función de la anomalía magnética absoluta reducida al polo. Se ha utilizado un índice estructural de 0,5 que es el más adecuado para identificar escalones importantes de tipo linear, dado que queremos obtener información que nos permita relacionar el filtro con fallas o contactos entre litologías, según sea el caso. Se limitan las soluciones a aquellas comprendidas entre los 0 y los 4 km de profundidad y que además ofrezcan una desviación de su posición, tanto vertical como horizontal, menor del 10%. A los mapas de soluciones se les superpone el esquema estructural de la zona de interés y los contactos litológicos para tener una referencia.

3.10.2.4.4 Espectro radial de potencia (Radially averaged power spectrum RAPS)

La longitud de onda de un campo potencial está relacionada con la profundidad del cuerpo que genera dicho campo. A mayor profundidad de la fuente, mayor longitud de onda del campo potencial. Para determinar esa profundidad se recurre al cálculo de los espectros radiales de potencia en el área de interés, tanto de la anomalía aeromagnética como de la anomalía magnética absoluta. De esta forma obtenemos resultados que se

pueden comparar. El proceso del cálculo del espectro de potencia radial se realiza en el espacio de Fourier y nos muestra las amplitudes de las anomalías en función de su número de onda. Los números de onda bajos indican fuentes profundas y los números de onda altos, fuentes someras. Cada cambio de pendiente en el resultado nos muestra que existe una fuente a una determinada profundidad. A través de estas pendientes (s) podemos estimar las profundidades (h) a la que se encuentran las distintas fuentes (en km) porque están relacionadas por esta sencilla ecuación:

$$h = \frac{s}{4\pi}$$

3.10.2.5 Modelización directa 2.5-2.75D de la anomalía magnética absoluta

La modelización directa es un procedimiento de interpretación que consiste en proponer un modelo geológico que ajuste a los datos observados de la anomalía magnética absoluta reducida al polo. Se construyen modelos 2D-2.5D con el objeto de estimar la geometría, la profundidad y el origen de las fuentes que podrían dar origen a dicha anomalía al interaccionar con el campo magnético terrestre actual.

La modelización se realiza sobre secciones transversales a la dirección de alineación de los principales máximos de la anomalía absoluta reducida al polo en cada zona de interés. Para ello se hace uso del programa informático GM-SYS integrado en Oasis Montaj de Seequent®. El procedimiento iterativo reduce la diferencia entre los valores observados y los calculados basándose en los algoritmos propuestos por Talwani *et al.*, (1959).

Para suavizar el efecto de los contrastes magnéticos de las rocas aflorantes, se ha calculado la continuación hacia arriba de la anomalía hasta 100 m. Este proceso no varía apenas la forma de la anomalía, pero permite modelizar simulando la adquisición a una altura de 100 m. lo que suaviza la respuesta de las rocas aflorantes cuando éstas son altamente magnéticas como es el caso.

A partir de los mapas geológicos se pueden dibujar los cortes geológicos de cada sección. La localización en campo de los contactos y la medida de ángulos de buzamiento y foliaciones en superficie son datos reales que se han respetado escrupulosamente. Sin

embargo, en profundidad, el trazado de los contactos entre las diferentes formaciones y con los granitoides, inferidos a partir del mapa geológico, son orientativos. Estos cortes geológicos se pueden colocar en GM-SYS como una imagen de fondo sobre la que basarse a la hora de trazar la geometría de los cuerpos magnéticos que generarán los modelos 2D.

El proceso de modelización directa consiste en deducir la geometría de los cuerpos geológicos con unas propiedades magnéticas determinadas que podrían dar la respuesta magnética lo más parecida a la anomalía reducida al polo registrada. Las características de estos cuerpos, así como sus propiedades físicas se deducen inicialmente de la información suministrada por los mapas geológicos y de la susceptibilidad magnética (κ) medida en campo. Tanto la geometría de dichos cuerpos como κ se van aproximando para intentar ajustar la anomalía. Si el ajuste no se produjera de una manera satisfactoria y con un error RMS (*root mean square*) menor de 6, estos parámetros se irían modificando hasta conseguir una buena concordancia manteniendo la consistencia geológica. En su construcción se asume que algunos de los bloques se extienden infinitamente a ambos lados de cada sección y perpendicularmente a la misma, pero en casos de cuerpos discretos como lo de algunos cuerpos intrusivos, se puede limitar su extensión lateral y la orientación.

4

LA ANOMALÍA MAGNÉTICA DEL DOMO DE LUGO

The magnetic anomaly of the Lugo Dome

Este capítulo describe los resultados del estudio de una de las anomalías magnéticas de mayor amplitud del Macizo Ibérico, la denominada EGMA (*Eastern Galicia Magnetic Anomaly*), situada en el flanco Norte del Arco Centro Ibérico.

Para saber si esta anomalía se relaciona o no con la evolución tectónica tardi-Varisca del Domo de Lugo, se ha elaborado tanto una cartografía magnética de detalle como un estudio petrológico en la Ventana Tectónica de Xistral (*Xistral Tectonic Window*), situada al Norte del Domo de Lugo.

Parte de los resultados de este capítulo han sido publicados en los artículos:

Martínez Catalán, J. R., Ayarza, P., Álvarez Lobato, F., Villalaín, J. J., Durán Oreja, M., Martín Paramio, M., and Rodríguez Gómez, S. (2018). Magnetic anomalies in extensional

detachments: The Xistral Tectonic Window of the Lugo Dome (NW Spain). *Tectonics*, 37. <https://doi.org/10.1029/2017TC004887>

Ayarza, P., Villalaín, J. J., Martínez Catalán, J. R., Álvarez Lobato, F., Durán Oreja, M., Calvín, P., Recio, C., Suárez Barrios, M. and Gómez Martín, E. (2021). Characterizing the source of the Eastern Galicia Magnetic Anomaly (NW Spain): The role of extension in the origin of magnetization at the Central Iberian Arc. *Tectonics*, 40, e2020TC006120. <https://doi.org/10.1029/2020TC006120>

Durán Oreja, M., Pitra, P., López-Carmona, A., Martínez Catalán, J. R., and Ayarza, P. (2024). Magnetization related to late-Variscan extensional collapse in the Lugo Dome (NW Iberian Massif): A metamorphic petrology approach. *Lithos*, 484–485, 107745. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2024.107745>

4.1 INTRODUCCIÓN

En el cuadrante noroccidental de la Península Ibérica se localiza una cadena de domos migmatíticos y de granitoides asociados que rodean los denominados complejos alóctonos, vestigios preservados de una extensa y gruesa lámina de cabalgamiento emplazada al inicio de la deformación Varisca. Esta cadena de domos está asociada a anomalías magnéticas de gran amplitud y longitud de onda (Martínez Catalán, 2012). Una de ellas es la EGMA (*Eastern Galicia Magnetic Anomaly*; Aller *et al.*, 1994) que coincide con los domos de Lugo y Sanabria, en el Noroeste de España. La EGMA representa el flanco oriental de una serie de anomalías magnéticas de gran longitud de onda que dibujan los dos oroclinales del cinturón varisco en Iberia, y que registra una amplitud de 190 nT en el Mapa aeromagnético de la Península Ibérica (Fig. 4.1; Ardizzone *et al.*, 1989; Miranda *et al.*, 1989; Socías y Mezcua, 2002).

Ayarza y Martínez Catalán (2007) relacionaron esta anomalía con el colapso extensional Varisco acompañado del desarrollo de domos térmicos, y modelaron su fuente como un gran cuerpo en forma de lente de migmatitas y granitos inhomogéneos. Posteriormente, Martínez Catalán *et al.* (2018) establecieron un vínculo entre los máximos magnéticos y los despegues extensionales, lo que reforzó la idea de que la anomalía estaba relacionada con la evolución tectono-metamórfica tardía del cinturón Varisco. Las elevadas susceptibilidades magnéticas y una importante anisotropía de la susceptibilidad magnética (AMS, *Anisotropy of Magnetic Susceptibility*) se asocian con la cristalización sin-metamórfica de magnetita en algunos metasedimentos deformados por los despegues extensionales dúctiles (Ayarza *et al.*, 2021).

En la parte Norte del Domo de Lugo, se localiza la Ventana Tectónica de Xistral (*Xistral Tectonic Window*), donde afloran los despegues extensionales Variscos y las rocas más profundas del domo, el autóctono del Manto de Mondoñedo (*Mondoñedo Nappe*). Es por ello el área ideal para elaborar una cartografía magnética de detalle y caracterizar petrológicamente el área fuente con el fin de relacionar la magnetización con la evolución tectónica en el Domo de Lugo.

4.2 CONTEXTO GEOLÓGICO Y GEOFÍSICO DE LA VENTANA TECTÓNICA DE XISTRAL

El área de estudio se localiza en el Manto de Mondoñedo, una estructura alóctona limitada por un cabalgamiento basal, que ocupa la mitad occidental de la Zona Asturoccidental-Leonesa (Figs. 4.1 y 4.2) del Macizo Ibérico. Esta zona representa un cinturón pizarroso de unos 60 km de anchura que está dispuesto de forma arqueada debido a su localización en la charnela del Arco Ibero-Armoricano (IAA).

Desde un punto de vista estratigráfico, la región incluye una gruesa secuencia de metasedimentos terrígenos del Neoproterozoico, la Serie de Vilalba, sobre la que reposa discordante una secuencia sedimentaria Paleozoica de pelitas, cuarcitas y calizas que se depositaron en una plataforma continental somera desde el Cámbrico hasta el Devónico Inferior (Pérez-Estaún *et al.*, 1990).

La evolución tectónica del NO de Iberia ha estado significativamente influenciada por el desarrollo de la orogénesis Varisca que implicó tres eventos compresivos (C1, C2 y C3) y dos extensionales (E1 y E2) en un periodo de 65 Ma (360-295 Ma; Dallmeyer *et al.*, 1997; Martínez Catalán *et al.*, 2014; Alcock *et al.*, 2015 y referencias en los mismos). La compresión inicial (C1, 360-345 Ma) se originó por la colisión de Gondwana con un terreno peri-Gondwánico (Martínez Catalán *et al.*, 2021) y se caracteriza por el desarrollo de pliegues tumbados y recumbentes con vergencia hacia el E (Fig. 4.2) y una esquistosidad de plano axial asociada, desarrollada en condiciones de facies de esquistos verdes. C1 está representada en la zona de estudio por dos estructuras mayores, el Anticlinal de Mondoñedo-Lugo-Sarria y el Sinclinal de Vilaoudriz (Fig. 4.2). La continua convergencia de placas dio lugar a la segunda etapa de compresión (C2, 345-335 Ma), cuando los cabalgamientos desplazaron e imbricaron la secuencia plegada.

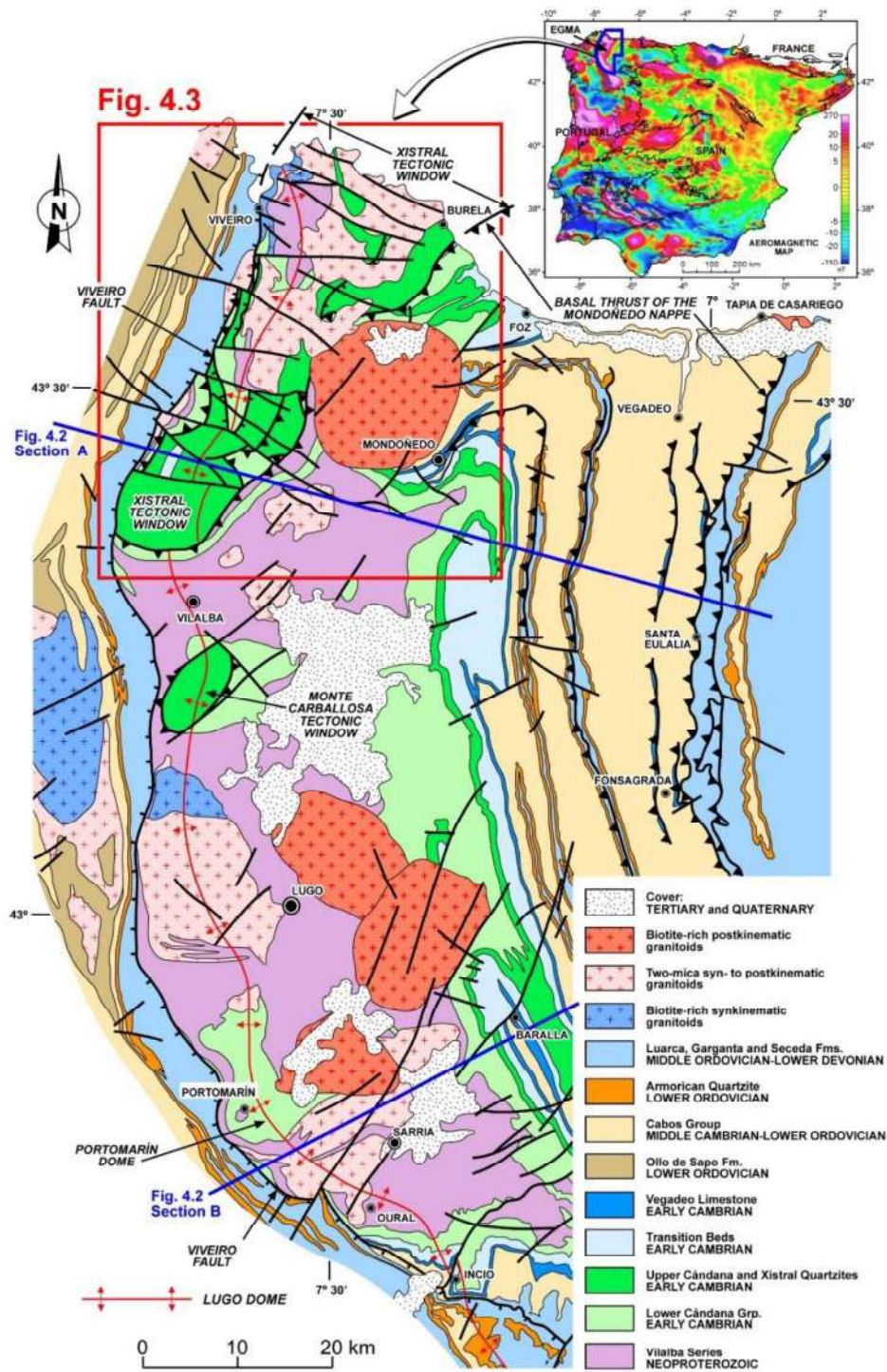


Figure 4.1 Geological map of the northern and central regions of the Mondoñedo Nappe, indicating the location of the geological sections in Figure 4.2 and the area corresponding to the map of Figure 4.3 (modified from Martínez Catalán et al., 2003). The box in the upper right corner shows the Aeromagnetic map of the Iberian Peninsula (Socias and Mezcuca, 2002), with the location of the Eastern Galicia Magnetic Anomaly (EGMA).

Figura 4.1 Mapa geológico de las partes Sur y central del Manto de Mondoñedo, con la situación de las secciones geológicas de la Figura 4.2 y el área correspondiente al mapa de la Figura 4.3 indicada en esta última (modificado de Martínez Catalán et al., 2003). El recuadro de la esquina

superior derecha muestra el Mapa aeromagnético de la Península Ibérica (Socías y Mezcua, 2002), con la localización de la EGMA (Anomalía Magnética de Galicia Oriental).

En la zona de estudio existe una de estas estructuras mayores, el Manto de Mondoñedo, que incluye los dos grandes pliegues recumbentes C1 mencionados (Matte, 1968; Marcos, 1971, 1973), y que está fuertemente cizallado en su base (Bastida y Pulgar, 1978; Aller y Bastida, 1993) y limitado por un cabalgamiento basal (Marcos, 1973; Bastida *et al.*, 1986). La falla de cabalgamiento aflora en el frente del manto, donde se registran varias imbricaciones, mientras que la Zona de Cizalla Basal del Manto de Mondoñedo (*Basal Shear Zone of the Mondoñedo Nappe*) está muy bien expuesta rodeando las ventanas tectónicas de Xistral y Monte Carballosa, y en el Domo de Portomarín (Figs. 4.1 y 4.2; Martínez Catalán *et al.*, 2003). Esta zona de cizalla tiene hasta 3 km de espesor (Fig. 4.2) y se caracteriza por una deformación dúctil que produjo una nueva foliación, a menudo milonítica, y pliegues menores apretados con charnelas curvas (Bastida y Pulgar, 1978; Aller y Bastida, 1993).

El engrosamiento de la corteza provocado por los episodios compresivos C1 y C2 fue seguido de una relajación térmica, que dio lugar a un calentamiento y un colapso gravitacional que iniciaron la extensión y el adelgazamiento de la corteza. El primer episodio extensional E1 (330-315 Ma), desarrolló despegues extensionales y domos gnéisicos. Este proceso continuó, aunque fue parcialmente coetáneo con el evento compresivo C3 (325-305 Ma; Durán Oreja *et al.*, 2023), caracterizado por zonas de cizalla dúctil de desgarre y pliegues verticales que afectaron a todas las estructuras anteriores (Iglesias Ponce de León y Choukroune, 1980). Por tanto, la extensión continuó durante el episodio compresivo C3 y, posteriormente, en el episodio extensional E2, que duró aproximadamente hasta 300 Ma.

El Domo de Lugo se formó durante los procesos extensionales. Se trata de una estructura antiformal desarrollada en la parte occidental del Manto de Mondoñedo que incluye tres subdomos individuales, los de Xistral, Monte Carballosa y Portomarín (Fig. 4.1). Estos tres domos permitieron la exhumación de la Zona de Cizalla Basal del Manto de Mondoñedo, y los dos primeros fueron lo suficientemente erosionados como para formar ventanas tectónicas donde aflora su autóctono relativo. La Ventana Tectónica del Xistral es la más extensa y en la que se ha realizado este estudio (Fig. 4.3).

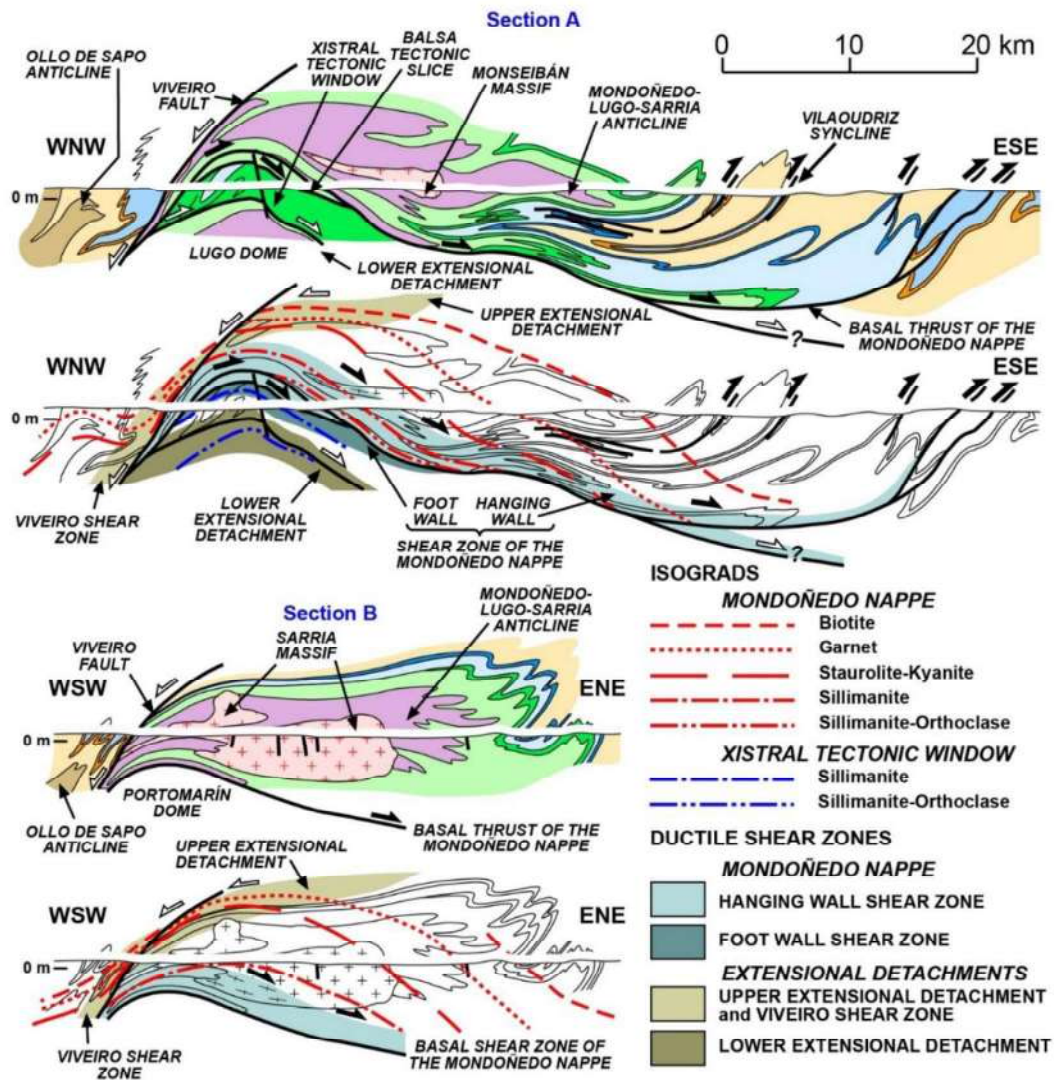


Figure 4.2 Two geological cross sections of the Mondoñedo Nappe (location in Fig. 4.1), according to Martínez Catalán *et al.* (2003). Each section is shown in two versions, the first representing the lithostratigraphic units (see legend in Fig. 4.1) and the second the ductile shear zones and metamorphic isograds. The arrows show the movement of the shear zones and faults, either contractional (black) or extensional (white).

Figura 4.2 Dos secciones geológicas transversales del Manto de Mondoñedo (localización en Fig. 4.1), según Martínez Catalán *et al.* (2003). Cada sección se muestra en dos versiones, la primera representa las unidades litoestratigráficas (ver leyenda en Fig. 4.1) y la segunda, las zonas de cizalla dúctil y las isogradas metamórficas. Las flechas muestran el movimiento de las zonas de cizalla y de las fallas contraccionales (negras) y extensionales (blancas).

Desde un punto de vista estratigráfico, la Ventana Tectónica de Xistral muestra una repetición de la sucesión del Neoproterozoico y parte del Cámbrico, que aparece tanto en el bloque de techo (*hanging wall*), representado por el Manto de Mondoñedo, como en el bloque de muro (*foot wall*), que aflora en la ventana tectónica. Además del Cabalgamiento Basal del Manto de Mondoñedo y su zona de cizalla dúctil asociada, la

ventana incluye un Despegue Extensional Inferior (*Lower Extensional Detachment*; Fig. 4.2) que separa una gruesa formación detrítica, la Cuarcita de Xistral, de un núcleo anatético situado por debajo (Figs. 4.2, 4.3 y 4.4). Al Oeste de la ventana se sitúa la Falla de Viveiro (*Viveiro Fault*), que limita todo el Domo de Lugo (Figs. 4.1 y 4.2). Se trata de otra estructura extensional, que es el producto final de una zona de cizalla dúctil extensional de 1 a 2 km de espesor con buzamiento de 40 a 60° hacia el Oeste que representa la continuación occidental de una zona de cizalla de bajo buzamiento denominada Despegue Extensional Superior (*Upper Extensional Detachment*; Fig. 4.2).

La extensión en el Domo de Lugo tuvo lugar durante los eventos E1 y E2, que se ven como un proceso continuo localmente interrumpido por la compresión C3. Sin embargo, aunque los pliegues C3 son apretados en la mayor parte del Macizo Ibérico, son estructuras poco frecuentes y pequeñas en el Domo de Lugo, y no se les asocia ningún clivaje en la zona de estudio. Por tanto, establecer una separación clara entre E1 y E2 no resulta sencillo.

El Despegue Extensional Inferior se localiza en la base de la Cuarcita del Xistral, una formación gruesa y competente constituida mayoritariamente por cuarcitas y areniscas, pero también con alternancia de esquistos (Fig. 4.4a, b). Esta falla separa la Cuarcita del Xistral, en facies de esquistos verdes en su parte superior, de los esquistos y cuarcitas subyacentes del Grupo Cándana Inferior y de la Serie de Vilalba, en la zona metamórfica de sillimanita-ortoclasa. A ambos lados del Despegue Extensional Inferior se desarrolló una zona de cizalla dúctil. Como este despegue está plegado por el Domo de Lugo, se adscribe al primer evento extensional (E1), mientras que el propio domo y su estructura más representativa, la Falla de Viveiro y la zona de cizalla asociada, se desarrollaron principalmente durante el segundo evento extensional (E2) (Figs. 4.1, 4.2 y 4.4a).

El registro de la sucesión de acontecimientos de deformación en las rocas es espacialmente heterogéneo. No obstante, en general pueden distinguirse cuatro foliaciones superpuestas. En el contexto regional, S_1 y S_2 corresponden a las deformaciones compresivas C1 y C2. S_3 representa en general la etapa extensional E1, durante la cual se desarrollaron los despegues extensionales Inferior y Superior e incluso la Zona de Cizalla Basal del Manto de Mondoñedo actuó como un despegue extensional. S_4 tiene comúnmente un carácter espaciado y representa bandas de cizalla extensional

muy comunes en la Zona de Cizalla de Viveiro (*Viveiro Shear Zone*) pero que también aparecen localmente en otros despegues de la Ventana Tectónica de Xistral.

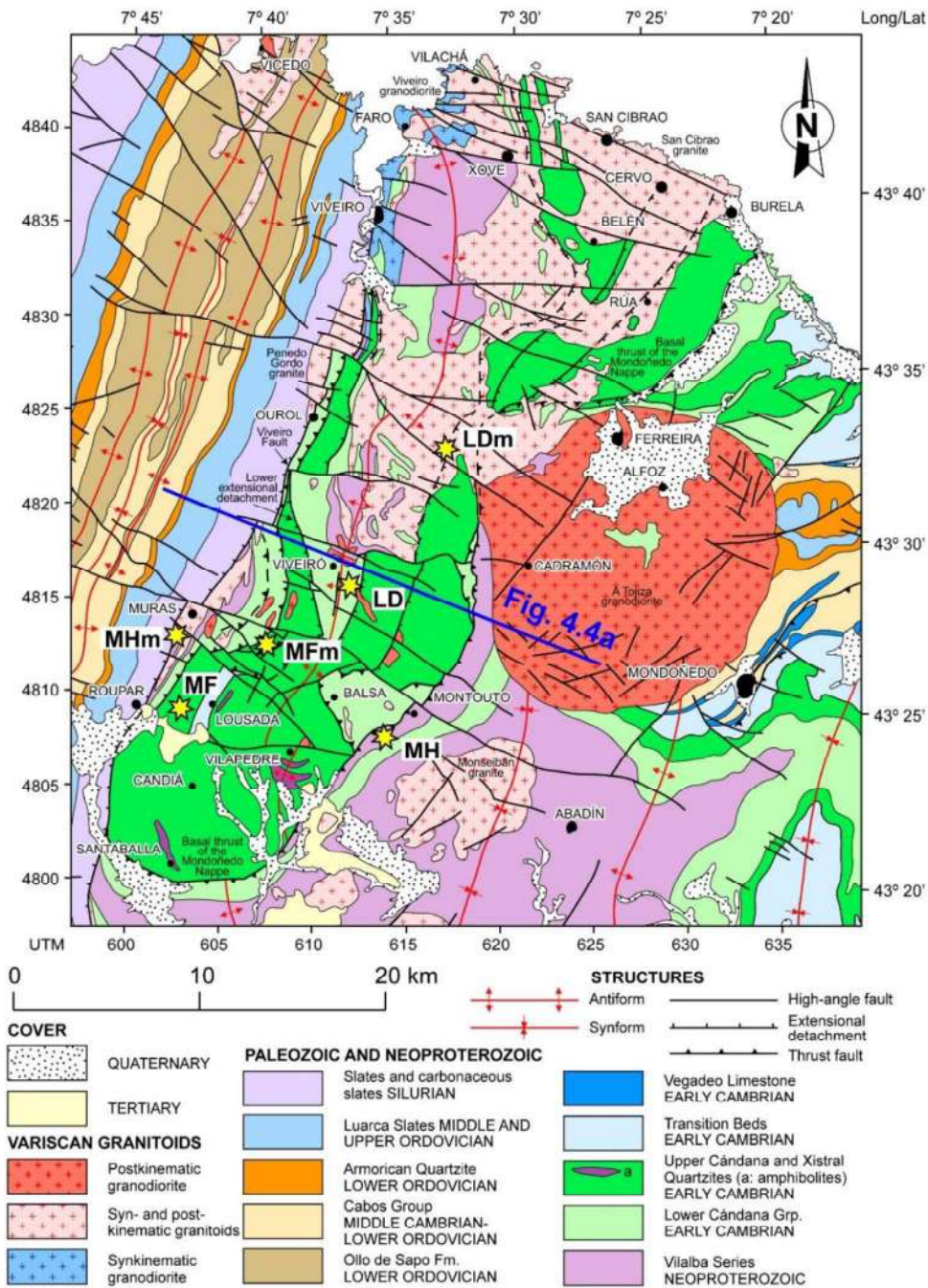


Figure 4.3 Geological map of the northern part of the Lugo Dome including the Xistral Tectonic Window, based on Martínez Catalán et al. (2018). The stars indicate the position of the samples studied in the Petrology section of this chapter. Capitals indicate the shear zone where they were collected: MH, Mondoñedo Hanging Wall shear zone; MF, Mondoñedo Foot Wall shear zone; LD, Lower Detachment; m indicates that the sample is magnetic. The location of the section of Figure 4.4a is shown.

Figura 4.3 Mapa geológico de la parte Norte del Domo de Lugo incluyendo la Ventana Tectónica de Xistral, basado en Martínez Catalán *et al.* (2018). Las estrellas indican la posición de las muestras estudiadas en la sección de Petrología de este capítulo. Las mayúsculas indican la zona de cizalla donde fueron muestreadas: MH, Bloque de techo de la Cizalla Basal del Manto de Mondoñedo; MF, Bloque de muro; LD, Despegue Extensional Inferior ; m indica que la muestra es magnética. También se muestra la ubicación de la sección de la Figura 4.4a.

El metamorfismo que afecta a la zona de estudio abarca desde facies de los esquistos verdes hasta facies granulitas. Un primer evento (M1) de presión intermedia se desarrolló junto con los dos primeros episodios compresivos de plegamiento recumbente (C1) y cabalgamiento (C2). Este evento, de tipo Barroviense, evolucionó posteriormente hacia un metamorfismo de tipo Buchan de alta T y baja P (M2), desarrollado durante las etapas extensionales E1 y E2 (Arenas y Martínez Catalán, 2003; Alcock *et al.*, 2009, 2015). La fusión parcial afectó a las formaciones estratigráficas inferiores del Manto de Mondoñedo y a su autóctono relativo en el núcleo de la ventana tectónica de Xistral y justo por encima de él, en el flanco oriental de la ventana. En el núcleo de la ventana se desarrollaron migmatitas y granitoides inhomogéneos en el Grupo Cándana Inferior y principalmente en la Serie de Vilalba. Además, a mayor profundidad se produjeron grandes volúmenes de rocas fundidas. Entre ellos, los plutones del Baskiriense-Moscoviense (325-305 Ma) son sincinemáticos y se deformaron en las zonas de cizalla extensional. Por el contrario, los macizos de Gzheliense y Cisuraliense (305-283 Ma) son postcinemáticos y atravesaron todas las estructuras de deformación dúctil (Dallmeyer *et al.*, 1997; Fernández-Suárez *et al.*, 2000; Alcock *et al.*, 2015).

La zona de cizalla del Cabalgamiento Basal del Manto de Mondoñedo, desarrollada durante el evento de cabalgamiento C2, afecta principalmente al bloque de techo de la lámina de cabalgamiento, pero también deforma una porción relativamente estrecha del bloque de muro (Fig. 4.2). Esta zona de cizalla registró el evento Barroviense M1, pero posteriormente, durante el evento M2, desarrolló localmente paragénesis minerales de tipo Buchan comparables a las del Despegue Extensional Inferior. Por ello, se interpreta que se reactivó como un despegue extensional durante el evento E1. La nucleación del Domo de Lugo posiblemente se inició durante el evento E1, lo que modificó la disposición subhorizontal de la zona de cizalla basal y permitió que sus dos

flancos se reactivaran como fallas normales. Así lo respalda el perfil sísmico marino ESCIN-4.3 adquirido cerca de la costa cantábrica (Ayarza *et al.*, 1998). En la parte correspondiente a la continuación septentrional del Manto de Mondoñedo, el perfil muestra reflexiones con buzamiento ESE que prolongan las del cabalgamiento basal del manto y alcanzan la corteza inferior (Martínez Catalán *et al.*, 1995; Ayarza *et al.*, 1998). Por tanto, se considera que el Domo de Lugo se desarrolló durante el colapso extensional, incluyendo los eventos E1 y E2, y que pliega las isogradas M1 y M2 (Martínez Catalán *et al.*, 2014).

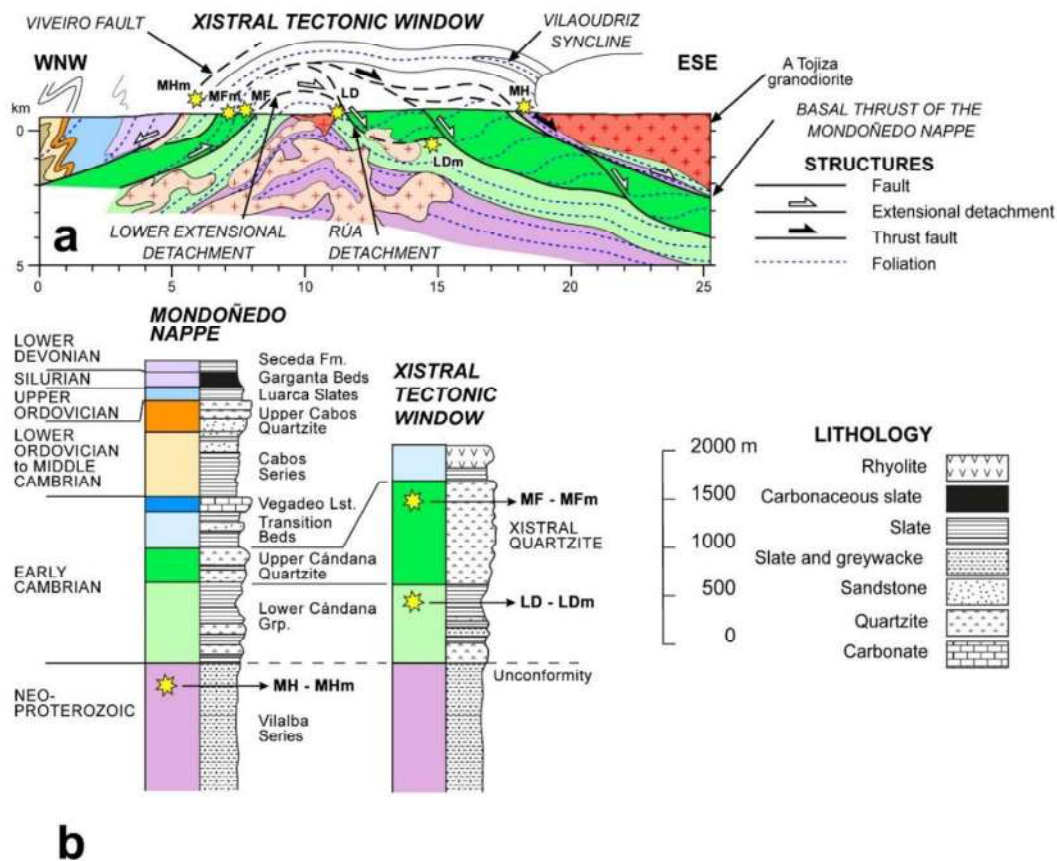


Figure 4.4 a) Geological section across the Xistral Tectonic Window (modified from Martínez Catalán *et al.*, 2018). Legend as in Fig. 4.3, where the location of the section is shown. b) Stratigraphic columns of the Mondoñedo Nappe and the Xistral Tectonic Window. Colors as in Figs. 4.1 and 4.3. The location of the studied samples has been projected into the section and is shown in the columns (stars).

Figura 4.4 a) Sección geológica transversal de la Ventana Tectónica del Xistral (modificado de Martínez Catalán *et al.*, 2018). Leyenda como en la Fig. 4.3, donde se muestra la localización de la sección. b) Columnas estratigráficas del Manto de Mondoñedo y de la Ventana Tectónica del Xistral. Los colores son los mismos que en las Figs. 4.1 y 4.3. La localización de las muestras estudiadas se ha proyectado en la sección y se incluye en las columnas (estrellas).

En el interior de los despegues extensionales dúctiles, la deformación y la impronta metamórfica son heterogéneas, al igual que la respuesta magnética. En distintos puntos de un mismo despegue, incluso estando muy próximas entre sí, pueden encontrarse muestras con diferentes deformaciones, asociaciones minerales y propiedades magnéticas (Martínez Catalán *et al.*, 2018). En algunas de estas muestras se conservan las primeras foliaciones compresivas y las paragénesis Barrovienses, a menudo como relictos, mientras que, en otras, las rocas han sido totalmente transformadas y solo se preservan asociaciones de tipo Buchan y/o retrógradas y foliaciones extensionales. Estas variaciones se atribuyen a la heterogeneidad de la deformación y a la existencia de vías que permiten la circulación de fluidos en diferentes cantidades y composiciones (Ayarza *et al.*, 2021).

La parte más septentrional de la EGMA y que presenta su mayor amplitud se localiza en el interior y en los alrededores de la Ventana Tectónica de Xistral (Fig. 4.1). Está ligada a rocas metasedimentarias de grado medio y alto deformadas durante la tectónica extensional tardi-Varisca y a sus subproductos anatécicos. En el interior de los despegues dúctiles, las susceptibilidades magnéticas son variables, pero a menudo elevadas ($\kappa = 1$ a 40×10^{-3} SI, localmente hasta $\kappa = 200 \times 10^{-3}$ SI), como veremos posteriormente, lo que implica variaciones en el contenido de magnetita. Algunas de estas rocas presentan una importante remanencia magnética comúnmente portada por la hematites. También muestran una anisotropía de la susceptibilidad magnética (AMS) alta y portada por la magnetita que se formó durante la extensión tardi-Varisca (Ayarza *et al.*, 2021).

4.3 CARTOGRAFÍA MAGNÉTICA DE LA VENTANA DE XISTRAL

Como hemos visto al inicio del capítulo, es importante elaborar un mapa magnético detallado en la Ventana Tectónica de Xistral para identificar anomalías magnéticas relacionadas con la tectónica extensional de la región. Esto permite correlacionar la información magnética con la evolución geológica y otros estudios geofísicos. Por esta razón, se han realizado campañas terrestres de toma de datos a lo largo de varios años. Mediante el tratamiento de estos datos con el paquete informático Oasis Montaj de

Seequent ®, se han obtenido una serie de resultados cartográficos que se describen a continuación.

4.3.1 Mapa de la anomalía magnética absoluta

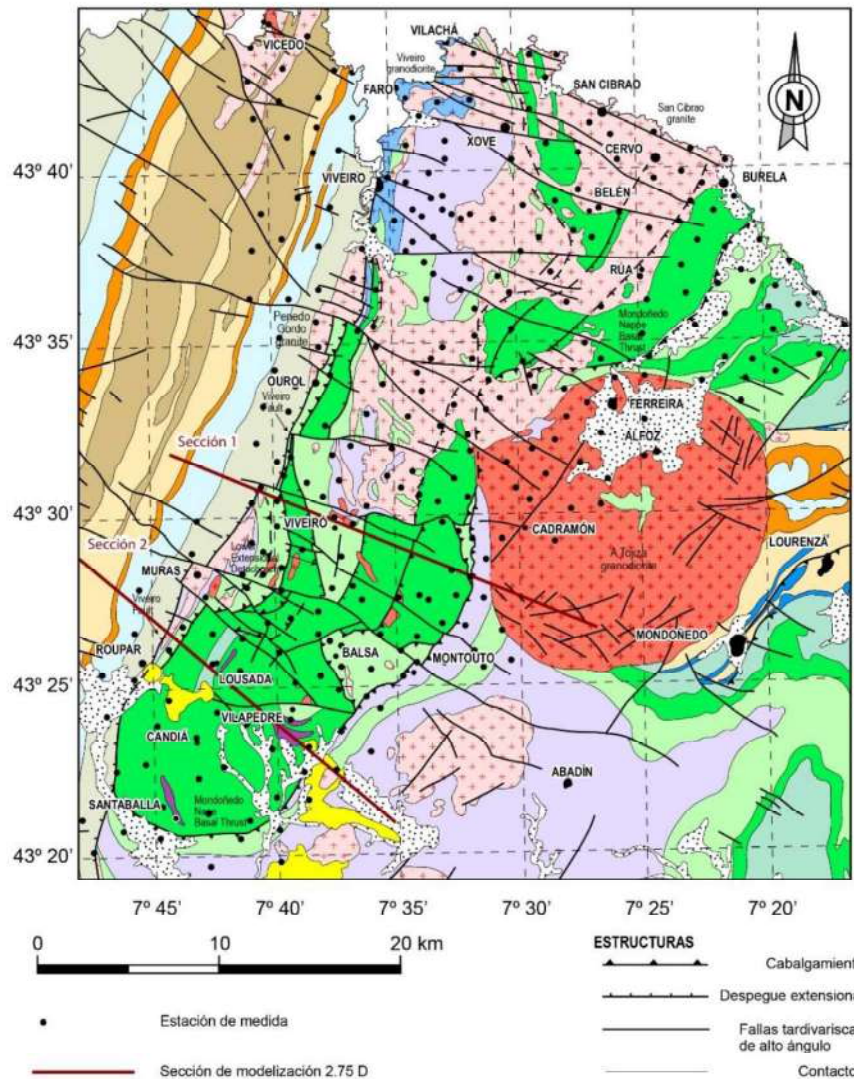


Figure 4.5 Location of survey stations in the Xistral Tectonic Window in the field campaigns conducted during 2015 and 2016 (Martín Paramio, 2015; Rodríguez Gómez, 2015 and Durán Oreja, 2016). The location of the two sections that were used to perform the 2.75 D modelling of the absolute magnetic anomaly is also shown.

Figura 4.5 Localización de las estaciones de medida tomadas en la Ventana Tectónica de Xistral en las campañas de campo que tuvieron lugar durante 2015 y 2016 (Martín Paramio, 2015; Rodríguez Gómez, 2015 y Durán Oreja, 2016). También se representa la localización de las dos secciones que se utilizaron para realizar la modelización 2.75 D de la anomalía magnética absoluta.

En la obtención de este mapa se utilizaron las coordenadas UTM ED50 H29N de las estaciones de medida y el valor de la anomalía magnética absoluta. Los valores máximos y mínimos de las coordenadas proyectadas se utilizaron posteriormente para limitar la extensión de la proyección del mapa aeromagnético de la zona de estudio (Ardizzone *et al.*, 1989) para facilitar la comparación entre ambos. Estas coordenadas son:

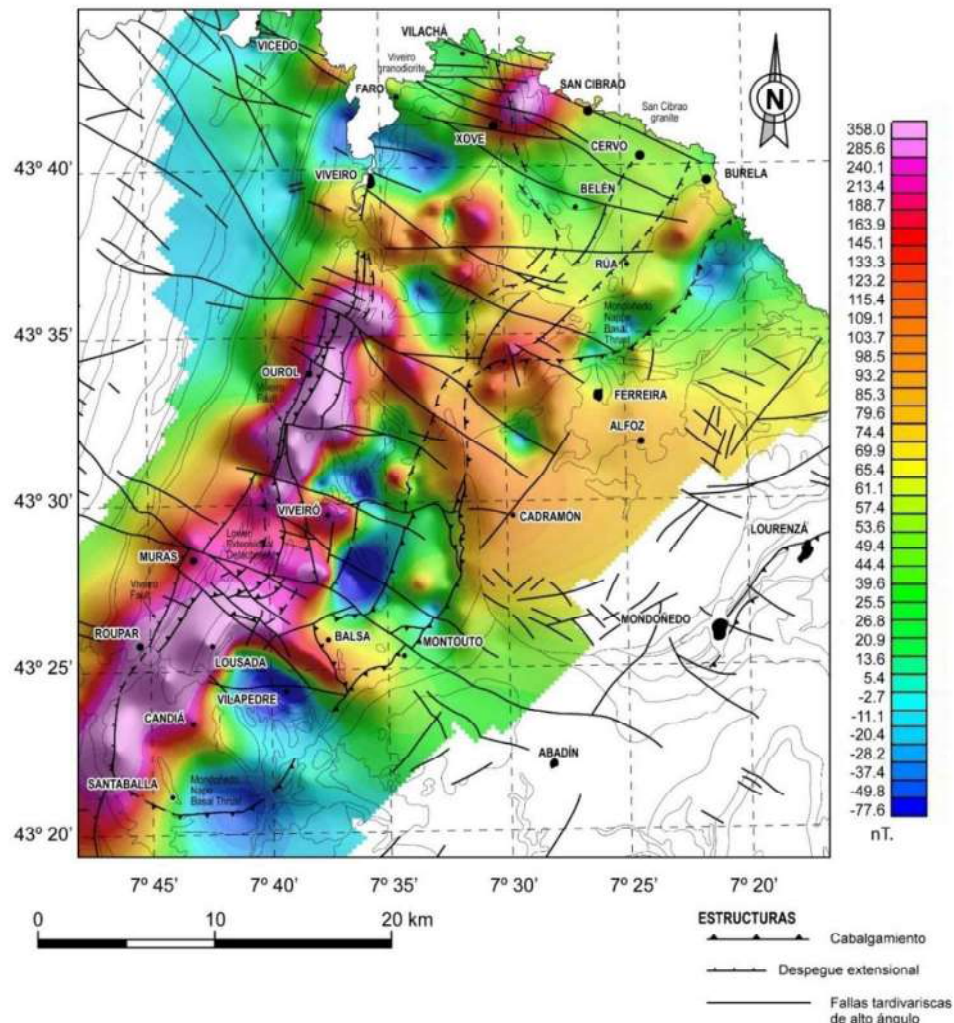


Figure 4.6 Absolute magnetic anomaly map of the Xistral Tectonic Window (Lugo Dome). Faults and lithological contacts are included for ease of reference.

Figura 4.6 Mapa de la anomalía magnética absoluta de la Ventana Tectónica de Xistral (Domo de Lugo). Se incluyen las fallas y los contactos litológicos como referencia.

$X_{\min} = E596353$; $X_{\max} = E639046$; $Y_{\min} = N779736$; $Y_{\max} = N7847908$

La estación base de referencia se localizó a 3km al S de Viveiro (UTMED50: E613923, N4832265; cota: 141 m), en la zona Noroeste de la Ventana Tectónica de Xistral. En esta campaña en tierra se cubrió un área aproximada de 750 km² en la que se tomaron 315

medidas, lo que implica una densidad de 0,42 datos por kilómetro cuadrado (Fig. 4.5). Se corrigieron las variaciones diurnas y seculares y se calcularon las anomalías absolutas con respecto al Campo Geomagnético Internacional de Referencia (IGRF, *International Geomagnetic Reference Field*) utilizando el programa informático Oasis Montaj de Seequent ®. Todos los datos se refirieron al día 14 de abril de 2015, para el que el IGRF en la estación base fue de 45681 nT (nanoTesla) con una inclinación de 58.72° N y una declinación de -2,537° Oeste.

La anomalía magnética absoluta de la Ventana de Xistral (Fig. 4.6) muestra valores que oscilan entre -414,29 y 797,4 nT con una media de 96,7 nT y una desviación estándar (SD) de 143.2 nT. Los máximos están alineados en una banda con dirección NNE-SSO y se localizan principalmente sobre la Falla de Viveiro. Entre Muras y Balsa, se incrementa la anchura de la banda de máximos. También hay máximos importantes con la misma orientación al Oeste de Ferreira y de Cadramón y en el área costera entre Xove y San Cibrao. Al Suroeste de Burela se localiza un máximo de menor entidad. Los mínimos que aparecen están normalmente asociados con los máximos magnéticos, como sucede con los que se localizan al Sur de Burela y de Rúa, así como los del Oeste del mapa, al Sur de Faro, el que está al Sur de Lousada y el de Santaballa.

4.3.2 Mapa aeromagnético

Los parámetros necesarios para obtener la parte del mapa aeromagnético correspondiente al área de estudio son las coordenadas UTM ED50 H29N. Dichas coordenadas se han usado para limitar la proyección de la anomalía aeromagnética de la Península Ibérica del Instituto Geográfico Nacional (IGN), la cual está basada en los mapas de Ardizzone *et al.*, (1989) y Miranda *et al.*, (1989). Las coordenadas del archivo de partida estaban referidas al sistema UTM ED50 H30N, por lo que tuvieron que ser transformadas.

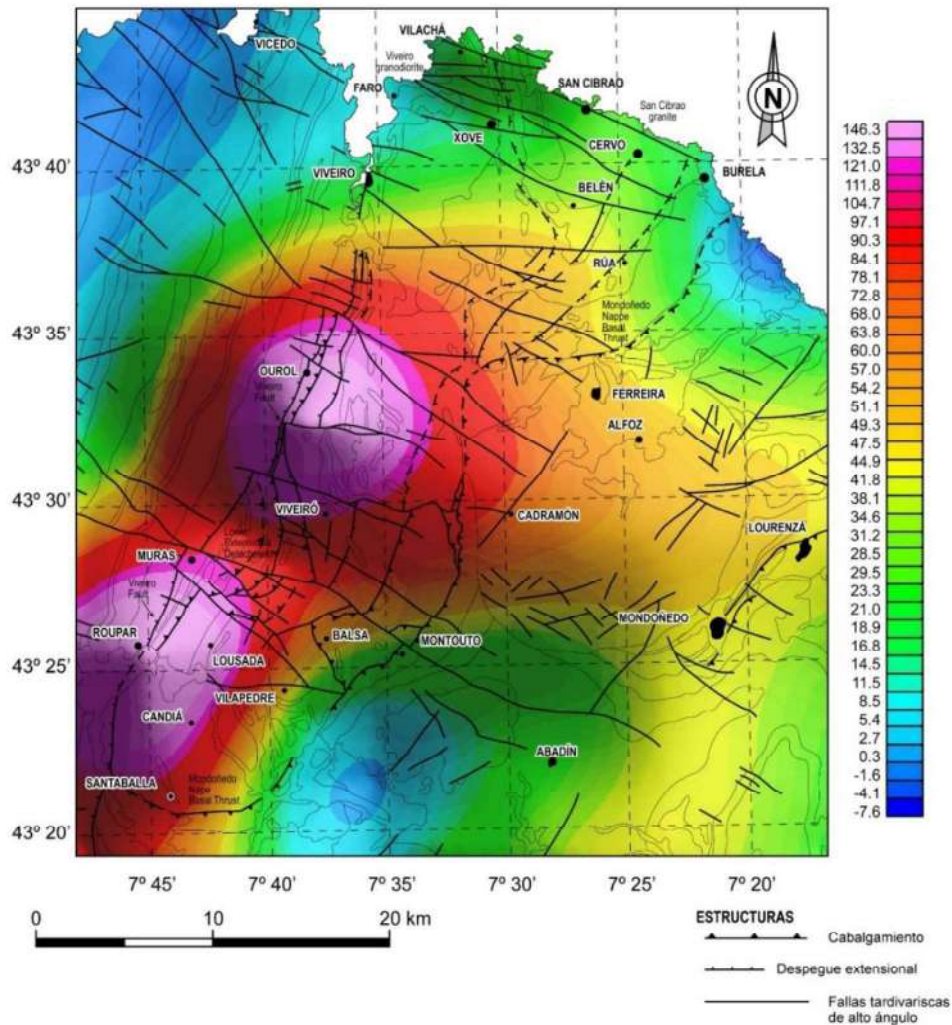


Figure 4.7 Aeromagnetic anomaly map acquired at 3.000 metres above sea level for the Xistral Tectonic Window (Lugo Dome). Cartography based on data provided by the IGN for the Aeromagnetic map of Iberia (taken from Ardizzone *et al.*, 1989 and Miranda *et al.*, 1989). Faults and lithological contacts are included for reference.

Figura 4.7 Mapa de la anomalía aeromagnética de la Ventana Tectónica de Xistral adquirida a 3.000 m. Cartografía basada en los datos proporcionados por el IGN para la realización del Mapa aeromagnético de la Península Ibérica (tomados de Ardizzone *et al.*, 1989 y Miranda *et al.*, 1989). Se incluyen las fallas y contactos litológicos como referencia.

La proyección de este mapa aeromagnético se muestra en la Fig. 4.7. En esta zona, la anomalía alcanza valores máximos de 178,72 nT y tiene una amplitud aproximada de 190 nT. Dicha amplitud y la resolución de este mapa son mucho menores que las obtenidas mediante medidas de la anomalía magnética absoluta sobre el terreno. La relación con las principales estructuras es aproximadamente la misma ya que los máximos se sitúan sobre la Falla de Viveiro. Por ello, *a priori*, ambos mapas sugieren las

mismas relaciones entre la anomalía, las litologías y las estructuras, pero las medidas obtenidas sobre la superficie topográfica ofrecen una mayor precisión.

4.3.3 Mapa de susceptibilidades magnéticas

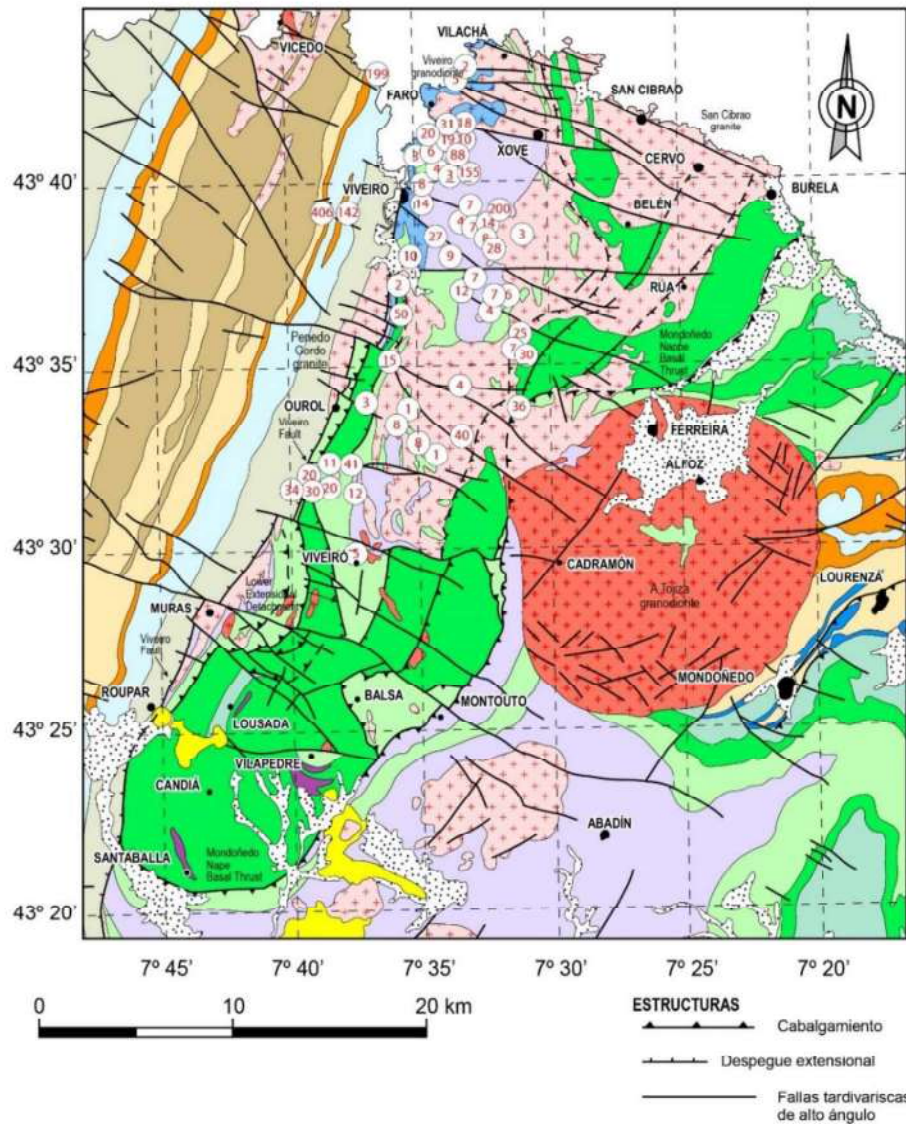


Figure 4.8 Geological map of the Xistral Tectonic Window on which the values of magnetic susceptibility measured *in situ* that are equal to or greater than 0.001 SI (values multiplied by 10^3) have been plotted. The colors of the geological units are the same as those of the map in Figure 4.3.

Figura 4.8 Mapa geológico de la Ventana Tectónica de Xistral sobre el que se han representado los valores de la susceptibilidad magnética medida *in situ* que son iguales o mayores a 0,001 SI (valores multiplicados por 10^3). Los colores de las unidades geológicas son iguales que los del mapa de la figura 4.3.

Sobre el mapa geológico modificado de Martínez Catalán *et al.*, (2003), se han proyectado los máximos valores de la susceptibilidad magnética (κ) de cada

afloramiento, expresados como valores del Sistema Internacional (SI) multiplicados por 10^3 . Solamente se han representado aquellos en los que $\kappa > 1 \times 10^{-3}$ (SI).

Los valores de $\kappa > 40 \times 10^{-3}$ (SI) son excepcionales y se localizan en las partes de los afloramientos que son muy ricas en magnetita.

Los mayores valores de κ se dan en las rocas de alto grado metamórfico de la Ventana de Xistral. Al comparar la localización de estas rocas con el mapa de la anomalía magnética absoluta (Fig. 4.6), se observa que se sitúan sobre los máximos de esta. Las migmatitas y los granitoides inhomogéneos son las rocas más magnéticas, aunque las pizarras y cuarcitas del Grupo Inferior de Cándana (*Lower Cándana Group*) y la Cuarcita de Xistral (*Xistral Quartzite*) también presentan en ocasiones altos valores. Al Oeste de la Falla de Viveiro se encuentran localmente valores excepcionalmente altos de κ en niveles de metasedimentos con magnetita del Ordovícico. Sin embargo, estos niveles no dan lugar a una anomalía magnética extensa como la que se ha identificado sobre la Falla de Viveiro. Las granodioritas y los granitos de dos micas tardíos no presentan valores significativos de κ .

4.3.4 Mapa de la anomalía magnética absoluta reducida al polo

En la Fig. 4.9 se puede apreciar, por comparación con el mapa de la anomalía absoluta (Fig. 4.6) que las anomalías magnéticas se desplazan hacia el Norte y hacia el Oeste, en dirección de la inclinación y la declinación magnéticas en la fecha en la que se comenzaron a tomar los datos, el 14 de abril de 2015 ($58,7^\circ$ y $-2,5^\circ$ respectivamente). La alineación de los nuevos máximos coincide exactamente con la Falla de Viveiro, apareciendo ahora más centrados con respecto a esta estructura que en el mapa de la anomalía absoluta (Fig. 4.6). Así mismo, el máximo cercano a San Cibrao se desplaza hacia el Oeste, situándose más cercano a un despegue extensional. Lo mismo sucede con el máximo cercano a Burela, y con los que aparecen al Sur de Rúa y cerca de Viveiró.

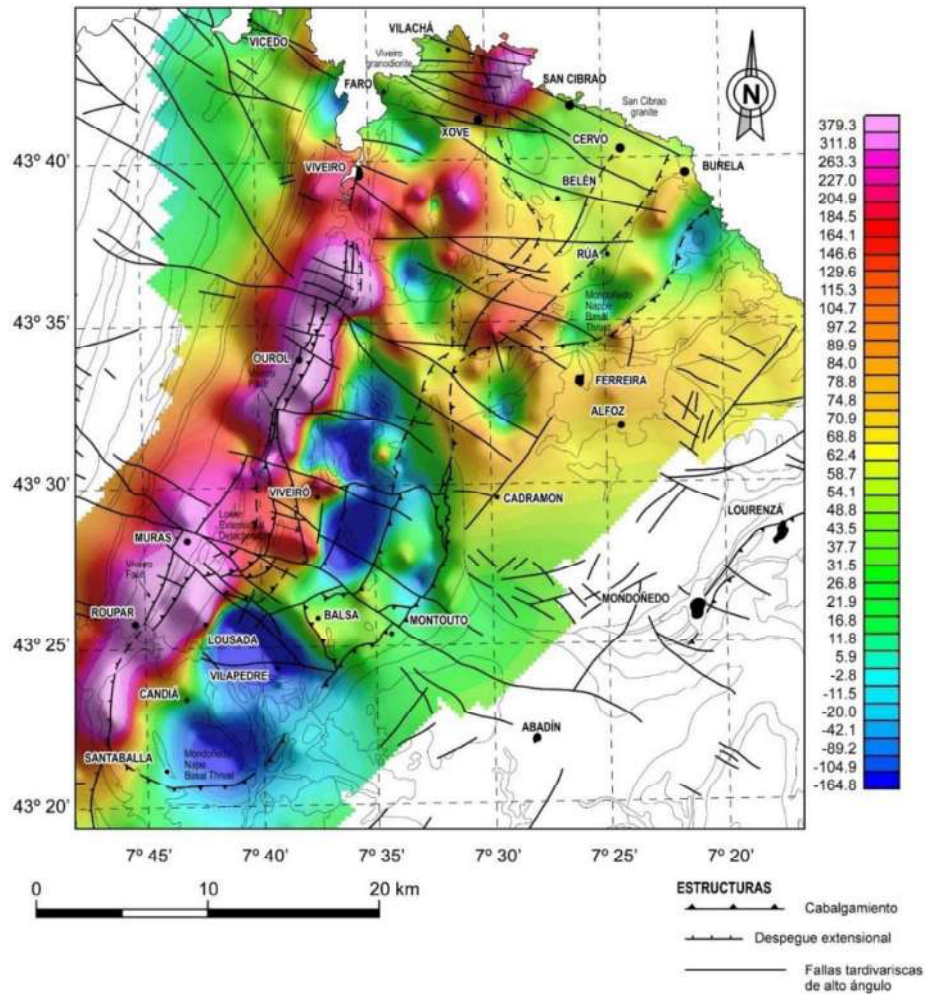


Figure 4.9 Map of the magnetic anomaly reduced to the pole. Faults and lithological contacts are included for reference.

Figura 4.9 Mapa de la anomalía magnética reducida al polo. Se incluyen las fallas y los contactos litológicos como referencia.

4.3.5 Continuación hacia arriba a 3000 m

En el mapa de continuación hacia arriba a 3000 m (Fig 4.10), los máximos y los mínimos se han suavizado y se han unido entre ellos con respecto a los que se observan en el mapa de la anomalía magnética absoluta (Fig. 4.6). Los valores extremos de la continuación hacia arriba oscilan entre 194,34 nT y -10,58 nT. Si se compara con el mapa de la anomalía aeromagnética adquirida a 3.000 m (Fig. 4.7), se observa que los valores de los máximos más importantes son ahora mayores, pero más estrechos. Un máximo de menor amplitud, detectado en el mapa de la anomalía absoluta (Fig. 4.6), pero no en el aeromagnético (Fig. 4.7) aparece ahora al Oeste de San Cibrao.

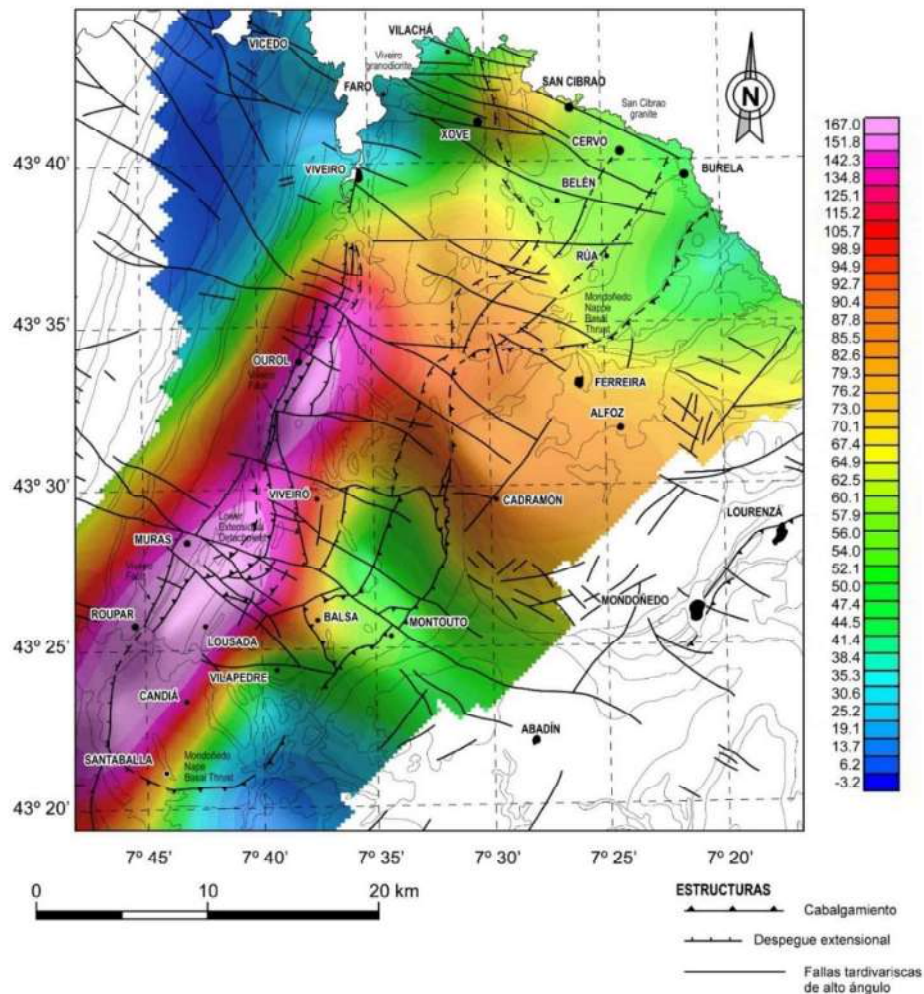


Figure 4.10 Map of the upward continuation at 3000 metres of the absolute magnetic anomaly surveyed on the ground. Faults and lithological contacts are included for reference.

Figura 4.10 Mapa de la continuación hacia arriba a 3.000 metros de altura de la anomalía magnética absoluta medida en tierra. Se incluyen las fallas y los contactos litológicos como referencia.

4.3.6 Deconvolución de Euler

El mapa de soluciones de Euler se muestra en la Fig. 4.11 superpuesto a un esquema estructural de la zona.

A pesar de que su resolución es limitada, se puede observar que hay soluciones que coinciden o se alinean con estructuras reconocidas. Por ejemplo, en los alrededores de Oural y de Roupár, los gradientes más importantes aparecen en relación con la Falla de Viveiro, sugiriendo en ocasiones que ésta buza hacia el Oeste. Al Oeste y Sur de Burela,

otro grupo de soluciones reproduce una superficie inclinada al Sureste que probablemente representa la base del Manto de Mondoñedo.

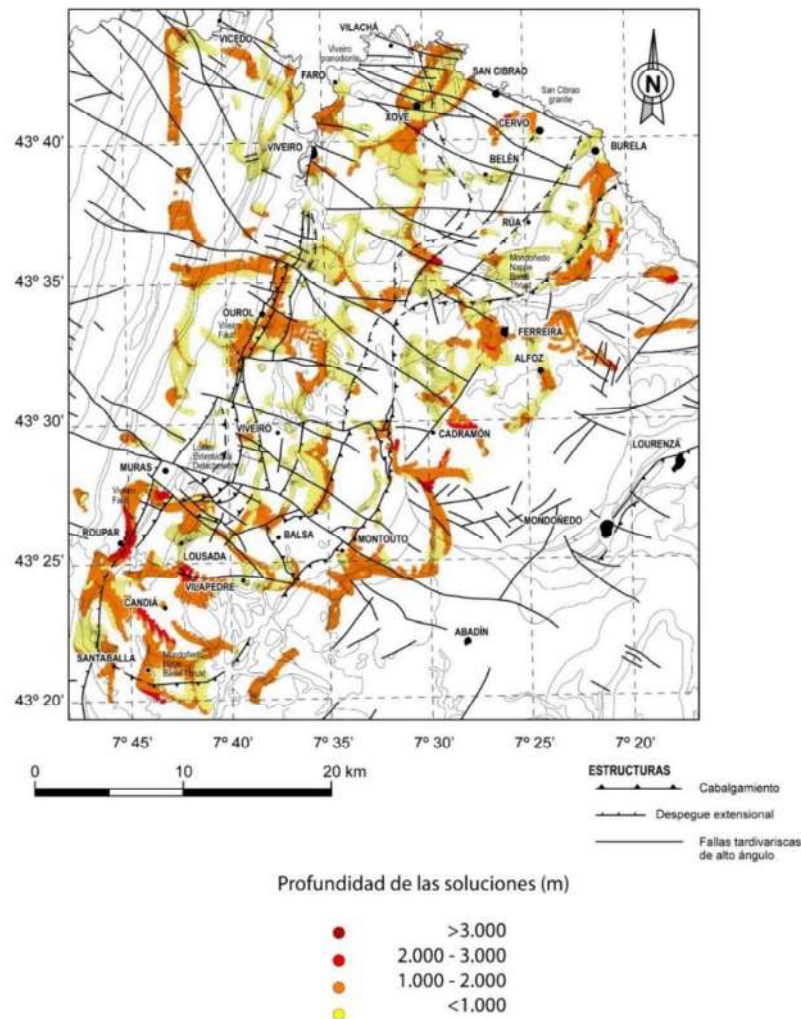


Figure 4.11 Euler deconvolution map for $N=0.5$. Faults and lithological contacts are included as reference.

Figura 4.11 Mapa de la deconvolución de Euler para $N=0,5$. Se incluyen las fallas y los contactos litológicos como referencia.

Varios grupos de soluciones que se alinean en dirección NO-SE puede que representen fallas tardi-Variscas ya que algunos de ellos coinciden con fallas ya identificadas. Por ejemplo, las que se encuentran alineadas al Sur de Viveiro, al Este de Villapedre y Montouto y al Norte de Cadramón.

4.3.7 Espectro radial de potencia

Las fuentes que generan la anomalía magnética absoluta de la Ventana Tectónica de Xistral podrían encontrarse a cuatro profundidades: i) a unos 2,50 km; ii) a

aproximadamente 1,62 km; iii) a unos 0,76 km de profundidad y iv) superficialmente a menos de 0,36 km (Fig. 4.12).

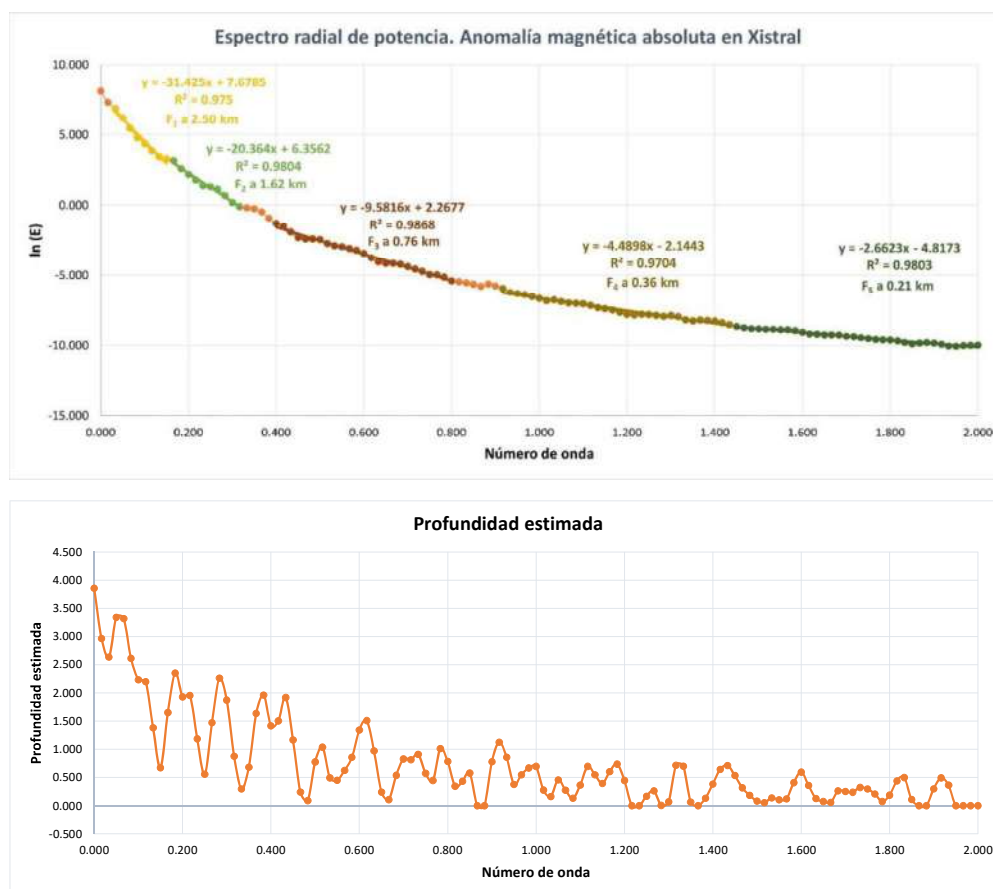


Figure 4.12 Radially averaged power spectrum (top) and depths estimated for the sources (bottom) of the magnetic anomalies in the target area.

Figura 4.12 Espectro radial de potencia (arriba) y profundidades estimadas de las fuentes (debajo) que generan las anomalías en el área de estudio.

Estos valores son indicativos y dependen, además de las profundidades de las fuentes, del tamaño de la zona muestreada, y del intervalo de muestreo. Por ello, los resultados son solo cualitativos y la comparación entre estos datos ha de hacerse con precaución.

4.3.8 Modelización directa 2.75D de la anomalía magnética absoluta

Tomando como datos de partida la cartografía de la anomalía magnética absoluta (Fig. 4.6), el MDT200 de la provincia de Lugo (IGN) y los mapas/cortes geológicos de la zona, se han construido dos modelos 2.75D con el objeto de estimar la geometría,

profundidad y origen de las fuentes que dan lugar a la anomalía. Para ello se ha hecho uso el programa GM-SYS integrado en Oasis Montaj de Seequent ®.

La modelización se ha llevado a cabo a lo largo de dos secciones transversales a la dirección de los principales máximos de la anomalía y de las estructuras que afloran (Fig 4.5) al Sur de la Ventana Tectónica de Xistral.

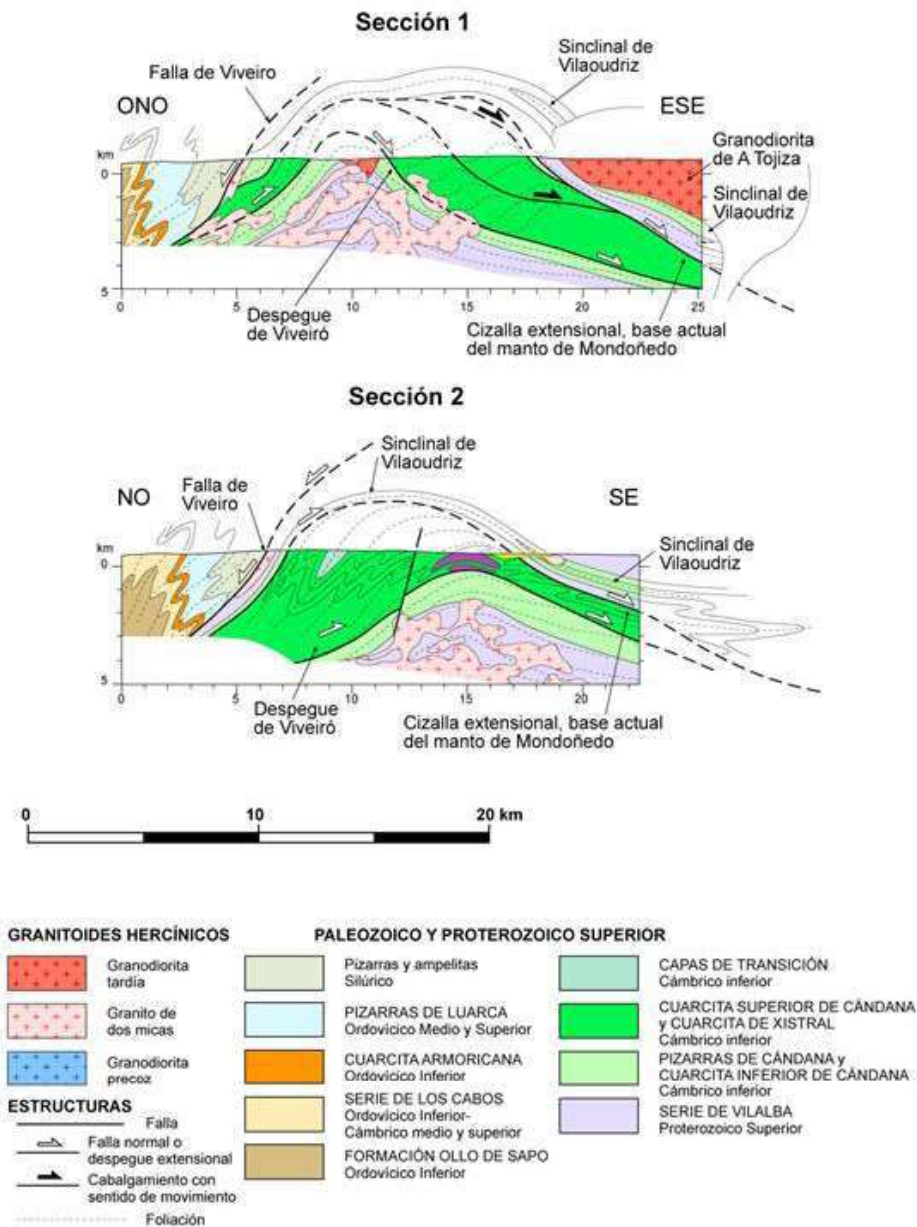


Figure 4.13 Initial geological cross-sections used as background image for the 2.75D modelling of Sections 1 and 2 (location in Fig. 4.5).

Figura 4.13 Cortes geológicos iniciales que se han usado como imagen de fondo para la modelización 2.75D de las Secciones 1 y 2 (localización en la Fig. 4.5)

A partir del mapa geológico (Figs. 4.3 y 4.5), se dibujaron los cortes geológicos de cada sección (Fig. 4.13). La localización en campo de los contactos, y la medida de ángulos de buzamiento y foliaciones en superficie son datos reales que se han respetado escrupulosamente. Sin embargo, en profundidad, el trazado se ha deducido del mapa geológico y los detalles, sobre todo el contacto de los granitoides, son orientativos. Estos cortes geológicos se pueden ubicar en el menú GM-SYS de Oasis Montaj® como una imagen de fondo sobre la que apoyarse a la hora de trazar la geometría de los cuerpos magnéticos que generarán los modelos 2.75D.

El proceso de modelización directa consiste en deducir la geometría de los cuerpos geológicos magnéticos que dan origen a la anomalía. Las características de estos se deducen inicialmente de los cortes geológicos y de la susceptibilidad magnética (κ) medida en campo y ambas se van aproximando para ajustar la anomalía. Si no se produce ajuste, se van modificando geometría y el valor de κ de manera que sean geológicamente consistentes, hasta que se consigue un buen ajuste entre la anomalía observada y la calculada, que en nuestro caso tiene un error RMS (*root mean square*) menor de 6. En su construcción se asume que los bloques se extienden indefinidamente a ambos lados de la sección y perpendicularmente a la misma, si bien cuerpos que en la cartografía se aprecia que terminan lateralmente se modelan con cuerpos que también lo hacen (modelización 2.75D). También se asume que la única fuente de anomalías es la magnetización inducida por el campo magnético actual. Una vez conseguido el ajuste, se modifican los perfiles geológicos en profundidad para que sean consistentes con la modelización. Las Figs. 4.14 y 4.15 muestran los modelos finales, ya con el corte geológico ajustado a ellos, y la Fig. 4.16 las dos secciones geológicas resultantes junto con su leyenda.

SECCIÓN 1

Esta sección, presenta dos máximos magnéticos importantes flanqueados por sus correspondientes mínimos. De Oeste a Este, la magnitud de sus máximos y mínimos es de 120, 285, 138, 243 y -21 y 85 nT respectivamente.

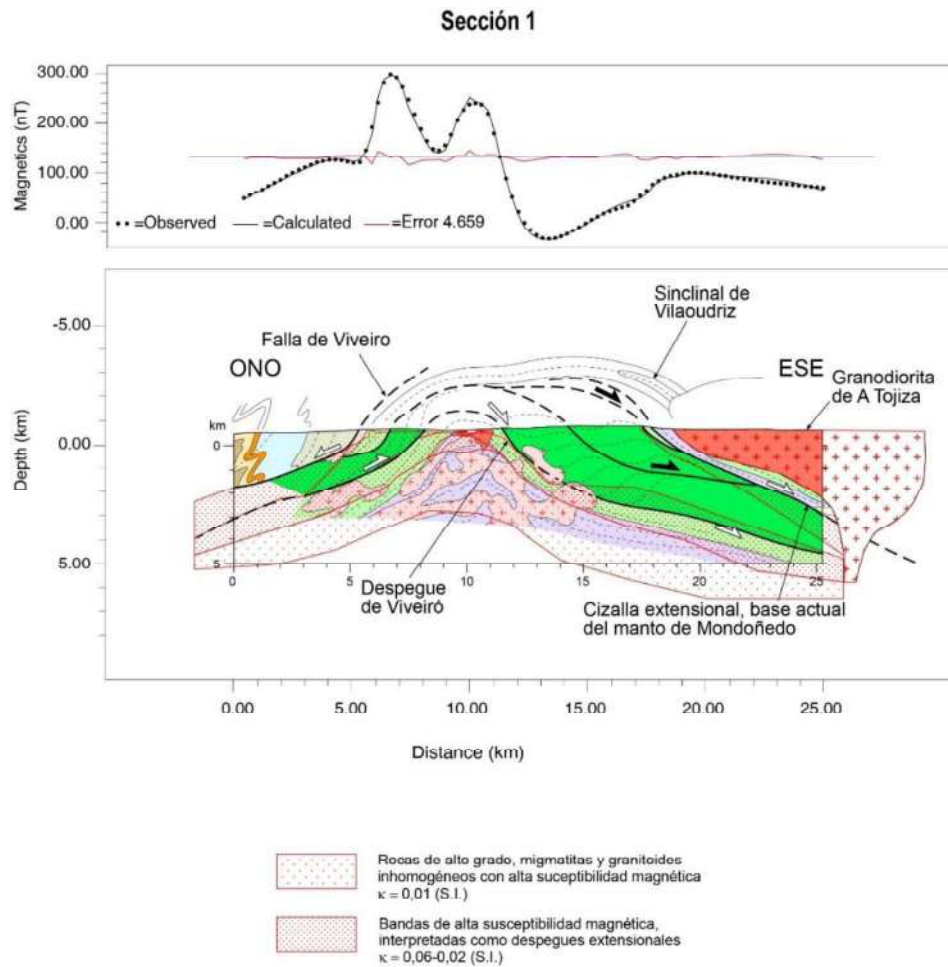


Figure 4.14 2.75D modelling of the magnetic anomaly for Section 1. The blocks of the model are woven with dots or crosses and bounded by a red line. Legend of the geological units in Fig. 4.13.

Figure 4.14 Modelización 2.75D de la anomalía magnética para la Sección 1. Los bloques del modelo tienen tramas de puntos o cruces, y están limitados por una línea de color rojo. Leyenda de las unidades geológicas en la Fig. 4.13.

El ajuste se consigue modelando una serie de cuerpos magnéticos (Fig. 4.14). Unas bandas estrechas, representadas en el modelo con una trama de puntos densa, con valores de la susceptibilidad magnética (κ) que oscilan entre 0,06 SI en la parte más profunda de la Falla de Viveiro, 0,04 SI en la zona más superficial de la misma y en el despegue extensional de Viveiró, y 0,02 SI en la cizalla extensional de la base del Manto de Mondoñedo. Los gneises y migmatitas de la Serie de Vilalba (trama de puntos menos densa) se modelan con valores de 0,01 SI. También es significativo para el ajuste modelar la granodiorita de A Tojiza, con una κ de 0,001 SI (Aranguren *et al.*, 2000), lo que se ha efectuado con el bloque con trama de cruces rojas.

SECCIÓN 2

En este caso (Fig. 4.15), la sección solamente presenta un máximo muy importante que alcanza un valor de 516 nT. Al Este del mismo se localiza un mínimo, también muy acusado, que tiene un valor de -171 nT.

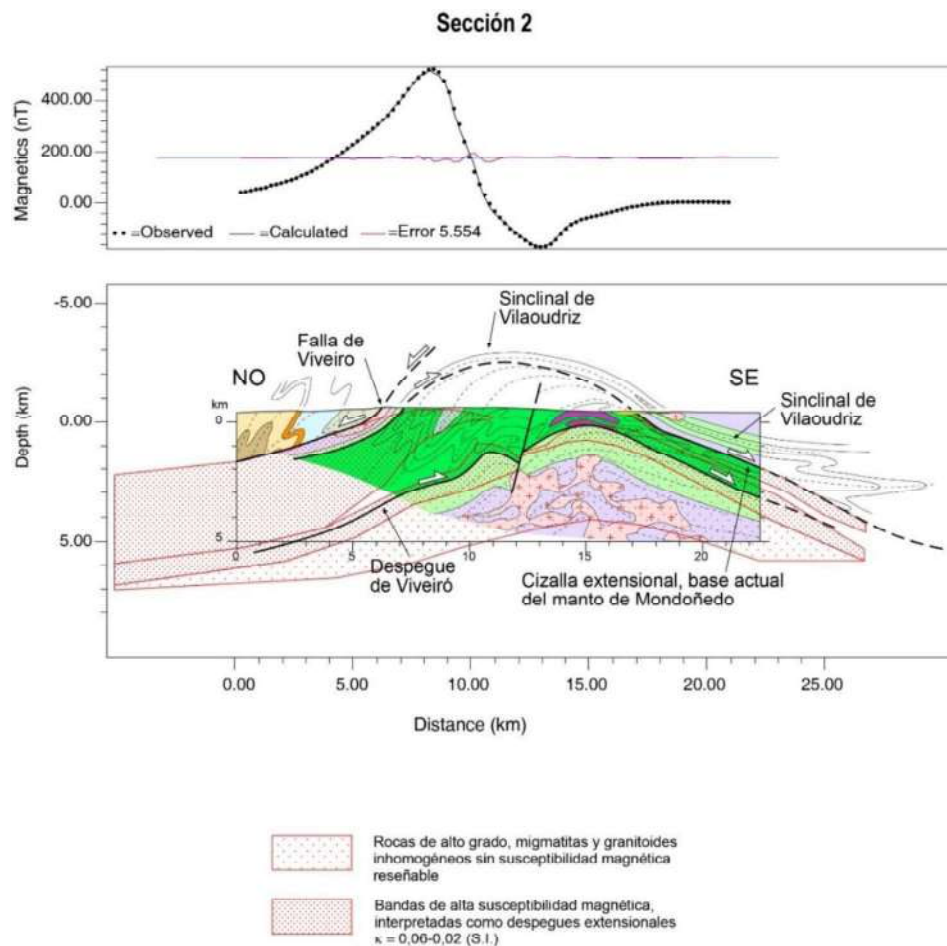


Figure 4.15 2.75D modelling of the magnetic anomaly for Section 2. The blocks of the model are woven with dots or crosses and bounded by a red line. Legend of the geological units in Fig. 4.13.

Figure 4.15 Modelización 2.75D de la anomalía magnética para la Sección 2. Los bloques del modelo tienen tramas de puntos y están limitados por una línea de color rojo. Leyenda de las unidades geológicas en la Fig. 4.13.

En esta sección se han modelado los distintos bloques siguiendo el criterio de valores de κ de igual forma que en la Sección 1. El bloque de la Falla de Viveiro tiene valores de κ de 0,06 SI. El despegue de Viveiro presenta altas susceptibilidades también, con valores de 0,04 SI, y a la cizalla extensional de la base del Manto de Mondoñedo se le asignan valores de 0,02 SI. En este caso, los gneises y migmatitas, modelados con el bloque de

puntos espaciados, no presentan valores de significativos de la susceptibilidad magnética en el modelo.

Los cortes geológicos modificados y ajustados a los modelos se muestran en la Fig. 4.16.

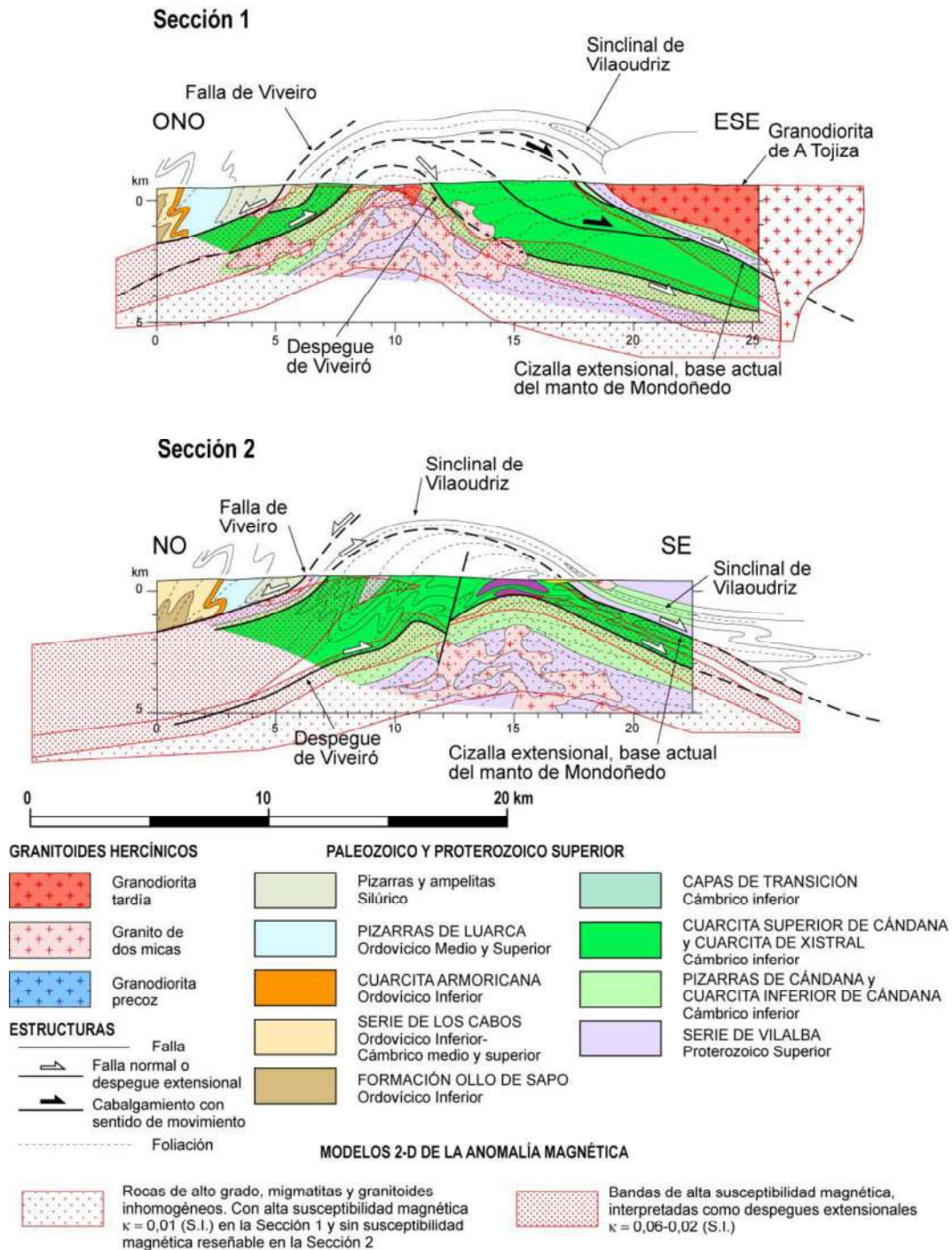


Figure 4.16 Geological cross-sections of Sections 1 and 2 fitted to the 2.75D magnetic anomaly modelling results, showing the blocks used in the modelling.

Figura 4.16 Cortes geológicos de las Secciones 1 y 2 ajustados a los resultados obtenidos mediante la modelización 2.75D de la anomalía magnética, mostrando los bloques empleados en la modelización.

4.4 APORTACIÓN DE LA PETROLOGÍA METAMÓRFICA A LA INTERPRETACIÓN DE LA EGMA.

En los trabajos previos de Martínez Catalán y Ayarza (2007), Martín Paramio (2015), Rodríguez Gómez (2017), Durán Oreja (2016), Martínez Catalán *et al* (2018) y Ayarza *et al.* (2021) se había determinado por métodos geofísicos la relación entre la magnetización y las estructuras extensionales tardi-Variscas en la parte Norte del Domo de Lugo. La presente sección explora esa relación estudiando la evolución metamórfica de las rocas aflorantes en la Ventana Tectónica de Xistral.

4.4.1 Metodología

Se seleccionaron tres pares de rocas metasedimentarias (véanse las Figs. 4.3 y 4.4 para su localización) de la importante colección de nuestro grupo de estudio acumulada a través del trabajo sistemático en la Ventana Tectónica de Xistral desde la década de 1980. Cada uno de los pares consta de una muestra no magnética y su homóloga magnética, ambas muestreadas dentro de la misma unidad y deformadas por la misma zona de cizalla a escala regional en dos de los pares. Debido a la alta heterogeneidad de la deformación en los despegues dúctiles, la evolución metamórfica registrada por cada muestra difiere de la de las otras, permitiendo deducir una aproximación a las trayectorias P-T de las condiciones de pre y sin-magnetización, siendo esta última registrada por las rocas que generan la EGMA.

Los minerales opacos se identificaron utilizando un microscopio de luz reflejada. Cuando fue necesario, se estimó la proporción de magnetita sobre el volumen total de minerales opacos y se determinó la proporción (% volumen) de los minerales opacos en la lámina delgada (Tabla 4.1) mediante análisis de imagen con el software ImageJ.

Los análisis mineralógicos y los mapas elementales de rayos X se realizaron en la ICTS-Centro Nacional de Microscopía Electrónica de la Universidad Complutense de Madrid, España (Centro Nacional de Microscopía Electrónica; <http://www.cnme.es>) utilizando una microsonda electrónica JEOL-Superprobe JXA-8900M equipada con cinco

espectrómetros que operan en el modo *wavelength-dispersive*. Las condiciones operativas para los análisis puntuales estándar fueron tensión de aceleración de 15 keV, corriente del haz de 20 nA, diámetro del haz de 1-5 μm y tiempo de recuento de 10 s en el pico. Se obtuvieron mapas elementales de rayos X para granate y magnetita a 20 keV y 150 nA.

Las tablas 4.2, 4.3 y 4.4 proporcionan una lista de los análisis representativos de los minerales en cada par de muestras (MF-MFm, LD-LDm y MH-MHm). Las abreviaturas de los minerales son las recogidas en Holland y Powell (1998): albita (ab), andalucita (and), biotita (bi), clorita (chl), granate (g), hematites (hem), ilmenita (ilm), feldespato K (ksp), distena (ky), margarita (ma), magnetita (mt), moscovita (mu), paragonita (pa), plagioclasa (pl), cuarzo (q), rutilo (ru), sillimanita (sill) y estaurolita (st). Otros símbolos: $X_{\text{Fe}} = \text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg})$; $X_{\text{Mg}} = \text{Mg}/(\text{Fe}+\text{Mg})$; $X_{\text{Na}} = \text{Na}/(\text{Na} + \text{Ca} + \text{K})$; anortita, $An = \text{Ca}/(\text{Ca} + \text{Na} + \text{K})$; $Alm = \text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg}+\text{Mn}+\text{Ca})$; $Prp = \text{Mg}/(\text{Fe}+\text{Mg}+\text{Mn}+\text{Ca})$; $Grs = \text{Ca}/(\text{Fe}+\text{Mg}+\text{Mn}+\text{Ca})$; $Sps = \text{Mn}/(\text{Fe}+\text{Mg}+\text{Mn}+\text{Ca})$; cationes por unidad de fórmula (pfu); porcentaje en peso (wt %); '→' denota evolución del núcleo al borde.

	Studied samples					
	MF (wt %)	MFm (wt%)	LD (wt %)	LDm (wt%)	MH (wt %)	MHm (wt%)
SiO ₂	60.80	54.66	52.98	52.22	63.42	63.05
TiO ₂	1.02	1.20	1.25	1.30	0.88	1.01
Al ₂ O ₃	18.96	21.91	22.37	19.97	16.24	18.82
FeO	4.60	2.80	6.60	4.10	5.70	4.40
Fe ₂ O ₃	2.27	5.78	1.83	6.19	0.77	3.78
MnO	0.03	0.02	0.09	0.04	0.07	0.02
MgO	1.51	1.10	4.13	2.10	2.56	1.58
CaO	0.04	0.23	0.60	0.03	1.85	0.02
Na ₂ O	0.33	0.22	1.61	0.50	2.95	0.72
K ₂ O	5.44	8.28	4.78	8.66	2.46	2.88
P ₂ O ₅	0.16	0.25	0.10	0.11	0.22	0.10
Cr ₂ O ₃	0.02	0.02	0.03	0.02	0.02	0.03
X(Fe ³⁺)	0.31	0.65	0.20	0.58	0.11	0.44
vol%						
Fe—Ti ox.		3.95		3.85		2.20

Table 4.1 Bulk-rock composition of the studied samples expressed in wt% of oxides, measured by XRF and by chemical titration (FeO). $\text{Fe}_2\text{O}_3 = 1.111(\text{FeO}_{\text{total}} - \text{FeO}_{\text{measured}})$, where $\text{FeO}_{\text{total}} = \text{Fe}_2\text{O}_3_{\text{total}}/1.111$. "vol% Fe-Ti ox." is the volume percentage of Fe-Ti oxides contained in the sample, obtained by image analysis (ImageJ) of photomicrographs of the thin sections.

Tabla 4.1 Composición de la roca total de las muestras estudiadas expresada en % en peso de óxidos, medidos por XRF y por titración química húmeda (FeO). $\text{Fe}_2\text{O}_3 = 1,111(\text{FeO}_{\text{total}} - \text{FeO}_{\text{medido}})$,

donde $\text{FeO}_{\text{total}} = \text{Fe}_2\text{O}_3_{\text{total}}/1,111$. «vol% Fe-Ti ox.» es el porcentaje en volumen de óxidos de Fe-Ti contenidos en la muestra, obtenido mediante un análisis de imagen (ImageJ) de las microfotografías de las láminas delgadas.

Los cálculos de equilibrio de fases se realizaron en el sistema de modelado $\text{MnO-Na}_2\text{O-CaO-K}_2\text{O-FeO-MgO-Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2\text{-H}_2\text{O-TiO}_2\text{-Fe}_2\text{O}_3$ (MnNCKFMASHTO) utilizando el paquete de software Theriak/Domino (De Capitani y Petrakakis, 2010) y la base de datos internamente consistente 4.5 (Holland y Powell, 1998; actualizada en 2003). Las fases utilizadas en los cálculos y las relaciones actividad-composición son biotita (White *et al.*, 2007), clorita (Mahar *et al.*, 1997; Holland y Powell, 1998), cloritoide (Holland y Powell, 1998), cordierita (Holland y Powell, 1998), epidota (Holland y Powell, 1998) granate (White *et al.*, 2007), ilmenita (White *et al.*, 2000, 2005 para sistemas Mn), magnetita (White *et al.*, 2000), plagioclasa (Holland y Powell, 2003), estaurolita (Holland y Powell, 1998) y mica blanca (Coggon y Holland, 2002). La fase fluida se estableció como H_2O pura en exceso para todas las muestras.

El análisis de roca total de las muestras se realizó en Activation Laboratories Ltd. (Actlabs, Canadá) mediante espectroscopía de fluorescencia de rayos X (XRF). El FeO (vs. Fe_2O_3) se analizó por titración química húmeda. La composición representativa de la roca total de las muestras figura en la Tabla 4.1.

El análisis de la composición de roca total analizada presenta relaciones $X(\text{Fe}^{3+}) (= \text{Fe}^{3+}/\text{Fe}_{\text{tot}} = \text{molar } 2\text{Fe}_2\text{O}_3/[2\text{Fe}_2\text{O}_3+\text{FeO}])$ que oscilan entre 0,11 y 0,65 (Tabla 4.1). Los valores son sistemáticamente superiores en las muestras magnéticas y pueden relacionarse con la presencia de magnetita y/o hematites. Sin embargo, en sus homólogas no magnéticas, la ausencia de magnetita/hematites y las bajas cantidades recalculadas de Fe^{3+} en los minerales formadores de roca sugieren que sus relaciones $X(\text{Fe}^{3+})$ pueden estar relacionadas con la meteorización o con el proceso de trituración efectuado antes del análisis químico. De hecho, en las pseudosecciones P-T calculadas para las composiciones de roca total analizadas (incluidas las relaciones $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}_{\text{tot}}$, véase más adelante), la magnetita y/o la hematites se modelan en todos los campos, mientras que no se observan en las muestras no magnéticas. Incluso en las muestras magnéticas, los cálculos con los valores medidos de la relación $X(\text{Fe}^{3+})$ de la roca total suelen proporcionar valores de magnetita y/o hematites significativamente mayores que los

observados. En consecuencia, se han calculado sistemáticamente pseudosecciones T-X(Fe^{3+}) para estimar las relaciones X(Fe^{3+}) efectivas de la roca total compatibles con las asociaciones y composiciones minerales observadas (ver por ejemplo la Fig. 4.23b; cf. White *et al.*, 2000; López-Carmona *et al.*, 2013).

Mineral	MF						Mineral	MFm					
	mu	bi	st	g _C	g _R	ilm		bi	mu	ksp	mt	ilm	hem
Analysis	74	43	2	72	86	80	Analysis	134	92	139	107	142	117
SiO ₂	47.24	34.94	28.00	37.10	37.25	0.02	SiO ₂	33.63	45.10	61.62	0.05	0.08	0.02
TiO ₂	0.58	2.04	0.70	0.05	0.01	52.57	TiO ₂	2.53	1.11	0.03	0.07	52.04	0.03
Al ₂ O ₃	38.22	20.23	55.56	21.39	21.96	0.00	Al ₂ O ₃	17.79	30.84	19.01	0.10	0.05	0.09
Cr ₂ O ₃	0.03	0.03	0.04	0.03	0.01	0.03	Cr ₂ O ₃	0.02	0.06	0.03	0.15	0.03	0.05
Fe ₂ O ₃	0.73	0.00	0.70	0.00	0.00	0.00	Fe ₂ O ₃	0.00	1.39	0.06	65.16	0.00	97.78
FeO	0.28	20.54	11.93	33.11	34.26	45.20	FeO	21.79	2.56	0.00	29.68	40.90	0.89
MnO	0.07	0.06	0.15	3.04	2.05	0.48	MnO	0.04	0.00	0.03	0.00	0.95	0.01
MgO	0.48	8.23	1.11	2.21	2.44	0.49	MgO	7.34	1.25	0.01	0.00	0.04	0.00
CaO	0.01	0.00	0.01	2.66	2.40	0.12	CaO	0.06	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na ₂ O	0.74	0.14	0.02	0.02	0.01	0.00	Na ₂ O	0.05	0.22	0.61	0.00	0.05	0.00
K ₂ O	7.81	9.03	0.00	0.01	0.00	0.01	K ₂ O	9.62	10.39	15.53	0.01	0.08	0.01
Totals	96.19	95.24	98.23	99.62	100.39	98.90	Totals	92.87	92.91	96.92	95.22	94.21	98.88
Si	3.05	2.67	7.67	3.00	2.98	0.00	Si	2.68	3.12	2.94	0.00	0.00	0.00
Ti	0.03	0.12	0.14	0.00	0.00	1.00	Ti	0.15	0.06	0.00	0.00	1.03	0.00
Al	2.91	1.82	17.94	2.04	2.07	0.00	Al	1.67	2.52	1.07	0.01	0.00	0.00
Cr	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	Cr	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00
Fe ³⁺	0.04	0.00	0.14	0.00	0.00	0.00	Fe ³⁺	0.00	0.07	0.00	1.98	0.00	1.98
Fe ²⁺	0.02	1.31	2.73	2.24	2.29	0.96	Fe ²⁺	1.45	0.15	0.00	1.00	0.90	0.02
Mn	0.00	0.00	0.04	0.21	0.14	0.01	Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00
Mg	0.05	0.94	0.45	0.27	0.29	0.02	Mg	0.87	0.13	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	0.00	0.00	0.00	0.23	0.21	0.00	Ca	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na	0.09	0.02	0.01	0.00	0.00	0.00	Na	0.01	0.03	0.06	0.00	0.00	0.00
K	0.64	0.88	0.00	0.00	0.00	0.00	K	0.98	0.92	0.95	0.00	0.00	0.00
Sum	6.82	7.76	29.15	7.98	7.98	2.00	Sum	7.83	7.00	5.02	3.00	1.97	2.01
X _{Na}	0.13						X _{Na}		0.03	0.06			
X _{Mg}		0.42	0.14	0.11	0.11		X _{Mg}	0.38					
Alm				0.76	0.78								
Prp				0.09	0.10								
Grs				0.08	0.07								
Sps				0.07	0.05								

Table 4.2 Representative microprobe analysis from Xistral Quartzite samples located in the foot wall shear zone to the Mondoñedo Nappe and structurally above the Lower Extensional Detachment. R: rim; C: core. Data calculated using AX software (Holland and Powell, 2000 in Powell and Holland, 2002 <http://www.esc.cam.ac.uk/research/research-groups/holland/ax>). The amount of ferric iron was calculated from stoichiometric constraints using AX software suite.

Tabla 4.2 Análisis de microsonda representativos de muestras de Cuarcita Xistral situadas en la zona de cizalla del bloque inferior del Manto de Mondoñedo estructuralmente por encima del Despegue Extensional Inferior. R: borde; C: núcleo. Datos calculados utilizando el software AX (Holland y Powell, 2000 en Powell y Holland, 2002 <http://www.esc.cam.ac.uk/research/research->

groups/holland/ax). La cantidad de hierro férrico se calculó a partir de condicionantes estequiométricos utilizando el programa informático AX.

LD							LDm							
Mineral	bi	mu ₁	mu ₂	pl	st	ilm	Mineral	bi	mu	pl	ksp	ilm	mt	hem
Analysis	121	163	6	9	22	11	Analysis	30	39	51	7	91	28	94
SiO ₂	35.07	45.76	45.54	62.52	26.20	0.53	SiO ₂	34.02	41.89	67.32	62.08	0.00	0.02	0.04
TiO ₂	2.79	0.77	0.80	0.00	0.65	54.42	TiO ₂	3.22	0.87	0.00	0.03	47.88	0.03	13.84
Al ₂ O ₃	20.20	36.33	36.15	23.28	55.16	1.20	Al ₂ O ₃	17.68	33.38	20.08	18.90	0.00	0.15	0.05
Cr ₂ O ₃	0.04	0.04	0.03	0.00	0.06	0.00	Cr ₂ O ₃	0.06	0.00	0.00	0.04	0.01	0.04	0.07
Fe ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.03	0.62	0.00	Fe ₂ O ₃	0.00	2.47	0.10	0.05	7.97	66.82	71.35
FeO	17.09	0.62	0.90	0.00	10.64	39.36	FeO	21.05	1.58	0.00	0.00	42.33	30.25	12.28
MnO	0.03	0.00	0.00	0.03	0.25	1.35	MnO	0.06	0.06	0.02	0.05	0.59	0.03	0.08
MgO	9.85	0.58	0.65	0.00	1.83	0.13	MgO	7.99	0.60	0.00	0.00	0.05	0.00	0.00
CaO	0.00	0.00	0.00	3.87	0.02	0.00	CaO	0.04	0.00	0.15	0.01	0.00	0.00	0.00
Na ₂ O	0.28	0.88	0.80	9.57	0.07	0.00	Na ₂ O	0.11	0.45	11.38	0.92	0.00	0.00	0.02
K ₂ O	9.49	9.61	10.16	0.13	0.00	0.02	K ₂ O	9.35	10.65	0.18	15.83	0.01	0.00	0.02
Totals	94.83	94.59	95.03	99.44	95.50	97.01	Totals	93.56	91.94	99.23	97.90	98.85	97.32	97.75
Si	2.65	3.04	3.03	2.78	7.37	0.01	Si	2.68	2.95	2.97	2.94	0.00	0.00	0.00
Ti	0.16	0.04	0.04	0.00	0.14	1.03	Ti	0.19	0.05	0.00	0.00	0.92	0.00	0.28
Al	1.80	2.85	2.84	1.22	18.28	0.04	Al	1.64	2.77	1.04	1.06	0.00	0.01	0.00
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe ³⁺	0.00	0.00	0.00	0.00	0.13	0.00	Fe ³⁺	0.00	0.13	0.00	0.00	0.15	1.99	1.44
Fe ²⁺	1.08	0.04	0.05	0.00	2.50	0.83	Fe ²⁺	1.38	0.09	0.00	0.00	0.91	1.00	0.28
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.06	0.03	Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00
Mg	1.11	0.06	0.07	0.00	0.77	0.01	Mg	0.94	0.06	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	0.00	0.00	0.00	0.18	0.01	0.00	Ca	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00
Na	0.04	0.11	0.10	0.83	0.04	0.00	Na	0.02	0.06	0.97	0.09	0.00	0.00	0.00
K	0.92	0.82	0.86	0.01	0.00	0.00	K	0.94	0.96	0.01	0.96	0.00	0.00	0.00
Sum	7.77	6.96	6.99	5.02	29.30	1.94	Sum	7.79	7.07	5.00	5.05	2.00	3.00	2.00
X _{Na}		0.12	0.11	0.81			X _{Na}		0.06	0.98	0.08			
X _{An}				0.18			X _{An}			0.01				
X _{Mg}	0.51				0.23		X _{Mg}	0.40						

Table 4.3 Representative microprobe analysis from the Lower Cándana Group samples below the Lower Extensional Detachment. Data calculated using AX software (Holland and Powell, 2000 in Powell and Holland, 2002 <http://www.esc.cam.ac.uk/research/research-groups/holland/ax>). The amount of ferric iron was calculated from stoichiometric constraints using AX software suite.

Tabla 4.3 Análisis de microsonda representativos de las muestras del Grupo Cándana Inferior por debajo del Despegue Extensional Inferior. Datos calculados utilizando el software AX (Holland y Powell, 2000 en Powell y Holland, 2002 <http://www.esc.cam.ac.uk/research/research-groups/holland/ax>). La cantidad de hierro férrico fue calculada a partir de la estequiometría utilizando el software AX.

Mineral	MH							Mineral	MHm						
	bi	mu	pl	hem	ilm	g _c	g _R		st	chl	mu	ilm	mt	ilm _i	mt _i
Analysis	160	7	4	10	12	158	157	Analysis	37	26	27	14	34	11	8
SiO ₂	35.14	44.22	61.39	5.67	0.10	36.42	37.12	SiO ₂	28.24	25.08	45.91	0.07	0.04	0.24	0.05
TiO ₂	1.73	0.31	0.00	0.02	53.95	0.08	0.00	TiO ₂	0.34	0.11	0.28	55.70	0.12	51.42	0.48
Al ₂ O ₃	20.56	36.96	23.90	1.23	0.00	22.19	21.95	Al ₂ O ₃	55.14	24.09	36.27	0.16	0.24	0.64	0.38
Cr ₂ O ₃	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	Cr ₂ O ₃	0.00	0.04	0.00	0.00	0.01	0.00	0.10
Fe ₂ O ₃	0.00	0.24	0.12	70.96	0.00	0.18	0.00	Fe ₂ O ₃	0.68	0.00	0.75	0.00	66.94	0.00	61.52
FeO	16.89	0.60	0.00	6.24	38.11	27.87	28.23	FeO	11.60	22.36	1.48	40.69	30.48	45.19	28.97
MnO	0.22	0.03	0.05	0.09	2.85	9.16	9.32	MnO	0.17	0.01	0.03	0.72	0.02	0.47	0.00
MgO	10.42	0.51	0.01	0.00	0.12	2.46	2.10	MgO	1.29	15.92	0.42	0.01	0.01	0.18	0.00
CaO	0.06	0.03	4.82	0.23	0.00	1.58	1.34	CaO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00
Na ₂ O	0.23	1.06	8.96	0.02	0.00	0.01	0.00	Na ₂ O	0.12	0.02	1.98	0.00	0.01	0.00	0.00
K ₂ O	8.38	9.12	0.07	0.03	0.00	0.01	0.00	K ₂ O	0.00	0.00	7.86	0.01	0.00	0.01	0.00
Totals	93.64	93.08	99.33	84.49	95.14	99.94	100.05	Totals	97.57	87.63	94.98	97.37	97.87	98.15	91.49
Si	2.67	2.99	2.74	0.17	0.00	2.94	2.99	Si	7.77	2.59	3.04	0.00	0.00	0.01	0.00
Ti	0.10	0.02	0.00	0.00	1.05	0.01	0.00	Ti	0.07	0.01	0.01	1.06	0.00	0.99	0.02
Al	1.84	2.95	1.26	0.04	0.00	2.11	2.08	Al	17.89	2.94	2.83	0.01	0.01	0.02	0.02
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe ³⁺	0.00	0.01	0.00	1.61	0.00	0.01	0.00	Fe ³⁺	0.14	0.00	0.04	0.00	1.98	0.00	1.94
Fe ²⁺	1.07	0.03	0.00	0.16	0.83	1.88	1.90	Fe ²⁺	2.67	1.93	0.08	0.86	1.00	0.97	1.02
Mn	0.01	0.00	0.00	0.00	0.06	0.63	0.64	Mn	0.04	0.00	0.00	0.02	0.00	0.01	0.00
Mg	1.18	0.05	0.00	0.00	0.01	0.30	0.25	Mg	0.53	2.45	0.04	0.00	0.00	0.01	0.00
Ca	0.00	0.00	0.23	0.01	0.00	0.14	0.12	Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na	0.03	0.14	0.78	0.00	0.00	0.00	0.00	Na	0.06	0.00	0.26	0.00	0.00	0.00	0.00
K	0.81	0.79	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	K	0.00	0.00	0.66	0.00	0.00	0.00	0.00
Sum	7.73	6.98	5.02	2.00	1.95	8.00	7.97	Sum	29.18	9.93	6.97	1.94	3.00	2.00	3.00
X _{Na}		0.15	0.77					X _{Na}			0.28				
X _{An}			0.23												
X _{Mg}	0.52					0.14	0.12	X _{Mg}	0.17	0.56					
Alm						0.64	0.65								
Prp						0.10	0.09								
Grs						0.05	0.04								
Sps						0.21	0.22								

Table 4.4 Representative microprobe analysis from the Vilalba Series sampled in the hanging wall to the Mondoñedo Nappe. R: rim; C: core; i: inclusions. Data calculated using AX software (Holland and Powell, 2000 in Powell and Holland, 2002 <http://www.esc.cam.ac.uk/research/research-groups/holland/ax>). The amount of ferric iron was calculated from stoichiometric constraints using AX software suite.

Tabla 4.4 Análisis representativos mediante microsonda de la Serie Vilalba muestreada en el bloque superior del Manto de Mondoñedo. R: borde; C: núcleo; i: inclusiones. Datos calculados utilizando el software AX (Holland y Powell, 2000 en Powell y Holland, 2002 <http://www.esc.cam.ac.uk/research/research-groups/holland/ax>). La cantidad de hierro férrico se calculó a partir de condicionantes estequiométricos utilizando el programa informático AX.

4.4.2 Resultados

4.4.2.1 Petrografía y química mineral

Las muestras se describen según su posición estructural en relación con las estructuras extensionales Variscas que afectan al área de estudio (Figs. 4.2, 4.3 y 4.4a, b).

4.4.2.1.1 Par MF-MFm

Estas muestras provienen de la Cuarcita Xistral y están situadas estructuralmente en la zona de cizalla del bloque inferior del Manto de Mondoñedo (MF significa *Mondoñedo Foot Wall*), y por encima del Despegue Extensional Inferior (Figs. 4.2, 4.3 y 4.4a, b).

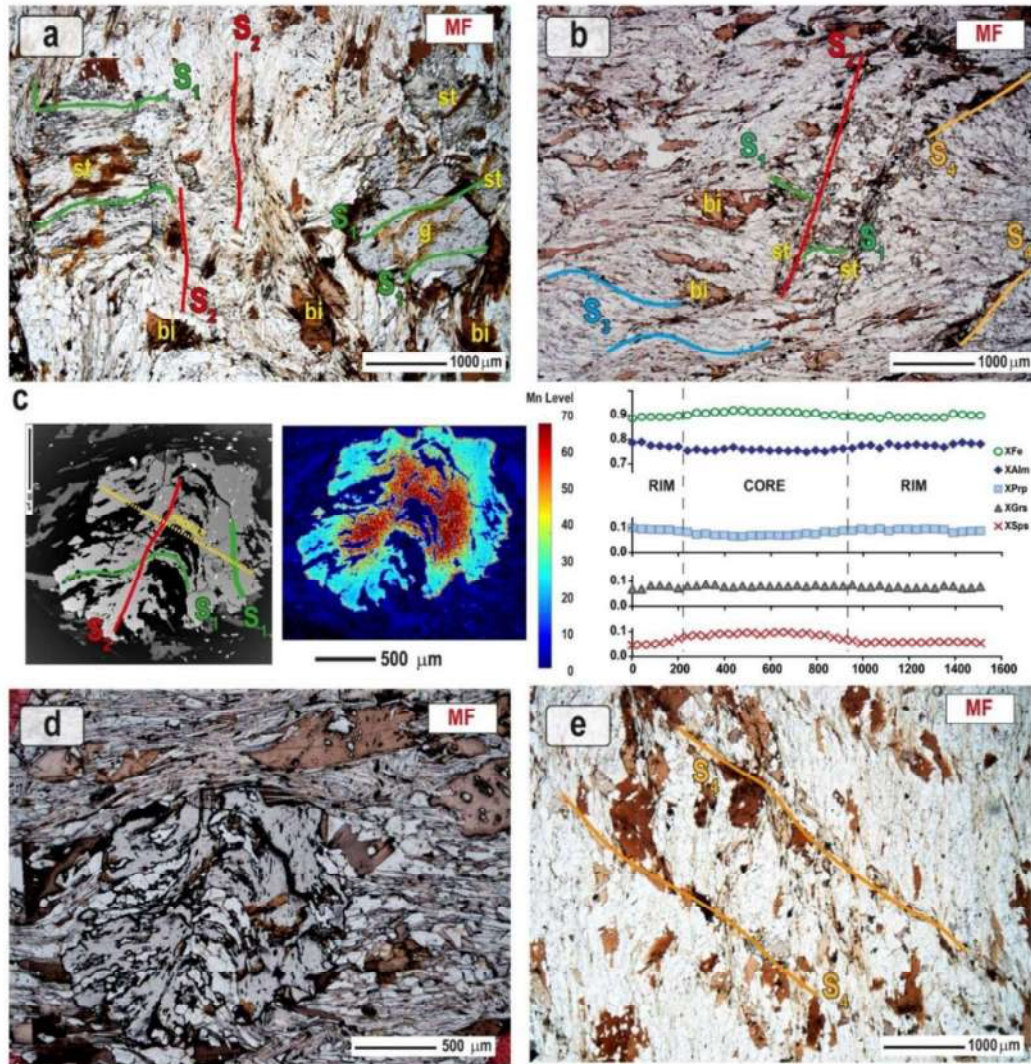


Figure 4.17 Photomicrographs of the non-magnetic sample (MF) located in the foot wall shear zone of the Mondoñedo Nappe in the Xistral Quartzite stratigraphic unit. Mineral abbreviations are marked in yellow. a) The oldest foliation (S_1 , green) is preserved in porphyroblasts of garnet and staurolite as fine-grained inclusions. It is folded during the development of a younger foliation (S_2 , red), coeval with the growth of the porphyroblasts. b) A weakly folded S_1 is preserved in poikiloblastic staurolite. Folding represents the early stages of S_2 development. In the matrix, the main foliation is interpreted as S_3 (blue), which is folded into open sigmoidal microlithons bounded by a younger S_4 fabric (orange). c) Back-scattered image and Mn X-ray map of one of the garnet crystals. S_1 and S_2 are indicated. The yellow dashed line marks the profile shown in the diagram to the right. Notice the characteristic prograde profiles showing a rimward decrease in XFe and in the proportion of spessartine. d) Photomicrograph of the same garnet showing the folded inclusions and the textural relationships with the minerals in the matrix. e) A spaced cleavage S_4 , probably representing extensional shear bands, overprints S_3 .

Figura 4.17 Microfotografías de la muestra no magnética (MF) localizada en la zona de cizalla del bloque inferior del Manto de Mondoñedo en la Cuarcita de Xistral. Las abreviaturas de los minerales están marcadas en amarillo. a) La foliación más antigua (S_1 , verde) está preservada en porfiroblastos de granate y estaurolita como inclusiones de grano fino. Está plegada por el desarrollo de una foliación más moderna (S_2 , rojo), coetánea con el crecimiento de los porfiroblastos. b) Una S_1 débilmente plegada se conserva en la estaurolita poiquiloblástica. El plegamiento representa etapas tempranas del desarrollo de la S_2 . En la matriz, la foliación principal se interpreta como S_3 (azul), que se pliega en microlitones sigmoidales abiertos delimitados por una fábrica S_4 más joven (naranja). c) Imagen retrodispersada y mapa de rayos X del Mn de uno de los cristales de granate que contiene la muestra. Se indican S_1 y S_2 . La línea discontinua amarilla marca la localización del perfil mostrado a la derecha. Obsérvese que este es un perfil progrado característico que muestra una disminución hacia el borde de XFe y de la proporción de espesartina. d) Microfotografía del mismo granate que muestra las inclusiones plegadas y las relaciones estructurales con los minerales de la matriz. e) Un clivaje espaciado S_4 , que probablemente representa bandas de cizalla extensional, se sobreimpone a S_3 .

MF es un esquistos pelítico no magnético de grano fino ($\kappa = 0,08 \times 10^{-3}$ SI). En lámina delgada (Fig. 4.17), los porfiroblastos de biotita, granate y estaurolita (de hasta 5 mm) conservan trazas de inclusiones de grano fino (cuarzo, ilmenita) de un clivaje de crenulación S_2 que pliega una foliación anterior S_1 (Fig. 4.17a, b, c, d). Localmente, la crenulación S_2 se encuentra fuera de los porfiroblastos, parcialmente preservada en los microlitones de una foliación más joven (S_3) que es actualmente la fábrica dominante (Fig. 4.17b). S_1 es una fábrica de grano fino con moscovita, cuarzo y, en ocasiones, biotita. S_3 se caracteriza por la orientación preferente de cuarzo, ilmenita, moscovita y biotita marrón rojiza ($\sim 0,5$ -1 mm) y envuelve los porfiroblastos descritos anteriormente. Un clivaje espaciado S_4 , que probablemente representa bandas de cizalla extensional, se superpone a S_3 (Fig. 4.17e). El granate muestra una zonación química (Fig. 4.17c) marcada por una disminución hacia el borde de la espesartina ($Sps\ 0,10 \rightarrow 0,04$) and y un aumento del almandino, el piropo y el X_{Mg} ($Alm\ 0,75 \rightarrow 0,80$; $Prp\ 0,07 \rightarrow 0,11$; $X_{Mg} = 0,08 \rightarrow 0,12$). Localmente, se observa una ligera inversión de esta zonación en el borde más externo. El contenido en grosularia se mantiene constante entre 0,06 y 0,08. La estaurolita tiene $X_{Mg} = 0,13$ -0,15, $Ti = 0,12$ -0,14 pfu (*per formula unit*). La composición de la moscovita ($Si = 4,00$ -4,20 pfu; $X_{Na} = 0,11$ -0,14) y de la biotita ($X_{Mg} = 0,40$ -0,49, $Al = 1,77$ -1,90 pfu y $Ti = 0,08$ -0,12 pfu) es independiente de la posición textural. La ilmenita solo contiene cantidades insignificantes ($\leq 0,01$ pfu) de Mg, Mn y Fe^{3+} recalculado.

Las foliaciones de la muestra MF se interpretan de la siguiente manera. La S_1 de grano fino, se atribuye al plegamiento recumbente que tiene lugar en condiciones de facies de

esquistos verdes, en las zonas de la clorita y la biotita (Bastida y Pulgar, 1978; Arenas y Martínez Catalán, 2003). La cristalización de estaulolita y granate, en equilibrio con biotita, moscovita, cuarzo e ilmenita, se relaciona con el aumento de temperatura tras el engrosamiento producido por el plegamiento recumbente, y representa un metamorfismo de tipo Barroviense, o de presión intermedia. Esto fue contemporáneo con el empuje del Manto de Mondoñedo hacia el Este y el desarrollo de la foliación S_2 en la zona de cizalla en su parte más profunda. La zonación del granate, en particular la disminución hacia el borde de la espesartina y el aumento del pirope es típica del crecimiento progradante (e.g. Tracy *et al.*, 1976). La foliación principal (S_3) es paralela a la zona de cizalla del bloque inferior del Manto de Mondoñedo y al Despegue Extensional Inferior, y es claramente posterior al evento metamórfico Barroviense. A nivel regional, S_1 y S_2 se corresponden con la deformación compresiva, mientras que S_3 representa la etapa extensional, en la que la Zona de Cizalla Basal del Manto de Mondoñedo actuó como un despegue extensional. S_4 se relaciona con el desarrollo de la Falla de Viveiro, dada su proximidad a la muestra (Fig. 4.3) y el carácter espaciado de la fábrica, que probablemente represente bandas de cizalla extensional (Fig. 4.17b, e).

MFm es un micaesquisto magnético ($\kappa = 36,71 \times 10^{-3}$ SI) que muestra dos foliaciones (Fig. 4.18), la principal de las cuales está marcada por la orientación preferente de biotita marrón-verdosa (1,55-1,71 Al pfu; $X_{Mg} = 0,37-0,41$; Ti = 0,15-0,20 pfu), moscovita (4,00-4,20 Si pfu; $X_{Na} = 0,03-0,04$ and up to 0,14 pfu de Fe^{3+} recalculado) y cristales alargados de turmalina y, localmente, magnetita. Además, la muestra contiene cuarzo granoblástico recrystalizado, así como feldespato potásico ($X_{Na} = 0,06$) e ilmenita (Mg y Mn < 0,02 pfu). Los minerales opacos representan ~ 4 vol. % de la muestra, de los cuales unos dos tercios corresponden a magnetita, generalmente idiomorfa. La parte restante es ilmenita y hematites (Fig. 4.18).

La foliación principal es paralela a la zona de cizalla del bloque inferior del Manto de Mondoñedo (Figs. 4.2, 4.3 and 4.4a), pero no muestra evidencias del evento metamórfico Barroviense. Esta foliación se denomina S_3 y se interpreta como la fábrica que se desarrolló durante la reactivación extensional de la zona de cizalla del bloque inferior. La segunda foliación es débil y espaciada (Fig. 4.18a, b, c), y está definida por la reorientación local de los minerales de la fábrica anterior. Como en MF, esta foliación

espaciada puede ser interpretada como S_4 (Fig. 4.18a) y estaría relacionada con la zona de cizalla asociada a la Falla de Viveiro.

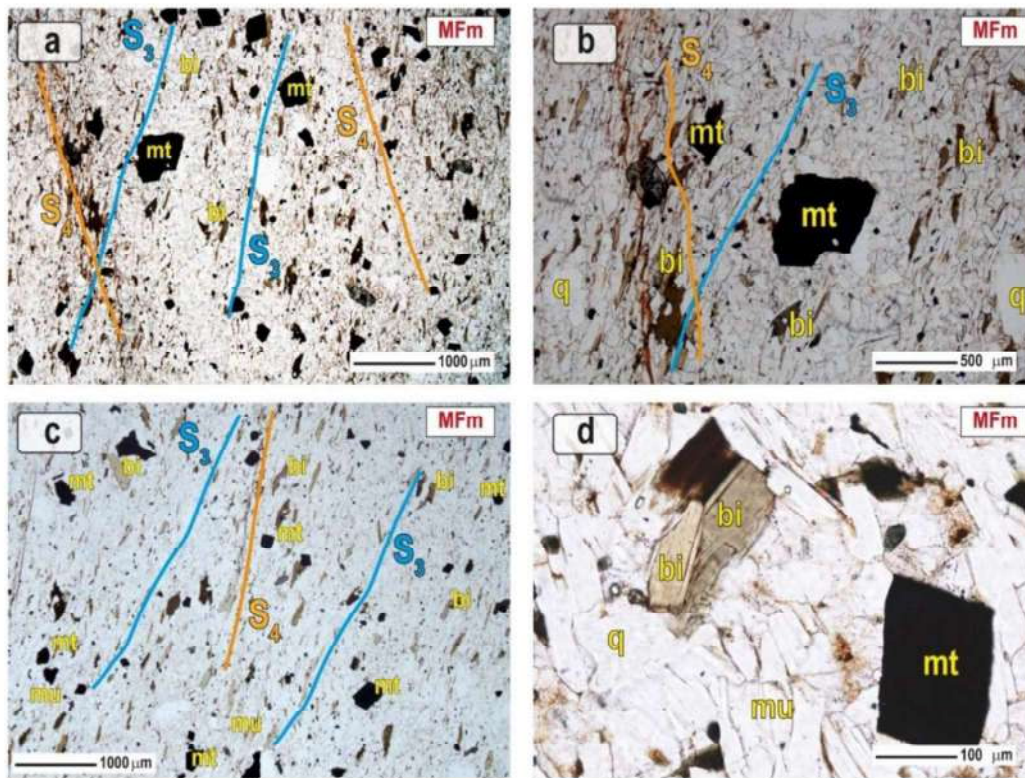


Figure 4.18 Photomicrographs of the magnetic sample (MFm) located in the foot wall shear zone of the Mondoñedo Nappe in the Xistral Quartzite. a) Only two foliations are identified, interpreted as S_3 (blue) and S_4 (orange). Mineral abbreviations are marked in yellow. b) Magnification of the upper left corner of Figure 4.18a in which the two foliations, S_3 and S_4 , are much more visible. c) Another photomicrograph of the MFm sample in which only the S_3 foliation is clearly distinguished. d) Detail of the minerals found in the MFm sample. Note the greenish color of the biotite and the idiomorphic nature of the magnetite.

Figura 4.18 Microfotografías de la muestra magnética (MFm) localizada en la zona de cizalla del bloque inferior del Manto de Mondoñedo en la Cuarcita Xistral. a) Sólo se identifican dos foliaciones, interpretadas como S_3 (azul) y S_4 (naranja). Las abreviaturas de los minerales están marcadas en amarillo. b) Ampliación de la esquina superior izquierda de la Figura 4.18a en la que las dos foliaciones, S_3 y S_4 en esta muestra son mucho más visibles. c) Otra microfotografía de la muestra MFm en la que sólo se distingue claramente la foliación S_3 . d) Detalle de los minerales encontrados en la muestra MFm. Obsérvese el color verdoso de la biotita y la naturaleza idiomorfa de la magnetita.

4.4.2.1.2 Por LD-LDm

Estas rocas fueron muestreadas en el Grupo Cándana Inferior (Figs. 4.1, 4.3 and 4.4a, b) y estructuralmente representan partes profundas del Despegue Extensional Inferior (LD significa *Lower Detachment*), por debajo de la falla del despegue.

LD es un esquistó metapelítico no magnético ($\kappa = 0,30 \times 10^{-3}$ SI) que muestra una foliación poco desarrollada marcada por el alargamiento de agregados y madejas de sillimanita fibrolítica, una débil orientación preferente de biotita marrón (1,68-1,91 Al pfu; $X_{Mg} = 0,49-0,53$), moscovita (4,04-4,09 Si pfu; $X_{Na} = 0,10-0,12$) y pequeñas bandas de cuarzo (Fig. 4.19). La sillimanita forma localmente grandes cristales prismáticos (de hasta 2 mm), rodeados de biotita, y sillimanita fibrolítica que también rellena fracturas de los cristales prismáticos (Fig. 4.19a). La sillimanita anhedral de pequeño tamaño es poco frecuente ($X_{Mg} = 0,23$; $Mn + Ti < 0,4$ pfu). Una segunda generación de moscovita (4,01-4,08 Si pfu; $X_{Na} = 0,10-0,11$) forma grandes poquiloblastos no orientados (de hasta 2 mm) que contienen a su vez inclusiones de fibrolita, biotita y cuarzo (Fig. 4.19c, d). La muestra también contiene plagioclasa ($An = 0,15-0,20$), e ilmenita (menos de 0,03 pfu de Mn y Mg) (Fig. 4.19a).

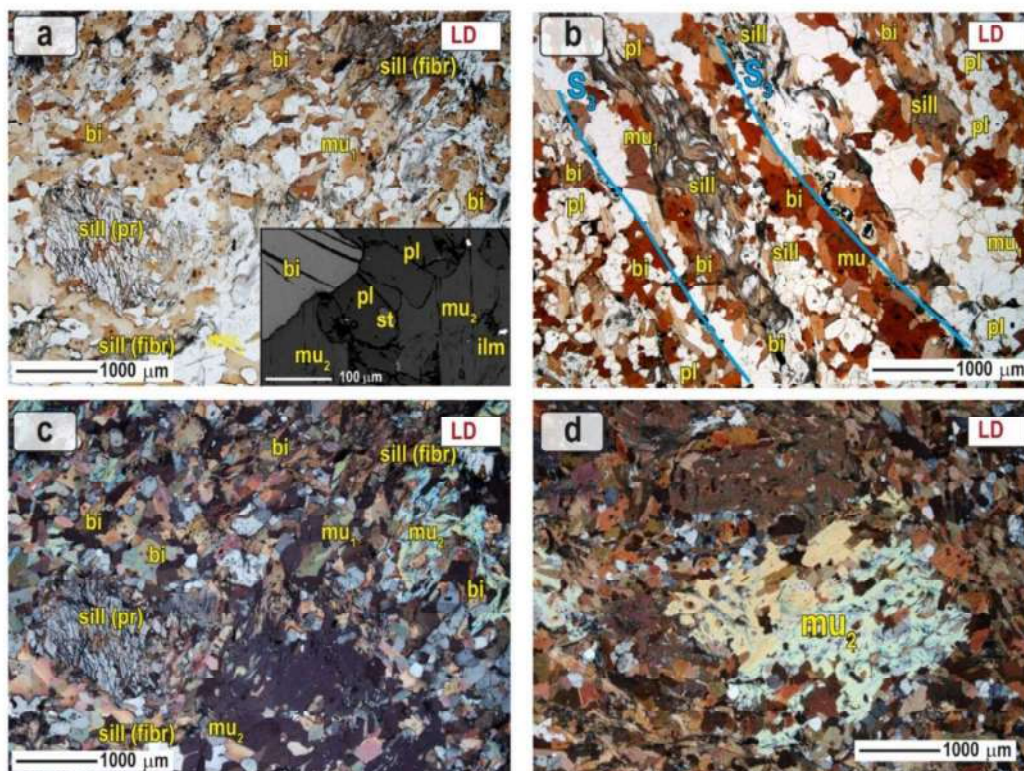


Figure 4.19 Photomicrographs of the non-magnetic rock (LD) sampled below the Lower Extensional Detachment in the Lower Cándana Group. The rock is formed by quartz and micas, with sillimanite appearing in fibrolitic and prismatic forms. (a) Relics of staurolite can be observed in the BSE image (inset). (b) A faint foliation is delineated by alternating irregular quartz-rich and biotite-rich domains. It is interpreted as S_3 (blue). (c) Photomicrograph in plane-polarized light of the same area of the thin section shown in 7a. Note the poikiloblastic character of the late muscovite and its structural relationship with the rest of the minerals. (d) Detail of late muscovite in plane-polarized light.

Figura 4.19 Microfotografías de la muestra no magnética (LD) muestreada por debajo del Despegue Extensional Inferior en el Grupo Cándana Inferior. La roca está formada por cuarzo y micas, apareciendo sillimanita con formas fibrolíticas y prismáticas. (a) Pueden observarse restos de estaurolita en la imagen retrodispersada (inserción). b) Una tenue foliación está definida por la alternancia de dominios irregulares ricos en cuarzo con otros ricos en biotita. Se interpreta como S_3 (azul). c) Microfotografía con nícoles paralelos de la misma zona de la lámina delgada mostrada en 7a. Obsérvese el carácter poiquiloblástico de la moscovita tardía y su relación estructural con el resto de los minerales. d) Detalle de la moscovita tardía con nícoles paralelos.

La muestra presenta una foliación débil y poco desarrollada, paralela al Despegue Extensional Inferior y, por tanto, se interpreta como S_3 (fig. 4.19b), la foliación asociada a la primera generación de despegues extensionales. Puede deducirse que las rocas atravesaron el campo de estabilidad de la estaurolita antes de alcanzar temperaturas más elevadas, características del desarrollo de la sillimanita prismática. La posterior recrystalización sincinemática condujo al desarrollo de una paragénesis dominante caracterizado por fibrolita. La moscovita postcinemática se desarrolló durante la última etapa de enfriamiento.

LDm es un micaesquistos con magnetita ($\kappa = 37,13 \times 10^{-3}$ SI). Una foliación bien desarrollada (Fig. 4.20), paralela a la zona de cizalla del Despegue Extensional Inferior, está marcada por cristales alineados de biotita verdosa (1,62-1,72 Al pfu; XMg = 0,42-0,44) y moscovita (4,00-4,03 Si ufp; XNa = 0,04-0,06), así como cuarzo, feldespato potásico (XNa = 0,08), plagioclasa (An = 0,01-0,06), ilmenita ($< 0,01$ ufp de Mg y Mn), magnetita, turmalina y hematites. La paragénesis es similar a la de la muestra MFm. La magnetita es de subhedral a euhedral, y cuando es alargada, muestra un paralelismo poco marcado con la foliación principal. Los óxidos de Fe-Ti representan aproximadamente el 4,85 % del volumen total de la muestra. La magnetita es el más abundante de ellos (~2,4 % del volumen total de la muestra; Fig. 4.20a).

La foliación más penetrativa es paralela al Despegue Extensional Inferior y consecuentemente interpretada como la S_3 regional. Está sobreimpresa por un clivaje débil y espaciado. Esta muestra está lejos de la Falla de Viveiro, pero muy cerca de otra estructura extensional tardía, el Despegue de Rúa (Figs. 4.3 y 4.4a), que buza hacia el E y, como la Falla de Viveiro, está muy probablemente asociado con el desarrollo del

Domo de Lugo. Así, la fábrica espaciada se interpreta provisionalmente como S_4 (Fig. 4.20a).

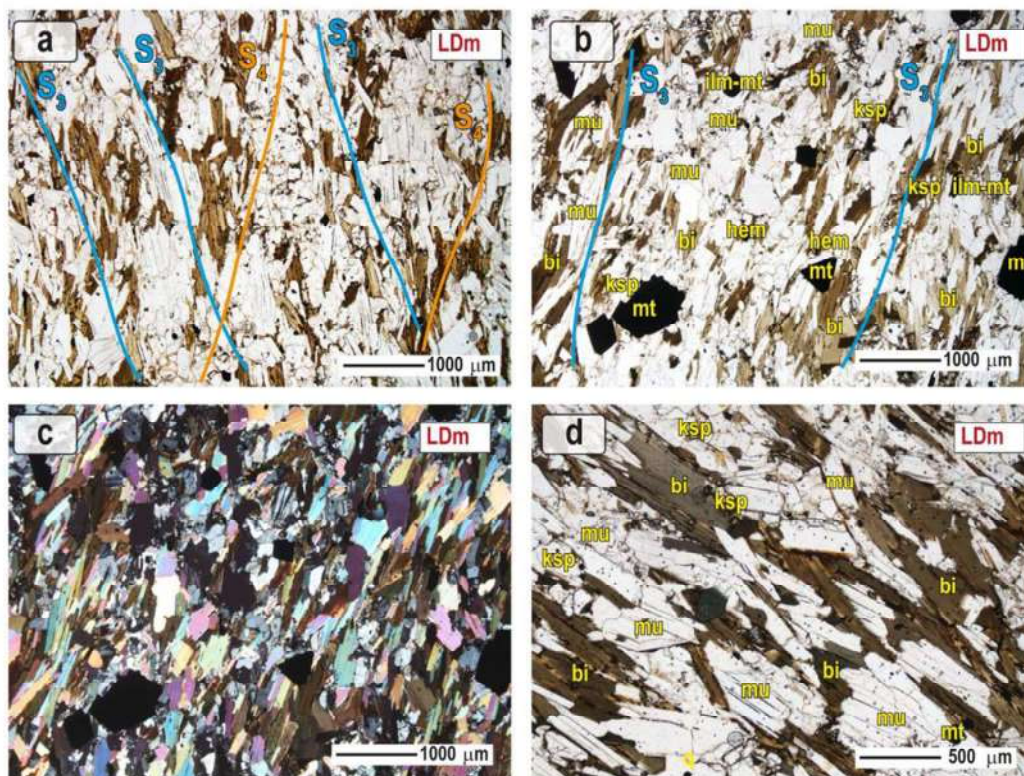


Figure 4.20 LDm is the magnetic sample of the Lower Cándana Group collected below the Lower Extensional Detachment. a) Two foliations can be observed, out of which the more penetrative is interpreted as S_3 (blue) and the spaced one as S_4 (orange). Some of the minerals contained in the rock are also marked in yellow. b) Another photomicrograph of the same sample showing the main foliation S_3 . c) Photomicrograph in plane-polarized light of the same area depicted in b) to help visualize the amount of muscovite contained in the sample. d) Photomicrograph at higher magnification geared to observe the greenish color of the biotite.

Figura 4.20 LDm es la muestra magnética del Grupo Cándana Inferior muestreada por debajo del Despegue Extensional Inferior. a) Se observan dos foliaciones, de las cuales la más penetrativa se interpreta como S_3 (azul) y la espaciada como S_4 (naranja). También se marcan en amarillo algunos de los minerales contenidos en la roca. b) Otra microfotografía de la misma muestra mostrando la foliación principal S_3 . c) Microfotografía con nicols paralelos de la misma zona representada en b) para visualizar la cantidad de moscovita contenida en la muestra. d) Microfotografía a mayor aumento enfocada a mostrar el color verdoso de la biotita.

4.4.2.1.3 Par MH-MHm

Estas rocas son milonitas derivadas de metasedimentos Neoproterozoicos de la Serie de Vilalba y fueron muestreadas en el bloque superior del Manto de Mondoñedo (MH significa *Mondoñedo Hanging Wall*). La muestra no magnética (MH) está situada al Este de la Ventana Tectónica Xistral cerca del cabalgamiento basal, por lo que es de esperar que haya estado a bastante profundidad (Figs. 4.2 y 4.4a). La muestra magnética MHm

también está cerca del cabalgamiento basal, pero probablemente estaba menos enterrada. Fue recogida al Oeste de la ventana, y su posición original era en algún lugar dentro del núcleo Neoproterozoico del Anticlinal de Mondoñedo-Lugo-Sarria (Fig. 4.2). El contacto Neoproterozoico/Cámbrico en los flancos normal e inverso del anticlinal suelen estar separados entre sí unos 6-8 km, pero la cizalla asociada a la Falla de Viveiro los acercó hasta situarlos a menos de 1 km (Fig. 4.2, Secciones A y B). Por tanto, la posición original de MHm dentro del anticlinal recumbente es difícil de establecer, pero su proximidad a la Falla de Viveiro sugiere una posición relativamente alta en el núcleo Neoproterozoico del pliegue.

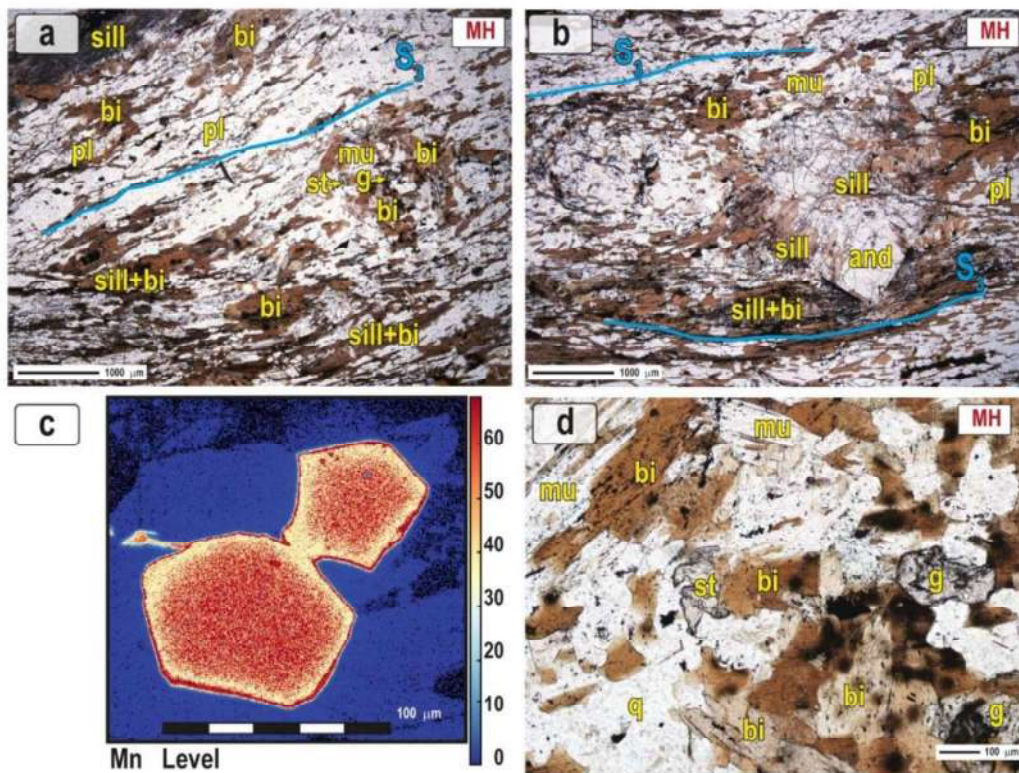


Figure 4.21 Photomicrographs of the non-magnetic sample (MH) located in the hanging wall shear zone close to the basal thrust of the Mondoñedo Nappe in the Vilalba Series. a) The only foliation is interpreted as S_3 (blue). An aggregate that partly pseudomorphs garnet is visible in the central right part. b) Photomicrograph showing the foliation and a subhedral porphyroblast of andalusite in the right half of the image, overgrowing fibrolite. c) Mn X-ray map of garnet showing a progressive rimward decrease, and a sharp increase in the outermost rim. d) Detail of the core of one of the aggregates interpreted as pseudomorph after garnet. It contains muscovite, quartz and biotite, as well as relics of garnet, and staurolite (center of the image).

Figura 4.21 Microfotografías de la muestra no magnética (MH) localizada en la zona de cizalla del bloque superior junto al Cabalgamiento Basal del Manto de Mondoñedo en la Serie de Vilalba. a) La única foliación se interpreta como S_3 (azul). Un agregado que pseudomorfiza parcialmente al granate es visible en la parte central derecha. b) Microfotografía mostrando la

foliación y un porfiroblasto subhedral de andalucita en la mitad derecha de la imagen, sobrecreciendo a la fibrolita. c) Mapa de rayos X de Mn del granate mostrando una disminución progresiva hacia el borde, y un brusco incremento en el borde más externo. d) Detalle del núcleo de uno de los agregados interpretado como pseudomorfo de un granate. Contiene moscovita, cuarzo y biotita, así como relictos de granate, y estaurolita (centro de la imagen).

MH es un paragneiss con baja susceptibilidad magnética ($\kappa = 0,236 \times 10^{-3}$ SI). Muestra una foliación bien desarrollada (Fig. 4.21) marcada por la orientación preferente de la biotita (1,83-1,91; Al pfu; $X_{Mg} = 0,41-0,52$), moscovita (2,99-4,04 Si pfu; $X_{Na} = 0,13-0,17$), y cúmulos alargados de sillimanita fibrosa, así como capas alternantes ricas en micas y fibrolita y en cuarzo y plagioclasa ($An = 0,23-0,25$). Las bandas de cuarzo forman localmente pliegues isoclinales, con planos axiales paralelos a la foliación, lo que indica la presencia de una foliación anterior. La foliación principal envuelve acumulaciones redondeadas (de hasta 2 mm de diámetro) que están formadas principalmente por biotita y moscovita no orientadas, cuarzo y turmalina como elementos subordinados, y localmente contienen relictos anhedrales de granate y estaurolita (Fig. 4.21a, d). El granate ($\sim 50-100 \mu m$) es un almandino rico en Mn y muestra un ligero aumento del Mn hacia el borde y una disminución del Ca (Sps 0,21 $\rightarrow$ 0,22, en algunos puntos hasta 0,29; Grs 0,05 $\rightarrow$ 0,04; $X_{Mg} = 0,11-0,14$) (Fig. 4.21c). Los cristales subhedrales de andalucita (de hasta 2 mm) han crecido sobre la foliación principal y contienen inclusiones de fibrolita, biotita y cuarzo (Fig. 4.21b). Los minerales opacos son mayoritariamente ilmenita y localmente hematites.

Los agregados redondeados se interpretan como pseudomorfos de granate que contenían inclusiones de estaurolita, por lo que se infiere que ambos minerales forman parte de una primitiva asociación mineral (Fig. 4.21d). La zonación del granate se interpreta como una mezcla de zonación de crecimiento progradante (casi toda la parte interna de los cristales) y zonación difusional de cristales parcialmente reabsorbidos (el borde más externo). La posterior asociación mineral comprende sillimanita, biotita, moscovita, plagioclasa, cuarzo e ilmenita. La andalucita postcinemática se desarrolló a finales de la historia metamórfica. La foliación es paralela al Cabalgamiento Basal del Manto de Mondoñedo, pero es claramente posterior al evento Barroviense M1. La presencia de sillimanita sincinemática sugiere condiciones metamórficas de tipo Buchan (M2) que se desarrollaron durante etapas extensionales. En consecuencia, probablemente estemos ante una foliación compuesta cuya fisonomía final es

consecuencia del evento extensional temprano, por lo que se interpreta como una foliación S_3 .

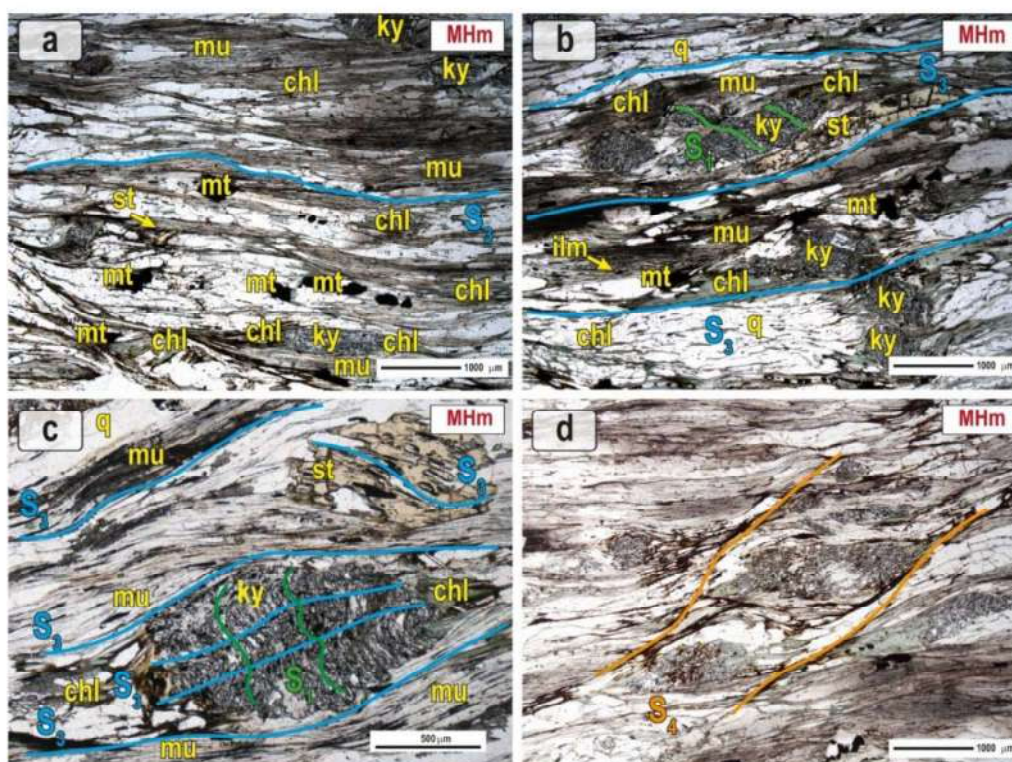


Figure 4.22 Photomicrographs of the magnetic sample (MHm) collected in the Vilalba Series inside the Viveiro Shear Zone. a) Aspect of the main foliation S_3 (blue), with indication of the minerals contained in the rock. b) The foliation S_3 surrounds kyanite porphyroblasts with tiny inclusions of quartz aligned marking a weakly folded S_1 foliation (green). c) Staurolite and kyanite porphyroblasts surrounded by the foliation S_3 and with microinclusions delineating previous fabrics. Inclusion trails show that kyanite is syntectonic with the crenulation of the S_1 cleavage. d) Main foliation S_3 overprinted by extensional shear bands S_4 .

Figura 4.22 Microfotografías de la muestra magnética (MHm) extraída en la Serie de Vilalba dentro de la Zona de Cizalla de Viveiro. a) Aspecto de la foliación principal S_3 (azul), con identificación de los minerales contenidos en la roca. b) La foliación S_3 rodea porfiroblastos de distena que contienen minúsculas inclusiones de cuarzo alineadas que marcan una foliación S_1 débilmente plegada (verde). c) Porfiroblastos de estaurolita y distena rodeados por la foliación S_3 y con microinclusiones que delinean fábricas anteriores. Las trazas de las inclusiones muestran que la distena es sintectónica con el clivaje de crenulación de la S_1 . d) Foliación principal S_3 sobreimpresa por bandas de cizalla extensional S_4 .

MHm es un micaesquisto magnético ($\kappa = 14,61 \times 10^{-3}$ SI), caracterizado por una bien desarrollada foliación con buzamiento al Oeste, característica de la Zona de Cizalla de Viveiro (Figs. 4.2, 4.3 y 4.4a). La foliación está marcada por la orientación preferente de moscovita (4,02-4,07 Si pfu; XNa = 0,24-0,26), clorita y cuarzo, y contiene magnetita e ilmenita ($\sim 0,01$ Mn pfu) subhedral a euhedral (Fig. 4.22). La distena, la estaurolita

($X_{Mg} = 0,15-0,17$) y la clorita ($X_{Mg} = 0,52-0,56$) están comúnmente orientadas paralelas a la foliación principal. Prismas poiquilíticos de distena y estaurolita, de hasta 2 mm de longitud, conservan trazas de inclusiones de cuarzo, ilmenita y localmente moscovita que definen un clivaje crenulado de grano fino (Fig. 4.22c). Ambas están localmente afectadas por un *boudinage*, y la clorita aparece en los cuellos de los *boudins* y en las sombras de presión (Fig. 4.22). Las inclusiones de cuarzo en la estaurolita son mayores que las de la distena, y marcan trazas sigmoidales en continuidad con la foliación principal en la matriz. A la foliación principal se le superponen bandas de cizalla extensional S_4 (Fig. 4.22d).

La foliación interna microplegada en los porfiroblastos es probablemente S_1 , relacionada con la evolución tectónica compresiva temprana del Manto de Mondoñedo. El pequeño tamaño de las inclusiones es coherente con el carácter de grano fino del clivaje pizarroso característico de los niveles superiores del manto. La foliación dominante de la muestra se interpreta como la foliación extensional S_3 , ya que esta muestra se recogió dentro de la Zona de Cizalla de Viveiro, que representa la continuación hacia el Oeste del Despegue Extensional Superior (Fig. 4.2). En consecuencia, el desarrollo de la asociación mineral syn- S_3 de distena, estaurolita, moscovita, cuarzo, ilmenita y magnetita, a pesar de su aspecto Barroviense, no está relacionado con el evento metamórfico compresivo M1 sino con la evolución extensional, tal y como señalan Martínez *et al.* (1996, 2001). Las bandas de cizalla extensional que deforman S_3 corresponden en consecuencia a la fábrica S_4 , comúnmente observada en afloramientos próximos a la Falla de Viveiro.

4.4.2.2 Cálculo del equilibrio de fases

4.4.2.2.1 Por MF y MFm

En la pseudosección P-T resultante para la composición analizada de roca total ($X_{Fe^{3+}} = 0,31$) en la muestra no magnética MF (Fig. 4.23a), la magnetita y/o la hematites se modelan en todos los campos, mientras que no se observan en lámina delgada. En el diagrama T- $X(Fe^{3+})$ calculado a 8 kbar (Fig. 4.23b), la asociación observada (g-st-bi-mu-ilm) se limita a ratios de $X(Fe^{3+})$ inferiores a 0,04. En consecuencia, $X(Fe^{3+})$ se fijó en 0,04 para los cálculos posteriores. En la pseudosección P-T calculada con esta composición ajustada, la asociación mineral observada se modela para P de 6,5-11 kbar y $T > 560$ °C (campo rosa en la Fig. 4.23c). Este campo queda limitado por la aparición

de cloritoide a menor temperatura, la desaparición de granate a presiones más bajas, y la desaparición de estauroilita a presiones más altas. La composición química del granate ($X_{Mg} = 0,8-0,12$) y la biotita ($Al = 1,77-1,90$ pfu) permite restringir las condiciones de equilibrio P-T a $\sim 6,5-8,7$ kbar y $560-640$ °C (polígono blanco limitado por una línea naranja).

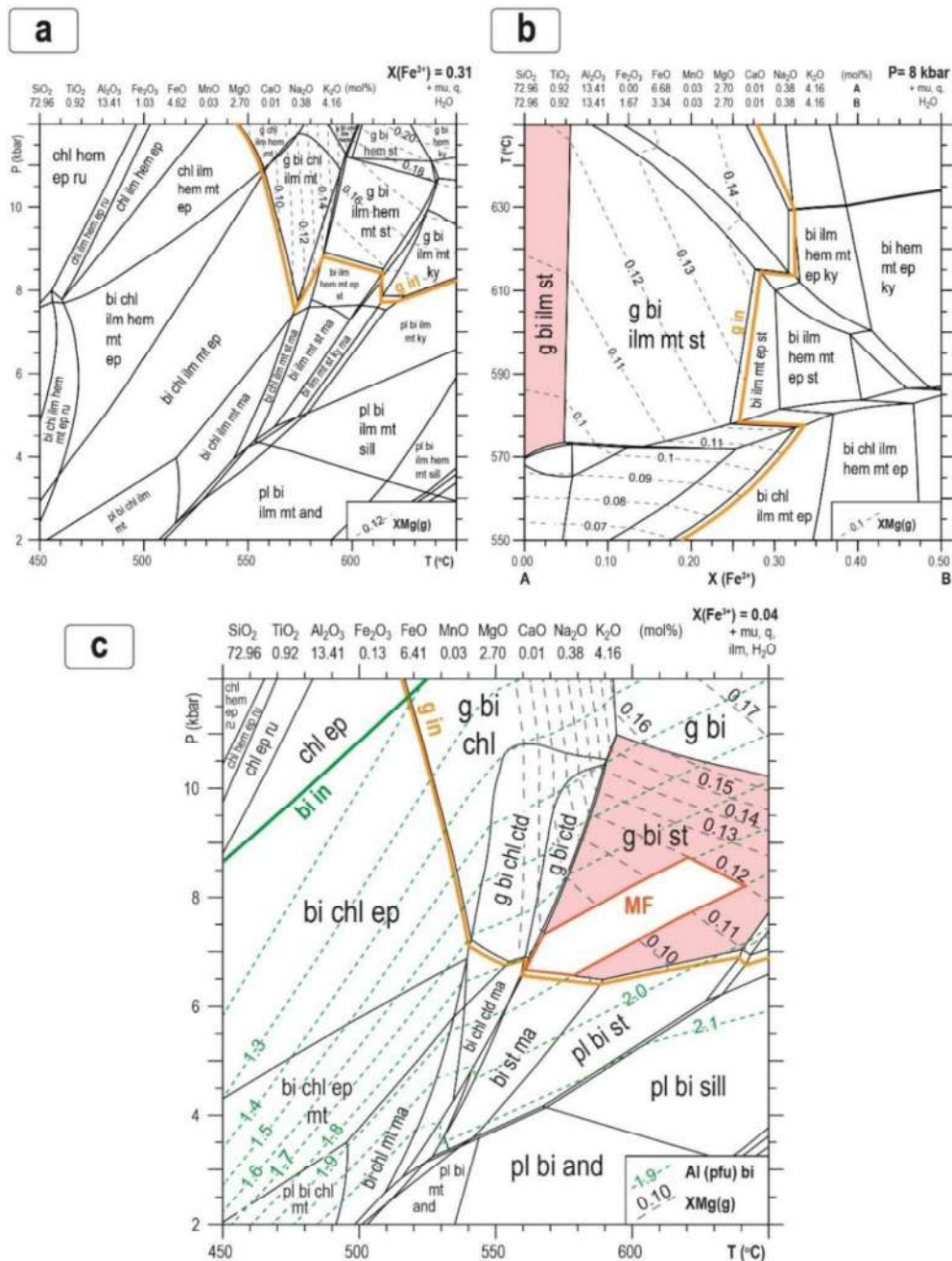


Figure 4.23 Pseudosections for sample MF calculated with Theriak-Domino. a) P-T diagram calculated for the analyzed $X(Fe^{3+})$ ratio of 0.31. The bulk composition is indicated in mol%. The pseudosection models a large amount of hematite and magnetite not observed in the thin section. b) T- $X(Fe^{3+})$ diagram at 8 kbar. The mineral assemblage observed in the sample (*g*, *st*, *bi*, *ilm*; pink field) implies $X(Fe^{3+})$ ratios < 0.04 . c) P-T pseudosection and compositional isopleths

calculated for the $X(\text{Fe}^{3+})$ ratio of 0.04, inferred from (b). The stability domain for the observed assemblage is marked in pink.

Figura 4.23 Pseudosecciones para la muestra MF calculadas con Theriak-Domino. a) Diagrama P-T calculado para la proporción $X(\text{Fe}^{3+})$ analizada igual a 0,31. La composición global de la muestra se indica en mol%. La pseudosección modela una gran cantidad de hematites y magnetita no observadas en la lámina delgada. b) Diagrama T- $X(\text{Fe}^{3+})$ a 8 kbar. La asociación mineral observada en la muestra (g,st, bi, ilm; campo rosa) implica relaciones $X(\text{Fe}^{3+}) < 0,04$. c) Pseudosección P-T e isopleetas composicionales calculadas para la ratio $X(\text{Fe}^{3+})$ igual a 0,04, inferida de (b). El dominio de estabilidad para el conjunto observado está resaltado en color rosa.

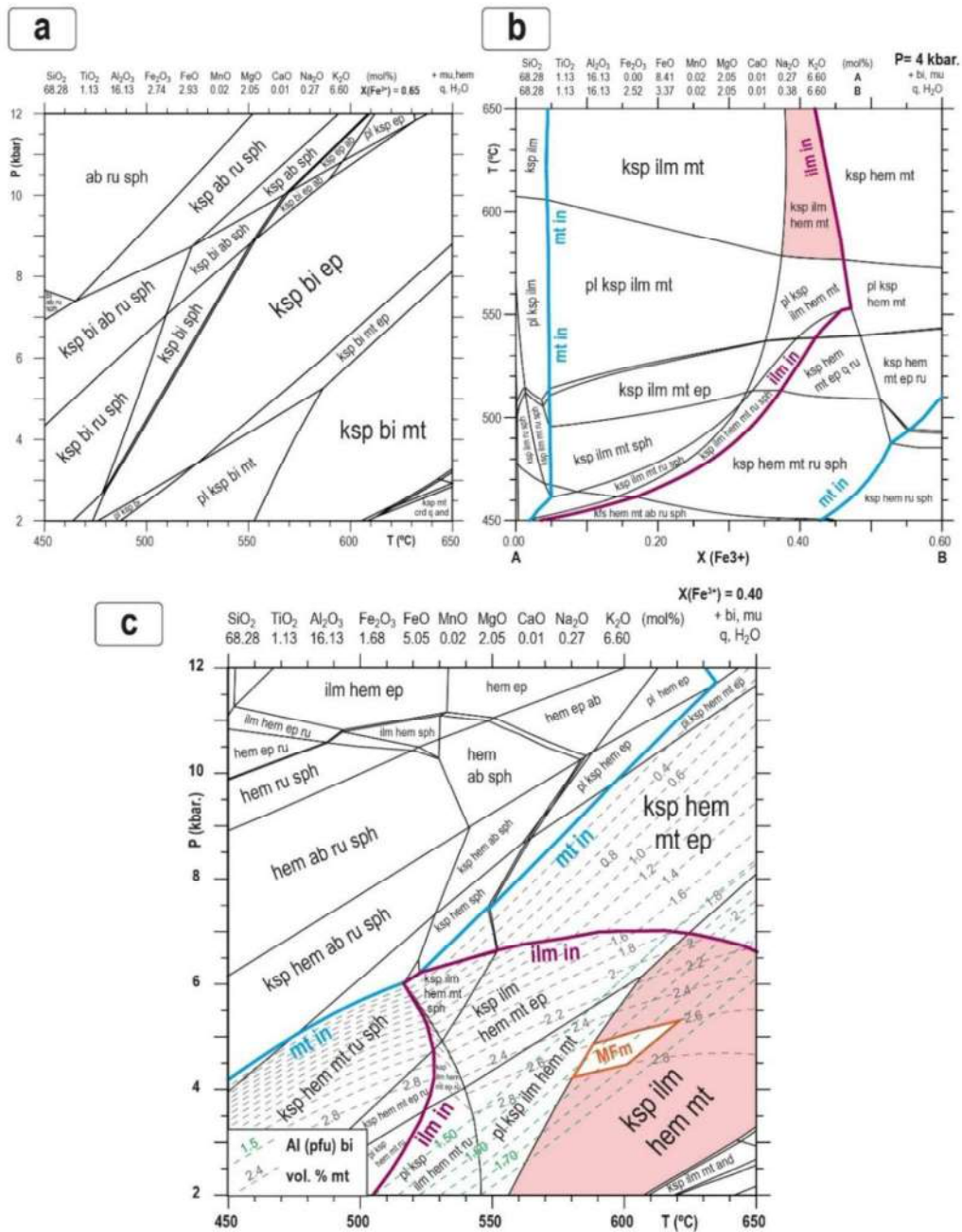


Figure 4.24 Phase-assemblage diagrams for sample MFm. a) P-T pseudosection considering the measured $X(\text{Fe}^{3+})$ ratio of 0.64. Ilmenite is absent from all fields. b) T- $X(\text{Fe}^{3+})$ diagram at 4 kbar.

The observed ilmenite-bearing assemblage (pink field) is modelled for $X(\text{Fe}^{3+})$ of 0.37-0.44. c) P-T pseudosection calculated with $X(\text{Fe}^{3+})$ adjusted to 0.40. The stability domain of the observed assemblage is marked in pink.

Figura 4.24 Diagramas de equilibrio de fases para la muestra MFm. a) Pseudosección P-T considerando la proporción $X(\text{Fe}^{3+})$ inicial medida de 0,64. La ilmenita está ausente en todos los campos. b) Diagrama T- $X(\text{Fe}^{3+})$ a 4 kbar. La ilmenita está ausente en todos los campos. La asociación que contiene ilmenita se modela para una $X(\text{Fe}^{3+})$ de 0,37-0,44. c) Pseudosección P-T calculada con $X(\text{Fe}^{3+})$ ajustada a 0,40. El campo de estabilidad de la asociación observada está marcado en rosa.

Para la muestra magnética MFm, la ratio $X(\text{Fe}^{3+})$ de 0,65 medida inicialmente se ajustó a 0.40 usando una pseudosección T- $X(\text{Fe}^{3+})$ (Fig. 4.24b) porque la ilmenita (observada en la muestra) no se modeló en ningún campo en el diagrama de fases calculado con la composición inicial (Fig. 4.24a). En la Figura 4.24c, la hematites o la hematites junto con la magnetita aparecen en todos los campos. La asociación observada en la foliación principal (ksp, mu, ilm, hem, mt, bi) se modela a $P < 7,5$ kbar y $T > 560$ °C. El campo de estabilidad está limitado por la aparición de epidota y la desaparición de ilmenita a altas presiones, la aparición de plagioclasa a bajas temperaturas y la desaparición de hematites a bajas presiones. El contenido en Al de la biotita ($\sim 1,6$ - $1,7$ pfu) y el modo de la magnetita (2,6-2,8 vol.%), sugieren un equilibrio a $\sim 4,2$ kbar y 580-620 °C (Fig. 4.24c; polígono blanco limitado por una línea naranja).

4.4.2.2.2 Par LD y LDm

En la muestra LD, el alto ratio $X(\text{Fe}^{3+})$ medido en la roca madre (0,20) se ha ajustado a 0,05 usando una pseudosección T- $X(\text{Fe}^{3+})$ (Fig. 4.25a, b) para que se ajuste a la asociación mineral observada. El resultado es un amplio dominio en el que la asociación observada (pl, ilm, sill, mu, bi) se modela a $P > 3$ kbar y $T > 570$ °C (Fig. 4.25c). Está limitado por la aparición de distena a mayor presión, la aparición de andalucita a menor presión y la aparición de paragonita a menor temperatura. El contenido en Al de la biotita (1,68-1,91 pfu) sugiere un equilibrio a $\sim 4,7$ -6 kbar y 585-625 °C (Fig. 4.25c; triángulo blanco limitado por una línea naranja). Los relictos de estauroлита apuntan a una etapa metamórfica más antigua a menor temperatura y probablemente a mayor presión.

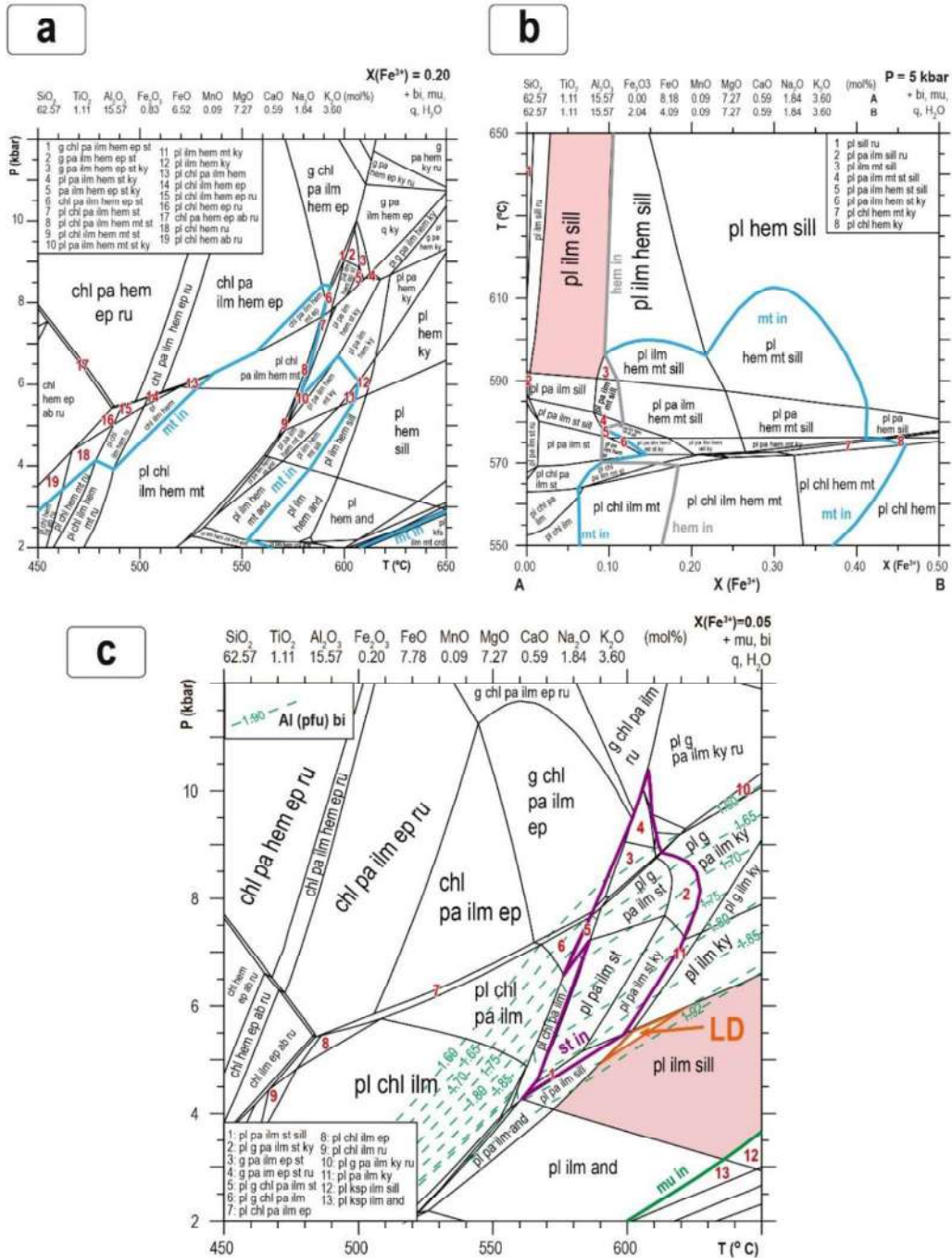


Figure 4.25 Pseudosections for sample LD calculated with Theriak-Domino. a) P-T diagram calculated for the analyzed $X(\text{Fe}^{3+})$ ratio of 0.20. The pseudosection models hematite not observed in the thin section. b) T- $X(\text{Fe}^{3+})$ diagram at 5 kbar pressure for sample LD. The mineral assemblage observed in the sample (pl, ilm, sill; pink field) implies $X(\text{Fe}^{3+})$ ratios < 0.10. c) P-T pseudosection and compositional isopleths calculated for the $X(\text{Fe}^{3+})$ ratio of 0.05, inferred from (b). The stability domain is marked in pink.

Figura 4.25 Pseudosecciones para la muestra LD calculadas con Theriak-Domino. a) Diagrama P-T calculado para la ratio $X(\text{Fe}^{3+})$ analizada de 0,20. La pseudosección modela hematites que no se observa en la lámina delgada. b) Diagrama T- $X(\text{Fe}^{3+})$ a 5 kbar de presión para la muestra LD. La asociación mineral observada en la muestra (pl, ilm, sill; campo rosa) implica ratios $X(\text{Fe}^{3+})$ < 0,10. c) Pseudosección P-T e isopletas composicionales calculadas para la ratio $X(\text{Fe}^{3+})$ de 0,05, inferida de (b). El campo de estabilidad está marcado en rosa.

En el caso de los cálculos de la muestra magnética LDm, la ratio $X(\text{Fe}^{3+})$ medida inicialmente en roca total (0,58) se ajustó a 0,27 a partir de una pseudosección T- $X(\text{Fe}^{3+})$ (Fig. 4.26a, b) para que coincidiera con los óxidos de Fe-Ti observados (ilm, hem, mt).

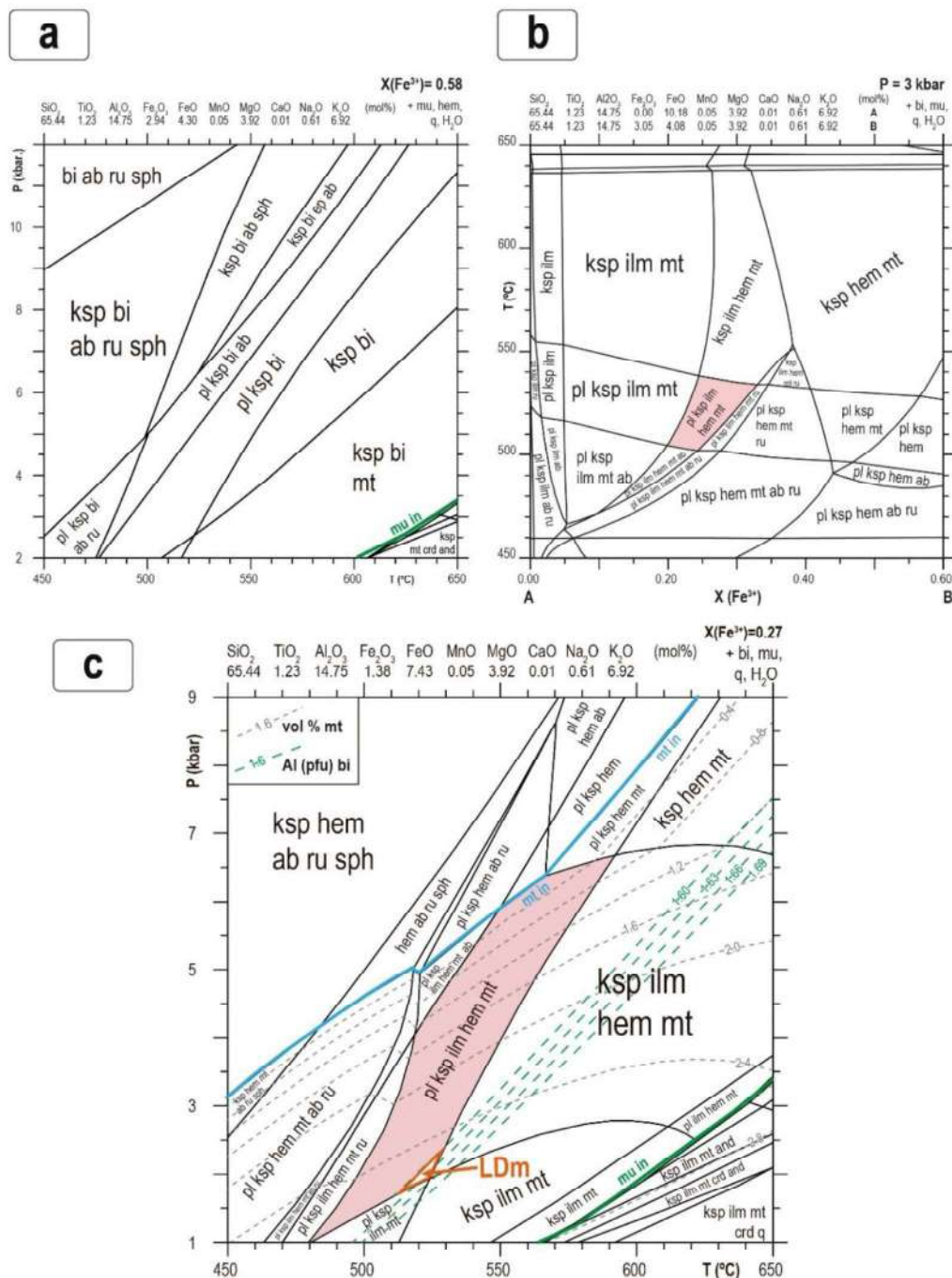


Figure 4.26 a) Equilibrium-assemblage diagrams of LDm calculated with Theriak-Domino in mol (%) considering the initial composition normalized to Theriak-Domino. The initial $X(\text{Fe}^{3+})$ ratio in the sample is 0.64. The pseudosection does not model ilmenite and this mineral is observed in the sample. b) T- $X(\text{Fe}^{3+})$ diagram at 3 kbar pressure. The $X(\text{Fe}^{3+})$ ratio between 0.20 and 0.35 set by the stability domain filled in pink. c) Pseudosection for sample LDm calculated with Theriak-Domino. The FeO and Fe_2O_3 percentages have been adjusted so that the $X(\text{Fe}^{3+})$ is 0.27 of the total iron oxide contained in the rock. The stability domain is marked in pink.

Figura 4.26 a) Diagramas de equilibrio de fases de la muestra LDm calculados mediante Theriak-Domino en mol (%) considerando la composición inicial normalizada a Theriak-Domino. La ratio inicial $X(\text{Fe}^{3+})$ en la muestra es 0,64. En la pseudosección no se modela ilmenita y este mineral se observa en la muestra. b) Diagrama T- $X(\text{Fe}^{3+})$ a 3 kbar de presión. La ratio $X(\text{Fe}^{3+})$ que modela ilmenita está comprendida entre 0,20 y 0,35. El campo de estabilidad se muestra de color rosa. c) Pseudosección para la muestra LDm calculada con Theriak-Domino. Los porcentajes de FeO y Fe_2O_3 se han ajustado para que la $X(\text{Fe}^{3+})$ sea 0,27 del total de óxido de hierro contenido en la roca. El dominio de estabilidad está marcado en rosa.

En el diagrama resultante (Fig. 4.26c), la asociación observada se modela en un campo que se extiende desde 480°C a 1 kbar hasta 590°C a 6,5 kbar (rosa). Este dominio está limitado por la aparición de albita o rutilo a bajas temperaturas, la desaparición de plagioclasa a altas temperaturas y la desaparición de hematites a bajas presiones. El modo de la magnetita (el óxido de hierro predominante) aumenta a medida que disminuye la presión. El modo de magnetita medido (2,2-2,6 vol.%), así como el contenido en Al de la biotita (1,62-1,72), se modelan en la parte de baja presión del campo. Aunque los dos conjuntos de isopleetas no se cruzan exactamente en el campo de estabilidad de la asociación obtenida, estas observaciones apuntan en conjunto a unas condiciones de equilibrio a baja presión de ~1,5-3 kbar y 510-530 °C (Fig. 4.26c; triángulo blanco limitado por una línea naranja).

4.4.2.2.3 Par MH y MHm

En la pseudosección P-T calculada para la composición de la roca total de la muestra MH con la ratio $X(\text{Fe}^{3+})$ medida inicialmente (0,11; Fig. 4.27a), la asociación inferida de granate+estauroлита solo se modela con magnetita, que no está presente en la muestra.

En la pseudosección T- $X(\text{Fe}^{3+})$ (Fig. 4.27b), la magnetita está presente para ratios $X(\text{Fe}^{3+})$ superiores a 0,05-0,07. En consecuencia, el ratio $X(\text{Fe}^{3+})$ de la roca madre se ha ajustado a 0,04. En la pseudosección P-T calculada para esta composición (Fig. 4.27c), el dominio de estabilidad de la asociación mineral observada (g, st, pl, bi, mu, ilm, q) está limitado por la aparición de paragonita a altas presiones, la desaparición del granate a bajas presiones y la aparición de distena a altas temperaturas y apunta a un equilibrio a ~7-8 kbar y 615-635 °C (Fig. 4.27c; triángulo rosa). La posterior asociación portadora de sillimanita sin- S_3 atestigua una descompresión a ~4,5-6 kbar y 620-650 °C, aunque las

condiciones no pueden determinarse con precisión. La cristalización postcinemática de la andalucita apunta a una mayor descompresión y enfriamiento.

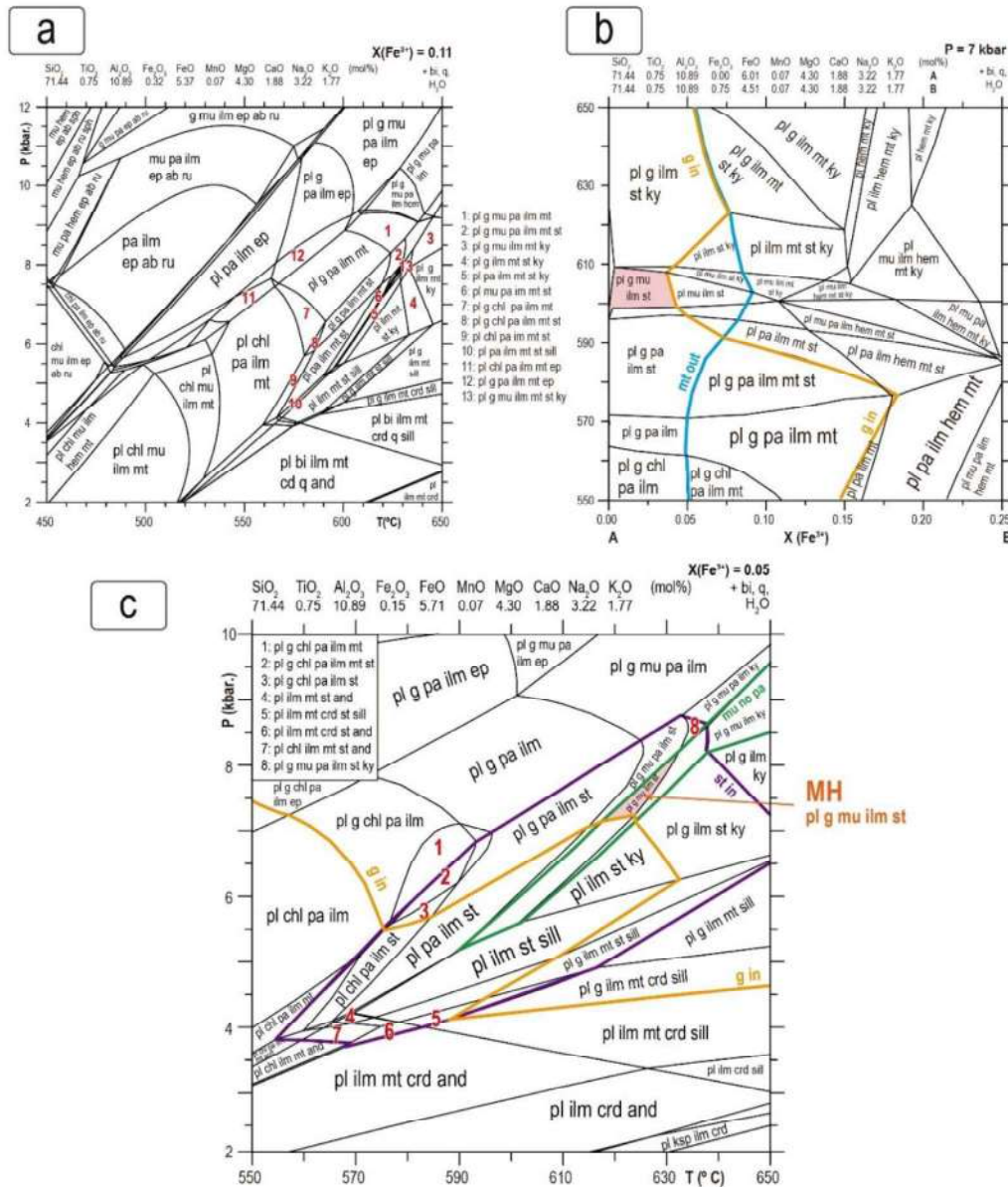


Figure 4.27 Equilibrium-assemblage diagrams for sample MH. a) P-T pseudosection calculated for the whole-rock composition with the measured bulk-rock $X(\text{Fe}^{3+})$ ratio of 0.11. Magnetite (rather than the observed ilmenite) is present in all garnet+staurolite-bearing fields. b) T- $X(\text{Fe}^{3+})$ diagram at 7 kbar. Magnetite appears in all fields for $X(\text{Fe}^{3+}) > 0.07$. c) P-T pseudosection calculated for the bulk-rock $X(\text{Fe}^{3+})$ ratio adjusted to 0.04. The stability domain of the inferred relictual assemblage g-st-pl-bi-mu-ilm-q is marked in pink.

Figura 4.27 Diagramas de equilibrio-asociación para la muestra MH. a) Pseudosección P-T calculada para la composición de roca total con la ratio $X(\text{Fe}^{3+})$ igual a 0,11 medida inicialmente. La magnetita (en vez de la ilmenita observada) está presente en todos los campos que contienen granate+estaurolita a 7 kbar. b) Diagrama T- $X(\text{Fe}^{3+})$ a 7 kbar. La magnetita aparece en todos los

campos para $X(\text{Fe}^{3+}) > 0,07$. c) Pseudosección P-T calculada para la ratio $X(\text{Fe}^{3+})$ de la roca total ajustada a 0.04. El dominio de estabilidad del conjunto relicto inferido g, st, pl, bi, mu, ilm, q está marcado en rosa.

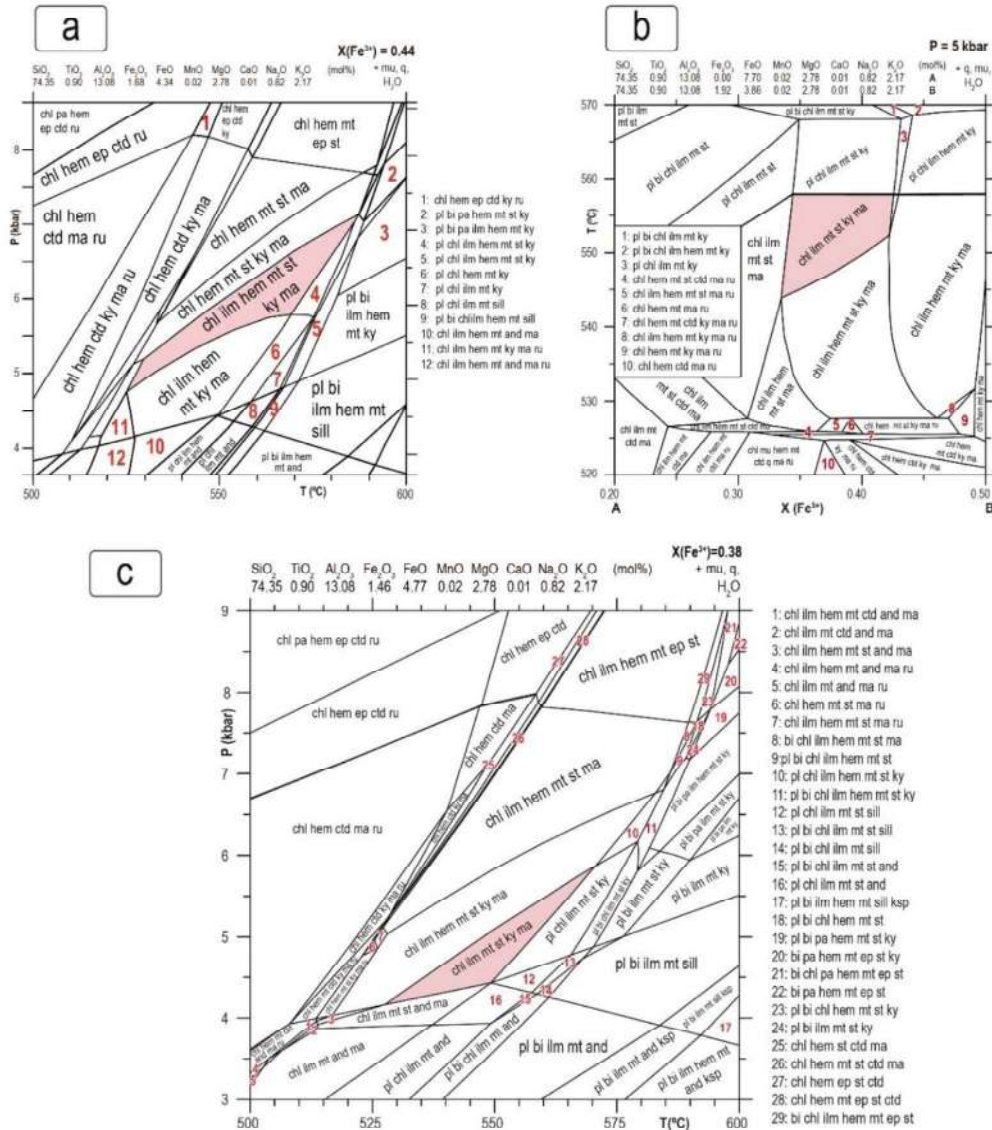


Figure 4.28 a) Pseudosection of sample MHm calculated with a $X(\text{Fe}^{3+})$ ratio of 0.44 of total iron. The field that most resembles the assemblage is that marked in pink, but it contains hematite, not identified in the rock, which only contains magnetite and ilmenite. b) T- $X(\text{Fe}^{3+})$ diagram at 5 kbar pressure for sample MHm. The observed assemblage, marked in pink, is modeled for $X(\text{Fe}^{3+})$ ratios of 0.34-0.42. c) Pseudosection of the MHm sample calculated with a $X(\text{Fe}^{3+})$ ratio of 0.38.

Figura 4.28 a) Pseudosección de la muestra MHm calculada con una ratio $X(\text{Fe}^{3+})$ de 0,44 de hierro total. El campo que más se parece al que contiene la asociación mineral observada es el marcado en rosa, pero incluye hematites, no identificada en la roca, que solo contiene magnetita e ilmenita. b) Diagrama T- $X(\text{Fe}^{3+})$ a 5 kbar de presión para la muestra MHm. La asociación mineral observada, marcada en rosa, se modela para ratios $X(\text{Fe}^{3+})$ de entre 0,34 y 0,42. c) Pseudosección de la muestra MHm calculada con una ratio $X(\text{Fe}^{3+})$ de 0,38.

La asociación de minerales sin-S3 (st, ky, chl, mu, ilm, mt) de la muestra magnética MHm no se modela en la pseudosección P-T (Fig. 4.28a) si se considera la ratio $X(\text{Fe}^{3+})$ medida (0.44), porque la hematites (no observada en la muestra) aparece modelada en todos los campos. La pseudosección T- $X(\text{Fe}^{3+})$ (Fig. 4.28b) muestra que un $X(\text{Fe}^{3+})$ ligeramente inferior es suficiente para modelar asociaciones libres de hematites (campo 1). En la pseudosección P-T (Fig. 4.28c) calculada para la ratio $X(\text{Fe}^{3+})$ ajustada a 0,38, los campos que mejor encajan con la asociación inferida están coloreados en rosa, y corresponden a condiciones de 4-6 kbar, 525-570 °C. Están limitados por la aparición de hematites a baja T y alta P, la aparición de biotita a altas temperaturas y la desaparición de distena a bajas presiones. Las asociaciones modeladas contienen margarita o plagioclasa, ninguna de los cuales se observó en la muestra. Sin embargo, la proporción de ambos minerales es <0,05 vol%, por lo que podrían haberse pasado por alto fácilmente. La composición química de los minerales no varía significativamente en los campos y, en consecuencia, las isopletras no son útiles para restringir aún más las condiciones P-T de equilibrio inferidas.

4.5 RELACIONES ENTRE MAGNETISMO, ESTRUCTURAS Y LITOLOGÍA EN LA VENTANA TECTÓNICA DE XISTRAL

El Mapa aeromagnético de España Peninsular (Ardizzone *et al.*, 1989), no ofrece la resolución suficiente para realizar una interpretación detallada de la fuente que genera la EGMA. Este inconveniente se ha solventado realizando una cartografía magnética terrestre con una resolución de 2x2 km en la zona de la Ventana de Xistral, donde afloran las rocas generadoras de la anomalía.

De entre los mapas obtenidos, el de la anomalía absoluta reducida al polo (Fig. 4.9), muestra que las anomalías magnéticas de mayor amplitud se localizan sobre las fallas normales y los despegues extensionales que se generaron en las fases E1 y E2 de la Orogenia Varisca. El ejemplo más espectacular es el de la coincidencia entre los máximos magnéticos más importantes y la Falla de Viveiro, una estructura de la fase E2. Otros ejemplos claros son las anomalías al Oeste de San Cibrao y Burela, y el máximo sobre el despegue de Viveiró, de la fase E1 y plegado por el domo. En este sentido, los cortes y modelos 2.75D realizados y mostrados en las Figs. 4.14, 4.15 y 4.16 indican que los

despegues extensionales son la clave para justificar los picos de la anomalía. Estos datos, junto con la proyección de los valores de κ medidos en campo (Fig. 4.8) muestran que las rocas más magnéticas aparecen en relación con la Falla de Viveiro, el despegue de Viveiró y el despegue extensional desarrollado sobre la Zona de Cizalla Basal del Manto de Mondoñedo.

Ayarza y Martínez Catalán, (2007) vincularon la anomalía magnética a la existencia de un domo extensional y a la presencia de granitoides inhomogéneos y migmatitas originados durante esta extensión y ricos en magnetita. Sin embargo, ya en los trabajos de Martín Paramio (2015) y Rodríguez Gómez (2015) quedó demostrado que los valores de la anomalía también son altos en algunos afloramientos de cuarcitas, paragneises y esquistos. En ocasiones se han llegado a medir susceptibilidades magnéticas (κ) entre 6 y 40×10^{-3} (SI) en los metasedimentos que afloran cerca de los despegues y en los que aparecen como enclaves dentro de los granitos tardíos no magnéticos (Martín Paramio, 2015). Este hecho apunta a que los procesos extensionales ligados tanto a la fase E1 como a la fase E2 de la Orogenia Varisca, son los que están directamente vinculados a la magnetización. Los resultados de las soluciones de Euler, en las que las fallas tardi-Variscas parecen generar gradientes en la anomalía y por lo tanto al cortarla sustentan, junto con el resto del presente trabajo, esta hipótesis.

Los mapas y modelos 2D desarrollados sobre los nuevos datos adquiridos establecen claramente una relación entre los despegues extensionales y la magnetización (Martínez Catalán *et al.*, 2018). No existen litologías concretas que den origen a esta anomalía, sino que muchas de las que han sido afectadas por estos procesos extensionales han desarrollado, en mayor o menor medida y como parte de su evolución metamórfica, magnetita. Así, migmatitas, granitos inhomogéneos, cuarcitas, gneises y esquistos pueden ser portadoras de magnetita si se han metamorfizado o generado en las condiciones tectónicas adecuadas. Los metasedimentos en los que se ha identificado una respuesta magnética importante pertenecen a la Serie de Vilalba (Proterozoico Superior) y al Cámbrico Inferior, los únicos entre los que afloran que han alcanzado un grado alto durante el metamorfismo M2, de alta T y baja P. Materiales más modernos no parecen estar afectados por este proceso, probablemente porque no alcanzaron las

condiciones de temperatura necesarias, o si lo hicieron, no han sido descubiertos por la erosión.

En este trabajo se propone una correspondencia espacial significativa entre la EGMA y las estructuras extensionales que afloran en la Ventana Tectónica de Xistral y sus proximidades, lo que sugiere que esta anomalía refleja la historia tectónica y los procesos de deformación del área. La EGMA se originó durante los procesos extensionales ligados a la formación del Domo de Lugo, y más concretamente, a los despegues extensionales de las etapas E1 y E2, siendo la Falla de Viveiro (E2) la estructura con la que se relacionan las mayores anomalías.

4.5.1 Implicaciones estructurales de los modelos 2.75D

El ajuste de los perfiles geológicos tras la modelización 2.75D introduce una novedad en este trabajo al poner de manifiesto que el buzamiento de la Falla de Viveiro es menor que el que se había asumido hasta la fecha (Fig. 4.16). Mientras que en los trabajos de Martínez Catalán (1985) y Martínez Catalán *et al.* (2003), la Falla de Viveiro se interpreta como una falla normal con un buzamiento de unos 50° Oeste, la modelización realizada como parte de este trabajo propone que esta estructura es mucho más tendida, presentando un buzamiento inferior a 20° al Oeste (ver también Martínez Catalán *et al.*, 2018).

En relación con la anomalía magnética de la Ventana Tectónica de Xistral, los modelos desarrollados hasta la fecha justifican dicha anomalía, aunque su alcance se limita a una profundidad de 5 km. Esto no implica que la EGMA en su totalidad pueda ser explicada únicamente a partir de la presencia de rocas magnéticas someras. Ayarza y Martínez Catalán (2007) proponen que la fuente de esta anomalía podría ser una lente de rocas magnéticas que, en ocasiones, se extiende hasta profundidades de hasta ~ 20 km. Los hallazgos de estos dos estudios no son mutuamente excluyentes. La zona que aquí se ha estudiado y modelado es menos extensa, pero ofrece una mayor resolución y la interpretación es más detallada. Para conciliar ambos modelos, sería necesario ampliar la cartografía magnética a toda la EGMA. Serían necesarios estudios regionales más amplios para establecer el alcance en profundidad que presentan las rocas magnéticas.

Considerando que la anomalía de Bouguer en la Ventana de Xistral no presenta valores altamente positivos que coincidan con la anomalía magnética en la misma área (Ayarza y Martínez Catalán, 2007), se puede concluir que, en esta zona, no existe un volumen significativo de rocas de composición básica situadas próximas a la superficie que contribuyan de manera importante a la magnetización. Por ello, ésta debe originarse en rocas de menor densidad, pero con una alta susceptibilidad magnética tales como cuarcitas de alto grado, paragneises, esquistos, granitoides inhomogéneos y migmatitas.

4.5.2 Origen de la EGMA según el análisis petrológico en la Ventana Tectónica de Xistral

La idea de que la EGMA está ligada a una extensión y a una retrogresión coetáneas se fundamenta en la ocurrencia de máximos magnéticos a lo largo de la Falla de Viveiro y de otros despegues extensionales identificados en el campo. Es relevante señalar que fuera de los despegues extensionales no se producen anomalías magnéticas significativas (Fig. 4.9, c; Martínez Catalán *et al.*, 2018). Asimismo, se ha comprobado que únicamente las muestras metamórficas que registran los eventos extensionales penetrativos E1 y E2 contienen magnetita. No obstante, es importante destacar que no todas las rocas afectadas por despegues extensionales contienen magnetita, y esta distribución desigual se debe probablemente a heterogeneidades en la composición y en la dinámica de circulación de fluidos metamórficos.

Dos de los pares de muestras estudiados definen una evolución metamórfica que presenta una fuerte descompresión. Estos pares son los de las muestras MF-MFm y LD-LDm (Fig. 4.29).

Las muestras del par MF-MFm proceden del bloque de muro del Cabalgamiento Basal del Manto de Mondoñedo y ocupan una posición estructural similar cerca del cabalgamiento basal (Figs. 4.3, 4.4a y 4.30). Pero mientras MF conserva la asociación Barroviense (M1) y carece de minerales magnéticos, MFm se ha transformado en un esquisto con cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico, moscovita, biotita marrón-verdosa, así como magnetita y hematites. Este tipo de roca es característico de los afloramientos magnéticos que se producen en el interior de los despegues E1 intercalados con afloramientos no magnéticos. Las pseudosecciones (Figs. 4.23 y 4.24)

sugieren un decrecimiento de la presión de 2-3 kbar para MFm en relación con las condiciones preservadas en MF, sin un descenso significativo de la temperatura (Fig. 4.29).

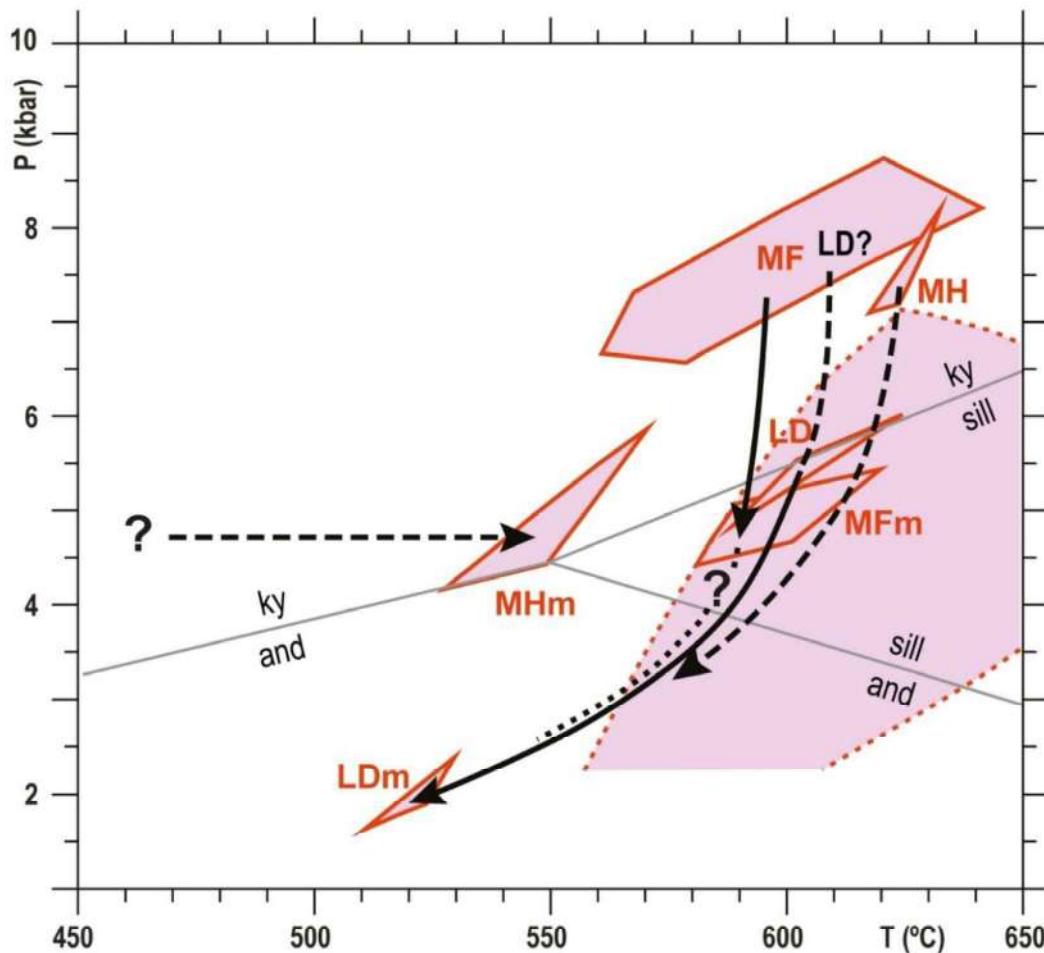


Figure 4.29 Proposed P-T paths followed by magnetic samples during decompression related to extensional tectonics, based on fields containing the observed parageneses in pseudosections of Figures 4.23 to 4.28. Continuous arrows connect magnetic and non-magnetic pairs. The dotted arrow shows the proposed continuation of arrow MF-MFm toward the conditions established for sample LDm. Dashed arrows represent suggested paths for samples MH and MHm, which underwent a different evolution due to their different original positions.

Figura 4.29 Trayectorias P-T propuestas para las muestras magnéticas durante la descompresión relacionada con la tectónica extensional, basadas en los campos que contienen las paragénesis observadas en las pseudosecciones de las Figuras 4.23 a 4.28. Las flechas continuas conectan pares magnéticos y no magnéticos. La flecha punteada muestra la continuación propuesta de la flecha MF-MFm hacia las condiciones establecidas para la muestra LDm. Las flechas discontinuas representan las trayectorias propuestas para las muestras MH y MHm, que sufrieron una evolución diferente debido a su distinta posición original.

El par LD-LDm procede de niveles aún más profundos de la ventana tectónica por debajo del Despegue Extensional Inferior (Figs. 4.3, 4.4a, 4.30). La muestra LD contiene mayoritariamente una asociación M2 portadora de sillimanita de tipo Buchan, y sólo raros relictos de estaurrolita atestiguan el anterior evento Barroviense M1. Las condiciones P-T del evento M1 no pudieron determinarse con precisión, pero podrían haber alcanzado presiones de ~8 kbar (a ~600°C), comparables a las de la muestra MF.

En cuanto a la muestra magnética LDm, es bastante similar a MFm, y también contiene cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico, moscovita, biotita marrón-verdosa, magnetita y hematites. Sin embargo, la pseudosección de MFm apunta a una presión de 4-5 kbar basándose en el contenido en Al de la biotita y el % de magnetita. Por el contrario, en la muestra LDm los mismos criterios arrojan un campo de estabilidad en torno a 2 kbar. Las pseudosecciones (Figs. 4.25 y 4.26) sugieren una disminución adicional de la presión de alrededor de 3 kbar para LDm en relación con LD, y un enfriamiento de ~80 °C (Fig. 4.29).

Las trayectorias seguidas por los pares MF-MFm y LD-LDm delinean en conjunto casi por completo la historia retrógrada experimentada por las muestras magnéticas. Mientras que MFm y LD reflejan el evento extensional E1, ocurrido sobre todo a altas temperaturas, LDm registra el desarrollo final completo del Domo de Lugo (E2).

El tercer par, MH-MHm, representa una parte diferente de la misma historia de extensión, que implica el crecimiento de distena en las proximidades de una gran falla extensional. La presencia de distena en relación con el desarrollo de la Falla de Viveiro fue descrita por primera vez por Capdevila (1969) y discutida posteriormente por Martínez *et al.* (1996, 2001) y Reche *et al.* (1998), ya que este mineral se asocia comúnmente con el aumento de presión. Sin embargo, en la Falla de Viveiro aparece a ambos lados de una importante estructura extensional, llevando entonces al consenso de que aquí la distena no representa el evento regional Barroviense sino un fenómeno de alcance local.

MH representa la muestra más profunda del par, ya que fue recogida en la base de la parte interna del Manto de Mondoñedo (Fig. 4.30a). En consecuencia, su pseudosección proporciona condiciones de P y T comparables a las de MF pero restringidas a los valores

más altos de temperatura (Fig. 4.27). La muestra conserva la huella del evento Barroviense. La subsiguiente cristalización de sillimanita y andalucita atestigua una descompresión y enfriamiento, probablemente a lo largo de una trayectoria P-T similar a la evolución de las muestras LD-LDm (Fig. 4.29).

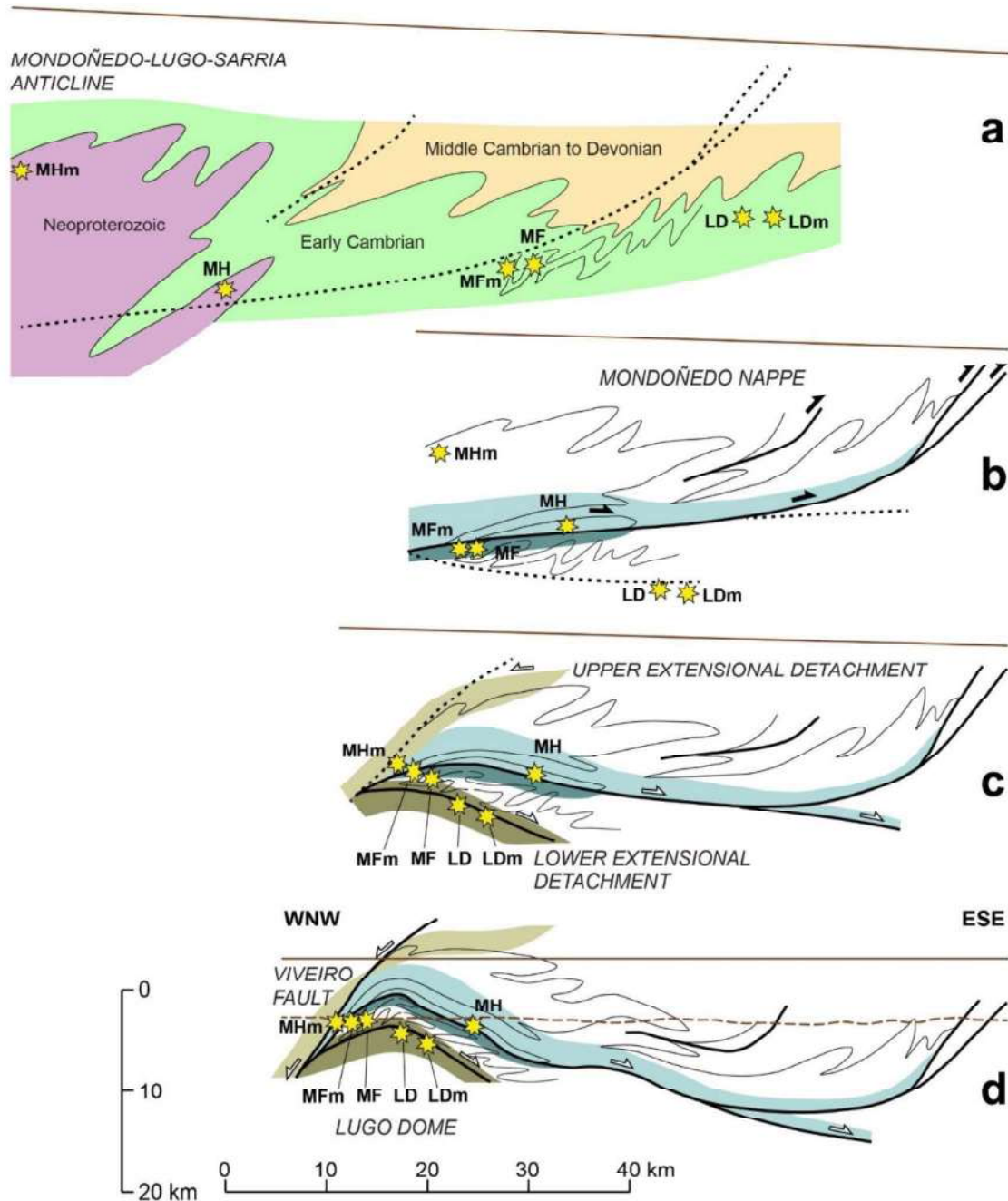


Figure 4.30 Structural evolution of the Mondoñedo Nappe and the Lugo Dome showing the location of the analyzed samples during deformation. a) The recumbent folds are formed (C1 event). b) The Mondoñedo Nappe has been emplaced above its basal thrust fault (C2). c) Early extensional structures (E1) have developed, and the Lugo Dome has started to form. d) The Lugo Dome is fully formed as well as the Viveiro Fault and associated shear zone (E2). The brown line

above each section represents approximately the topographic surface, as deduced from the pseudosections. The dashed brown line in d) indicates the present surface. Colors indicate stratigraphic groups in a) and ductile shear zones in b), c) and d). Dotted lines in a, b and c show the location of faults to be developed in the next stage. See Figure 4.2 for legend and comparison with Section A.

Figura 4.30 Evolución estructural del Manto de Mondoñedo y del Domo de Lugo con la localización de las muestras analizadas a lo largo de la deformación. a) Se forman los pliegues recumbentes (evento C1). b) El Manto de Mondoñedo se ha emplazado por encima de su cabalgamiento basal (C2). c) Se han desarrollado estructuras extensionales tempranas (E1) y ha comenzado a formarse el Domo de Lugo. d) El Domo de Lugo está completamente formado así como la Falla de Viveiro y la zona de cizalla asociada (E2). La línea marrón sobre cada sección representa aproximadamente la superficie topográfica, tal y como se deduce de las pseudosecciones. La línea marrón discontinua en d) indica la superficie actual. Los colores indican los grupos estratigráficos en a) y las zonas de cizalla dúctil en b), c) y d). Las líneas de puntos en a, b y c muestran la ubicación de las fallas que se desarrollarán en la siguiente etapa. Ver la figura 4.2 para la leyenda y la comparación con la sección A.

El miembro magnético del par, MHm, fue muestreado muy cerca de la Falla de Viveiro, una franja extremadamente cizallada que hundió al flanco normal del Anticlinal de Mondoñedo-Lugo-Sarria a menos de 1 km de su flanco inverso, cuando anteriormente, ambos flancos estaban separados unos 6 a 8 km (Martínez Catalán *et al.*, 2003). Por ello, en la reconstrucción de la Figura 4.30, la muestra MHm se sitúa bastante alta en el Manto de Mondoñedo, a una profundidad que corresponde aproximadamente a 5 kbar (Figs. 4.28c and 4.29). En su posición original, la roca era probablemente una pizarra o metasiltita, lo que es coherente con la foliación de grano fino preservada como inclusiones en los porfiroblastos de distena (Fig. 4.22).

En la Zona de Cizalla de Viveiro, el bloque de muro se levantó y probablemente se erosionó, por lo que sus rocas sufrieron exhumación. Por el contrario, el bloque de techo no sufrió exhumación, sino calentamiento derivado del ascenso del núcleo migmatítico del Domo de Lugo que aflora en la Ventana Tectónica de Xistral. La muestra MHm es representativa del bloque de techo y el campo correspondiente (Figs. 4.28c y 4.29) refleja el crecimiento de la distena. Probablemente, esta parte del manto estuvo en el campo de la distena durante el evento Barroviense M1, pero se mantuvo lo suficientemente frío como para impedir su cristalización hasta que el Domo de Lugo comenzó a desarrollarse, aportando calor a las áreas adyacentes. Este proceso se representa en la Figura 4.29 como un calentamiento isobárico, pero es posible que la

trayectoria P-T incluyera algún aumento de presión si se desarrollara una cuenca sedimentaria localizada en el *hanging wall*, como proponen Martínez *et al.* (2001).

Aunque se considera que la muestra MHm forma parte del Bloque de techo de la Zona de Cizalla de Viveiro, se encuentra en el bloque de muro con respecto a la Falla de Viveiro (Figs. 4.3, 4.4a y 4.30d). Reche *et al.* (1998) estimaron un desplazamiento vertical de 4-5 kbar para todo el sistema, incluyendo la zona de cizalla dúctil y la falla frágil. Esta última se estima en ~1,5 kbar (5-6 km) en nuestra zona de estudio (Martínez Catalán *et al.*, 2003). En *subbloque de techo*, la Falla de Viveiro está bordeada por pizarras negras ordovícicas y silúricas ricas en Al. Su evolución metamórfica, descrita por Martínez *et al.* (2001) es compleja, e incluye un crecimiento temprano de andalucita seguido por el de distena y estauroлита. Una posición estructural más elevada de las pizarras negras Ordovícicas y Silúricas respecto a los metasedimentos Cámbricos y Neoproterozoicos tras el plegamiento recumbente explica la generación inicial de andalucita.

5

APORTACIONES DEL PALEOMAGNETISMO AL ORIGEN DEL ARCO CENTRO IBÉRICO

Contributions of paleomagnetism to the origin of the Central Iberian Arc

5.1 INTRODUCCIÓN

Uno de los objetivos de esta tesis que es determinar si hay relación entre la forma de las anomalías magnéticas de baja amplitud y la evolución Varisca del CIA. Para eso, se ha llevado a cabo un estudio paleomagnético en una zona en la que las anomalías magnéticas delinean la rama Sur del Arco Centro Ibérico.

La mayor parte de este capítulo, en lo que se refiere a recopilación de datos, objetivos, tratamiento de datos, resultados y discusión, se ha publicado en:

Durán Oreja, M., Calvín, P., Villalaín, J.J., Ayarza, P. and Martínez Catalán, J.R., (2023).
Paleomagnetism in the Cambrian Urda-Los Navalucillos Limestone (Montes de

Toledo, Spain): Implications for late-Variscan kinematics and oroclinal bending in the Central Iberian Zone. *Tectonophysics*, 852.

<https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0040195123000793>

<https://doi.org/10.1016/j.tecto.2023.229781>

En este capítulo se presenta una versión ampliada de ese artículo, que incluye un estudio de la anisotropía de la susceptibilidad magnética en la Caliza de Urda-Los Navalucillos.

5.2. CONTEXTO GEOLÓGICO Y GEOFÍSICO DE LOS MONTES DE TOLEDO

El área de estudio (Fig. 5.1a) se localiza en la comarca de los Montes de Toledo, a unos 65 km al SSE de Toledo y 120 km al Sur de Madrid (Fig. 5.1a). Geológicamente, esta región pertenece a la Zona Centroibérica (CIZ) del Macizo Ibérico (Julivert *et al.*, 1972), más concretamente al Dominio del Complejo Esquisto-grauváquico (Martínez Catalán *et al.*, 2004), o Dominio de los Pliegues Verticales (Díez Balda *et al.*, 1990; Díez Balda y Vegas, 1992).

Los sedimentos más antiguos corresponden a facies carbonatadas y detríticas de plataforma formadas en un margen continental pasivo durante la transgresión generalizada del Cámbrico temprano. La unidad más inferior está formada por las Pizarras de Pusa y las Areniscas del Azorejo, que van dando paso a una secuencia carbonatada en su parte superior (Fig. 5.1b), la Caliza de Urda-Los Navalucillos (Menéndez Carrasco, 2013), de edad Cámbrico temprano. Esta edad es también la de las alternancias detríticas de Urda y de la Formación Cortijos, constituida por areniscas y cuarcitas. Por encima, la Serie de Valdehierro es un complejo vulcano-sedimentario de edad Cámbrico tardío a Tremadociense, que incluye una amplia gama de facies y materiales que van desde rocas volcánicas y sedimentos formados por el colapso de estructuras volcánicas hasta pizarras bandeadas con intercalaciones conglomeráticas (Ramírez Merino *et al.*, 2000b). Separados por una discordancia, los conglomerados, cuarcitas y pizarras de la Serie Púrpura del Ordovícico Inferior forman, junto con la Cuarcita Armoricana, los relieves más pronunciados de la región. La secuencia continúa

hacia arriba con las cuarcitas y pizarras del Ordovícico Medio de las Capas Pochico-Marjaliza, que gradualmente pasan a las Pizarras de Navatrasierra-Río. Sedimentos detríticos de origen continental depositados durante el Mioceno, Plioceno y Cuaternario cubren la sucesión Paleozoica en las depresiones intermontanas y en los valles fluviales (Fig. 5.1a).

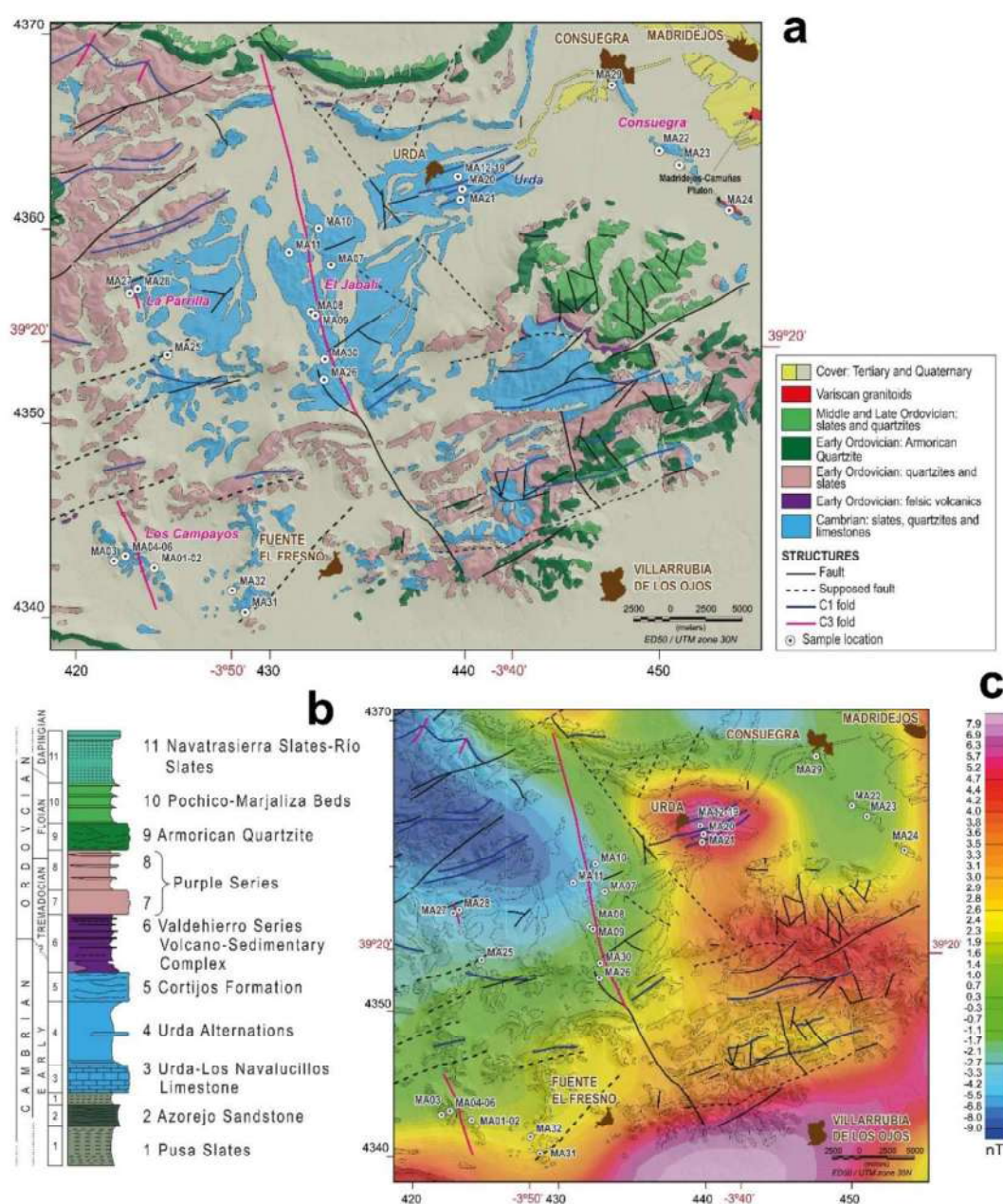


Figure 5.1 a) Geological map of the study area with the location of sampling sites. Based on geological maps of Instituto Geológico y Minero de España (IGME) to the scale 1:50,000, sheets 711 Las Guadalerzas (León Gómez et al., 1981), 712 Madrideojos (Ramírez Merino et al., 2000b), 736 Malagón (Ramírez Merino et al., 2000c) and 737 Villarrubia de los Ojos (Hernández et al., 2000). b) Schematic stratigraphic column based on the memoir accompanying sheet 712 Madrideojos. c) Aeromagnetic anomaly map of the area, from Ardizzone et al. (1989).

Figura 5.1 a) Mapa geológico de la zona de estudio con la localización de los puntos de muestreo. Basado en mapas geológicos del Instituto Geológico y Minero de España (IGME) a escala 1:50.000, hojas 711 Las Guadalerzas (León Gómez *et al.*, 1981), 712 Madrideojos (Ramírez Merino *et al.*, 2000b), 736 Malagón (Ramírez Merino *et al.*, 2000c) y 737 Villarrubia de los Ojos (Hernández *et al.*, 2000). b) Columna estratigráfica esquemática basada en la memoria que acompaña a la hoja 712 Madrideojos. c) Mapa de anomalías aeromagnéticas de la zona, extraído de Ardizzone *et al.* (1989).

Desde el punto de vista tectónico, la secuencia Paleozoica se vio afectada por una deformación pre-Ordovícica (Lotze, 1956) que dio lugar a la Discordancia Toledánica (Gutiérrez-Marco *et al.*, 2002), que separó la Serie de Valdehiero de las sucesiones del Ordovícico Inferior. Esta deformación se produjo por tectónica extensional y dio lugar a la generación de fallas que provocaron basculamiento y plegamiento abierto, pero no clivaje. Dicha extensión dio lugar a un vulcanismo ácido intermedio (Martín Escorza, 1976; Roiz y Vegas, 1980). El desarrollo de las principales estructuras de la zona se debe a la deformación dúctil Varisca.

Las estructuras más antiguas son anticlinales y sinclinales alargados, abiertos a moderadamente apretados y de plano axial vertical, que representan el evento C1 de la deformación Varisca. En la zona de estudio, tienen una dirección dominante Este-Oeste y un clivaje desarrollado en capas pelíticas, que puede ser de tipo grosero o pizarroso dependiendo de la composición siltítica o pelítica de las rocas afectadas. El clivaje está formado por granos muy pequeños de mica blanca orientados estadísticamente, y por bandas oscuras estrechas muy próximas entre sí que apuntan a la disolución por presión como mecanismo más importante de deformación. En las calizas, la deformación es de baja intensidad y no se observa foliación en los afloramientos, pero las secciones delgadas confirman que algunas de ellas están internamente deformadas, mostrando la orientación preferente de granos moderadamente aplanados. El metamorfismo regional sincinemático es anquizonal o transicional de diagénesis, como en el resto de la parte meridional de la CIZ, y sus condiciones están encuadradas entre 200-350 °C y 1-2 kbar (Martínez Poyatos, 2002).

Las estructuras C1 fueron replegadas por estructuras NNO-SSE, fuertemente oblicuas a los pliegues anteriores, durante la etapa C3 de la deformación Varisca, dando lugar a un patrón de interferencia de domos y cubetas. La zona estudiada escapó a los efectos de la

tectónica extensional, pero varias fallas que afectan a la secuencia Paleozoica se desarrollaron después del plegamiento. Estas fallas definen dos familias con rumbo NO-SE y NE-SO, que forman parte de dos sistemas de desgarre conjugados del Varisco tardío descritos por Arthaud y Matte (1975, 1977), pero su desplazamiento es bastante pequeño. No hay indicios de deformación alpina en la región (Vegas *et al.*, 2004).

La Figura 5.1c muestra la anomalía aeromagnética de la zona de estudio. No se observa una relación evidente entre la estructura y las anomalías magnéticas, quizás debido a la baja resolución del Mapa aeromagnético de la Península Ibérica (Fig. 5.1c; Ardizzone *et al.*, 1989, Miranda *et al.*, 1989, Socías *et al.*, 1991).

5.3 ESTUDIOS PALEOMAGNÉTICOS PREVIOS

Anteriormente se han realizado investigaciones paleomagnéticas en las calizas del Cámbrico temprano de la CIZ (Pastor-Galán *et al.*, 2015b, 2016). En la primera de estas contribuciones se obtuvieron direcciones paleomagnéticas en dos zonas de la Caliza de Urda-Los Navalucillos próximas a nuestra área de estudio. Un conjunto de muestras se recogió en el sinclinal de Navalucillos (LN1), y el otro en la cantera al Sur de Urda (LN2). En la mayoría de los testigos muestreados se obtuvo una magnetización remanente característica (ChRM) aislada entre 240° y 350 °C. La inclinación media obtenida para cada localización fue de 15,4° en LN1 y de 20,2° en LN2 con declinaciones que oscilaron entre 78° y 185° (en coordenadas geográficas). El test de pliegue realizado en ambas localizaciones resultó negativo. Los datos de paleoinclinación y paleodeclinación post-plegamiento obtenidos sugieren que la ChRM fue adquirida durante el supercrón inverso Kiaman en uno o más eventos de remagnetización. Estas inclinaciones tan bajas indican que la zona de estudio se encontraba en el Hemisferio Sur, muy cerca del Ecuador en aquella época. Según Weil *et al.* (2010), Iberia cruzó el Ecuador en el Pérmico temprano, lo que implica que la remagnetización se produjo entre 315 y 297 Ma. Pastor-Galán *et al.* (2015b, 2016) dedujeron que la dispersión de la declinación solo podía explicarse mediante una rotación antihoraria de unos 60° ocurrida entre 310 y 297 Ma, basándose en el hecho de que no se han producido rotaciones diferenciales en Iberia desde el Pérmico temprano, y en la posición de los polos magnéticos obtenida por Weil *et al.* (2010) para esa época. Según Pastor-Galán *et al.* (2015b, 2016), esta rotación está

ligada a la formación del Arco Ibero-Armoricano (IAA), e implica que el desarrollo del Arco Centro Ibérico (CIA) solo pudo ocurrir antes del piso Moscoviense (315 Ma).

5.4. PALEOMAGNETISMO EN LA CALIZA DE URDA-LOS NAVALUCILLOS

5.4.1 Muestreo

Se muestrearon un total de 32 sitios paleomagnéticos en la Caliza de Urda-Los Navalucillos (Fig. 5.1a), obteniéndose 271 testigos orientados que fueron extraídos en el campo con un taladro portátil de gasolina. También se extrajo un bloque orientado en campo del que se obtuvieron testigos orientados en el laboratorio (sitio MA29). Los testigos se orientaron en el campo con una brújula magnética. Las muestras se agruparon en cinco localidades, cada una centrada en una estructura Varisca particular, como se describe a continuación.

Urda: los sitios MA12 a MA21 (10 sitios) se distribuyen en una serie de pliegues C1 de dirección Este-Oeste con una orientación media del eje $N266^{\circ}E/18^{\circ}$ (dirección de inmersión). Se muestrearon ambos flancos y la zona de charnela de los pliegues.

Los Campayos: los sitios MA01 a MA06 se muestrearon en un anticlinal C3, de orientación NNO-SSE, con un eje medio orientado $N349^{\circ}E/11^{\circ}$, situado a unos 13 km al Oeste de Fuente el Fresno. Se realizaron perforaciones en ambos flancos del pliegue. Los sitios MA31 y MA32 se tomaron en un afloramiento cercano y se han añadido a este grupo.

El Jabalí: se muestrearon siete lugares (MA07 a MA11, MA26 y MA30) al SO de Urda distribuidos en ambos flancos de un gran anticlinal C3 de dirección NNO-SSE con eje medio $N172^{\circ}E/21^{\circ}$.

La Parrilla: las muestras de dos localizaciones, MA27 y MA28, se recogieron en los flancos de un anticlinal C3 orientado NNO-SSE con una orientación media del eje $N171^{\circ}E/16^{\circ}$. Otro punto, MA-25, se tomó en un afloramiento cercano con el mismo estilo de plegamiento.

Consuegra: se muestrearon varios afloramientos alineados en dirección NO-SE que corresponde al flanco oriental de un sinclinal C3, NNO-SSE, obteniendo testigos orientados en cuatro lugares: MA22, MA23, MA24 y MA29. Sin embargo, estas calizas

han sufrido metamorfismo de contacto debido a su proximidad con el granito postcinemático de Madridejos-Camuñas (Bergamín y González Casado, 1986). Como resultado, están fuertemente recrystalizadas formando mármoles y han perdido su textura original.

5.4.2 Resultados

5.4.2.1 Magnetismo de rocas

Los experimentos de magnetismo de roca realizados en al menos un espécimen de cada sitio revelaron cuatro tipos de comportamiento diferentes.

Las muestras de tipo 1 (MA02, MA03, MA04, MA05, MA06 y MA21) muestran curvas termomagnéticas reversibles, siendo los minerales paramagnéticos los que más contribuyen a la magnetización inducida (Fig. 5.2a). Los ciclos de histéresis prácticamente no muestran su forma en sigma, sino que son más bien rectos con una pendiente positiva. En los contados casos en los que tienen forma de sigma, muestran una ligera cintura de avispa. La desmagnetización térmica de la IRM en 3 ejes muestra que la remanencia se observa en todas las fases de coercitividad mostrando una clara caída a la temperatura de Curie de la pirrotina (320 °C). Además, se observa un decrecimiento en las fracciones de alta coercitividad a aproximadamente 680 °C, lo que indica la presencia de hematites.

Las muestras de tipo 2 (MA01, MA07, MA10, MA12, MA14, MA15, MA16, MA18, MA19, MA20, MA25, MA26, MA27, MA28, MA30 y MA31) presentan curvas termomagnéticas irreversibles en las que la curva de calentamiento se sitúa por debajo de la curva de enfriamiento (Fig. 5.2b). La curva de calentamiento registra una caída predominante en torno a los 350 °C, probablemente indicativa de la presencia de pirrotina, y una pequeña caída en torno a los 580 °C, que indica la presencia de magnetita. La curva de enfriamiento muestra la generación de magnetita a temperaturas superiores a su punto de Curie (es decir, 580 °C). Los ciclos de histéresis están mejor definidos que los del Tipo 1 y muestran una cintura de avispa bien definida que indica la presencia de fases magnéticas con diferentes coercitividades, ya sea pirrotina superparamagnética (SP) y de dominio único estable (SSD) o pirrotina y magnetita. La desmagnetización térmica de la IRM a lo largo de 3 ejes revela que la pirrotina se encuentra presente en las muestras

de Tipo 2 como mineral portador de magnetización. El decaimiento de la pirrotina a aproximadamente 320 °C es notable en todas las fases, pero principalmente en la fracción de coercitividad media (0,4 T). Además, la fracción de alta coercitividad muestra una ligera caída alrededor de los 650 °C, lo que indica la presencia de hematites.

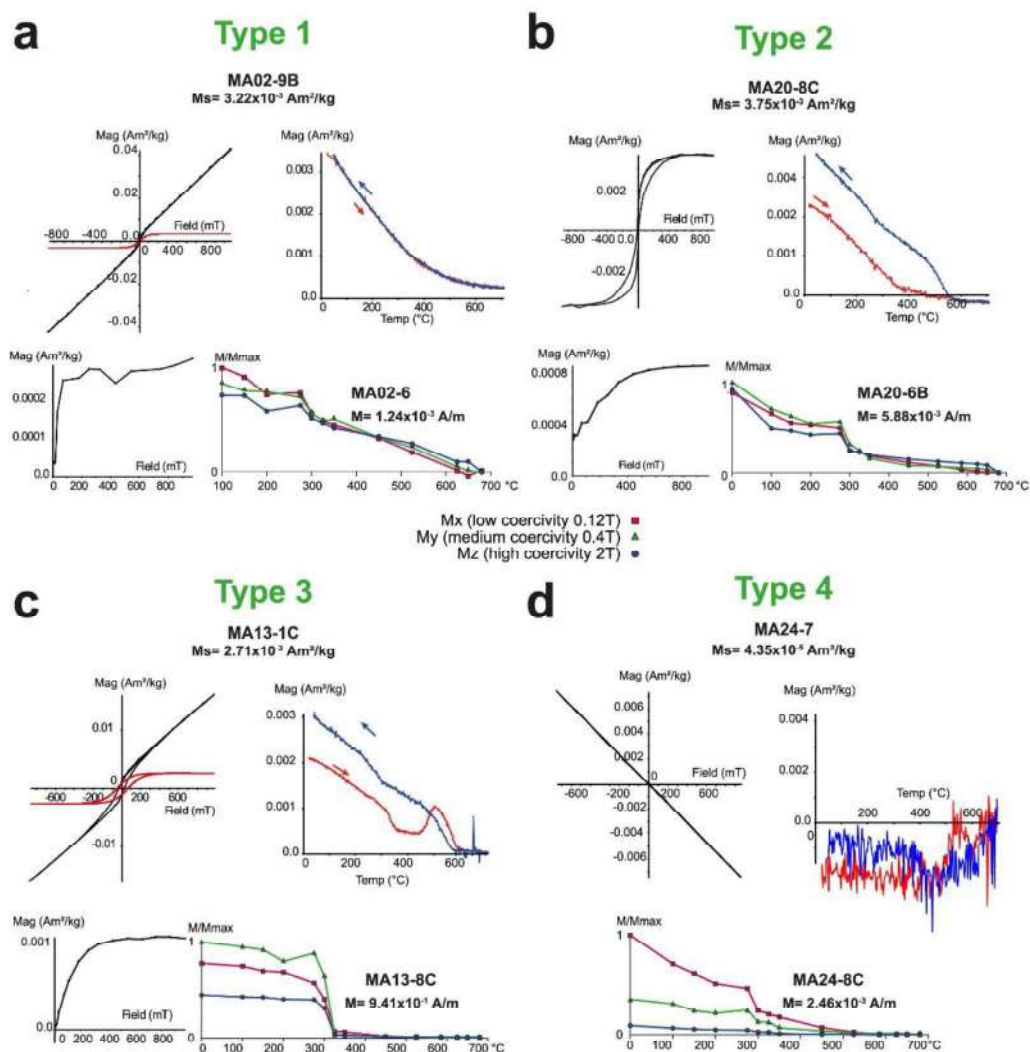


Figure 5.2 Hysteresis loops before (black) and after (red) slope correction, thermomagnetic (TM), isothermal remanent magnetization (IRM) curves, and thermal demagnetization of a composite 3 axis IRM (2 T, 0.4 T and 0.12 T, respectively) of representative samples of: a) Type 1: reversible TM curve and positive sloped hysteresis loop with a weak sigmoidal shape. b) Type 2: irreversible TM curve and a hysteresis loop with clear wasp waist. c) Type 3: irreversible TM curve that indicates the formation of magnetite by heating, and pot-bellied hysteresis loop. d) Type 4: horizontal TM curve and negative slope hysteresis loop. All the types evidence the presence of pyrrhotite.

Figura 5.2 Ciclos de histéresis antes (negro) y después (rojo) de la corrección de la pendiente, curvas termomagnéticas (TM), curvas de magnetización remanente isotérmica (IRM) y desmagnetización térmica de la IRM según 3 ejes (2 T, 0,4 T y 0,12 T, respectivamente) de muestras representativas de: a) Tipo 1: curva TM reversible y ciclo de histéresis de pendiente

positiva con una débil forma sigmoidal. b) Tipo 2: curva TM irreversible y ciclo de histéresis con una clara forma de cintura de avispa. c) Tipo 3: curva TM irreversible que indica la formación de magnetita por calentamiento, y ciclo de histéresis abombado. d) Tipo 4: curva TM horizontal y ciclo de histéresis con pendiente negativa. Todos los tipos evidencian la presencia de pirrotina.

Las muestras de tipo 3 (MA08, MA12, MA13 y MA17) se caracterizan por tener curvas termomagnéticas irreversibles que muestran una caída en torno a los 350 °C, debido a la presencia de pirrotina, con la consiguiente generación de una notable cantidad de magnetita al calentarse por encima de 450 °C, lo que también se observa en la curva de enfriamiento (Fig. 5.2c). El ciclo de histéresis abombado muestra una coercitividad intermedia y una cierta contribución de minerales paramagnéticos, como lo demuestra la pendiente positiva tras la saturación de la fracción ferromagnética a 500 mT. En cuanto a la desmagnetización de la IRM según 3 ejes, aparece el típico decaimiento de la pirrotina (320 °C) en todas las fracciones, siendo más evidente en la fase de coercitividad media. En las muestras de Tipo 3, es la pirrotina el único o el principal mineral ferromagnético existente.

Las muestras de tipo 4 (MA24 y MA29) muestran ciclos de histéresis a menudo con pendiente negativa, y las curvas termomagnéticas son horizontales, lo que revela que ni los minerales ferromagnéticos ni los paramagnéticos contribuyen a la magnetización inducida (Fig. 5.2d, muestra MA24-7). Las muestras que exhiben este comportamiento son calizas recristalizadas transformadas en mármoles por metamorfismo de contacto. Pero en muestras recogidas lejos de granitos, la desmagnetización térmica de la IRM en 3 ejes muestra a veces una caída aproximadamente a 300 °C en las fracciones de media y baja coercitividad indicando la presencia de pirrotina (Fig. 5.2d, muestra MA24-8C). Además, la fracción de baja coercitividad muestra una contribución apreciable de magnetita desmagnetizada a 580 °C.

Según los experimentos de magnetismo de rocas, la pirrotina está presente en la mayoría de las muestras analizadas, siendo la principal portadora de la magnetización remanente. También se detecta una pequeña contribución variable de magnetita y hematites. En cuanto a la magnetización inducida, la fracción paramagnética es dominante en las muestras de Tipo 1, los minerales ferromagnéticos destacan en el Tipo 2, y en el Tipo 3 existe una mezcla de minerales paramagnéticos y ferromagnéticos. En el Tipo 4 la señal magnética suele estar dominada por minerales diamagnéticos, aunque se

detecta la presencia de pirrotina en algunas muestras en todas las desmagnetizaciones térmicas de los experimentos IRM.

5.4.2.2 Magnetización natural remanente

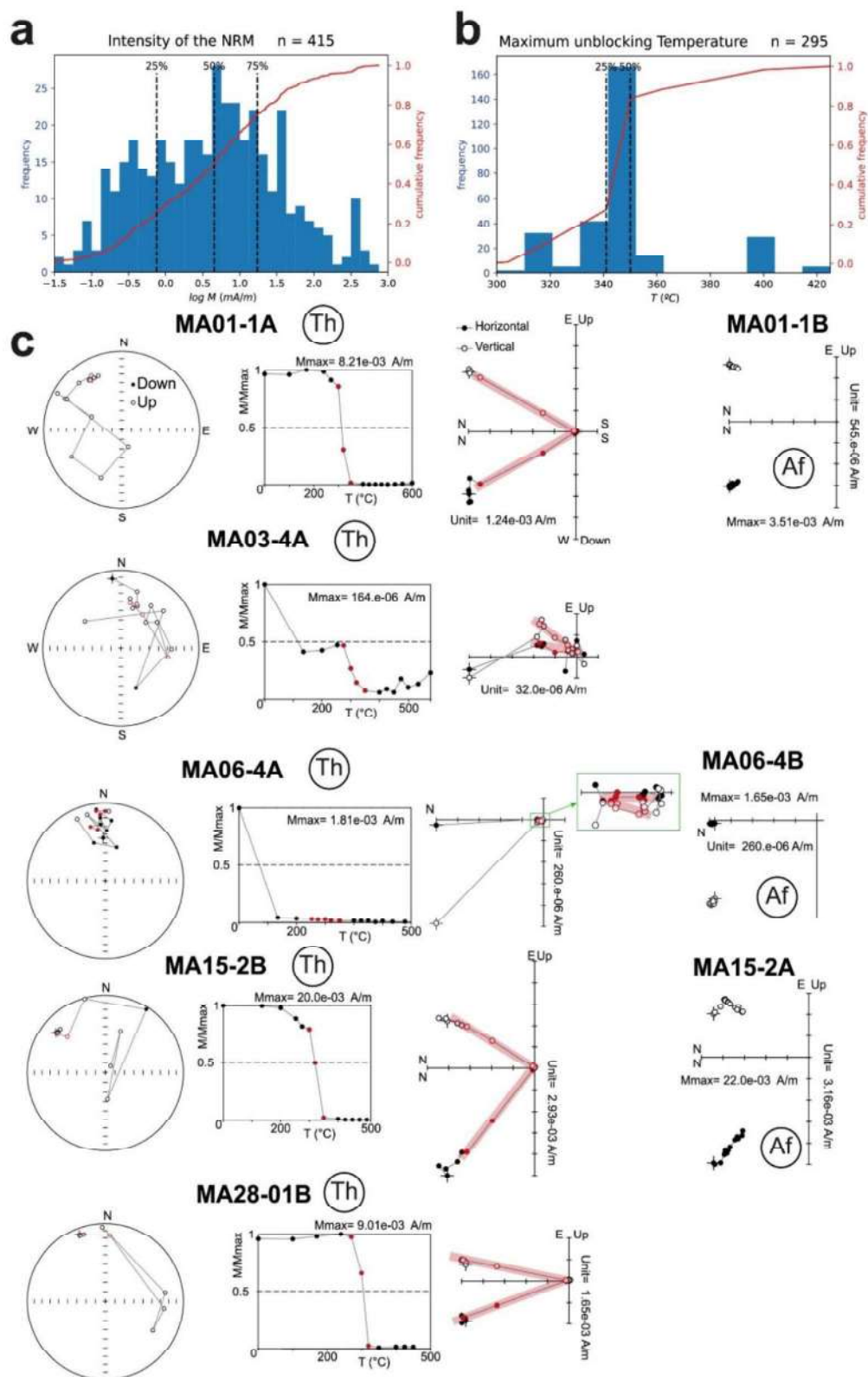


Figure 5.3 Frequency histogram and cumulative frequency curve (red trace) of a) the natural

remanent magnetization of all measured samples and b) the unblocking temperature of the samples in which the characteristic P component (ChRM) is observed. c) Equal area projection, orthogonal plots of NRM thermal (Th), and alternating fields (Af) demagnetization together with intensity decay curves of representative samples in geographic coordinates. Typical signature of the samples shows the ChRM with unblocking temperatures around 340 °C, going to the origin. AF demagnetization shows the medium-high coercivity of the remanence-bearing mineral.

Figura 5.3 Histograma de frecuencias y curva acumulativa de frecuencias (trazo rojo) de a) la magnetización remanente natural de todas las muestras medidas y b) la temperatura de desbloqueo de las muestras en las que se observa la componente P característica (ChRM). c) Proyección equiareal, trazados ortogonales de la desmagnetización térmica (Th) de la NRM y de campos alternos (Af) junto con curvas de descenso de las intensidades de muestras representativas en coordenadas geográficas. La signature típica muestra la ChRM con temperaturas de desbloqueo en torno a 340 °C, yendo hacia el origen. La desmagnetización Af muestra la coercitividad media-alta del mineral portador de remanencia.

Las intensidades medias de la magnetización natural remanente (NRM) oscilan entre 0,006 y 739,9 mA/m. Aunque existe una gran dispersión en los valores, la NRM sigue una distribución aproximadamente log normal con una media geométrica de $5,73 \times 10^{-3}$ mA/m y una desviación estándar de $9,05 \times 10^{-2}$ mA/m. La mitad de las muestras medidas tienen un valor de la NRM que oscila entre unidades y decenas de mA/m. (Fig. 5.3a).

Tras la desmagnetización térmica, se observan algunas componentes paleomagnéticas. La más ubicua de ellas (calculada en 295 de las 415 muestras desmagnetizadas térmicamente) registra temperaturas de desbloqueo comprendidas entre 300 y 350 °C (Fig. 5.3b). Las caídas de intensidad asociadas a esta componente, que denominamos P, son muy rápidas, generalmente del orden de 50 °C, por lo que suele estar definida por tres o cuatro pasos de desmagnetización (Fig. 5.3c). Por otro lado, esta componente no se desmagnetiza al realizar desmagnetización por campos alternos (AF), aunque se observa que la componente no desmagnetizada tiene la misma dirección que la desmagnetizada térmicamente (MA01). Estas temperaturas de desbloqueo y una coercitividad superior a 100 mT son indicativas de sulfuros de hierro, concretamente de pirrotina, de acuerdo con los experimentos de magnetismo de rocas. Esta componente puede ser la única presente en las muestras, o aparecer eventualmente con otras componentes como en MA06, que presenta una componente de baja temperatura, con temperaturas de desbloqueo inferiores a 150 °C y alta coercitividad, indicativa de goethita. En estos casos, es posible aislar la componente P en el mismo espectro de temperatura a pesar de su baja intensidad. En 71 muestras se pudo aislar y calcular una

componente paleomagnética (componente M) con temperaturas de desbloqueo entre 350 y 625 °C, aunque la mayoría de las muestras tienen temperaturas máximas alrededor de 500-550 °C (Fig. 5.4a, b). A diferencia de lo que ocurre con la componente P, ésta se desmagnetiza por AF, mostrando coercitividades entre 20-100 mT (Fig. 5.4c). Estas dos características, sumadas a lo observado en los experimentos de magnetismo de rocas, indican que esta componente es portada por magnetita, y puede aparecer como la única presente (MA25) o encontrarse junto con la componente P (MA13; Fig. 5.4b, c).

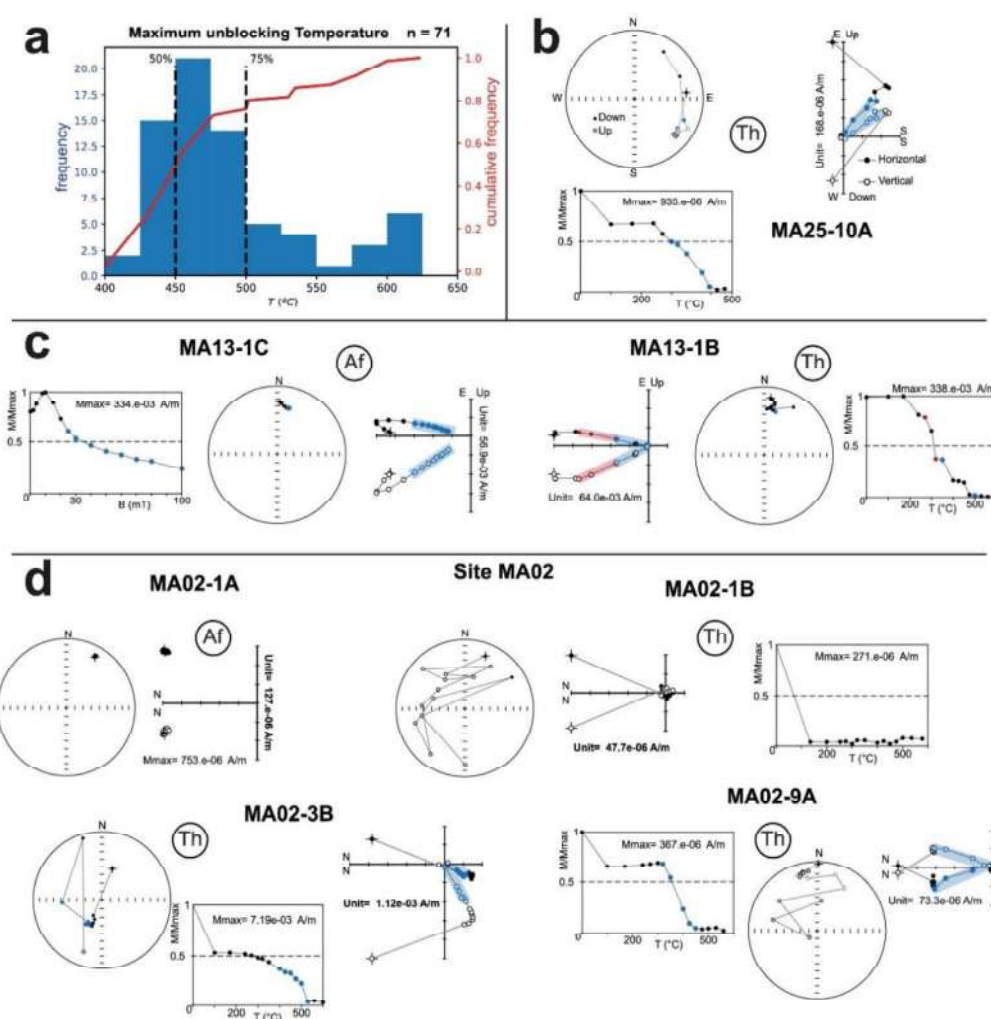


Figure 5.4 a) Frequency histogram and cumulative frequency curve (red trace) of the unblocking temperature of the samples in which the M component is observed. b) to d) Equal area projection, orthogonal plots of NRM thermal (Th), and alternating fields (Af) demagnetization, together with intensity decay curves of representative samples in geographic coordinates. b). Sample with only homogeneous M component present. c) Samples with homogeneous M component accompanied by P component. d) Samples with heterogeneous component.

Figura 5.4 a) Histograma de frecuencias y curva acumulativa de frecuencias (trazo rojo) de la temperatura de desbloqueo de las muestras en las que se observa la componente M. b) a d) Proyección equiareal, trazados ortogonales de la desmagnetización térmica (Th) y por campos alternos (Af) de la NRM, junto con las curvas de decaimiento de intensidad de muestras representativas en coordenadas geográficas. b). Ejemplo de muestra con la única presencia de la componente M homogénea. c) Muestras con la componente M homogénea acompañada de la componente P. d) Muestras con la componente heterogénea.

En general, suele observarse un comportamiento homogéneo en cada uno de los sitios analizados, pero ocasionalmente algunos sitios muestran un comportamiento heterogéneo, como en el caso de MA02 (Fig. 5.4d), donde los cambios en la declinación parecen definir dos o tres grupos diferentes de direcciones. En algunas muestras (MA02-1), la componente dominante es la goethita y no se puede aislar nada por encima de 150 °C. En otras (MA02-3B), se observa una caída progresiva entre 400 y 500 °C que puede corresponder a la componente M. Finalmente, MA02-9A muestra una componente similar a la observada en MA02-3B, pero en este caso, las temperaturas de desbloqueo son ligeramente inferiores y la caída es más brusca, intermedia entre P y M. Además, las direcciones calculadas en estos dos últimos casos son muy diferentes entre sí.

Una vez calculadas las diferentes componentes paleomagnéticas para cada una de las muestras analizadas (únicamente se han considerado las calculadas en las desmagnetizaciones térmicas), se han calculado las direcciones medias para cada uno de los sitios (Fig. 5.5a, Tabla 5.1). Para ello, se han analizado las direcciones sitio por sitio, buscando resultados homogéneos y tratando de evitar solapamientos entre diferentes componentes (por ejemplo, evitando aquellas direcciones que se dispersan a lo largo de un círculo máximo), o eliminando direcciones individuales que se alejan del resto de direcciones agrupadas.

En cuanto a la componente P (Fig. 5.5a), 184 de las 295 direcciones calculadas se han utilizado para la estimación de las direcciones medias, lo que ha sido posible en 19 de los 32 sitios (Tabla 5.1). Más del 85% de estas 184 direcciones seleccionadas tienen un valor MAD (*Maximum Angular Deviation*) inferior a 10°. Las medias muestran en general direcciones hacia el Norte e inclinaciones predominantemente negativas, siendo la dispersión en declinación más importante que la dispersión en inclinación. A priori, la agrupación no parece mejorar ni antes ni después de la corrección tectónica (BBC y ABC respectivamente).

La componente M presenta en general direcciones dispersas dentro de cada sitio. Se seleccionaron 22 direcciones, y sólo ha sido posible calcular la dirección media en cuatro sitios, que presentan resultados variables entre ellos (Fig. 5.5b, Tabla 5.1).

En este trabajo, consideramos la componente P como la componente característica (ChRM) y será utilizada para nuestra interpretación tectónica. La componente M se descarta debido a su carácter heterogéneo.

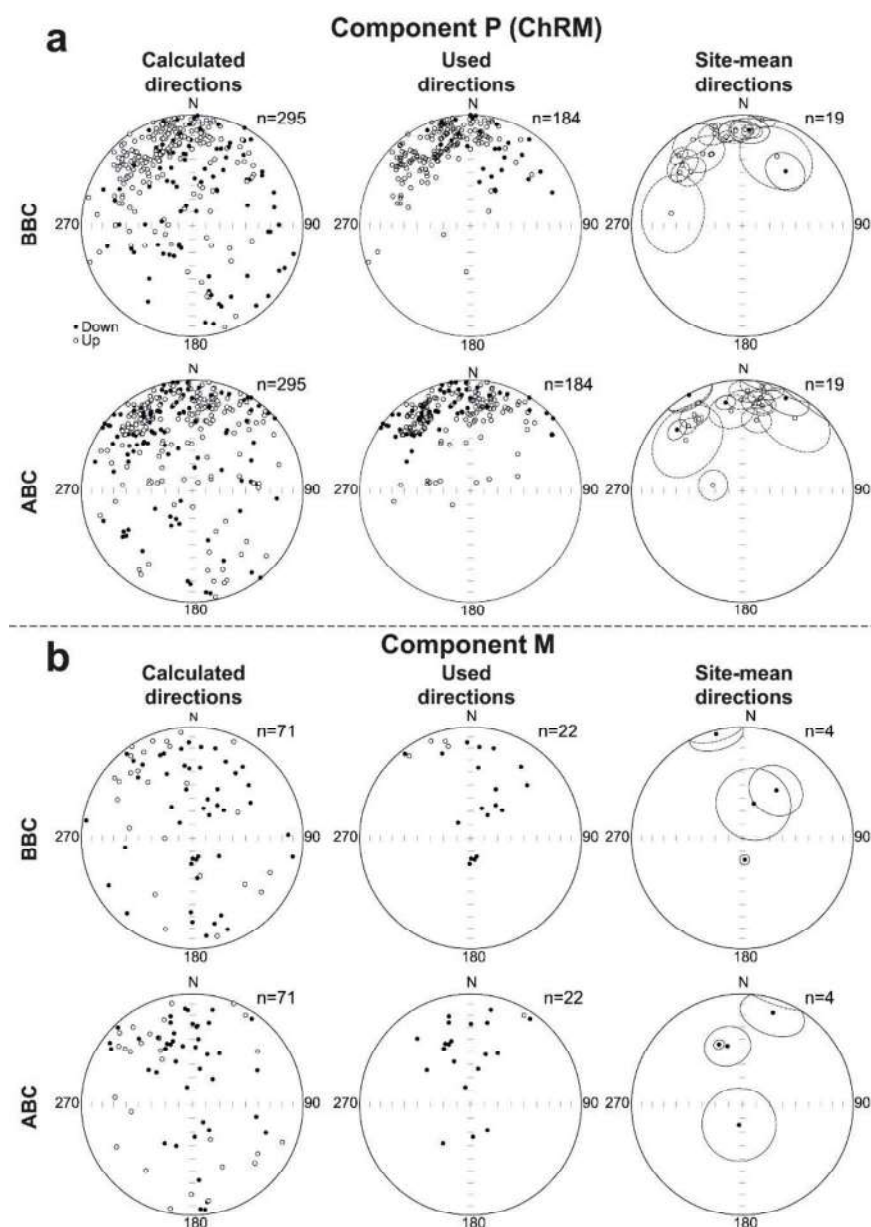


Figure 5.5 Equal-area projection before (BBC) and after (ABC) bedding correction of the paleomagnetic directions for P and M paleomagnetic components. Left: all calculated magnetic directions where the paleomagnetic component is detected. Middle: magnetic directions of selected samples used to calculate the site mean paleomagnetic direction. Right: mean paleomagnetic directions calculated by site.

Figura 5.5 Proyección equiareal antes (BBC) y después (ABC) de la corrección tectónica de las direcciones paleomagnéticas para las componentes paleomagnéticas P y M. Izquierda: todas las direcciones magnéticas calculadas donde se detectó la componente paleomagnética. Centro: direcciones magnéticas de muestras seleccionadas utilizadas para calcular la dirección paleomagnética media del sitio. Derecha: direcciones paleomagnéticas medias calculadas para cada sitio.

5.4.2.3 Direcciones paleomagnéticas

Las direcciones medias de la ChRM se han calculado para cada estructura antes y después de la corrección tectónica (BBC y ABC respectivamente), usando las direcciones seleccionadas para cada sitio (Tabla 5.1, Fig. 5.6).

Locality	Site	Dd δ	β	Coord. (WGS84)		NRM (mA/m)	ABC				BBC						
				Long.	Lat.		N	n	n'	D	I	K	α_{95}	D	I	K	α_{95}
P component																	
Campayos	MA01	49	50	-3.880	39.228	19.425	13	11	11	344	-9	220	3	329	-25	220	3
Campayos	MA02	62	52	-3.880	39.228	9.400	11	0	0								
Campayos	MA03	304	38	-3.905	39.230	2.916	12	9	8	356	-15	33	10	11	-35	32	10
Campayos	MA04	294	22	-3.900	39.233	0.511	10	10	10	6	-16	62	6	13	-22	61	6
Campayos	MA05	65	8	-3.900	39.233	24.357	12	10	10	2	-15	34	8	358	-19	34	8
Campayos	MA06	354	12	-3.899	39.233	24.623	10	6	4	10	-4	157	7	11	-15	156	7
El Jabali	MA07	130	29	-3.778	39.367	4.325	12	2	0								
El Jabali	MA08	252	39	-3.788	39.346	8.279	16	9	7	331	-27	19	14	352	-28	19	14
El Jabali	MA09	180	18	-3.787	39.345	2.211	12	6	0								
El Jabali	MA10	82	66	-3.783	39.385	7.742	16	15	14	4	15	12	12	11	-4	12	12
El Jabali	MA11	232	35	-3.802	39.375	7.527	14	8	0								
Urda	MA12	304	22	-3.712	39.405	55.039	19	13	0								
Urda	MA13	345	42	-3.711	39.406	236.438	13	11	10	38	38	13	14	25	8	13	14
Urda	MA14	178	54	-3.709	39.407	70.347	16	14	0								
Urda	MA15	272	12	-3.708	39.407	28.824	19	17	16	317	-16	41	6	321	-24	41	6
Urda	MA16	180	66	-3.708	39.407	68.899	18	16	16	310	-27	30	7	314	20	16	7
Urda	MA17	202	47	-3.710	39.405	10.651	17	10	9	279	-35	5	26	312	-32	5	26
Urda	MA18	270	22	-3.709	39.405	34.001	10	8	7	27	-31	7	25	36	-20	7	25
Urda	MA19	334	51	-3.709	39.404	76.579	12	9	7	315	-24	31	11	281	-68	31	11
Urda	MA20	343	65	-3.700	39.402	238.384	14	12	0								
Urda	MA21	194	24	-3.699	39.399	1.963	22	17	0								
Consuegra	MA22	234	40	-3.580	39.422	17.357	12	11	0								
Consuegra	MA23	195	42	-3.570	39.418	4.462	9	3	0								
Consuegra	MA24	230	38	-3.540	39.395	23.969	11	6	0								
Consuegra	MA25	50	11	-3.876	39.327	1.168	9	0	0								
El Jabali	MA26	247	85	-3.782	39.317	1.239	10	6	4	316	-33	79	10	11	-20	79	10
La Parrilla	MA27	195	18	-3.897	39.355	24.509	12	12	9	330	-12	17	13	331	1	17	13
La Parrilla	MA28	136	20	-3.894	39.356	8.360	12	12	12	336	-31	494	2	334	-12	493	2
Consuegra	MA29	0	60	-3.611	39.454	0.947	7	2	0								
El Jabali	MA30	60	46	-3.780	39.325	13.498	11	11	11	343	-15	23	10	328	-20	23	10
Campayos	MA31	258	31	-3.827	39.206	0.335	12	7	7	356	-16	35	10	3	-10	35	10
Campayos	MA32	165	35	-3.836	39.217	2.458	12	12	12	349	-20	77	5	349	19	52	6
M component																	
Campayos	MA02	62	52	-3.880	39.228	9.400	11	2	0								
Campayos	MA03	304	38	-3.905	39.230	2.916	12	2	0								
El Jabali	MA08	252	39	-3.788	39.346	8.279	16	1	0								
El Jabali	MA11	232	35	-3.802	39.375	7.527	14	4	0								
Urda	MA12	304	22	-3.712	39.405	55.039	19	4	0								
Urda	MA13	345	42	-3.711	39.406	236.438	13	5	5	45	37	8	18	30	10	8	18
Urda	MA14	178	54	-3.709	39.407	70.347	16	6	0								
Urda	MA15	272	12	-3.708	39.407	28.824	19	8	0								
Urda	MA16	180	66	-3.708	39.407	68.899	18	1	0								
Urda	MA19	334	51	-3.709	39.404	76.579	12	2	0								
Urda	MA20	343	65	-3.700	39.402	238.384	14	4	4	141	37	1	62	35	68	1	62
Consuegra	MA23	195	42	-3.570	39.418	4.462	9	4	4	203	75	2	0	197	33	2	0
Consuegra	MA24	230	38	-3.540	39.395	23.969	11	1	0								
Consuegra	MA25	50	11	-3.876	39.327	1.168	9	0	0								
El Jabali	MA26	247	85	-3.782	39.317	1.239	10	7	0								
Consuegra	MA29	0	60	-3.611	39.454	0.947	7	2	0								
Campayos	MA31	258	31	-3.827	39.206	0.335	12	3	0								
Campayos	MA32	165	35	-3.836	39.217	2.458	12	9	9	349	-20	77	5	349	19	52	6

Table 5.1 Geographical and orientation data of all the sites where the P and the M components have been detected. N: number of specimens that have been thermally demagnetized in each site; n: number of specimens where P or M component is calculated in each site; n': number of samples used to calculate the mean magnetization vector; Dd δ : Dip direction; β : dip; D: magnetic declination; I: magnetic inclination. k and α_{95} , Fisher statistical parameters (Fisher, 1953). ChRM orientation: ABC: after bedding correction; BBC: before bedding correction.

Tabla 5.1 Datos geográficos y de orientación de todos los sitios en los que se han detectado las componentes P y M. N: número de muestras que han sido desmagnetizadas térmicamente en cada sitio; n: número de muestras en las que se ha calculado la componente P o M en cada sitio; n': número de muestras utilizadas para calcular el vector de magnetización media; Dd β : Dirección de buzamiento; β : buzamiento; D: declinación magnética; I: inclinación magnética. k y α_{95} , parámetros estadísticos de Fisher (Fisher, 1953). Orientación de la ChRM: ABC: después de la corrección tectónica; BBC: antes de la corrección tectónica.

En Urda (Fig. 5.6a), la dirección BBC media de la ChRM es $314^{\circ}/-22^{\circ}/4.2^{\circ}$ (declinación/inclinación/ α_{95}) y se convierte en $314^{\circ}/-14^{\circ}/11.1^{\circ}$ cuando se realiza la corrección tectónica. Las direcciones ABC están dispersas entre sí, lo que indica que la magnetización se produjo después del plegamiento.

En El Jabalí (Fig. 5.6c), la dirección media de la ChRM es $335^{\circ}/-22^{\circ}/7.7^{\circ}$ BBC y se convierte en $343^{\circ}/-23^{\circ}/8.9$ cuando se realiza la corrección tectónica. No está claro si las direcciones ABC se agrupan o se dispersan.

En La Parrilla (Fig. 5.6d), la dirección media de la ChRM cambia de $333^{\circ}/-23^{\circ}/6.4^{\circ}$ BBC a $333^{\circ}/-7^{\circ}/5.7$ cuando se realiza la corrección tectónica. No está claro si las direcciones ABC se agrupan o no.

En las muestras de Consuegra, raramente se ha detectado la ChRM, y sus direcciones paleomagnéticas están dispersas. Por ello, consideramos esos afloramientos como no aptos para interpretaciones paleomagnéticas. La caliza está muy recristalizada, especialmente en el contacto con el plutón Madrideojos-Camuñas, donde se transformó en mármol. El calentamiento producido durante el metamorfismo de contacto provocó la pérdida de cualquier ChRM previa y el comportamiento del vector de magnetización es inestable y errático.

5.4.2.4 Test de pliegue

Para desentrañar el vínculo entre paleomagnetismo y deformación tectónica en cada estructura, se procedió a analizar la relación entre el plegamiento y la adquisición de la magnetización (Fig. 5.6, Tab. 5.2) mediante el test de pliegue propuesto por Tauxe y Watson (1994) y Tauxe *et al.* (2016).

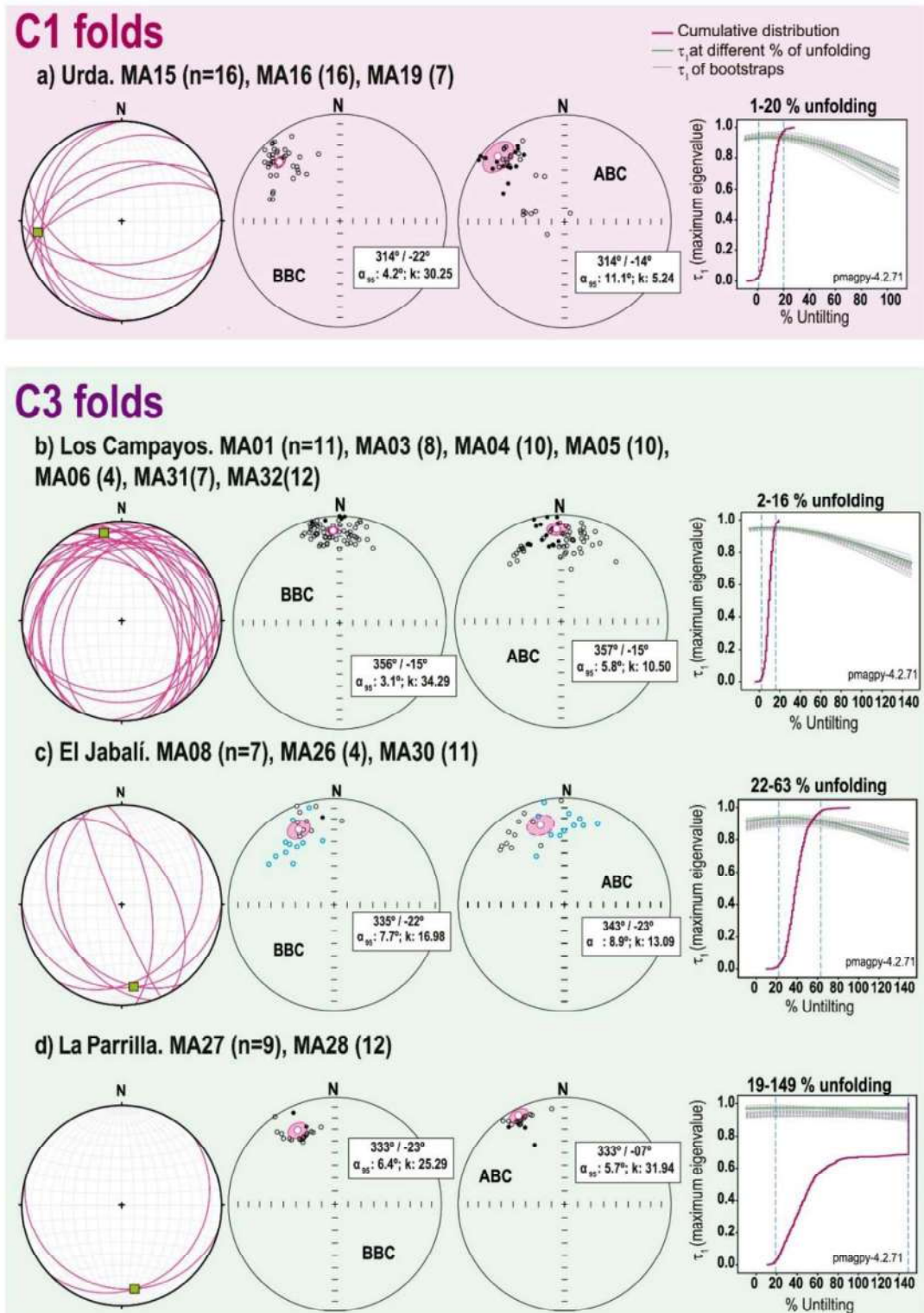


Figure 5.6 Relationships between folding and remagnetization. Left: stereograms showing bedding orientation for each site (purple) and calculated fold axes (green squares) at each structure. Middle: equal-area projection of paleomagnetic directions of ChRM with the corresponding α_{95} confidence cone before (BBC) and after (ABC) bedding correction. Right: Bootstrap fold-tests (Tauxe and Watson, 1994; Tauxe et al., 2016) for the same four locations. The largest value of τ_1 shows post-folding magnetization in Urda (1 to 20 % unfolding) and Los Campayos (2-16 % unfolding), syn-folding magnetization in El Jabalí (22 to 63 % unfolding) and

the test seems unresolved in La Parrilla (19 to 149 % unfolding). Blue and black circles on the equiareal projection of El Jabalí correspond respectively to measurements located on the western and eastern limbs of the anticline. Note the opposite eastward and westward displacement of blue and black circles respectively after bedding correction.

Figura 5.6 Relaciones entre plegamiento y remagnetización. Izquierda: estereogramas que muestran la orientación de la estratificación para cada sitio (púrpura) y los ejes de plegamiento calculados (cuadrados verdes) en cada estructura. Centro: proyección equiareal de las direcciones paleomagnéticas de la ChRM con el correspondiente cono de confianza α_{95} antes (BBC) y después (ABC) de la corrección tectónica. Derecha: Tests de pliegue (Tauxe y Watson, 1994; Tauxe *et al.*, 2016) para las mismas cuatro estructuras. El mayor valor de τ_1 muestra magnetización post-plegamiento en Urda (1 a 20 % de desdoblamiento) y Los Campayos (2-16 % de desdoblamiento), magnetización sin-plegamiento en El Jabalí (22 a 63 % de desdoblamiento) y sin solución en La Parrilla (19 a 149 % de desdoblamiento). Los círculos azules y negros en la proyección equiareal de El Jabalí corresponden respectivamente a medidas situadas en los flancos occidental y oriental del anticlinal. Nótese el desplazamiento opuesto hacia el Este y el Oeste de los círculos azules y negros respectivamente tras la corrección tectónica.

En Urda, las muestras de los sitios MA13, MA15, MA16, MA17 y MA19 muestran una ChRM consistente. A pesar de estar situado cerca de MA16 y MA17, el sitio MA13 tiene una dirección media anómala que se aleja de las demás y se ha eliminado del cálculo. Por lo tanto, el test de pliegue realizado incluye las direcciones de MA15, MA16, MA17 y MA19. MA16 y MA17 se sitúan en un flanco del pliegue con fuerte buzamiento al Norte, opuesto a MA19, mientras que MA15 se sitúa en la charnela de un sinclinal C1. El test de pliegue efectuado ha resultado negativo (1 a 20 % de desdoblamiento), indicando que la remagnetización se produjo tras el evento Varisco C1 (Fig. 5.6a).

En Los Campayos, la ChRM está presente en todos los sitios. En MA02 apunta en una dirección diferente a la predominante en los demás sitios, y se ha excluido del cálculo. El test de pliegue es negativo (2 a 16 % de desdoblamiento) indicando que la magnetización fue adquirida después del plegamiento C3 (Fig. 5.6b).

En El Jabalí, la componente ChRM está bien definida en los sitios MA08, MA10, MA26 y MA30. Los sitios MA10 y MA30 están ubicados en el flanco con buzamiento al Este del anticlinal y muestrean planos de estratificación similares. Sin embargo, proporcionan direcciones algo diferentes antes y después de la corrección tectónica. MA10 ha sido eliminado del cálculo de la dirección media de la ChRM por ser el más discordante con el resto de los sitios. Por lo tanto, los sitios MA08, MA26 y MA30 son los considerados para el test de pliegue en esta estructura. Las direcciones de magnetización presentes en el flanco con buzamiento hacia el E (MA30) se dirigen hacia el W cuando se coloca la

estratificación en posición horizontal. Para el flanco de buzamiento al Oeste (MA08 y MA26), las magnetizaciones se desplazan hacia el E. El comportamiento de la magnetización en esta estructura difiere del de las zonas descritas anteriormente. Aquí, la corrección tectónica también separa los dos flancos, pero invierte su posición relativa original. El test de pliegue de Tauxe y Watson (1994) indica una adquisición parcialmente sin-plegamiento aunque en gran parte post-plegamiento, como indica un desdoblamiento entre el 22 y el 63 % (Fig. 5.6c).

Folding phase	Site	N	n	Coord. (WGS84)		Dd β	β	BBC				ABC				% Unfolding
				Long.	Lat.			D	I	k	α_{95}	D	I	k	α_{95}	
C1	Urda (N266E/18SW)	127	39					314	-22	30	4	314	-14	5	11	-1 to 20
	MA15	17	16	-3.71	39.41	272	12	317	-16	41	6	321	-24	41	6	
	MA16	16	16	-3.71	39.41	180	66	310	-27	30	7	314	20	16	7	
	MA19	9	7	-3.71	39.40	334	51	315	-24	31	11	281	-68	31	11	
C3	Los Campayos (N352E/20NW)	65	39					356	-15	34	3	357	-14	10	6	2 to 16
	MA01	11	11	-3.88	39.23	49	50	344	-9	220	3	329	-25	220	3	
	MA03	9	8	-3.90	39.23	304	38	356	-15	33	10	11	-35	32	10	
	MA04	10	10	-3.90	39.23	294	22	6	-16	62	6	13	-22	61	6	
	MA05	10	10	-3.90	39.23	65	8	2	-15	34	8	358	-19	34	8	
	MA06	6	4	-3.90	39.23	354	12	10	-4	157	7	11	-15	156	7	
	MA31	12	7	-3.83	39.21	258	31	356	-16	35	10	3	-10	35	10	
	MA32	12	12	-3.84	39.22	165	35	349	-20	77	5	349	19	52	6	
C3	El Jabali (N172E/21SE)	39	22					335	-22	17	8	343	-23	13	9	22 to 63
	MA-08	9	7	-3.79	39.35	252	39	331	-27	19	14	352	-28	19	14	
	MA-26	6	4	-3.78	39.32	247	85	316	-33	79	10	11	-20	79	10	
	MA-30	9	11	-3.78	39.33	60	46	343	-15	23	10	328	-20	23	10	
C3	La Parrilla (N171E/16SE)	24	21					333	-23	25	6	333	-7	32	6	19 to 149
	MA-27	12	9	-3.90	39.35	195	18	330	-12	17	13	331	1	17	13	
	MA-28	12	12	-3.89	39.36	136	20	336	-31	494	2	334	-12	493	2	

Table 5.2 Geographical and orientation data of the sites considered at each location for the fold test calculation and results of the fold test in % unfolding. N: number of specimens in which the characteristic component is present; n: number of specimens selected for the fold test calculation; Dd β : dip direction; β : dip; D: magnetic declination; I: magnetic inclination. k and α_{95} , Fisher statistical parameters (Fisher, 1953). ChRM orientation: BBC: before bedding correction; ABC: after bedding correction.

Tabla 5.2 Datos geográficos y de orientación de los sitios considerados en cada localidad para el cálculo del test de pliegue y resultados del test de pliegue en % de desdoblamiento. N: número de muestras en los que está presente la componente característica; n: número de ejemplares seleccionados para el cálculo del test de pliegues; Dd β : dirección de buzamiento; β : buzamiento; D: declinación magnética; I: inclinación magnética. k y α_{95} , parámetros estadísticos de Fisher (Fisher, 1953). Orientación de la ChRM: BBC: antes de la corrección tectónica; ABC: después de la corrección tectónica.

En La Parrilla, La ChRM está muy bien definida tanto en MA27 como en MA28. El test de pliegue de Tauxe y Watson (1994) parece positivo (Fig. 5.6d), pero con un grado de incertidumbre muy alto (19-149 %), por lo que el resultado no puede considerarse concluyente.

5.5 FÁBRICAS MAGNÉTICAS DE LA CALIZA DE URDA-LOS NAVALUCILLOS

Los valores de susceptibilidad magnética de las calizas muestreadas oscilan entre $-18,71 \times 10^{-6}$ y $29,83 \times 10^{-6}$ SI, con un valor medio de $0,73 \times 10^{-6}$ SI y una desviación estándar (SD) de $0,64 \times 10^{-6}$. Estos valores indican que la susceptibilidad magnética está controlada por la matriz diamagnética (calcita) y por una pequeña concentración de minerales paramagnéticos y/o ferromagnéticos. La Tabla 5.2 resume los parámetros escalares en cada sitio. El grado de anisotropía de la susceptibilidad magnética (AMS) corregido (P_j) oscila entre 1,012 y 1,221, con un valor medio de 1,060 y una SD de 0,05. Estos valores sugieren que las calizas muestreadas tienen una anisotropía media-baja en promedio. Los yacimientos MA09, MA15, MA16, MA24 y MA29 (Fig. 5.7) son los únicos con valores superiores a 1,10.

Al comparar las localidades, las muestras de las calizas de Consuegra presentan el mayor grado de anisotropía, 1,142, pero en estas calizas los resultados de la AMS son muy dispersos y no aportan detalles estructurales. Por el contrario, los ejes del elipsoide de anisotropía están bien establecidos en la mayoría de las localidades (Fig. 5.7).

De acuerdo con los bajos valores de susceptibilidad presentes en las calizas de Consuegra (por debajo de 50×10^{-6} SI), el predominio de minerales diamagnéticos es probablemente la causa de que los elipsoides AMS estén mal definidos en esta localidad. Los valores medios de F y L para todas las muestras son 1,029 y 1,036, respectivamente.

Los elipsoides AMS son tanto oblatos como prolatos en todas las localidades, y el parámetro de forma T oscila entre -0,359 y 0,353 (Tabla 5.3), con un valor medio cercano a 0.

La lineación magnética (ejes $k_{\max}$) en las calizas de Urda y El Jabalí muestran una orientación similar, próxima a la vertical. Su foliación magnética (perpendicular a los ejes $k_{\min}$) está, sin embargo, poco definida, pero muestra una tendencia NO-SE a ONO-ESE.

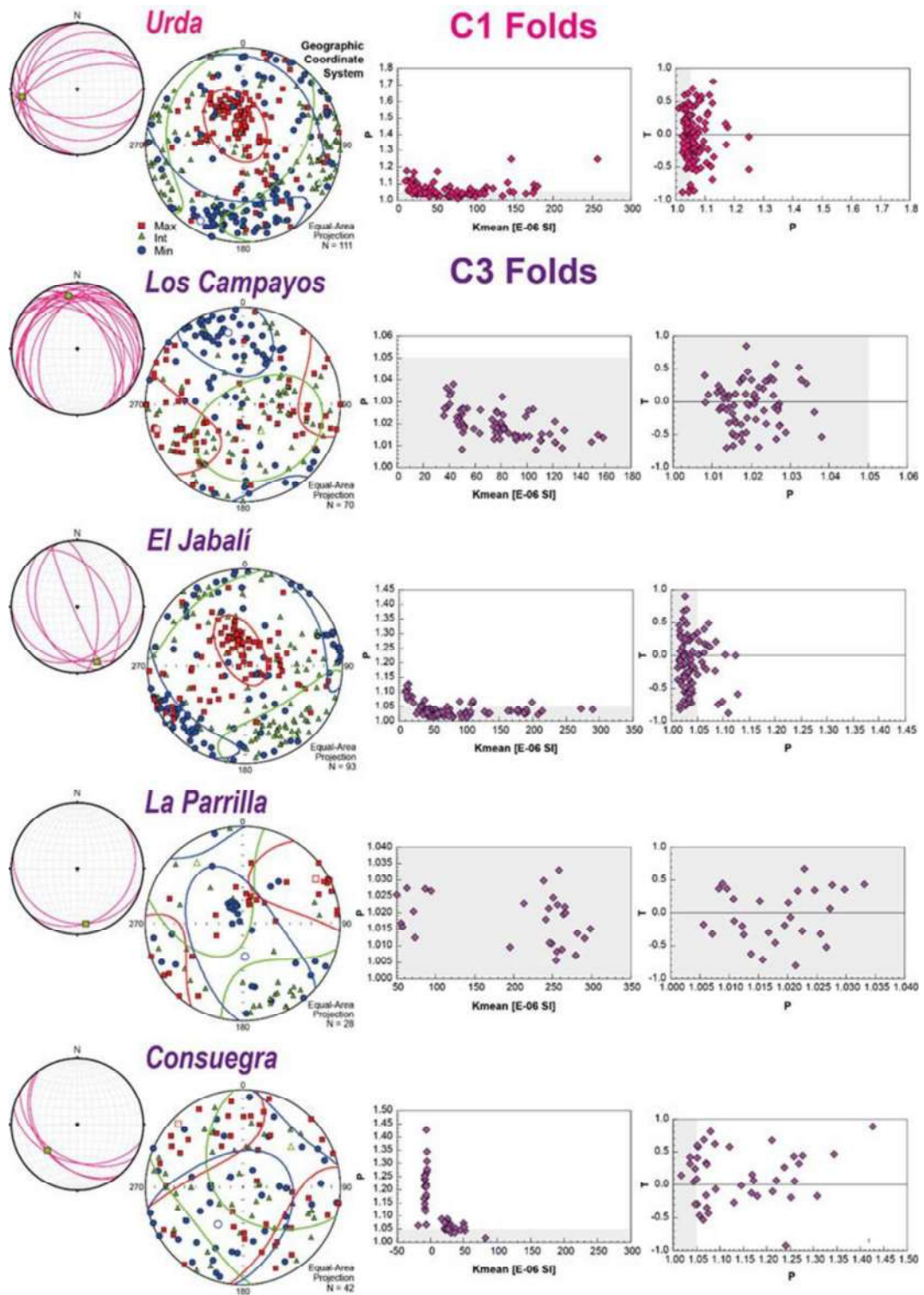


Figure 5.7 Equiareal projection of in situ magnetic fabrics (AMS), K_{mean} -P and P-T diagrams at the five sampling locations. The grey bands in the diagrams include samples with a very low degree of anisotropy ($P < 1.05$). Stereograms to the left of the projection of the magnetic fabrics show the orientation of fold axes at each location.

Figura 5.7 Proyección equiareal de las fábricas magnéticas *in situ* (AMS), diagramas K_{mean} -P y P-T en las cinco localidades de muestreo. Las bandas grises de los diagramas incluyen muestras con

un grado de anisotropía muy bajo ($P < 1,05$). Los estereogramas a la izquierda de la proyección de las fábricas magnéticas muestran la orientación de los ejes del pliegue en cada localidad.

En Los Campayos, la foliación está mejor definida, mostrando una tendencia ENE-OSO mientras que la lineación magnética se vuelve horizontal.

En La Parrilla, casi la mitad de las muestras presentan una posible fábrica inversa donde los ejes $k_{\max}$ y $k_{\min}$ están intercambiados. Curiosamente, se observan dos grupos de medidas en el diagrama P/K_{mean} . La mayoría de las que presentan mayor susceptibilidad son las que muestran la posible fábrica inversa.

Site	n	Magnetic scalar data										Magnetic directional data							
												$k_{\max}$		Conf. Angles		$k_{\min}$		Conf. Angles	
		km	e	L	e	F	e	Pj	e	T	e	Dec	Inc	Dec	Inc	Dec	Inc	Dec	Inc
MA01	14	1.11E-04	1.99E-05	1.006	0.004	1.006	0.002	1.012	0.005	-0.029	0.304	235.6	23.6	21.6	9.5	330.1	10.3	18.4	9.0
MA02	19	9.04E-05	2.48E-05	1.010	0.004	1.009	0.006	1.019	0.005	-0.089	0.400	104.0	6.7	26.5	18.7	0.3	63.8	41.1	18.9
MA03	12	8.52E-05	1.89E-05	1.009	0.003	1.010	0.005	1.019	0.005	-0.004	0.341	175.0	58.5	46.6	21.5	31.7	29.4	22.0	21.0
MA04	8	4.82E-05	3.59E-06	1.110	0.002	1.012	0.005	1.023	0.006	0.010	0.273	267.5	24.8	65.9	13.6	6.0	10.6	18.8	11.5
MA05	12	4.58E-05	1.33E-06	1.013	0.008	1.014	0.007	1.027	0.011	0.054	0.341	255.7	5.9	49.6	30.7	347.5	17.1	60.5	24.0
MA06	6	3.93E-05	3.79E-06	1.016	0.005	1.011	0.003	1.028	0.005	-0.180	0.286	245.3	61.7	79.3	20.8	136.6	9.8	40.3	15.3
MA07	13	8.53E-05	4.16E-05	1.160	0.005	1.014	0.007	1.030	0.008	-0.096	0.333	335.9	59.6	13.7	5.9	244.1	1.1	22.7	5.5
MA08	18	1.69E-04	5.92E-05	1.022	0.008	1.009	0.004	1.033	0.008	-0.359	0.355	16.0	69.8	14.5	5.8	231.3	16.7	25.9	6.8
MA09	13	1.03E-04	4.37E-03	1.066	0.080	1.049	0.045	1.123	0.135	-0.070	0.274	337.7	65.0	12.9	5.1	246.7	0.5	7.2	4.5
MA10	12	2.17E-05	1.37E-05	1.051	0.035	1.030	0.016	1.086	0.035	-0.104	0.538	93.8	86.1	19.8	10.9	229.1	2.8	62.2	17.7
MA11	8	5.26E-05	2.92E-05	1.018	0.008	1.012	0.010	1.031	0.017	-0.267	0.286	68.8	69.4	24.9	7.4	217.7	17.8	49.1	10.7
MA12	9	2.91E-05	1.48E-05	1.038	0.029	1.042	0.021	1.084	0.042	0.111	0.407	14.7	43.2	42.3	14.3	353.4	29.0	29.7	13.0
MA13	11	8.97E-05	2.28E-05	1.024	0.034	1.025	0.030	1.051	0.067	0.104	0.341	323.0	82.7	16.4	10.8	197.3	4.3	24.7	7.0
MA14	15	1.27E-04	5.21E-05	1.045	0.043	1.023	0.013	1.072	0.058	-0.243	0.258	3.6	73.1	9.5	5.1	200.0	16.2	13.9	5.9
MA15	14	2.81E-05	1.17E-05	1.037	0.036	1.060	0.118	1.107	0.178	0.017	0.390	2.8	19.2	46.7	40.0	94.9	6.1	45.8	16.6
MA16	9	2.13E-05	1.08E-05	1.049	0.032	1.048	0.036	1.103	0.045	-0.043	0.485	296.0	71.8	27.0	15.9	46.1	6.4	24.5	15.6
MA17	14	9.19E-05	5.50E-05	1.026	0.010	1.026	0.018	1.053	0.022	-0.080	0.411	326.5	59.3	18.9	10.4	222.4	8.2	37.6	9.0
MA18	9	8.04E-05	1.29E-05	1.018	0.005	1.027	0.016	1.047	0.019	0.139	0.224	348.3	47.3	20.9	11.1	161.3	42.5	18.0	12.0
MA19	10	5.19E-05	3.37E-05	1.024	0.010	1.021	0.013	1.046	0.016	-0.103	0.387	140.7	16.6	60.0	29.8	2.2	68.3	38.8	27.6
MA20	10	2.99E-05	1.62E-05	1.044	0.022	1.042	0.027	1.090	0.042	-0.038	0.285	330.9	75.6	24.5	15.3	163.8	14.1	17.5	15.6
MA21	11	4.70E-05	2.38E-05	1.036	0.015	1.024	0.015	1.063	0.014	-0.183	0.460	354.3	8.9	9.3	8.5	152.9	29.3	41.9	8.6
MA22	11	7.90E-06	6.24E-06	1.018	0.010	1.039	0.018	1.060	0.019	0.353	0.329	184.6	54.6	22.8	16.8	83.7	7.6	22.6	15.0
MA23	9	4.05E-05	2.11E-05	1.033	0.015	1.025	0.012	1.059	0.022	-0.113	0.281	35.4	40.3	44.0	18.7	177.6	49.7	52.3	18.0
MA24	12	-8.17E-06	3.57E-06	1.091	0.058	1.102	0.059	1.208	0.074	0.030	0.459	11.6	5.7	58.1	22.1	134.2	79.5	38.8	21.3
MA25	9	1.05E-04	1.56E-05	1.009	0.003	1.012	0.006	1.021	0.007	0.100	0.322	243.4	45.3	21.4	11.3	33.1	40.5	14.2	10.4
MA26	11	4.95E-05	1.36E-05	1.022	0.066	1.013	0.009	1.036	0.011	-0.275	0.301	243.0	8.9	17.7	15.0	125.8	71.0	34.8	13.9
MA27	13	1.34E-04	8.69E-05	1.011	0.006	1.004	0.005	1.019	0.008	-0.200	0.387	0.4	67.2	22.8	10.6	226.4	16.3	84.0	18.3
MA28	15	2.62E-04	2.12E-05	1.008	0.003	1.010	0.007	1.018	0.008	0.104	0.367	63.9	1.2	16.0	6.5	329.7	74.2	11.9	6.5
MA29	11	1.57E-05	7.49E-05	1.071	0.044	1.132	0.110	1.221	0.132	0.221	0.358	115.6	11.4	51.7	13.0	208.2	12.8	20.7	12.9
MA30	34	4.81E-05	2.01E-05	1.016	0.015	1.018	0.014	1.035	0.026	0.067	0.361	226.1	53.1	38.2	3.2	356.6	25.9	70.7	32.2
MA31	16	5.59E-05	8.15E-06	1.012	0.005	1.011	0.004	1.023	0.005	-0.066	0.279	197.0	12.3	29.4	9.5	349.8	76.2	23.7	9.6
MA32	22	2.99E-05	3.14E-05	1.032	0.024	1.039	0.030	1.074	0.051	0.110	0.332	19.2	30.0	43.9	17.9	211.0	30.5	58.7	18.6
Urda	112	6.33E-05	4.74E-05	1.034	0.028	1.034	0.047	1.072	0.074	-0.044	0.377	339.3	72.0	33.7	23.1	209.6	11.7	76.3	26.5
Los Campayos	71	7.69E-05	3.13E-05	1.010	0.005	1.010	0.005	1.021	0.008	-0.040	0.335	253.8	9.3	56.4	30.4	348.4	25.8	44.3	28.9
El Jebeli	96	8.04E-05	6.03E-05	1.028	0.037	1.020	0.022	1.051	0.061	-0.139	0.380	345.1	75.8	32.7	17.5	235.8	4.8	52.3	17.6
La Parrilla	28	2.02E-04	8.84E-05	1.009	0.005	1.009	0.006	1.019	0.008	-0.370	0.400	58.6	13.4	57.0	29.7	175.7	62.5	82.5	37.9
Consuegra	43	1.74E-05	4.20E-05	1.055	0.048	1.077	0.076	1.142	0.109	0.132	0.398	314.6	8.0	63.7	45.1	212.1	52.3	75.0	48.4

Table 5.3 AMS *in situ* scalar and directional data. n: number of samples measured; km: apparent susceptibility; Pj: corrected degree of anisotropy; T: shape parameter; L: magnetic lineation; F: magnetic foliation; e: standard deviation; Conf. Angles: confidence angles based on Jelínek statistics (Jelínek, 1981) calculated with Anisoft42 software (Chadima and Jelínek, 2009).

Tabla 5.3 Datos escalares y direccionales *in situ* de la AMS. n: número de muestras medidas; km: susceptibilidad aparente; Pj: grado de anisotropía corregido; T: parámetro de forma; L: lineación magnética; F: foliación magnética; e: desviación estándar; Conf. Angles: ángulos de confianza basados en la estadística de Jelínek (Jelínek, 1981) calculados con el software Anisoft42 (Chadima y Jelínek, 2009).

5.6 INTERPRETACIÓN Y DISCUSIÓN

5.6.1 Adquisición de la magnetización remanente característica (ChRM)

Según se deduce de los tests de pliegue, la ChRM es una componente paleomagnética secundaria. Sus características, observadas en experimentos de magnetismo de rocas y de desmagnetización de la NRM, indican que la pirrotina es el mineral que la porta. Dado el tipo de materiales (calizas), así como el contexto tectónico y las temperaturas máximas alcanzadas por las rocas estudiadas ($< 325\text{ }^{\circ}\text{C}$, la temperatura de Curie de la pirrotina), consideramos que se vieron afectadas por una remagnetización de origen químico, estando la neoformación de la pirrotina posiblemente ligada a cambios geoquímicos asociados a un aumento de temperatura o a la migración de fluidos orogénicos (Appel *et al.*, 2012, Elmore *et al.*, 2012 Calvín *et al.*, 2023 y referencias en los mismos).

Para determinar cuándo se produjo la adquisición de la ChRM, disponemos de la siguiente información: i) la orientación de las direcciones paleomagnéticas que pueden compararse con las direcciones esperadas, ii) la relación temporal entre los pliegues y las direcciones mostradas por los tests de pliegue, y iii) las diferencias entre las direcciones paleomagnéticas obtenidas, que muestran distintas declinaciones pero similares inclinaciones y que pueden ser consecuencia de que la ChRM registrara rotaciones diferenciales alrededor de un eje vertical.

La interpretación de nuestros resultados se basa en una comparación con las paleopolaridades geomagnéticas calculadas (Fig. 5.8a), y la paleodeclinación, paleoinclinación y paleolatitud locales predichas para nuestra zona de estudio (Fig. 5.8b, c, d). La escala de polaridad geomagnética utilizada es la de Gradstein *et al.* (2020) para el Devónico y Pérmico y la de Hounslow (2021) para el Carbonífero. La figura 5.8 también incluye información sobre las etapas de deformación y eventos metamórficos de la Orogenia Varisca en el Macizo Ibérico. Las curvas de declinación, inclinación y latitud previstas para la zona de estudio se calcularon a partir de la trayectoria de deriva polar aparente (Torvisk *et al.*, 2012) obtenida mediante el software Paleomagnetism.org (Koymans *et al.*, 2016).

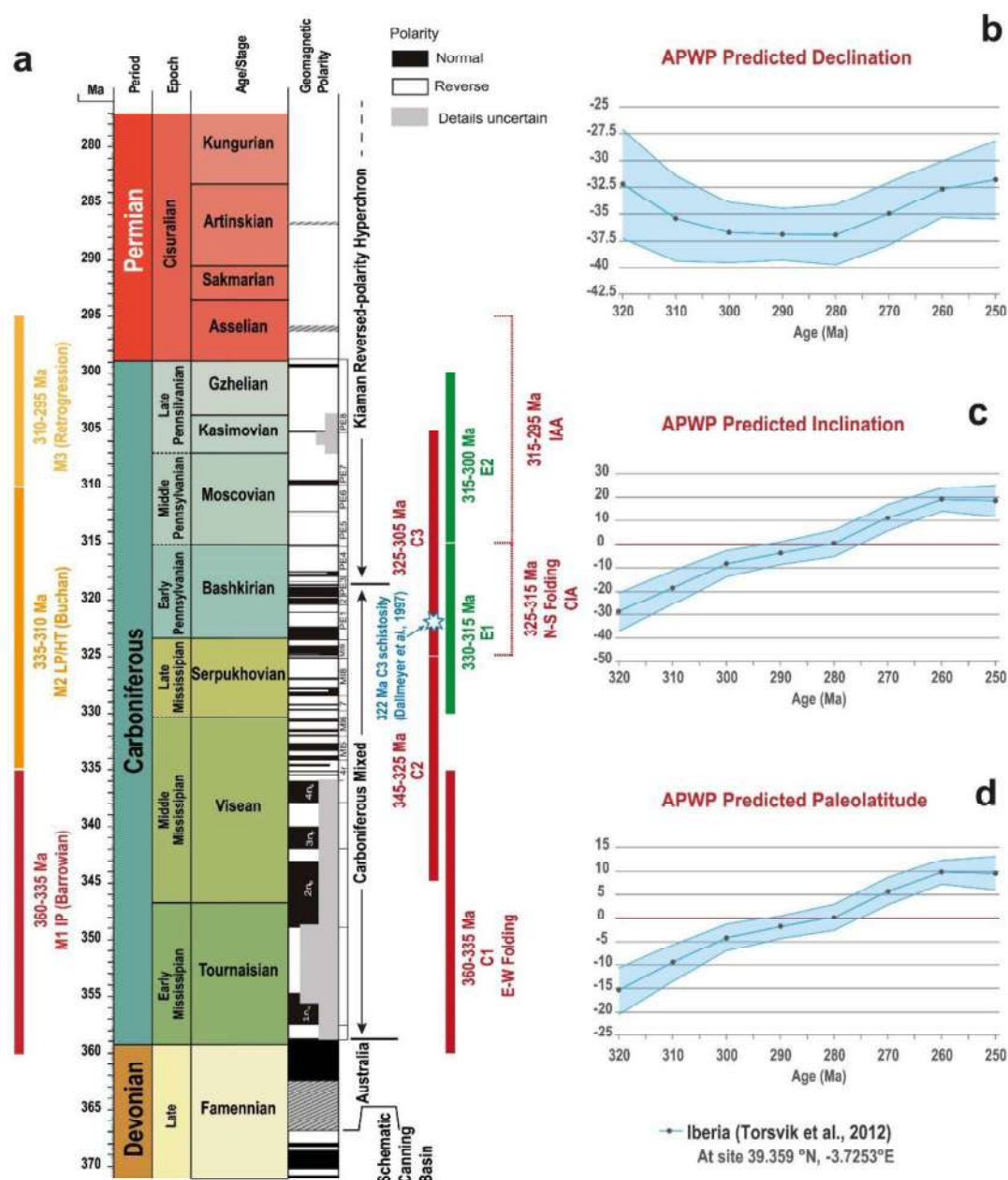


Figure 5.8 a) Chronostratigraphic chart and magnetic scale according to Gradstein et al. (2020) for Devonian and Permian and to Hounslow (2021) for the Carboniferous. This figure includes depictions of the Variscan deformation stages and metamorphic events in northern and central parts of the Iberian Massif, based on Martínez Catalán et al. (2014) and Alcock et al. (2015). The blue star marks the only radiometric age of the C3 phase, which is the age of a schistosity (Dallmeyer et al., 1997). b) to d) Predicted declination, inclination and latitude curves for Iberia computed from the apparent polar wander path (Torvisk et al., 2012) obtained with Paleomagnetism.org software (Koymans et al., 2016).

Figura 5.8 a) Tabla cronoestratigráfica y escala magnética según Gradstein *et al.* (2020) para el Devónico y Pérmico y según Hounslow (2021) para el Carbonífero. Esta figura incluye las fases de deformación Varisca y los eventos metamórficos del Norte y Centro del Macizo Ibérico, basados en Martínez Catalán *et al.* (2014) y Alcock *et al.* (2015). La estrella azul marca la única edad radiométrica de la fase C3, que es la edad de una esquistosidad (Dallmeyer *et al.*, 1997). b) a d) Curvas de declinación, inclinación y latitud predichas para Iberia calculadas a partir de la

trayectoria de la deriva polar aparente (Torvisk *et al.*, 2012) obtenidas con el software Paleomagnetism.org (Koymans *et al.*, 2016).

La declinación calculada en la zona de estudio varía muy poco entre 320 y 280 Ma (-32 a -37°) y la inclinación calculada disminuyó de -29° para 320 Ma a aproximadamente -8° para 300 Ma y luego a 0° para 280 Ma, valores con un intervalo de más/menos 5° a 8° (Fig. 5.8b; basado en Torvisk *et al.*, 2012). Todos los datos están calculados para polaridad normal. Las medidas de magnetización remanente que se han seleccionado en los pliegues C1 y C3 muestran direcciones paleomagnéticas con inclinaciones negativas generalizadas que oscilan entre -23° y -15°, siempre dirigidas hacia el Norte o Noroeste (Fig. 5.9a, b). Estos valores corresponden a una magnetización de polaridad normal con las paleoinclinaciones indicando que el área de estudio se localizaba en latitudes bajas del Hemisferio Sur. De acuerdo con los datos calculados para el Carbonífero, la remanencia se habría adquirido antes del supercrón Kiaman -que comenzó a los 318,6 Ma (Fig. 5.8a).

Por otra parte, las relaciones temporales entre la remanencia y los pliegues muestran una adquisición de la remagnetización de syn- a principalmente postplegamiento. En Urda (pliegues C1) y Los Campayos (C3), las proyecciones estereográficas muestran que las direcciones paleomagnéticas medias se dispersan a medida que se realiza la corrección tectónica. En El Jabalí (C3), el test de pliegue revela un comportamiento sinplegamiento, mientras que el test no es concluyente en La Parrilla (C3; Fig. 5.8). Esto tiene dos implicaciones: i) la adquisición de la ChRM ocurrió durante o después del final de la formación de los pliegues C3, y ii) esto evita la necesidad de corrección tectónica para interpretar las direcciones paleomagnéticas, que en este escenario podría conducir hacia posibles rotaciones aparentes (MacDonald, 1980).

Las direcciones medias obtenidas en las cuatro estructuras en las que se ha aislado la ChRM se agrupan en el cuadrante NO del hemisferio superior (Fig. 5.9) y muestran declinaciones con una dispersión de 42° (entre 314° y 356°). Las rotaciones relativas entre localidades son significativas, pero también lo son cuando se determinan comparando su incertidumbre con las direcciones esperadas (Tab. 5.4). En este caso, las rotaciones de eje vertical son significativas en Urda, y Los Campayos y no significativas en El Jabalí y La Parrilla ya que estas últimas tienen una declinación intermedia. Además, la diferencia entre la inclinación de cada localidad y la referencia es menor que la

incertidumbre, como cabría esperar si se produjera una rotación del eje vertical. Dado que la declinación magnética era bastante estable a finales del Carbonífero, esta dispersión debe interpretarse como consecuencia de rotaciones tectónicas (es decir, rotaciones reales o aparentes del eje vertical). Los pliegues cónicos, la superposición de pliegues u otras estructuras derivadas de la deformación no coaxial pueden generar rotaciones espurias (Pueyo *et al.*, 2016) si no se consideran y corrigen adecuadamente. Las estructuras analizadas muestran una superposición de plegamiento que podría generar este tipo de rotaciones. Sin embargo, durante el muestreo detallado se tuvo cuidado de evitar este problema tomando muestras donde la superposición era mínima, es decir, donde los ejes de plegamiento estaban cerca de la horizontal (Fig. 5.6).

A) RELATIVE ROTATIONS
Geographic coordinates

	DEC	INC	alfa	Edec	Einc	Relative rotation (Di-D1)	Error relative rotation (Edeci+Edec1)	Diference Inclination (Ii-I1)	Error difference inclinations (Ideci+Ideci1)
URDA	314	-22	4	4.3	4				
CAMPAYOS	356	-15	3	3.1	3	42	7.4	7	7
JABALI	335	-22	8	8.6	8	21	12.9	0	12
PARRILLA	333	-23	6	6.5	6	19	10.8	-1	10

B) ROTATION RESPECT TO MEAN REF DECLINATION AT 320 Ma

	Dref	328	EDref	±5					
	Iref	-29	Idref	±8					
	DEC	INC	alfa	Edec	Einc	Relative (Di-Dref)	Error relative rotation (Edeci+EDref1)	Diference Inclination (Ii-Iref)	Error difference inclinations (Ideci+Idref1)
URDA	314	-22	4	4.3	4	-14	9.3	7	12
CAMPAYOS	356	-15	3	3.1	3	28	8.1	14	11
JABALI	335	-22	8	8.6	8	7	13.6	7	16
PARRILLA	333	-23	6	6.5	6	5	11.5	6	14

Table 5.4 Statistical calculation of the error in declination and inclination of the apparent rotations for each location (expressed in geographic coordinates) A) compared to the location with the most northerly direction (Urda) and B) compared to the expected mean direction at 320 Ma.

Tabla 5.4 Cálculo estadístico del error en declinación e inclinación de las rotaciones aparentes para cada localización (expresado en coordenadas geográficas) A) comparado con la localización con la dirección más septentrional (Urda) y B) comparado con la dirección media esperada a 320 Ma.

Además, y dada la naturaleza principalmente post-plegamiento de la remanencia, no son necesarias correcciones tectónicas, lo que reduce la posibilidad de generar rotaciones espurias. Entonces, consideramos que las diferencias observadas en la declinación paleomagnética en coordenadas geográficas se deben a rotaciones reales

alrededor de un eje vertical (VAR). El hecho de que las inclinaciones sean bastante homogéneas, con pequeñas dispersiones entre -23° y -15° apoya esta hipótesis. Por otro lado, en cuanto a la hipótesis de la variación paleosecular como causa de la dispersión de las declinaciones, es poco probable debido a varias razones: i) la magnetización es una sobreimpresión regional de origen químico, con la neoformación de pirrotina posiblemente ligada a cambios geoquímicos asociados a un aumento de la temperatura, a la migración de fluidos orogénicos, o a ambos. Considerando la escala del proceso de remagnetización, que afecta al menos a un área de varios kilómetros cuadrados, es muy improbable que estos procesos ocurran a una velocidad ($<10^3$ años) que permita registrar la variación secular. ii) La dispersión es sólo en declinación mientras que las inclinaciones son estadísticamente indistinguibles. Si la variación secular hubiera afectado a la ChRM, también se esperaría una dispersión en inclinación. iii) Una dispersión de 42° en declinación es demasiado alta para una variación secular a esta paleolatitud tan baja.

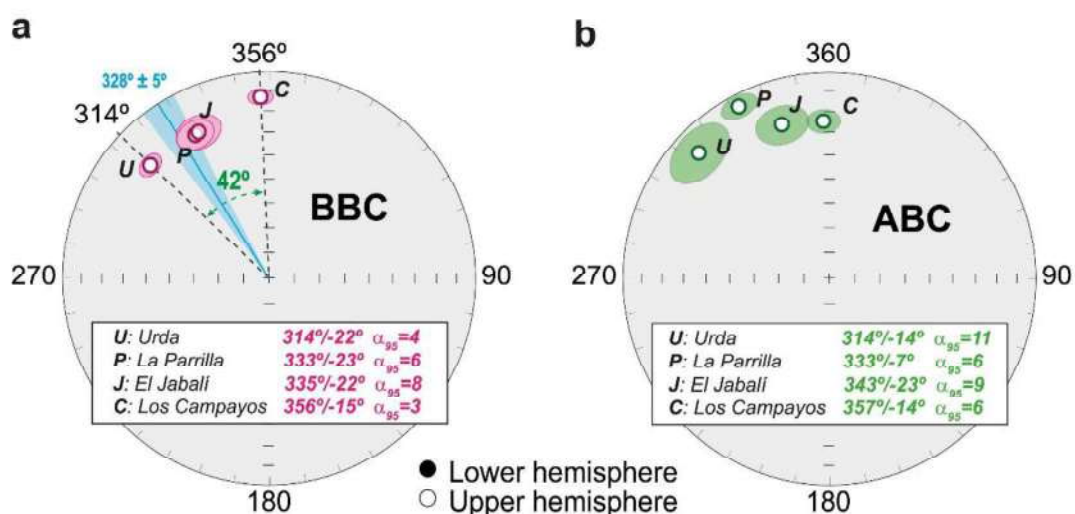


Figure 5.9 Equal area projection of mean directions of the ChRM by structure (U: Urda, P: La Parrilla, J: El Jabalí and C: Los Campayos) a) before (purple) and b) after (green) bedding correction. The ellipses represent the α_{95} of the mean directions. The expected declination for 320 Ma ago is the blue line and its uncertainty is represented by the blue sector enclosing it.

Figura 5.9 Proyección equiareal de las direcciones medias de la ChRM por estructura (U: Urda, P: La Parrilla, J: El Jabalí y C: Los Campayos) a) antes (morado) y b) después (verde) de la corrección tectónica. Las elipses representan el α_{95} de las direcciones medias. La declinación esperada para hace 320 Ma es la línea azul y su incertidumbre está representada por el sector azul que la contiene.

Por otro lado, las direcciones tienen relativamente poca dispersión a nivel de localidad, por lo que cada estructura muestra valores de declinación similares. La dispersión de $\sim 42^\circ$ en declinación encontrada en diferentes estructuras no puede ser explicada por rotaciones diferenciales locales post-C1 porque no se observan cambios en el rumbo de los pliegues del Carbonífero temprano en el área de estudio, que es relativamente pequeña (35 x 32 km; Fig. 5.1a). Esto implica que durante la adquisición syn- a post-ChRM, las diferencias en la declinación no pueden ser explicadas por la rotación diferencial de eje vertical entre las diferentes localidades. La alternativa es que esta dispersión refleje que la ChRM fue adquirida en diferentes momentos en las distintas estructuras del área de estudio mientras ésta experimentaba rotación en su conjunto, como se ha propuesto en otros estudios paleomagnéticos en la Zona Centro Ibérica (Pastor-Galán *et al.*, 2016, 2017, 2020). Los diferentes momentos de remagnetización pueden estar relacionados con cambios locales en la caliza ligados a heterogeneidades de deformación regional posiblemente desencadenadas por cambios locales de temperatura y/o actividad hidrotermal (Elmore *et al.*, 2012).

El sentido de rotación puede establecerse indirectamente suponiendo que la distribución de direcciones medias en las cuatro estructuras refleja una magnetización adquirida en intervalos de tiempo sucesivos. Podría haber sido adquirida comenzando en Urda, siguiendo por La Parrilla y El Jabalí y terminando en Los Campayos o justo, al contrario. Si la ChRM es más antigua en Urda y más joven en Los Campayos, la rotación antihoraria de la ChRM (Fig. 5.9a; la más antigua lejos de la más joven) significa una rotación antihoraria de la zona de estudio, coherente con el giro del flanco Sur del Arco Ibero-Armoricano (AIA). Esto implicaría que la magnetización es más reciente que 318 Ma (Pastor-Galán *et al.*, 2016), y en consecuencia, ocurrió durante el supercrón Kiaman. Por el contrario, si la ChRM fuera más antigua en Los Campayos y más joven en Urda, la rotación de la zona habría sido en el sentido de las agujas del reloj, coherente con la rotación del flanco Sur del Arco Centro Ibérico (CIA), que es más antiguo que el IAA; por tanto, habría sido anterior a Kiaman (Fig. 5.9a).

Según la escala geomagnética de Hounslow (2021), los eventos de polaridad normal en la parte más antigua del supercrón de Kiaman son de muy corta duración, 0,4 m.a. en dos casos y menos de 0,2 en el resto. Entre 318,6 y 300 Ma, los eventos de polaridad

normal representan 1,23 Ma (5,6 % del tiempo total). Por el contrario, para el intervalo pre-Kiaman entre 325,2 y 318,6 Ma, tres episodios normales de entre 1 y 1,5 m.a. y algunos más cortos cubren 3,96 m.a. (60 % del tiempo). Desde un punto de vista estadístico, una edad pre-Kiaman para la magnetización remanente característica parece más plausible, más aun considerando las pocas paleodeclinaciones de polaridad inversa identificadas en la componente P (Fig. 5.5a), que pueden representar adquisiciones durante los intervalos de polaridad inversa pre-Kiaman (Fig. 5.8a).

Siguiendo esta hipótesis de trabajo y respecto a los pliegues C3, la ChRM más antigua sería la de Los Campayos, donde es post-plegamiento. Ese anticlinal puede interpretarse entonces como un pliegue C3 temprano que dejó de crecer mientras la C3 continuaba deformando las zonas próximas. La siguiente adquisición de la ChRM sería la de El Jabalí, cuando el anticlinal de ese lugar ya se había formado, pero seguía apretándose. Aunque el test de pliegue en La Parrilla no es estadísticamente significativo, la dirección media de la ChRM es bastante similar a la de El Jabalí antes de la corrección tectónica, sugiriendo una adquisición coetánea. Finalmente, la magnetización medida en los pliegues C1 de Urda sería la más joven, aunque todavía pre-Kiaman. Al ser la estructura más cercana al plutón Madrideo-Camuñas, podría reflejar una precoz intrusión oculta relacionada con el antiguo pulso magmático (318-316 Ma) identificado por Merino Martínez *et al.* (2014) en el batolito de los Montes de Toledo.

5.6.2 Contribución del paleomagnetismo en los Montes de Toledo a la comprensión de la tectónica tardi-Varisca

Asumiendo una edad pre-Kiaman para la ChRM encontrada en el área de estudio, en la Figura 5.10 se esboza una posible explicación de su adquisición, basada en la evolución del cinturón Varisco propuesta por Martínez Catalán *et al.* (2021). Dicha evolución parte de una orientación OSO-ENE tardía del cinturón Varisco en el Carbonífero, en concordancia con las reconstrucciones de placas tectónicas (Domeier y Torsvik, 2014; Matthews *et al.*, 2016). Presupone una curvatura inicial abierta del futuro Arco Centro Ibérico (CIA) debida a la colisión de un terreno peri-Gondwánico que posteriormente formó parte del Alóctono Central Varisco (*Mid-Variscan Allochthon*), que en el Macizo Ibérico está representado por la Zona de Galicia-Trás-os-Montes (GTMZ). La

deformación posterior a lo largo de una zona de cizalla transpresional dextral entre Laurrusia al N y Gondwana al S amplificó la curvatura dando lugar a un arco bastante cerrado. La relación entre la adquisición de la ChRM y el desarrollo progresivo de los arcos se representa en el modelo de la Fig. 5.10 utilizando flechas azules para las polaridades normales pre-Kiaman (flechas 1-3; primera aparición apuntando hacia el Norte) y flechas naranjas para las remagnetizaciones de polaridad inversa Kiaman (flechas 4-6; primera aparición apuntando hacia el Sur). El origen de las flechas azules muestra aproximadamente la posición de la zona de estudio en relación con el CIA, y el de las flechas naranjas se sitúa en el limbo común a los arcos Centro Ibérico e Ibero-Armoricano (CIA e IAA). Las edades se basan en intervalos de polaridad geomagnética (Hounslow, 2021) combinados con las edades de la deformación C3 y el cierre del IAA, discutidos en secciones anteriores.

La adquisición de las magnetizaciones encontradas en el área de estudio (flechas 1-3, Fig. 5.10) se habría producido entre 325 y 318 Ma, concomitante con la rotación de 42° en el sentido de las agujas del reloj encontrada en el actual extremo Sur del CIA y atribuida en el modelo a la cizalla dextra indicada por las grandes flechas abiertas. Las flechas 1, 2 y 3 indican sucesivas remagnetizaciones, presumiblemente anteriores a Kiaman, durante la rotación en el sentido de las agujas del reloj. Una rotación adicional de 45° en el sentido de las agujas del reloj sería debida a la continuación del cizallamiento dextro, que se justifica por la forma de lengua del Alóctono Central Varisco (MVA), descrita por Martínez Catalán *et al.* (2021), y que se muestra en la Figura 10.

Lo expuesto anteriormente concuerda con los modelos de Pastor-Galán *et al.*, (2015b, 2016, 2017), quienes evidencian remagnetizaciones Kiaman adquiridas entre 315-290 Ma durante la rotación de 70° en sentido antihorario del flanco Sur del IAA (flechas 4 a 6 en el modelo de la Fig. 5.10). Entonces, la dirección post-CIA y pre-IAA (flecha 4 en la Fig. 5.10) debería apuntar hacia el Este (polaridad magnética inversa) en coordenadas actuales (flechas grises). Esa dirección coincide con la componente R2 de Leite-Mendes *et al.* (2021), encontrada también por Perroud *et al.* (1991) y Parés y Van der Voo (1992). Por tanto, las direcciones N-S más antiguas (polaridad normal y localización en el Hemisferio Sur, como la flecha 1 de la Fig. 5.10), deberían reflejar una rotación de eje

vertical en sentido contrario, es decir, en el sentido de las agujas del reloj asociada al CIA.

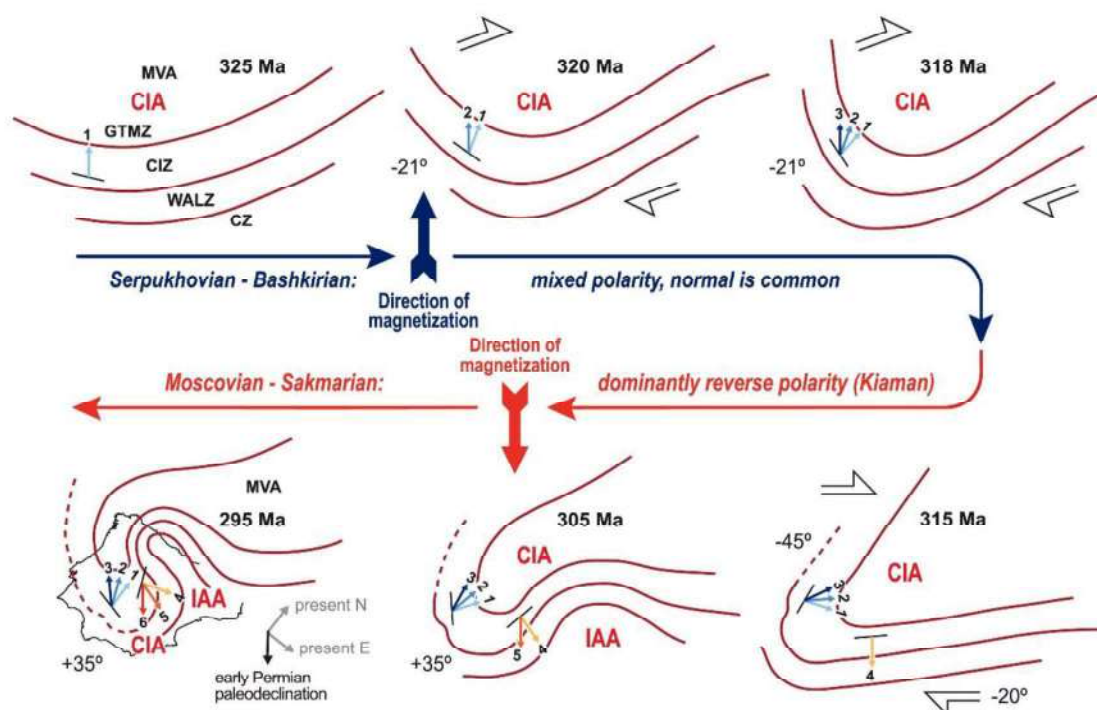


Figure 5.10 Proposed interpretation of the remanent magnetization found in the limestones of the Urda region assuming that it is pre-Kiaman. Geomagnetic North is always placed in the upper part. The Iberian Peninsula is included in the 295 Ma stage for scale and to schematically show position of the arcs. Blue arrows: orientation of successive acquisitions of pre-Kiaman ChRM during development of the Central Iberian Arc (CIA). Orange arrows: orientation of successive acquisitions of Kiaman ChRM during development of the Ibero-Armorican Arc (IAA). Open arrows: kinematics of late Variscan dextral intracontinental shear zone. Black arrow at 295 Ma: magnetic paleodeclination calculated for Iberia at that time (Weil *et al.*, 2010). Grey arrows at 295 Ma: present reference coordinates. Rotations related with dextral shear zone and with development of the IAA: - clockwise, + counterclockwise. Zones: CIZ, Central Iberian; CZ, Cantabrian; GTMZ, Galicia-Trás-os-Montes; MVA, Mid-Variscan Allochthon; WALZ, West Asturian-Leonese.

Figura 5.10 Interpretación propuesta de la magnetización remanente encontrada en las calizas de la región de Urda suponiendo que es anterior a Kiaman. El Norte geomagnético se sitúa siempre en la parte superior. La Península Ibérica se incluye en el escenario de 295 Ma para mostrar la escala y esquemáticamente la posición de los arcos. Flechas azules: orientación de las sucesivas adquisiciones de la ChRM pre-Kiaman durante el desarrollo del Arco Centro Ibérico (CIA). Flechas naranjas: orientación de las sucesivas adquisiciones de la ChRM de Kiaman durante el desarrollo del Arco Ibero-Armoricano (IAA). Flechas abiertas: cinemática de la zona de cizalla intracontinental dextral del Varisco tardío. Flecha negra a 295 Ma: paleodeclinación magnética calculada para Iberia en ese momento (Weil *et al.*, 2010). Flechas grises a 295 Ma: coordenadas de referencia actuales. Rotaciones relacionadas con la zona de cizalla dextral y con el desarrollo del IAA: - en sentido horario, + en sentido antihorario. Zonas: CIZ, Centro Ibérica; CZ, Cantábrica; GTMZ, Galicia-Trás-os-Montes; MVA, Mid-Variscan Allochthon; WALZ, Asturoccidental Leonesa.

La flecha 6 es paralela a la paleodeclinación calculada para Iberia en torno a 290 Ma (Fig. 5.8b). Esa paleodeclinación se incluye en la Figura 5.10 como una flecha negra y representa la remagnetización del Pérmico temprano. Para una representación de paleodeclinaciones previas en el Macizo Ibérico véase la Figura 6 de Pastor-Galán *et al.* (2020). Las rotaciones elegidas sitúan la primera ChRM (flecha 1) aproximadamente paralela al Norte actual (flecha gris en Fig. 5.10), como ocurre en Los Campayos.

5.6.3 Importancia de los resultados paleomagnéticos

En la Zona Cantábrica (CZ), Weil *et al.* (2000) y Weil (2006) encontraron una componente de magnetización que aparece plegada según la cartografía siguiendo algunas estructuras particulares y delineando partes significativas del IAA. Por el contrario, la investigación paleomagnética en la Zona Centro Ibérica (CIZ), incluyendo la de Pastor-Galán *et al.* (2015b, 2016, 2017) y el presente trabajo, no ha proporcionado ningún resultado equivalente para el CIA. Sin embargo, a partir de las remagnetizaciones estadísticas medias obtenidas en afloramientos individuales en diferentes partes de la CIZ se han obtenido paleodeclinaciones que una vez trazadas en el mapa delimitan aproximadamente la rama meridional del CIA (Pastor-Galán *et al.*, 2016, 2020). Estas componentes magnéticas son del Carbonífero tardío, adquiridas durante el supercrón Kiaman de polaridad inversa. Hasta ahora, no se habían descrito componentes relacionadas con la formación del CIA.

Nuestro estudio ha encontrado una remagnetización caracterizada por una paleodeclinación de Norte a NO, polaridad normal y baja inclinación negativa, lo que apunta a una edad pre-Kiaman. Su declinación varía 42° entre las localidades muestreadas y es posterior al plegamiento C1 y parcialmente coincidente, aunque mayormente posterior al plegamiento C3. Del mismo modo que Pastor-Galán *et al.* (2016, 2017) interpretan que una variación de 70° en las orientaciones paleomagnéticas está relacionada con remagnetizaciones adquiridas durante la rotación antihoraria del flanco Sur del IAA, sugerimos que la magnetización dominante en nuestra área de estudio puede reflejar la adquisición durante una rotación alrededor de un eje vertical. Suponiendo que sea pre-Kiaman, no debería estar ligada al IAA, por lo que la rotación de 42° podría reflejar la del flanco Sur del CIA y, por tanto, su sentido sería horario.

Posteriormente, las declinaciones pre-Kiaman fueron rotadas en bloque y en sentido antihorario en el flanco Sur del IAA (Fig. 5.10).

El presente trabajo sugiere una edad Serpukhoviense-Bashkiriense (entre 325 y 318-315 Ma) para los pliegues C3, de acuerdo con Dallmeyer *et al.* (1997) y Valle Aguado *et al.* (2005). Además, apunta a un desarrollo coetáneo entre los pliegues C3 y el CIA y, por primera vez, proporciona soporte paleomagnético a la existencia de este último. Además, esto confirmaría que la formación del CIA y de los pliegues C3 asociados en la Zona Centro Ibérica se produjo antes del Moscoviense (Pastor-Galán *et al.*, 2015b, 2016).

5.6.4 Contribución de la AMS a la interpretación de la deformación

Aunque las rocas estudiadas en esta investigación no han sufrido fuertes procesos de deformación y la anisotropía magnética en esta región es baja, obtenemos información relacionada con la tectónica en algunas estructuras. La lineación magnética aparece contenida en la superficie axial de los pliegues, salvo en Consuegra, donde no es posible definir ninguna fábrica. Además, los polos de la foliación magnética perpendiculares a la estratificación caracterizan la fábrica magnética de las rocas que sufrieron una deformación algo más fuerte (Chadima *et al.*, 2006). Los ejes k_1 (Max) están orientados verticalmente en Urda, El Jabalí y, probablemente, La Parrilla, mientras que la foliación magnética, definida por el plano perpendicular a los ejes k_3 (Min) es vertical y NO-SE en Urda y El Jabalí, y OSO-ENE en Los Campayos. La orientación subvertical de los ejes mayores puede interpretarse como el efecto de una interacción de las dos fases de plegamiento que deformaron la zona. Primero la fase C1 produjo un acortamiento Norte-Sur (en coordenadas actuales) y posteriormente, el acortamiento en dirección NE-SO de la fase C3 interfirió con los pliegues anteriores, provocando un estiramiento subvertical de la fábrica de las rocas, que se manifiesta en la fábrica magnética. En Consuegra, cualquier orientación preferencial anterior de los minerales debe haber sido borrada debido al metamorfismo de contacto desencadenado por la intrusión del plutón tardi-Varisco de Madridejos-Camuñas.

La información proporcionada por el estudio de la AMS de las calizas del área de estudio sugiere que la anisotropía de la susceptibilidad magnética refleja, al menos en algunos casos, el efecto de la interferencia de las fases de plegamiento C1 y C3.

6

LA ANOMALÍA MAGNÉTICA DEL SISTEMA CENTRAL

The Central System Magnetic Anomaly

6.1 INTRODUCCIÓN

Una de las anomalías de gran longitud de onda y amplitud que trazan el Arco Centro Ibérico (CIA) es la que aparece asociada al Sistema Central y que se ha denominado CSMA (*Central System Magnetic Anomaly*; Ayarza *et al.*, 2021)

El origen de esta anomalía está poco estudiado. Por un lado, la superposición a un domo térmico sugiere, como en el caso de la EGMA, que la magnetización de las rocas podría estar ligada a procesos extensionales. Sin embargo, en este caso no se han encontrado apenas rocas magnéticas en superficie que puedan generar dicha anomalía (Sanz López, 2015; Gómez Martín, 2019, Hernando Tamames, 2019), y las pocas que se han encontrado, no son volumétricamente importantes (Villaseca *et al.*, 2017; Ayarza *et al.*,

2024). Por otro lado, la existencia del Dique Alentejo-Plasencia (DAP), de edad Jurásico Inferior y compuesto por gabros toleíticos (Palencia Ortas *et al.*, 2006; Villaseca *et al.*, 2024) aumenta la amplitud de la anomalía en su parte Norte-Noroeste, aportando un criterio adicional para su estudio. En este sentido, Sanz López (2015) y Hernando Tamames (2019) realizaron mapas en el Oeste de la CSMA y sugieren que, aunque su cartografía magnética de alta resolución indica que los máximos de la anomalía están originados por los gabros y diabasas aflorantes del DAP, en el mapa aeromagnético nacional, la signatura de esta estructura es mucho más sutil, siendo la mayor contribución a la anomalía de longitud de onda alta y por lo tanto, más profunda.

Este capítulo busca proporcionar información sobre el origen de la CSMA. Para lograr este objetivo, se ha ampliado la cartografía existente hasta el momento a aquellas zonas de alta montaña en las que había un vacío de medidas y se han tomado estaciones adicionales en el área central y meridional del mapa. Con los datos disponibles, se aplicarán métodos analíticos que indiquen la profundidad a la que están las diferentes fuentes de la anomalía y la geometría del DAP.

6.2 CONTEXTO GEOLÓGICO Y GEOFÍSICO DEL SISTEMA CENTRAL

El área en la que se enmarca este trabajo se localiza en la zona Centro-Occidental del Sistema Central, incluyéndose por tanto en la Zona Centro Ibérica (CIZ) del Macizo Ibérico.

6.2.1 El Sistema Central y su encajante

El Sistema Central se puede dividir en dos sectores: el Sector de Gredos, en el Oeste, situado en el Dominio Esquisto Grauváquico (Bea., 1985) y el Sector de Guadarrama, en el Este, en el Dominio del Ollo de Sapo (Fúster y Villaseca, 1987). La zona que se ha cartografiado en este trabajo se encuadra en la parte Oeste del Batolito de Ávila (Fig. 6.1), que se encuentra en la zona media del Sistema Central y se extiende unos 1500 km². Está compuesto por plutones de granodioritas y granitos de edad Namuriense a Pérmico temprano, fuertemente peraluminosos, junto con varios complejos anatéticos activos entre 350 y 300 Ma, con un máximo entre 335 y 305 Ma y localizados en la zona axial del batolito (Montero *et al.*, 2004). Entre dichos complejos anatéticos destacan el de la Peña Negra en el Sector de Gredos y el de Sotosalbos en el Sector de Guadarrama.

Estos complejos se caracterizan por la presencia de migmatitas asociadas a granitos de tipo S (según la definición original de Chappell and White, 1974). El Batolito de Ávila también comprende cuerpos máficos e intermedios de pequeño tamaño de edad Westfaliense, y lamprófidos camptoníticos tardi-Variscos cuya edad fue determinada en ~283 Ma. (Bea *et al.*, 1999). Estos lamprófidos intruyen como un conjunto de diques subverticales de dirección Norte-Sur a Noreste-Suroeste. El Batolito de Ávila está además atravesado por el Dique Alentejo-Plasencia, una fractura Noreste-Suroeste intruída por un gabro toleítico de edad Liásico (~203 Ma; Dunn *et al.*, 1988) y por algunas diabasas con dirección Este-Oeste y edad incierta.

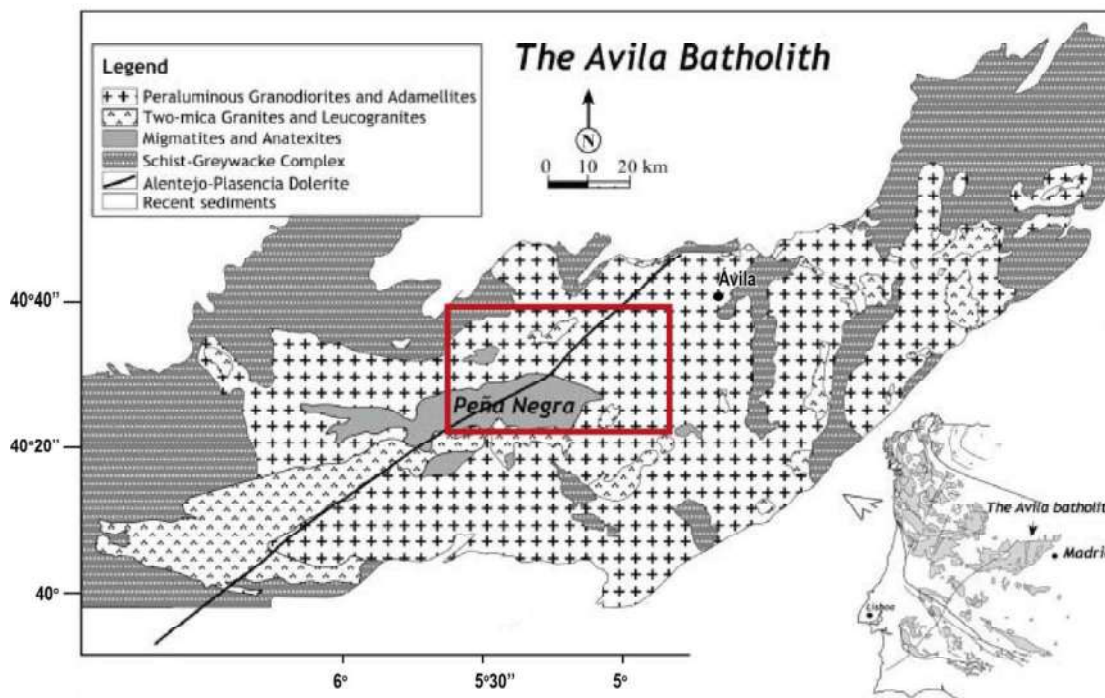


Figure 6.1 Geological sketch of the Avila Batholith (Montero *et al.*, 2004). The rectangle bordered in red indicates the extent of the study area.

Figura 6.1 Esquema geológico del Batolito de Ávila (Montero *et al.*, 2004). El rectángulo con el borde rojo indica la extensión del área de estudio.

Las secuencias metasedimentarias que conforman el encajante al Norte de la Sierra de Gredos forman parte del Dominio del Complejo Esquisto Grauváquico (SGD por sus siglas en inglés, ver Capítulo 2) de la CIZ. Aunque en el SGD suelen aparecer materiales de edades Neoproterozoicas a Devónicas, al Noroeste del área de estudio solo están representados los materiales Precámbricos-Cámbricos del Complejo Esquisto Grauváquico. A este encajante metamórfico se superponen sedimentos Paleógenos y

Cuaternarios de la cuenca del Río Corneja y depósitos poco potentes en los fondos de valle.

La zona que se ha cartografiado en este trabajo comprende parte de las Hojas 554-Piedrahita, 555-Navatalgordo, 529-Santa María del Berrocal y 530-Vadillo de la Sierra, de la Serie MAGNA 1:50000 del IGME (Fig. 6.2)

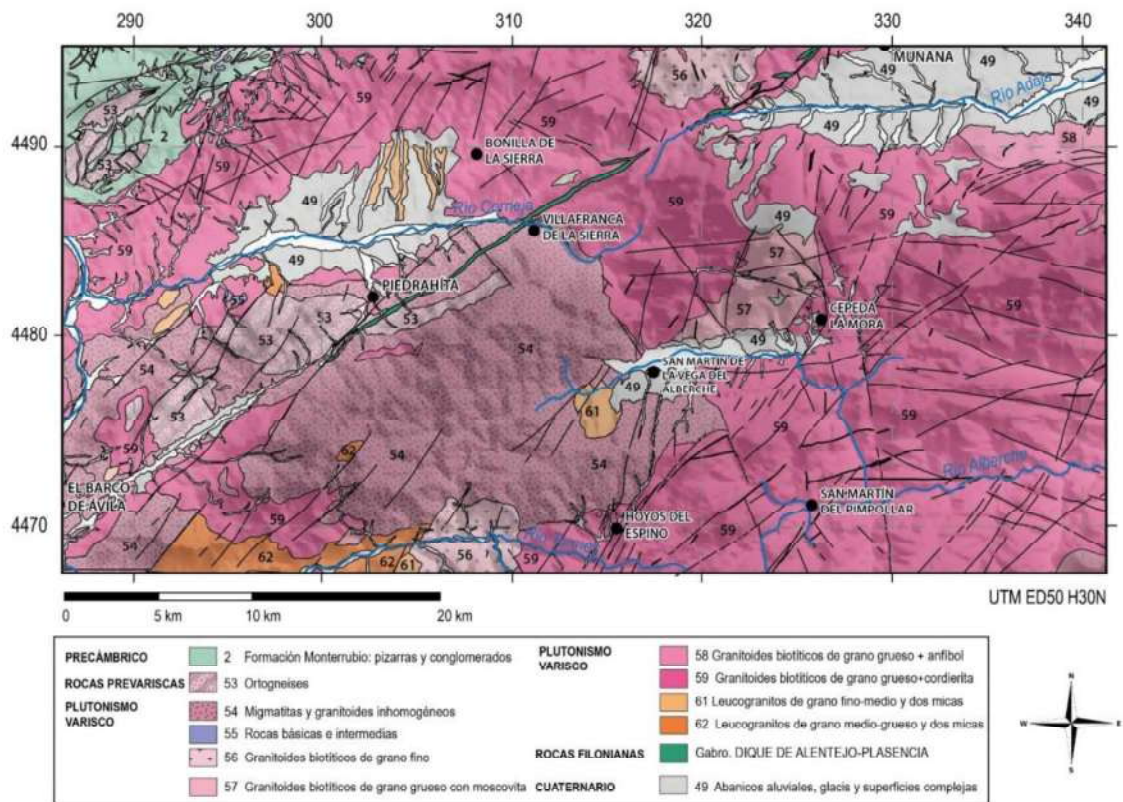


Figure 6.2 Geological map of the study area. Modified from the sheets 554 (Díez Montes *et al.*, 1993), 555 (Fernández *et al.* 1993), 529 (Sánchez Carretero *et al.*, 1991), and 530 (Martín Parra *et al.*, 1991) of the 1:50000 MAGNA series by IGME.

Figura 6.2 Mapa geológico del área de estudio. Modificado de las Hojas 554 (Díez Montes *et al.*, 1993), 555 (Fernández *et al.* 1993), 529 (Sánchez Carretero *et al.*, 1991), and 530 (Martín Parra *et al.*, 1991) de la Serie MAGNA 1:50000 del IGME.

La orogenia Varisca es la principal causante de la deformación del Sistema Central aunque su topografía es de edad Alpina (de Vicente *et al.*, 2021). La tectónica Varisca afectó al basamento, y dio lugar a los procesos de deformación migmatización, anatexia y emplazamiento de intrusiones graníticas. La secuencia de eventos tectónicos en esta zona es más limitada que en otras de la CIZ, centrándose durante la etapa tardi-Varisca en una tectónica compresiva de la fase C3 (325-305 Ma) que dio lugar a pliegues verticales de dirección Este-Oeste y un colapso extensional durante la fase E2 (315-295

Ma). En las rocas del basamento, C3 generó pliegues, foliaciones y zonas de cizalla. Asociado al engrosamiento cortical se produjo un metamorfismo regional progrado (M1) de presión intermedia que alcanzó un grado medio-alto. Posteriormente se produjo un cambio hacia condiciones de menor presión (M2) que se relaciona con la extensión generada por el colapso de la corteza engrosada (E2). A continuación se desarrollaron pliegues abiertos sin esquistosidad y por último una etapa de fracturación tardi-Varisca en la que las fallas a veces se rellenan de material ígneo de carácter intermedio a básico dando lugar a diques. Las principales familias de fallas forman cuatro conjuntos con direcciones diferentes: i) Noreste-Suroeste: es el sistema más antiguo y genera los llamados “sierros” de cuarzo (García de Figuerola *et al.*, 1971); ii) Noroeste-Sureste: es un sistema dextro conjugado del anterior que produce episienitización y genera cataclasitas; iii) Este-Oeste con buzamiento subvertical y componente de desgarre dextra (Ubanell, 1982) que se asocia a diques porfídicos y aplíticos y también es responsable de los valles Este-Oeste como el Valle del Corneja; iv) Norte-Sur a N30°E: son grandes fallas de distensión selladas por cuarzo o leucogranitos en las que se emplazan diques de lamprófidos. También se asocian a la formación de episienitas y Corretgé *et al.*, (1971) afirman que son fracturas satélite relacionadas con la génesis del Dique Alentejo-Plasencia (DAP).

Con posterioridad a la etapa de fracturación tardi-Varisca, la zona fue sometida a nuevos esfuerzos relacionados con el inicio del ciclo Alpino, reactivando así movimientos a lo largo de las fallas pre-existentes y posibilitando el emplazamiento de una red de filones alcalinos en ellas. La falla más característica de la zona es una gran fractura de dirección Noreste-Suroeste, el DAP, de carácter básico y que forma un sistema dique-falla mecanizado por su encajante mostrando una componente de desgarre senestro (Capote, 1996).

Otras fracturas han afectado al zócalo y a sedimentos Terciarios de la cuenca de Piedrahíta (p. ej. el Valle de Corneja) desarrollándose fallas inversas de alto ángulo ONO-ESE y Este-Oeste, responsables de cabalgamientos de materiales del zócalo sobre los sedimentos paleógenos. Asimismo, fallas inversas de bajo ángulo NNE-SSO afectan también a los materiales del Paleógeno (Carrasco, 1991).

6.2.2 El Dique Alentejo-Plasencia

La falla relacionada con el Dique Alentejo-Plasencia (DAP), también llamado de Messejana-Plasencia (de Vicente *et al.*, 2021), atraviesa el área de estudio en diagonal con una dirección aproximada N55°E (Figs. 6.1, 6.2 y 6.3), y es claramente post-Varisca. El DAP es uno de los diques básicos más grandes de la *Central Atlantic Magmatic Province* (CAMP; (Marzoli *et al.*, 1999). En el Macizo Ibérico se observa como un desgarre profundo senestro de unos 530 km de longitud, que va desde el Suroeste de Portugal hasta el Norte de la ciudad de Ávila (Palencia Ortas *et al.*, 2006). Es muy posible que la falla continúe hasta los Pirineos, aunque no existen afloramientos porque estaría cubierta por los sedimentos neógenos de las cuencas del Duero y Ebro. De Vicente *et al.* (2021) demostraron a través de análisis de datos magnéticos y gravimétricos, que el DAP se extiende más de 100 km al NE de sus afloramientos en Gredos llegando por lo menos hasta la fosa tectónica del Sistema Ibérico (Fig.6.3).

En cuanto a su origen, García de Figuerola *et al.* (1974) consideraron que el DAP se generó durante el proceso de apertura del Océano Atlántico debido a un proto-rift que no llegó a desarrollarse completamente. De hecho, posteriormente se ha propuesto que el origen del dique se relaciona directamente con el punto caliente que inició la apertura del Océano Atlántico (Cebriá *et al.*, 2003). La pluma comenzó fundiendo la litosfera mantélica, y esta se enriqueció en ^{87}Sr como consecuencia del evento metasomático anterior, dando lugar a una fusión parcial bajo la corteza del Macizo Ibérico. De esta forma se puede explicar la ausencia de una excesiva contaminación cortical, así como la presencia de un magmatismo de dimensiones pequeñas, evitando un volcanismo abundante. Desde el punto de vista geoquímico (Cebriá *et al.*, 2003), las rocas del dique tienen una composición típica de basalto toleítico continental con pequeñas variaciones petrográficas desde el borde (microdolerita) al centro (gabro).

Dunn *et al.* (1998) determinaron mediante $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ que la edad del DAP es de 203 ± 2 Ma (Raetiense) y Rapaille *et al.* (2003) atribuyeron al DAP una edad de $202,8 \pm 2$ Ma por el método K-Ar. La mayoría del DAP se emplazó en un breve periodo de tiempo (< 1 m.a.) (Palencia Ortas *et al.*, 2006) y la ausencia de lava relacionada con el dique es posible que pueda deberse a la erosión del basamento Varisco durante el final del Jurásico y el Cretácico.

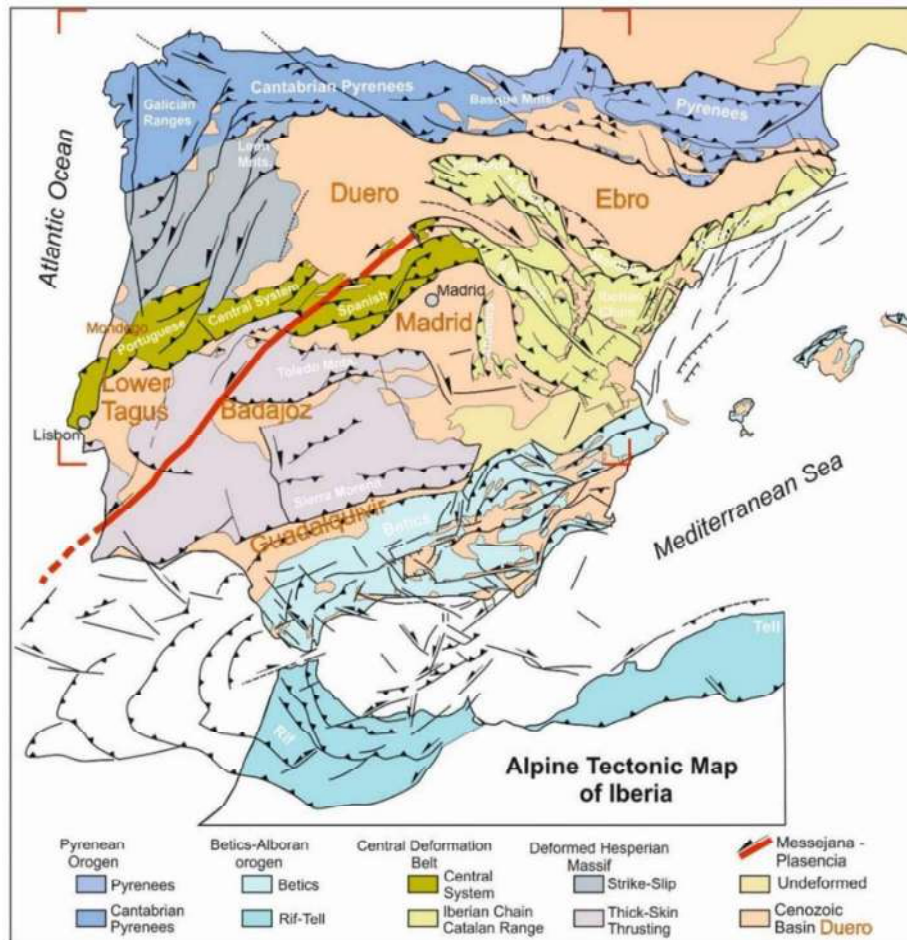


Figure 6.3 Identification of the main Cenozoic faults and tectonic systems in Iberia which generated significant elevations and sedimentary basins. The DAP is drawn in red (de Vicente *et al.*, 2021).

Figura 6.3 Identificación de los principales sistemas tectónicos y fallas Cenozoicas en Iberia que generaron los relieves más significativos y las cuencas sedimentarias. El DAP está dibujado en color rojo (de Vicente *et al.*, 2021).

Dado que el DAP es una estructura cortical importante, constituye una discontinuidad mecánica en el Oeste de Iberia que funciona como marcador de la deformación continental Alpina, actuando de forma pasiva (Vegas *et al.*, 1990) y activa durante la compresión Cenozoica (de Vicente *et al.*, 1990). En el Cuaternario la falla actuó de forma activa. (Carrasco *et al.*, 1991).

6.2.3 Signatura aeromagnética del Sistema Central Occidental

Como hemos visto en capítulos anteriores, el Arco Centro Ibérico (CIA) (Fig. 6.4) se define, entre otros criterios, por la curvatura que las anomalías magnéticas de pequeña

longitud de onda/amplitud y aquellas de mayor longitud de onda asociadas a domos térmicos, y que se localizan en su núcleo (Martínez Catalán, 2011), como se ve en el mapa aeromagnético de la Península Ibérica (Ardizzone *et al.*, 1989; Miranda *et al.*, 1989). Dentro de estas anomalías, destaca la que se superpone al Sistema Central y que se ha asociado en otros trabajos al Complejo Anatéctico de la Peña Negra, dentro del Batolito de Ávila (Sanz López, 2015; Gómez Martín, 2019). Dicha anomalía, denominada CSMA (*Central System Magnetic Anomaly*), alcanza valores máximos de 58 nanoteslas (nT) en su parte Sur donde tiene una dirección Este-Oeste. Sin embargo, en su parte Norte, la anomalía está controlada por la contribución magnética del DAP, alcanzando valores máximos de 52 nT.

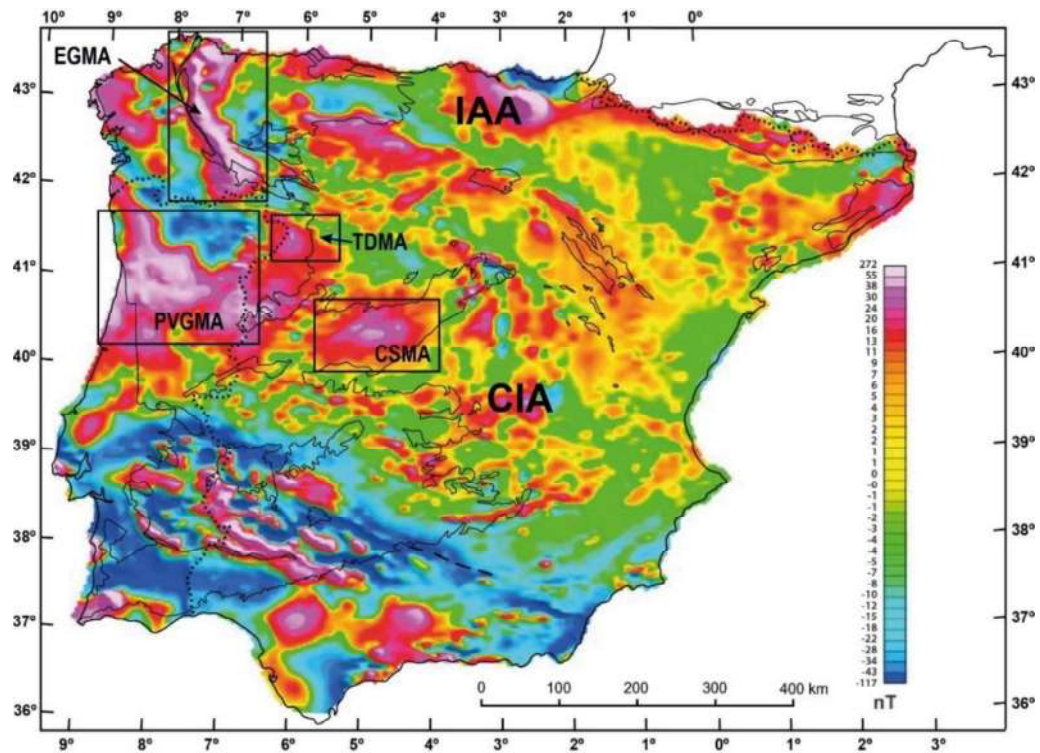


Figure 6.4 Aeromagnetic map of the Iberian Peninsula (data from Ardizzone *et al.*, 1989; Miranda *et al.*, 1989; Socias and Mezcuca, 2002). The rectangles define the main magnetic anomalies of the CIA: EGMA, Eastern Galicia Magnetic Anomaly; TDMA, Tormes Dome Magnetic Anomaly; CSMA, Central System Magnetic Anomaly; PVGMA, Porto-Viseu-Guarda Magnetic Anomaly.

Figura 6.4 Mapa aeromagnético de la Península Ibérica (datos de Ardizzone *et al.*, 1989; Miranda *et al.*, 1989; Socias y Mezcuca, 2002). Los rectángulos definen las principales anomalías magnéticas del CIA: EGMA, Anomalía Magnética de Galicia oriental; TDMA, Anomalía Magnética del Domo del Tormes; CSMA, Anomalía Magnética del Sistema Central; PVGMA, Anomalía Magnética de Porto-Viseu-Guarda.

Palencia Ortas *et al.* (2006) llevaron a cabo un análisis de la respuesta paleomagnética del DAP utilizando 625 muestras recogidas a lo largo de sus 530 km de longitud. Los

resultados indican que el dique intruyó y se magnetizó durante un periodo de polaridad normal, con la excepción de dos muestras de Portugal (Luromenha). Estos autores concluyen que la magnetita y la titano-magnetita, magnetizadas en pseudo-dominio único, son los minerales que causan la magnetización. Sus resultados les permiten definir un paleopolo magnético de edad Jurásico Inferior para la Península Ibérica. Además, sugieren que la intrusión del dique ocurrió en al menos dos eventos distintos separados como mínimo 10000 años: el primero durante un periodo de polaridad normal y el segundo, de menor magnitud, durante un periodo de polaridad inversa. Este último está limitado a la zona de Portugal mencionada.

Sanz López (2015) y Hernando Tamames (2019) realizaron la cartografía magnética de parte del Batolito de Ávila y de la sección del DAP que lo corta de Noreste a Suroeste. Sus resultados indican que, aunque el mapa aeromagnético nacional muestra una respuesta magnética del dique menos intensa que otras partes más meridionales y relacionadas con afloramientos de granitoides y migmatitas, los datos adquiridos en tierra revelan una relación opuesta (1237,77 nT para la anomalía del DAP frente a menos de 100 nT para el Batolito de Ávila). La susceptibilidad magnética medida en los granitoides y migmatitas del Batolito de Ávila es baja y no explica la anomalía. Esto sugiere que el origen de esta debe ser profundo. En contraste, la presencia en superficie de gabros y diabasas que forman DAP en diversas localidades contribuye a que la respuesta magnética de este último sea más intensa.

6.3 CARTOGRAFÍA MAGNÉTICA DE ALTA RESOLUCIÓN EN DEL SISTEMA CENTRAL

6.3.1 Adquisición de los datos magnéticos en tierra.

Con el objetivo de ampliar el mapa obtenido por Sanz López (2015) y de Hernando Tamames (2019) y dar una respuesta al origen de la CSMA, en este trabajo hemos continuado con la cartografía magnética del Batolito de Ávila extendiéndonos hacia el Este del Complejo Anatéctico de la Peña Negra. En total, se han añadido más de 400 valores a las medidas tomadas por Sanz-López (2015), abarcando una zona que se extiende desde el municipio de El Barco de Ávila hasta Muñana. (Fig. 6.2).

El intervalo de muestreo seguido para la ampliación de este mapa ha sido similar al usado por Sanz López (2015), es decir, entre 1-2 km de separación, tratando de incluir medidas en las zonas de alta montaña en las que los puntos estaban más espaciados, para así obtener una cartografía magnética más fiable.

El valor tomado como referencia para hacer las correcciones de variación diurna y secular es la estación base usada por Sanz López (2015), cuyas características, para el 12 de mayo de 2015, fecha en la que comenzó su prospección, eran las siguientes:

Bt: 44677,5 nT; Latitud: 40° 26' 46''; Longitud: -5° 18'38''; Cota (h): 1290 msnm.

El área de estudio está delimitada por las coordenadas UTM ED50H30N que van desde 4467000N a 4495000N y de 286000E a 341000E aproximadamente.

6.3.2 Mapa de la anomalía magnética absoluta

Una vez realizada las correcciones diurna y secular, se han comparado los valores medidos con los del IGRF existente en el momento de comienzo de la prospección. Como resultado, se ha obtenido una anomalía magnética cuyos valores varían en 1832,31 nT, obteniéndose un máximo de 1237,14 nT y un mínimo de -595,17 nT.

El mapa de la anomalía absoluta (Fig. 6.5) muestra una alineación de máximos con una orientación Noreste-Suroeste. Otros máximos de menor amplitud se encuentran al Sur-Sureste de la alineación previamente mencionada. Estos últimos están dispuestos de forma aleatoria, aunque agrupados en las partes Este y Oeste del mapa.

La interpretación de esta anomalía se va a afrontar mediante el uso de técnicas analíticas que nos permitan establecer criterios cualitativos o semi-cuantitativos respecto a la profundidad de las fuentes de la anomalía y los límites laterales entre las mismas.

La mayoría de estas técnicas analíticas se han aplicado sobre los datos de anomalía magnética absoluta mostrada en la Fig. 6.5, pero en el espacio de Fourier. Ello implica ver la anomalía según sus componentes de fase, número de onda y amplitud. Entre las operaciones realizadas destacan la reducción al polo (RTP) y la continuación hacia arriba a 1500 m (*Upward Continuation*). La primera de ellas nos permitirá situar las anomalías encima de sus fuentes, aunque solo en el caso de que su magnetización sea inducida por el campo magnético actual. La segunda nos permitirá comparar nuestros datos con los

del mapa aeromagnético de la Península Ibérica (Fig. 6.4) y valorar la profundidad de las fuentes magnéticas. En ambos casos, los resultados obtenidos contribuirán a una mejor interpretación de la información.

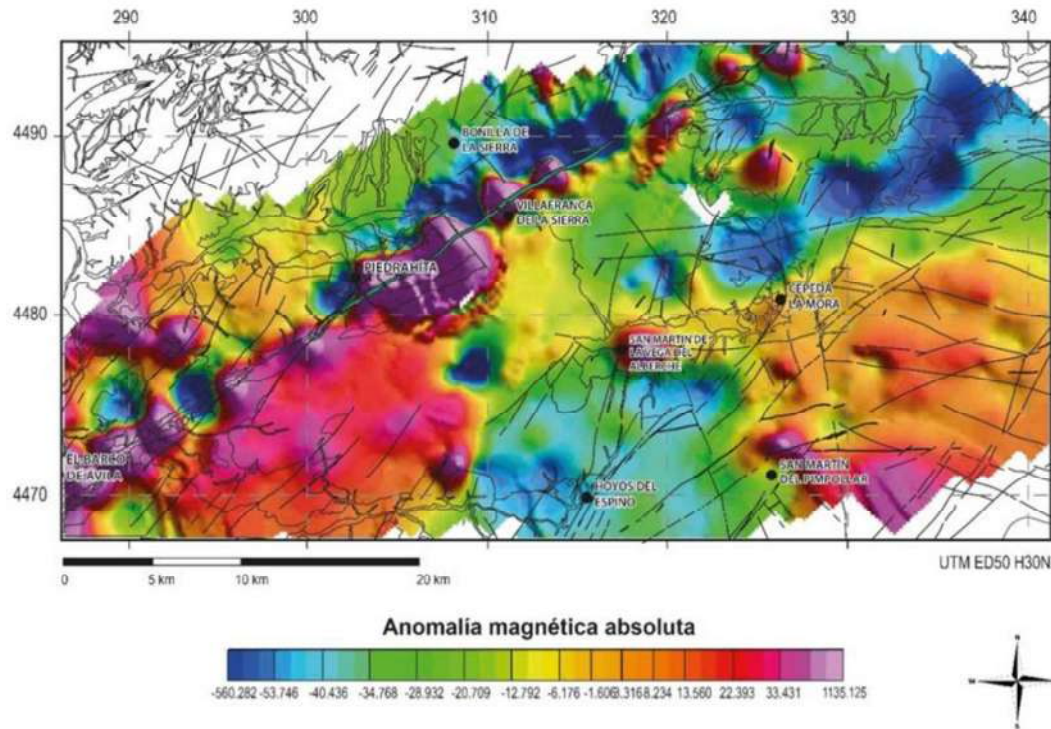


Figure 6.5 Map of the absolute magnetic anomaly of the study area. Toponymy, contacts and structures are kept as spatial reference, allowing a straight comparison with the geological map in Fig. 6.2.

Figura 6.5 Mapa de la anomalía magnética absoluta de la zona de estudio. Se muestra la toponimia, los contactos y las estructuras como referencia espacial para permitir una comparación directa con el mapa geológico de la Fig. 6.2.

6.3.3 Mapa de la anomalía magnética absoluta reducida al polo

Las anomalías magnéticas aparecen desplazadas de su fuente en áreas donde la inclinación magnética (I) es diferente a 90° . La reducción al polo transforma las anomalías obtenidas en zonas de $I \neq 90^\circ$ en las que debería existir en los polos magnéticos. Por ello, para implementar este filtro es fundamental conocer la inclinación (I) y la declinación (D) del campo magnético terrestre en el momento en el que se calculó la anomalía magnética absoluta. Dado que nuestros datos se han referido al 12/05/2015, se han utilizado los valores de $I = 55,16^\circ$ y $D = -1,49^\circ$ respectivamente.

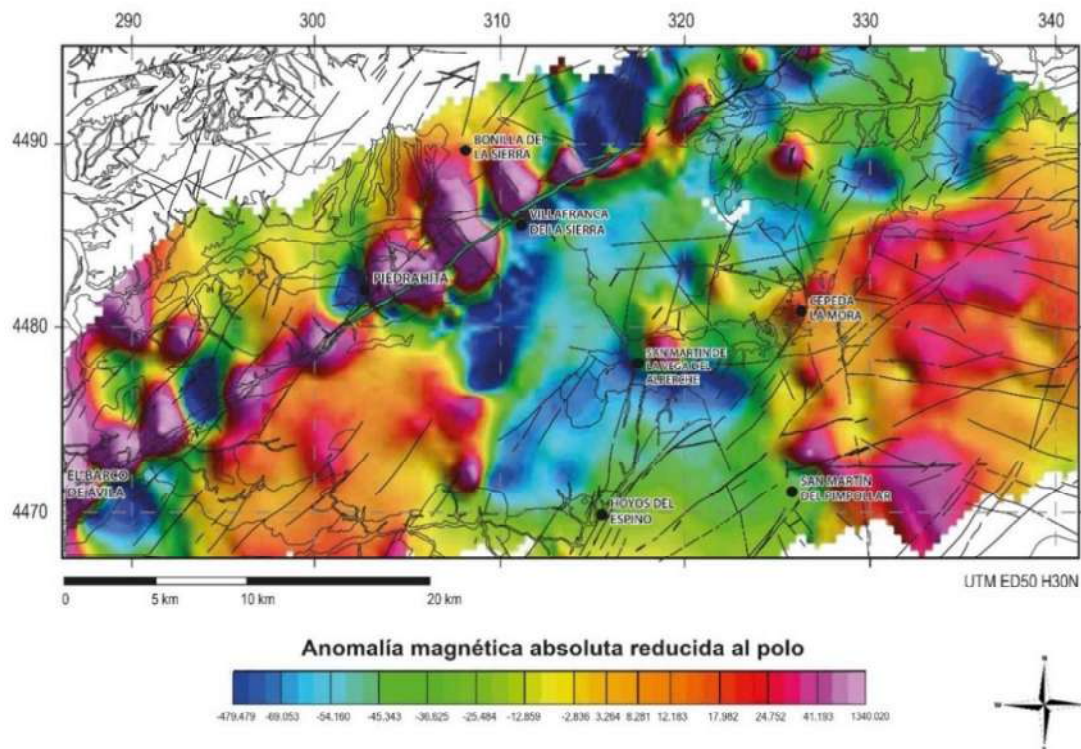


Figure 6.6 Map of the absolute magnetic anomaly reduced to the pole. Toponymy, contacts and structures are kept as spatial reference to allow comparison with Figs. 6.2, and 6.5.

Figura 6.6 Mapa de la anomalía magnética absoluta reducida al polo. La toponimia, los contactos y las estructuras se han mantenido como referencia espacial para facilitar la comparación con las Figs. 6.2, y 6.5.

La comparación entre el mapa magnético reducido al polo (RTP) obtenido (Fig. 6.6) con y el de la anomalía magnética absoluta (Fig. 6.5) revela, como era de esperar, un desplazamiento hacia el Noroeste de todas las anomalías, así como una alineación más precisa de los máximos de dirección Noreste-Suroeste. El mapa correspondiente a la anomalía absoluta RTP presenta valores máximos y mínimos de 1340.02 nT y -479.48 nT respectivamente, lo que indica una variación total de 1819.50 nT, no muy diferente a la del mapa de la Fig. 6.2.

La RTP aplicada sobre los datos adquiridos en la CSMA probablemente sitúa los máximos más cerca de su fuente. Sin embargo, los únicos datos paleomagnéticos existentes en la zona son los del DAP, el cual tiene una ChRM aproximada de $D = -13^\circ$ e $I = 47^\circ$. Estos valores son ligeramente diferentes a los considerados como campo actual y utilizados en el proceso. Por otro lado, se desconoce la remanencia magnética de otras posibles

fuentes de la anomalía. En estas circunstancias, la validez de la aplicación de la RTP se evalúa en función de la mejora en la relación entre anomalías y fuentes aflorantes. La Fig. 6.6 muestra que los máximos ligados al DAP se desplazan al Noroeste, alejándose en algunos casos de la traza del propio dique. Por ello, concluimos que el resultado de la RTP es satisfactorio, pero no supone una mejora apreciable en cuanto a la interpretación de nuestros datos.

6.3.4 Continuación hacia arriba a 1500 m

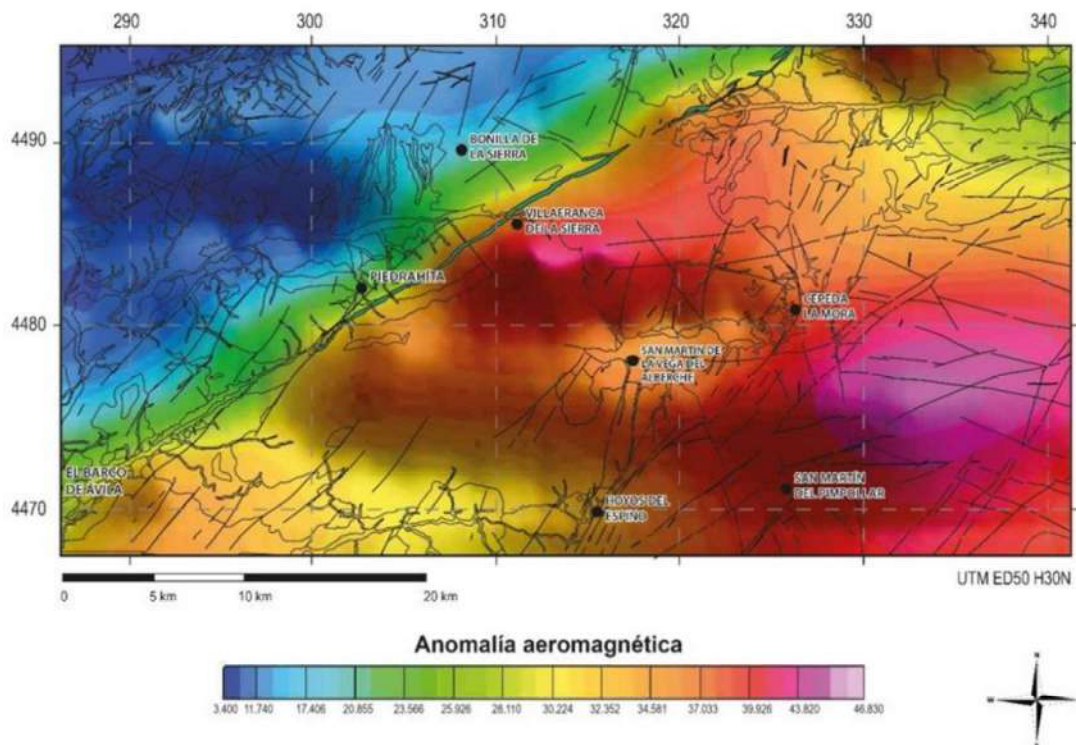


Figure 6.7 Aeromagnetic map of the survey area (Ardizzone *et al.*, 1989). Toponymy, contacts and structures are kept as spatial reference to allow comparison with Figs. 6.2, 6.5 and 6.6.

Figura 6.7 Mapa aeromagnético del área de estudio (Ardizzone *et al.*, 1989). Se han mantenido la toponimia, los contactos y las trazas de las estructuras para que sirvan como referencia espacial para facilitar la comparación con las Figs. 6.2, 6.5 y 6.6.

Para comparar el mapa de anomalía magnética absoluta adquirido en tierra obtenido en este trabajo con el mapa aeromagnético (Fig. 6.7, Ardizzone *et al.*, 1989) es necesario aplicar un filtro al mapa de la anomalía absoluta conocido como ‘continuación hacia arriba’. Como la altura de adquisición del mapa aeromagnético fue de 3000 m y la cota media del área de estudio es de ~ 1500 m, se aplica una continuación hacia arriba de 1500 m (Fig. 6.8). Este algoritmo hace desaparecer o suaviza las anomalías con bajas

longitudes de onda y por ello, de origen superficial. Sin embargo, conserva aquellas anomalías que tienen una mayor longitud de onda y que representan un origen más profundo.

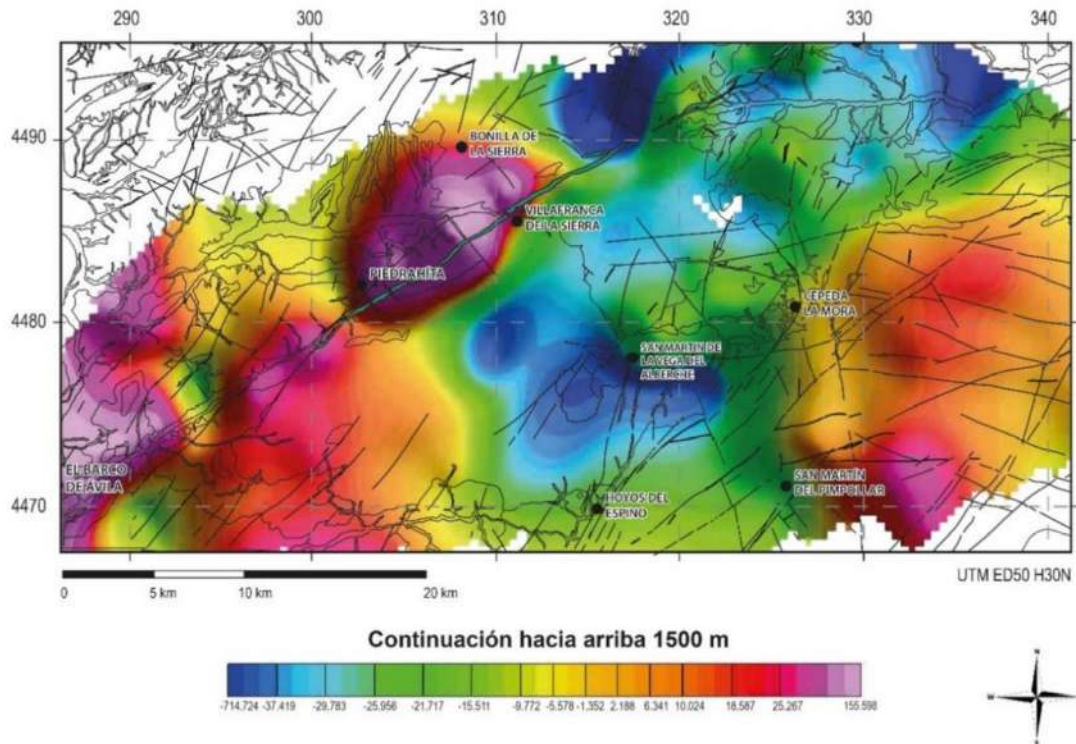


Figure 6.8 Upward continuation to 1500 m of the absolute magnetic anomaly. Toponymy, contacts and structures are kept as spatial reference to allow comparison with Figs. 6.2, 6.5, 6-6, and 6.7.

Figura 6.8 Mapa de la continuación hacia arriba a 1500 m de la anomalía magnética absoluta. La toponimia, los contactos y las estructuras se han mantenido como referencia espacial para facilitar la comparación con las Figs. 6.2, 6.5, 6-6, and 6.7.

El resultado de este proceso (Fig. 6.8) muestra cómo algunas anomalías de alto número de onda se unen de alguna manera entre sí para dar un máximo que se localiza en la zona central del mapa, sobre el DAP. Otros máximos de menor amplitud se sitúan hacia el Este-Sureste y hacia el Suroeste. Comparando con el mapa aeromagnético (Fig. 6.7), se aprecia que: i) el máximo que se localiza en la parte central del DAP se observa en los dos mapas, aunque en el realizado en este trabajo se encuentra encima del dique y ligeramente más meridional, ii) el máximo que aparece al Sur-Sureste del mapa de la Fig. 6.7 aparece también en el mapa aeromagnético, pero de nuevo, mejor definido y separado por un mínimo del máximo asociado al DAP, y iii) el máximo obtenido en la parte Suroeste del mapa y aparentemente relacionado con el DAP, no aparece en el

mapa aeromagnético. Todas estas diferencias son debidas a que el mapa aeromagnético fue adquirido con líneas de vuelo N-S separadas 10 km y líneas E-O separadas 40 km. Por el contrario, el espaciado entre puntos en este trabajo es de un máximo de 2 km, ofreciendo una mayor resolución lateral incluso en el caso de los mapas regionales de la anomalía (continuación hacia arriba de 1500 m, Fig. 6.8).

6.3.5 Espectro radial de potencia

El mapa de anomalía regional mostrado en la Fig. 6.8 nos permite hacer una estimación cualitativa de las fuentes magnéticas que no afloran, pero realmente no nos dan una estimación de la profundidad a la que están. Para hacer una estimación de su localización en la vertical es necesario realizar espectros radiales, donde las anomalías se convierten al espacio de Fourier y su longitud de onda, gradiente y amplitud se interpreta como profundidad.

La aplicación de este método al cálculo de la profundidad de las fuentes que generan la anomalía en la parte de Gredos objeto de este estudio se muestra en la Fig. 6.9. Ésta sugiere que existen contrastes de magnetización y por ello, fuentes magnéticas, a cuatro profundidades distintas: i) 1,32 km; ii) a 0,80 km; iii) a unos 0,34 km y iv) a 0,14 km (Fig. 6.9). Estos valores no implican que no existan fuentes más profundas, sino que dado el tamaño del mapa, los cuerpos más profundos cuya señal magnética se puede ver en un mapa con las dimensiones de nuestra zona de estudio, están a las profundidades señaladas.

Estos valores son indicativos y dependen, además de las profundidades de las fuentes, y del tamaño de la zona muestreada y del intervalo de muestreo. Por ello, los resultados son solo semi-cuantitativos y la interpretación de estos datos ha de hacerse con precaución.

En cualquier caso, el espectro radial muestra que existen fuentes magnéticas aflorantes (límite 140 m) pero que también existen fuentes profundas, situadas al menos a 1.3 km de profundidad, cuyas características no pueden ser estudiadas en este trabajo.

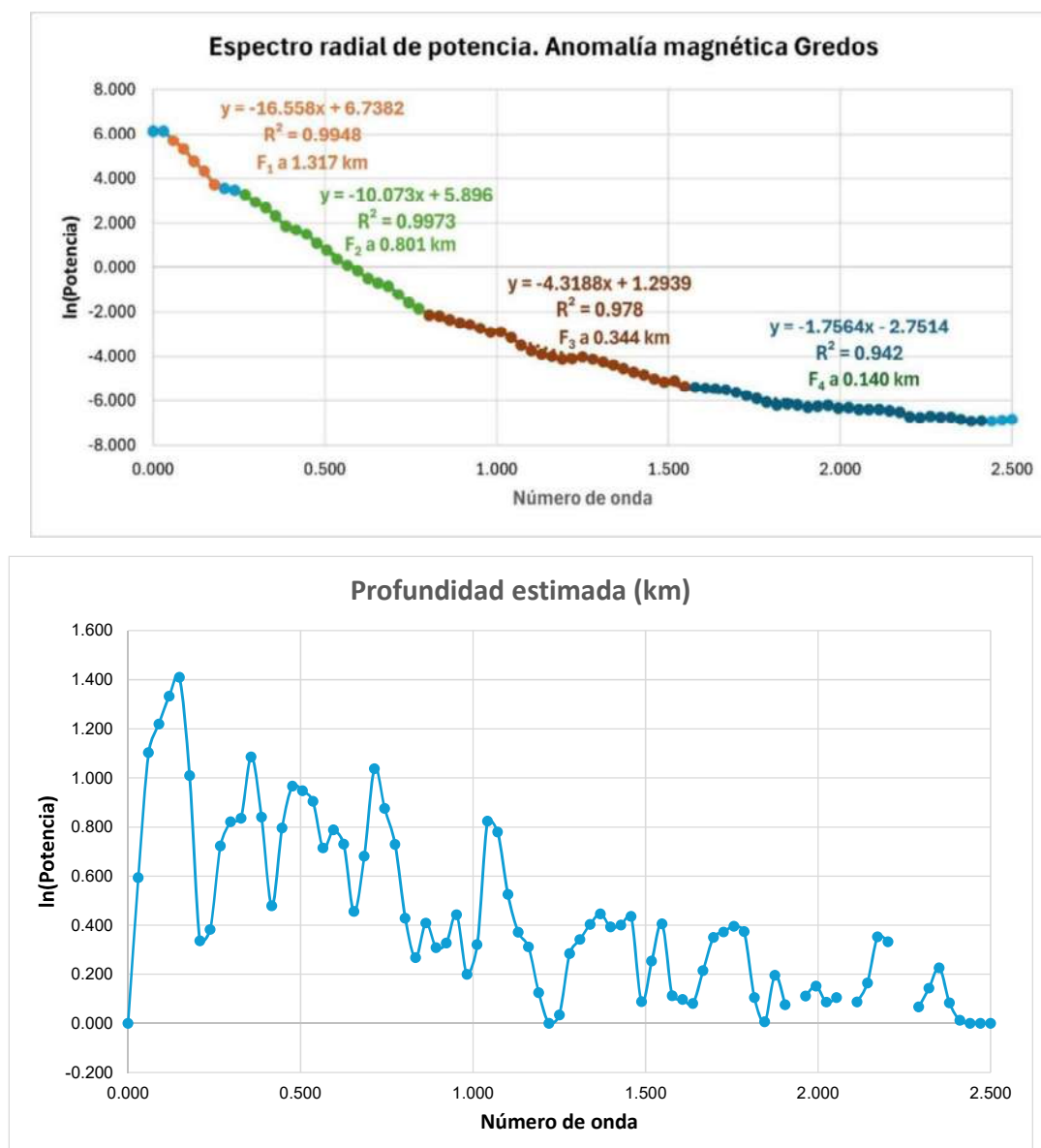


Figure 6.9 Radially averaged power spectrum (top) and depths estimates (bottom) of the sources of the magnetic anomalies in the target area.

Figura 6.9 Espectro radial de potencia (arriba) y profundidades estimadas (debajo) de las fuentes que generan las anomalías en el área de estudio.

6.4. DISCUSIÓN SOBRE EL ORIGEN DE LA ANOMALÍA MAGNÉTICA DEL SISTEMA CENTRAL

La interpretación de datos magnéticos requiere con frecuencia la adquisición de datos de alta resolución, con muestreo en tierra o aerotransportada en vuelos de baja altura, según una malla de puntos situados a distancias no muy lejanas. Es por ello que, con frecuencia, las anomalías observadas en el Mapa aeromagnético de España Peninsular (Ardizzone *et al.*, 1989), excelente para la identificación de rasgos regionales, pero con

baja resolución para la interpretación de anomalías locales, deben ser complementadas con estudios de mayor resolución, que en nuestro caso, y debido a condicionantes económicos, se han adquirido en tierra sobre la superficie topográfica.

El mapa de la anomalía magnética absoluta obtenido (Fig. 6.5) revela dos grupos de máximos importantes: i) los máximos alineados en dirección Noreste-Suroeste que se superponen al Dique Alentejo-Plasencia, lo que les relaciona con esta estructura y ii) los máximos locales, distribuidos de manera heterogénea al Sureste y Suroeste del dique, que no parecen estar relacionados con rocas aflorantes y que por tanto, se asocian a cuerpos ígneos sin identificar, puesto que las rocas aflorantes no son magnéticas.

La relación entre los valores máximos del Mapa aeromagnético de España Peninsular y los obtenidos en la cartografía de detalle para el área de estudio es problemática. En el primero, los máximos valores de la anomalía se obtienen al Sureste del DAP y habría que reducirlos al polo para ver si se solapan con el dique mismo o si están desplazados como consecuencia del intervalo de muestreo. En todo caso, el DAP parece ser el límite entre el máximo y su mínimo asociado, lo que concuerda con la teoría sobre la posición de las anomalías magnéticas en relación con su fuente. Esto difiere del mapa adquirido como parte de este trabajo, donde el muestreo más preciso y cercano permite que haya una relación más directa entre los máximos magnéticos y el DAP. Por otro lado, la geometría más o menos planar de la parte superior de las anomalías situadas al Sureste y Suroeste del DAP, junto con la continuación hacia arriba a 1500 m presentada en la Fig. 6.8, sugieren que existen fuentes magnéticas profundas que pueden llegar a ser volumétricamente más importantes. Sin embargo, el hecho de que no afloren hace que su respuesta magnética no sea tan evidente en el mapa de alta resolución adquirido, de dimensiones limitadas, sobre todo cuando se la compara con la respuesta del DAP.

Por otro lado, el mapa aeromagnético se ha realizado a una altura de vuelo de 3000 m. Ello implica que aunque las fuentes de las anomalías estén situadas a profundidades ligeramente diferentes, la geometría de las mismas no difiera mucho, puesto que la distancia juega un papel crucial en la misma, estando relacionada de manera inversa y exponencialmente con la amplitud de la anomalía. A esto se le suma el hecho de que en el mapa aeromagnético, el muestreo está espaciado 10 km en dirección Norte-Sur y 40 km en dirección Este-Oeste.

Como resultado de este capítulo, podemos señalar que, aparte de la anomalía generada por el Dique Alentejo-Plasencia, la fuente más importante de la CSMA probablemente no aflora. No es posible saber si pueden ser granitos o migmatitas, puesto que los muestreos superficiales no han encontrado valores altos de la susceptibilidad magnética en esas litologías. Únicamente los diques básicos y algunas, muy escasas rocas plutónicas de carácter básico han mostrado valores de la susceptibilidad magnética relevantes, capaces de generar anomalías.

Dado que se ha determinado que la Anomalía Magnética de Galicia Oriental (EGMA) se debe a la magnetización producida en los despegues extensionales generados en las últimas fases de la orogenia Varisca, y debido a que la anomalía aquí estudiada también se encuentra en un domo extensional, el origen de la CSMA podría ser, no tanto la existencia de granitos magnéticos como la de despegues extensionales que magnetizan las rocas a las que afectan. Desafortunadamente, en el Sistema Central no existe cartografía de despegues extensionales, por lo que no se puede saber si las rocas magnéticas que han de existir en profundidad están relacionadas con estructuras de este tipo, o si hipotéticos despegues extensionales aparecen de alguna manera asociados a las anomalías. Además debido al gran volumen de los granitos tardi-Variscos, es probable que alguno de estos despegues pudiera haber sido asimilado por la intrusión de los plutones. Sin embargo, los despegues podrían existir, pero sería a más de 1 km de profundidad según el espectro radial de potencia para esta área, y podrían ser la fuente de la anomalía que tan importante parece en el mapa aeromagnético.

7

CONCLUSIONES

Conclusions

7.1 CARTOGRAFÍA MAGNÉTICA DE LA VENTANA TECTÓNICA DE XISTRAL

Los datos magnéticos adquiridos durante dos campañas terrestres (2015 y 2016) en la Ventana Tectónica de Xistral han servido como base para la realización de una cartografía magnética que aporta nuevos datos en cuanto al origen de la EGMA (*Eastern Galicia Magnetic Anomaly*) y a su relación con las principales estructuras Variscas.

Se ha adquirido un mapa magnético terrestre en un domo estructural y metamórfico extensional tardío de la Orogenia Varisca que coincide con la EGMA. Nuestro estudio cubre la Ventana Tectónica de Xistral, donde aflora el autóctono relativo del Manto de Mondoñedo y parte de las rocas que la rodean. El nuevo mapa muestra anomalías de longitud de onda relativamente corta y gran amplitud que deben modelarse con cuerpos magnéticos someros. Los máximos coinciden con afloramientos de zonas de cizalla extensional previamente identificadas y asociadas a despegues tardi-Variscos. Las más importantes son la Zona de Cizalla de Viveiro, la Zona de Cizalla Basal del Manto de

Mondoñedo, reactivada durante la extensión, y el Despegue Extensional Inferior, cuyas bandas de deformación dúctil tienen unos pocos kilómetros de espesor. La primera y la última son responsables de las anomalías de mayor amplitud.

Hay una relación directa entre las anomalías y las rocas metamórficas de alta T/baja P del Domo de Lugo. Esto no implica una relación biunívoca entre magnetización y litología. Únicamente cuando dichas rocas se encuentran en las zonas de cizalla de los despegues de las fases E1 y sobre todo E2, pudieron desarrollar magnetita abundante y contribuyen mayoritariamente a la anomalía. Las rocas magnéticas incluyen granitos inhomogéneos, migmatitas, paragneises, cuarcitas, y esquistos. Estas litologías pueden tener alta susceptibilidad magnética y también portar una magnetización remanente que con frecuencia es de polaridad inversa.

La modelización de la anomalía a lo largo de dos secciones geológicas en el Sur de la Ventana Tectónica de Xistral muestra que el buzamiento de la Falla de Viveiro y su zona de cizalla asociada es menor de lo estimado hasta la fecha, situándose en torno a los 20° al Oeste.

Los resultados de este trabajo corroboran los últimos modelos acerca del origen de la EGMA y aportan información acerca de la edad y evolución de los dos oroclinales presentes en el Macizo Ibérico, puesto que parecen indicar que la magnetización es anterior a la formación del Arco Ibero-Armoricano.

7.2 APORTACIÓN DE LA PETROLOGÍA METAMÓRFICA A LA INTERPRETACIÓN DE LA EGMA

Se ha estudiado, desde un punto de vista metamórfico, el origen de la Anomalía Magnética de Galicia Oriental (EGMA) en la parte Norte del Domo de Lugo, ya que trabajos estructurales y geofísicos previos han mostrado su relación con los despegues extensionales dúctiles de finales de la Orogenia Varisca. La componente inducida de la magnetización es fundamentalmente portada por magnetita mientras que la hematites es la principal portadora de la remanencia.

La investigación confirma que la cristalización de la magnetita está relacionada con la evolución metamórfica del domo gneísico. Se han realizado cálculos de equilibrio de

fases en tres pares de muestras, cada par perteneciente a la misma unidad estratigráfica, y en dos de los casos con una posición estructural comparable en el Manto de Mondoñedo o su autóctono relativo. Cada par contiene un miembro no magnético y un equivalente magnético. Mientras que las muestras no magnéticas registran las condiciones metamórficas del evento metamórfico de tipo Barroviense relacionadas con el engrosamiento de la corteza orogénica (560-640 °C; 6,5-8,7 kbar), las asociaciones minerales dominantes en las muestras magnéticas se desarrollaron tras la descompresión en condiciones típicas de un gradiente de tipo Buchan, de baja presión y alta temperatura (500-620 °C; 1,5-6 kbar).

Se interpreta que la magnetización se produjo durante la exhumación, como resultado de la interacción roca-fluido en tres despegues extensionales. Dos de ellos son la reactivada Zona de Cizalla Basal del Manto de Mondoñedo y el Despegue Extensional Inferior, y el tercero es la Zona de Cizalla de Viveiro.

En el par muestreado en el bloque superior del Cabalgamiento Basal del Manto de Mondoñedo, la muestra no magnética refleja las condiciones Barrovienses en la base del manto, mientras que la muestra magnética, cuya posición estaba originalmente varios kilómetros más arriba, refleja la evolución del tercer despegue significativo, la Falla de Viveiro y su zona de cizalla. En este último caso, la evolución fue progradante debido a la ausencia de exhumación significativa y al calor proporcionado por el ascenso del Domo de Lugo, caliente y con rocas parcial o totalmente fundidas.

7.3 PALEOMAGNETISMO EN LA CALIZA DE URDA-LOS NAVALUCILLOS

Se ha llevado a cabo un estudio magnético y paleomagnético en calizas Cámbricas de la región de Urda, en la Zona Centro Ibérica, donde existe una interferencia entre las fases de plegamiento Variscas C1 y C3. La zona de estudio y los afloramientos muestreados fueron elegidos de forma que no mostraran influencia térmica de la deformación extensional tardi-Varisca ni del metamorfismo asociado de alta T/baja P común en las partes internas del Macizo Ibérico. Los resultados obtenidos son significativos para la interpretación de los dos oroclinales Variscos de la Península Ibérica.

Los datos paleomagnéticos muestran una remagnetización estable portada por pirrotina con declinaciones de Norte a Noroeste y bajas inclinaciones negativas compatibles con

la adquisición durante un cron Carbonífero medio, anterior al evento Kiaman, de polaridad inversa. Las variaciones en la declinación se explican por la adquisición durante y sobre todo, después del desarrollo de los pliegues C3 y son congruentes con una rotación de eje vertical en el sentido de las agujas del reloj de lo que constituye el actual flanco Sur del Arco Centro Ibérico. Estos datos refuerzan la idea de la existencia de una rotación del eje vertical, parcialmente contemporánea con el plegamiento C3, relacionada con el desarrollo del Arco Centro Ibérico. Así mismo sugieren una edad relativamente antigua en el desarrollo de ese plegamiento y arco en relación con el Arco Ibero-Armoricano. Tanto el plegamiento C3 como la formación del Arco Centro Ibérico están genéticamente relacionados y probablemente ocurrieron durante el Serpukhoviense-Bashkiriense.

7.4 LA ANOMALÍA MAGNÉTICA DEL SISTEMA CENTRAL

La adquisición de un mapa magnético al Norte de la Sierra de Gredos y en el Complejo de la Peña Negra ha proporcionado datos de mayor resolución que la del Mapa aeromagnético de España Peninsular que han permitido avanzar en los modelos acerca del origen de la anomalía. Dichos resultados son extrapolables a toda la anomalía magnética del Sistema Central Español.

El nuevo mapa de anomalía magnética absoluta obtenido indica que la fuente más superficial de la anomalía es el Dique Alentejo-Plasencia. Ello viene corroborado por las susceptibilidades magnéticas medidas en campo ($\kappa < 30 \times 10^{-3}$ SI), la geometría de la anomalía asociada (linear, con máximos y mínimos vinculados) y el resultado de los espectros radiales.

Por otro lado, el Mapa aeromagnético de la Península Ibérica muestra un máximo de mayor intensidad al Sureste del dique que no ha sido totalmente caracterizado en nuestros datos. Esto se debe probablemente a que la fuente de dicho máximo no aflora y su longitud de onda es mayor que la zona abarcada en este estudio. Esto viene apoyado por el hecho de que las rocas aflorantes tienen valores de la susceptibilidad magnética bajos ($\kappa < 0.3 \times 10^{-3}$ SI). Sin embargo, la dificultad de acceso a partes del área estudiada puede haber influido en la cartografía de la anomalía obtenida, debido a un muestreo incompleto de las susceptibilidades magnéticas.

En el Domo Extensional de Lugo-Sanabria, los despegues extensionales se desarrollaron bajo unas condiciones metamórficas que favorecieron la magnetización de las rocas durante la deformación. Sin embargo, la relación entre la magnetización y los despegues extensionales se ha establecido únicamente en el Domo de Lugo, que representa la parte Norte de la EGMA, donde la erosión alcanzó partes profundas del Manto de Mondoñedo y su autóctono relativo, que aflora en la Ventana Tectónica de Xistral. En el Domo de Sanabria, que representa niveles estructurales más altos y coincide con la parte Sur de la EGMA, no se han identificado despegues extensionales.

Puesto que el Sistema Central es también un domo térmico, se puede proponer un origen similar al de la EGMA para la anomalía magnética estudiada. Desafortunadamente, no se han identificado despegues extensionales en esta parte del Sistema Central. Además, la gran cantidad de granitos tardíos hace que estas estructuras, de haber existido, hayan sido asimiladas por los granitos, dificultando su identificación, por lo que esta hipótesis no puede ser probada. De cualquier manera, la componente de gran longitud de onda de la anomalía del Sistema Central parece sugerir una fuente no aflorante.

7.1 MAGNETIC MAPPING OF THE XISTRAL TECTONIC WINDOW

Ground magnetic data acquired during 2015 and 2016 in the Xistral Tectonic Window have served as the basis for magnetic mapping providing new constraints on the origin of the EGMA and its relationship to major Variscan structures.

The above mentioned ground magnetic map was acquired in a late extensional structural and metamorphic dome of the Variscan Orogeny coincident with the Eastern Galicia Magnetic Anomaly (EGMA). Our study area covers the Xistral Tectonic Window, where the relative autochthonous of the Mondoñedo Nappe and part of the surrounding outcropping rocks. The new map shows relatively short wavelength and large amplitude anomalies that must be modeled with shallow magnetic bodies. The maxima coincide with outcrops of previously identified extensional shear zones associated with late-Variscan detachments. The more important ones are the Viveiro Shear Zone, the Basal Shear Zone of the Mondoñedo Nappe, reactivated during extension, and the Lower Extensional Detachment, whose zones of ductile deformation are several kilometers thick. The first and the later are responsible for the largest amplitude anomalies.

Modeling of the anomaly across two sections located at the South of the Xistral Tectonic Window shows that the Viveiro Fault's dip and that of its extensional detachment is around 20°, less steep than previously thought.

Results of this work support previous models about the origin of the EGMA and shed light on the age and evolution of the two oroclines of the Iberian Massif, as the EGMA is affected by the bend of the Ibero-Armorican Arc.

7.2 CONTRIBUTION OF THE METAMORPHIC PETROLOGY TO THE INTERPRETATION OF THE EGMA

The origin of the Eastern Galicia Magnetic Anomaly (EGMA), in the northern part of the Lugo Dome, has been studied from a metamorphic perspective, as previous structural and geophysical works have shown its relationship with Late Variscan ductile extensional detachments. The induced component of the magnetization is primarily carried by magnetite, while hematite is the main carrier of remanence.

The research confirms that the crystallization of magnetite is related to the metamorphic evolution of the gneiss dome. Phase equilibrium calculations were performed on three pairs of samples, each pair belonging to the same stratigraphic unit, and in two cases with a comparable structural position in the Mondoñedo Nappe or its relative autochthon. Each pair contains a non-magnetic member and a magnetic equivalent. While the non-magnetic samples record the metamorphic conditions of a Barrowian metamorphic event related to the thickening of the orogenic crust (560-640 °C; 6.5-8.7 kbar), the dominant mineral associations in the magnetic samples developed after decompression under a metamorphic gradient of Buchan type, characterized by low-pressure, and high-temperature conditions (500-620 °C; 1.5-6 kbar).

The magnetization is interpreted to have occurred during exhumation, as a result of rock-fluid interaction along three extensional detachments. Two of them are the reactivated Basal Shear Zone of the Mondoñedo Nappe and the Lower Extensional Detachment. The third is the Viveiro Shear Zone.

However, in the sampled pair from the upper block of the Mondoñedo Nappe, the non-magnetic sample reflects Barrowian conditions at the base of the nappe, while the magnetic sample, whose original position was several kilometers higher, reflects the evolution of the third significant detachment, the Viveiro Fault and its associated shear zone. In this case, the evolution was prograde due to the lack of significant exhumation and the heat provided by the ascent of the Lugo Dome, which was hot and composed of partially to fully molten rocks.

7.3 PALEOMAGNETISM IN THE URDA-LOS NAVALUCILLOS LIMESTONE

We have conducted a magnetic and paleomagnetic study on Cambrian limestones of the Urda region, in the Central Iberian Zone. This region exhibits interferences between the Variscan C1 and C3 folding phases. The study area and the sampled outcrops were selected with the aim of avoiding the thermal influence of extensional deformation and its associated high T/low P metamorphism, which are prevalent in the inner regions of the Iberian Massif. The findings are crucial for the interpretation of the two Variscan oroclines of the Iberian Peninsula.

The paleomagnetic data indicate the presence of a stable pyrrhotite-bearing remagnetization with North to Northwest declinations and low, negative inclinations, which are consistent with acquisition during a mid-Carboniferous chron predating the reverse polarity Kiaman event. The observed variations in declination can be explained by acquisition during, and especially after, the development of the C3 folds, and are congruent with a clockwise rotation of what constitutes the present-day southern flank of the Central Iberian Arc. These data reinforce the hypothesis that a vertical axis rotation occurred, partially coeval with the C3 folding and related to the development of the Central Iberian Arc. In addition, the results suggest that this arc is somewhat older than previously thought. The C3 folding and the formation of the Central Iberian Arc are genetically related and probably occurred during the Serpukhovian-Bashkirian.

7.4 THE CENTRAL SYSTEM MAGNETIC ANOMALY

The acquisition of a ground magnetic map in the North of the Sierra de Gredos and in the Peña Negra Complex has provided higher resolution data that sheds some light on the origin of the anomaly. These results can be extrapolated to the entire magnetic anomaly associated with the Spanish Central System.

The new absolute magnetic anomaly map indicates that the shallowest source of the anomaly is the Alentejo-Plasencia Dyke. This is supported by the magnetic susceptibilities of its rocks, which were measured in the field ($\kappa < 30 \times 10^{-3}$ SI), by the geometry of the associated anomaly (linear with associated maxima and minima) and by the result of the radial spectra.

On the other hand, the aeromagnetic map of the Iberian Peninsula shows a maximum of higher intensity to the Southwest of the dyke that was not fully detected by our data. This is probably due to the fact that this maximum has a deeper source whose long wavelength anomaly cannot be totally identified in our data. In addition, rocks measured at the surface (except in the dyke) have low magnetic susceptibility values ($\kappa < 0.3 \times 10^{-3}$ SI) indicating the lack of shallow contribution to the anomaly. However, we cannot exclude the possibility that the complicated access to some areas of the mountain range may have affected the obtained anomaly map due to incomplete sampling of the magnetic susceptibilities.

In the Lugo-Sanabria extensional Dome, extensional detachments developed under metamorphic conditions that favored magnetization of rock during deformation. However, the relationship between magnetization and extensional detachments has been established only in the Lugo Dome, which represents the northern part of the EGMA, where erosion reached deep parts of the Mondoñedo Nappe and its relative autochthon, which crops out in the Xistral Tectonic Window. No extensional detachments have been identified in the Sanabria Dome, which represents higher structural levels and coincides with the southern part of the EGMA.

Because the studied area is also part of a thermal dome, we envisage an origin for the Central System Magnetic Anomaly similar to that of the EGMA. Unfortunately, we have not identified any extensional detachments in that part of the Central System. In addition, the large amount of late Variscan granites implies that these extensional structures, if they ever existed, may have been assimilated by the granites, making their identification difficult, so that this hypothesis cannot be tested. Anyway, it seems clear that the long wavelength component of the Central System Magnetic Anomaly requires a deep source.

8

REFERENCIAS

References

- Adell Argilés, F., González Lodeiro, F., Tena-Dávila Ruiz, M. (1978). *Mapa geológico de España Serie MAGNA 1:50.000, Hoja 434, Barahona*. IGME, Madrid.
- Adell Argilés, F., González Lodeiro, F., Tena-Dávila Ruiz, M. (1981). *Mapa geológico de España Serie MAGNA 1:50.000, Hoja 461, Sigüenza*. IGME, Madrid.
- Aerden, D.G.A.M. (2004). Correlating deformation in Variscan NW-Iberia using porphyroblasts; implications for the Ibero-Armorican Arc. *Journal of Structural Geology*, 26(1), 177–196. [https://doi.org/10.1016/S0191-8141\(03\)00070-1](https://doi.org/10.1016/S0191-8141(03)00070-1)
- Aerden, D.G.A.M. (2011). Porphyroblast inclusion trails: key to unfolding the history of the Ibero-Armorican- and Central-Iberian oroclines. In D.G.A.M. Aerden, and S.E. Johnson (Eds.), *The interrelationship between deformation and metamorphism* (pp. 40–41). Granada: Universidad de Granada (unpublished conference volume).
- Alcock, J. E., Martínez Catalán, J. R., Arenas, R., and Díez Montes, A. (2009). Use of thermal modelling to assess the tectono-metamorphic history of the Lugo and Sanabria gneiss domes, Northwest Iberia. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 180 (3), 179–197. <https://doi.org/10.2113/gssgfbull.180.4.179>
- Alcock, J.E., Martínez Catalán, J.R., Rubio Pascual, F.J., Montes, A.D., Fernández, R. D., Barreiro, J.G., Arenas, R., Días da Silva, Í., and Clavijo, E.G. (2015). 2-D thermal modeling of HT–LP metamorphism in NW and Central Iberia: Implications for Variscan magmatism, rheology of the lithosphere and orogenic evolution. *Tectonophysics*, 657, 21–37. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2015.05.022>

- Ali, M. Y., Fairhead, J. D., Green, C. M., and Noufal, A. (2017). Basement structure of the United Arab Emirates derived from an analysis of regional gravity and aeromagnetic database. *Tectonophysics*, 712–713, 503–522. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2017.06.006>
- Aller, J., and Bastida, F. (1993). Anatomy of the Mondoñedo Nappe basal shear zone (NW Spain). *Journal of Structural Geology*, 15 (12), 1405–1419. [https://doi.org/10.1016/0191-8141\(93\)90002-R](https://doi.org/10.1016/0191-8141(93)90002-R)
- Aller, J., Zeyen, H. J., Pérez-Estaún, A., Pulgar, J. A., and Parés, J. M. (1994). A 2.5D interpretation of the Eastern Galicia Magnetic Anomaly (northwestern Spain): Geodynamical implications. *Tectonophysics*, 237(3-4), 201–213. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(94\)90255-0](https://doi.org/10.1016/0040-1951(94)90255-0)
- Álvarez-Marrón, J., Pérez-Estaún, A., Dañobeitia, J.J., Pulgar, J.A., Martínez Catalán, J. R., Marcos, A., Bastida, F., Aller, J., Ayarza Arribas, P., Gallart, J., González Lodeiro, F., Banda, E., Comas, M.C., and Córdoba, D. (1995). Results from the ESCI-N3.1 and ESCI-N3.2 marine deep seismic profiles in the northwestern Galicia Margin. *Rev. Soc. Geol. Esp.* 8 (4), 331–339.
- Álvarez-Marrón, J., Pérez-Estaún, A., Dañobeitia, J.J., Pulgar, J.A., Martínez Catalán, J. R., Marcos, A., Bastida, F., Ayarza Arribas, P., Aller, J., Gallart, J., González Lodeiro, F., Banda, E., Comas, M.C., and Córdoba, D. (1996). Seismic structure of the northern continental margin of Spain from ESCIN deep seismics profiles. *Tectonophysics* 264, 153–174.
- Andrés, J., Marzán, I., Ayarza, P., Martí, D., Palomeras, I., Torné, M., *et al.* (2018). Curie Point Depth of the Iberian Peninsula and Surrounding Margins. *Journal of Geophysical Research*, 123(3), 2049–2068. <https://doi.org/10.1002/2017JB014994>
- Apalategui, O., Borrero, J.D., and Higuera, P. (1985). División en grupos de rocas en Ossa-Morena Oriental. 5ª Reunión del Grupo de Ossa-Morena (1983). *Temas Geológico-Mineros*. IGME 73–80.
- Appel, E., Crouzet, C., Schill, E. (2012). Pyrrhotite remagnetizations in the Himalaya: a review. In: Elmore, R.d., Muxworthy, A.R., Aldana, M.M., Mena, M. (Eds.), *Remagnetization and chemical alteration of sedimentary rocks*, Geological Society, London, Special Publications, 371 (1), 163–180. <https://doi.org/10.1144/sp371.1>
- Arandilla Mena, P., Corral Marhuenda, A., Ferreira Picado, D., Martín Herrero, D. (1975). *Mapa geológico de España Serie MAGNA 1:50.000, Hoja 659, Lillo*. IGME, Madrid.
- Aranguren, A. Román-Berdiel, T. Cuevas, J. y Tubía, J.M. (2000) Fábrica magnética del plutón de La Tojiza (Galicia). *Revista de la sociedad Geológica de España*, 13 (1):121-130
- Ardizzone, J., Mezcuá, J. and Socías, I. (1989). *Mapa aeromagnético de España Peninsular. Escala 1:1.000.000*. Instituto Geográfico Nacional, Madrid.
- Arenas, R., and Martínez Catalán, J.R. (2003). Low-P metamorphism following a Barrovian type evolution. Complex tectonic controls for a common transition, as deduced in the Mondoñedo thrust sheet (NW Iberian Massif). *Tectonophysics* 365, 143–164. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(03\)00020-9](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(03)00020-9)
- Arenas, R., Martínez Catalán, J.R., Sánchez Martínez, S., Díaz García, F., Abati, J., Fernández-Suárez, J., Andonaegui, P., and Gómez-Barreiro, J. (2007a). Paleozoic ophiolites in the Variscan suture of Galicia (northwest Spain): Distribution, characteristics, and meaning. In *Geological Society of America Memoirs* (Vol. 200, pp. 425–444). Geological Society of America. [https://doi.org/10.1130/2007.1200\(22\)](https://doi.org/10.1130/2007.1200(22))

- Arenas, R., Martínez Catalán, J.R., Sánchez Martínez, S., Fernández-Suárez, J., Andonaegui, P., Pearce, J.A., and Corfu, F., (2007b). The Vila de Cruces Ophiolite: a remnant of the early Rheic Ocean in the Variscan suture of Galicia (NW Iberian Massif). *Journal of Geology*. 115 (2), 129–148.
- Arthaud, F., Matte, P. (1975). Les décrochements tardi-hercyniens du sud-ouest de l'Europe, geometrie et essai de reconstitution des conditions de la deformation. *Tectonophysics*, 25, 139-171.
- Arthaud, F., Matte, P. (1977). Late Paleozoic strike-slip faulting in southern Europe and northern Africa: result of a right-lateral shear zone between the Appalachians and the Urals. *Geological Society of America Bulletin*, 88, 1305-1320.
- Ayarza, P., Martínez Catalán, J.R., Gallart, J., Dañobeitia, J.J., and Pulgar, J.A. (1998). Estudio Sísmico de la Corteza Ibérica Norte 3.3: a seismic image of the Variscan crust in the hinterland of the NW Iberian Massif. *Tectonics* 17, 171–186.
- Ayarza, P., and Martínez Catalán, J.R. (2007). Potential field constraints on the deep structure of the Lugo gneiss dome (NW Spain). *Tectonophysics*, 439 (1-4), 67–87. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2007.04.007>
- Ayarza, P., Martínez Catalán, J.R., Álvarez Lobato, F., Villalaín, J. J., Reguilón, R. (2009). The effect of remanent magnetization in the Eastern Galicia Magnetic Anomaly: constraints on the source of the remanence and implications for the geological model. *Geophysical Research Abstracts*, 11. EGU2009-4031. Viena
- Ayarza, P., Villalaín, J. J., Martínez Catalán, J. R., Álvarez Lobato, F., Durán Oreja, M., Calvín, P., Recio, C., Suárez, M., and Gómez Martín, E. (2021). Characterizing the Source of the Eastern Galicia Magnetic Anomaly (NW Spain): The Role of Extension in the Origin of Magnetization at the Central Iberian Arc. *Tectonics*, 40(3), e2020TC006120. <https://doi.org/10.1029/2020TC006120>
- Ayarza, P., Rivero Montero, M., Gómez Barreiro, J., Martínez Catalán, J. R., Calvín, P., Sánchez Sánchez, Y., and Palomeras, I. (2024). Potential field signature of a late-Variscan extended realm. Implications for western Iberia Sn-W mineralization, EGU General Assembly 2024, Vienna, Austria, 14–19 Apr 2024, EGU24-7682, <https://doi.org/10.5194/egusphere-egu24-7682>, 2024.
- Azor, A., González Lodeiro, F., and Simancas, F. (1994). Tectonic evolution of the boundary between the Central Iberian and Ossa-Morena zones (Variscan belt, Southwest Spain). *Tectonics* 13, 45–61. <https://doi.org/10.1029/93TC02724>
- Ballèvre, M., Martínez Catalán, J.R., López-Carmona, A., Pitra, P., Abati, J., Fernández, R.D., Ducassou, C., Arenas, R., Bosse, V., Castiñeiras, P., Fernández-Suárez, J., Gómez Barreiro, J., Paquette, J.-L., Peucat, J.-J., Poujol, M., Ruffet, G., Sánchez Martínez, S. (2014). Correlation of the nappe stack in the Ibero Armorican arc across the Bay of Biscay: A joint French–Spanish project. In: Schulmann, K., Martínez Catalán, J.R., Lardeaux, J.M., Janousek, V., Oggiano, G. (Eds.), *The Variscan Orogeny: Extent, Timescale and the Formation of the European Crust*. Geological Society, London, Special Publications, 405, 77-113. <https://doi.org/10.1144/SP405.13>
- Bandrés, A., Eguíluz, L., Pin, C., Paquette, J.L., Ordóñez, B., Le Fèvre, B., Ortega, L.A., and Gil Ibarguchi, J.I. (2004). The northern Ossa-Morena Cadomian batholith (Iberian Massif): magmatic arc origin and early evolution. *Int. J. Earth Sci.* 93, 860–885. <https://doi.org/10.1007/s00531-004-0423-6>

- Baptiste, J., Martelet, G., Faure, M., Beccaletto, L., Reninger, P. A., Perrin, J., and Chen, Y. (2016). Mapping of a buried basement combining aeromagnetic, gravity and petrophysical data: The substratum of southwest Paris Basin, France. *Tectonophysics*, 683, 333–348. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2016.05.049>
- Baranov, V., and Naudy, H. (1964). Numerical calculation of the formula of reduction to the magnetic pole. *GEOPHYSICS*, 29(1), 67–79. <https://doi.org/10.1190/1.1439334>
- Bard, J. P., Capdevila, R., Matte, P. (1971). La structure de la chaîne hercynienne de la Meseta Ibérique: Comparaison avec les segments voisins. Symposium CNEXO I, 4, Histoire structural du Golfe de Gascogne, pp. 1-68. Paris: Publications de l'Institut Français du Pétrole, Technip.
- Bascones Alvira, L., González Lodeiro, F., Martínez Álvarez, F. (1978). *Mapa geológico de España Serie MAGNA 1:50.000, Hoja 433, Atienza*. IGME, Madrid.
- Bascones Alvira, L., González Lodeiro, F., Martínez Álvarez, F. (1980). *Mapa geológico de España Serie MAGNA 1:50.000, Hoja 460, Hiendelaencina*. IGME, Madrid.
- Bascones Alvira, L., Lendínez González, A., Martín Herrero, D., Tena-Dávila Ruiz, M. (1979). *Mapa geológico de España Serie MAGNA 1:50.000, Hoja 540, Checa*. IGME, Madrid.
- Bastida, F. and Pulgar, J.A. (1978). La estructura del Manto de Mondoñedo entre Burela y Tapia de Casariego (Costa Cantábrica, NW de España). *Trabajos de Geología, Universidad de Oviedo*, 10, 75–124.
- Bastida, F., Martínez Catalán, J. R., and Pulgar, J. A. (1986). Structural, metamorphic and magmatic history of the Mondoñedo nappe (Hercynian belt, NW Spain). *Journal of Structural Geology*, 8 (3-4), 415–430. [https://doi.org/10.1016/0191-8141\(86\)90060-X](https://doi.org/10.1016/0191-8141(86)90060-X)
- Bea, F. (1985). Los granitoides hercínicos de la mitad occidental del Batolito de Avila (Sector de Gredos). Aproximación mediante concepto de superficies. *Revista de la Real Academia de Ciencias Físicas, Exactas y Naturales de Madrid*, 79, pp: 549-572.
- Bea, F. Montero, P., Molina J.F. (1999). Mafic precursors peraluminous granitoids, and late lamprophyres in the Avila Batolith: a model for the generation os Variscan batholiths in Iberia. *Jour: Geol*, 107:399-419.
- Bea, F., Montero, P., Talavera, C., and Zinger, T. (2006). A revised Ordovician age for the Miranda do Douro orthogneiss, Portugal. Zircon U-Pb ion-microprobe and LA ICPMS dating. *Geologica Acta*, 4 (3), 395–401. <https://doi.org/10.1344/105.000000353>
- Bergamín, J.F., González Casado, J.M. (1985). Avance de la interpretación geotectónica del emplazamiento del plutón granítico de Madrudejos (Toledo), basada en determinaciones gravimétricas. *Estudios Geológicos*, 42, 301-305.
- Blakely, R. J. (1996). *Potential Theory in Gravity and Magnetic Applications* (441 p.). Cambridge: Cambridge University Press.
- Blatrix, P., and Burg, J.P. (1981). $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dates from Sierra Morena (Southern Spain): Variscan metamorphism and Cadomian Orogeny. *Neues Jb. Mineral. Monat.* 10, 470–478.
- Borradaile, G. J. (1991). Correlation of strain with anisotropy of magnetic susceptibility (AMS) *Pure Appl. Geophys.*, 135, 15-29.
- Borradaile, G.J. and Tarling, D.H. (1981). The influence of deformation mechanisms on magnetic fabrics in weakly deformed rocks. *Tectonophysics* 77, 151–168. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(81\)90165-7](https://doi.org/10.1016/0040-1951(81)90165-7)

- Borradaile, G.J. and Werner, T. (1994). Magnetic anisotropy of some phyllosilicates. *Tectonophysics* 235, 223–248. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(94\)90196-1](https://doi.org/10.1016/0040-1951(94)90196-1).
- Borradaile, G.J. and Henry, B. (1997). Tectonic applications of magnetic susceptibility and its anisotropy. *Earth-Science Rev.* 42, 49–93. <https://doi.org/10.1016/S00>
- Borradaile, G.J. and Jackson, M. (2004). Anisotropy of magnetic susceptibility (AMS): magnetic petrofabrics of deformed rocks. *Geol. Soc. London, Spec. Publ.* 238, 299–360. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2004.238.01.18>
- Butler, R. F. (1992) *Paleomagnetism: magnetic domains to geological terranes*. Blackwell Scientific Publications, Boston.
- Calvín, P., Casas, A. M., Villalaín, J. J., and Tierz, P. (2014). Reverse magnetic anomaly controlled by Permian igneous rocks in the Iberian Chain (N Spain). *Geológica Acta*, 12(3), 193–207. <https://doi.org/10.1344/GeologicaActa2014.12.3.2>
- Calvín, P., Bógalo, M.F., Villalaín, J.J., Román-Berdiel, T., Falcón, I., Torres-López, S., Mochales, T., Herrejón-Lagunilla, Á., (2023). Magnetic Properties of the Jurassic Sedimentary Rocks of the Central High Atlas Affected by a Regional Chemical Remagnetization, in: Calvín, P., Casas-Sainz, A.M., Román-Berdiel, T., Villalaín, J.J. (Eds.), *Tectonic Evolution of the Moroccan High Atlas: A Paleomagnetic Perspective*. Springer International Publishing, Cham, pp. 249–284. https://doi.org/10.1007/978-3-031-16693-8_3
- Capdevila, R. (1969). Le métamorphisme régional progressif et les granites dans le segment hercynien de Galice nord oriental (NW de l'Espagne). PhD Thesis. Université de Montpellier, 430 pp.
- Capdevila, R. and Vialette, Y., (1970). Estimation radiométrique de l'âge de la deuxième phase tectonique hercynienne en Galice Moyenne (Nord-Ouest de l'Espagne). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris*, 270, 2527–2530.
- Capote, R., Villamor, P. y Tsige, M. 1996. La tectónica alpina de la Falla de Alentejo Plasencia (Macizo Hespérico). *Geogaceta*, 20 (4), pp. 921–924.
- Carrasco, R.M., de Pedraza, J. y Rubio, J.C. (1991). Actividad neotectónica en el valle del Jerte. *Cuaternario y geomorfología*, pp. 15–25.
- Cebriá, J.M., López-Ruiz, J., Doblas, M., Martins, L.T., Munha, J. (2003) Geochemistry of the Early Jurassic Messejana-Plasencia dyke (Portugal Spain); Implications on the origin of the Central Atlantic Province. *Journal of Petrology*, 44 (3), pp. 547–568.
- Chadima, M. and Hrouda, F. (2005). Remasoft 3.0 a user-friendly paleomagnetic data browser and analyzer. *Travaux Géophysiques*, 27, 20–21.
- Chadima, M. and Hrouda, F. (2006). Remasoft 3.0 a user-friendly paleomagnetic data browser and analyzer. *Travaux Géophysiques*, 27, 20–21.
- Chadima, M. and Jelinek, V. (2009). Anisoft 4.2: Anisotropy Data Browser for Windows. Agico.
- Chadima, M. and Hrouda, F. (2009). Cureval 8.0: Thermomagnetic Curve Browser for Windows.
- Chappell, B.W. and White, A.J.R. (1974) Two Contrasting Granite Types. *Pacific Geology*, 8, 173–174.
- Clark, D. A. (1997). Magnetic petrophysics and magnetic petrology: Aids to geological interpretation of magnetic surveys. *AGSO Journal of Australian Geology and Petrophysics*, 17(2), 83–103.

- Coggon, R. and Holland, T.J.B. (2002). Mixing properties of phengitic micas and revised garnet–phengite thermobarometers. *Journal of Metamorphic Geology*, 20, 683–696. <http://dx.doi.org/10.1046/j.1525-1314.2002.00394.x>
- Collison, D. W. (1983) *Methods in rock magnetism and paleomagnetism*. Chapman and Hall, London.
- Corretgé, L.G. (1971). *Estudio petrológico del Batolito de Cabeza de Araya (Cáceres)*. Tesis Doctoral, Universidad de Salamanca.
- Dallmeyer, R.D., Martínez Catalán, J.R., Arenas, R., Gil Ibarguchi, J.I., Gutiérrez Alonso, G., Farias, P., Aller, J. and Bastida, F. (1997). Diachronous Variscan tectonothermal activity in the NW Iberian Massif: Evidence from ⁴⁰Ar/³⁹Ar dating of regional fabrics. *Tectonophysics*, 277, 307–337. [http://dx.doi.org/10.1016/S0040-1951\(97\)00035-8](http://dx.doi.org/10.1016/S0040-1951(97)00035-8)
- 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 Capitani, C., and Petrakakis, K. The computation of equilibrium assemblage diagrams with Theriak/Domino software. *American Mineralogist* 95, 1006–1016 (2010). <http://dx.doi.org/10.2138/am.2010.3354>
- de Vicente, G., González Casado, J.M., Calvo, J.P., Muñoz Martín, A., Giner J. y Rodríguez Pascua, M. (1994). Evolución y estructuras alpinas en la zona del Centro Peninsular. *Cuadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe*, 19, pp. 175–190.
- de Vicente, G., Olaiz, A., Muñoz-Martín, A., and Cunha, P. P. (2021). Longest and still longer: The Messejana-Plasencia dyke and its links with later Alpine deformation belt in Iberia. *Tectonophysics*, 815, 229009. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2021.229009>
- Días da Silva, I., Gómez-Barreiro, J., Martínez Catalán, J.R., Ayarza, P., Pohl, J. and Martínez, E. (2017). Structural and microstructural analysis of the Retortillo Syncline (Variscan belt, Central Iberia). Implications for the Central Iberian Orocline. *Tectonophysics*, 717, 99–115, doi: /10.1016/j.tecto.2017.07.015.
- Días da Silva, Í., González Clavijo, E., and Díez-Montes, A. (2021). The collapse of the Variscan belt: A Variscan lateral extrusion thin-skinned structure in NW Iberia. *International Geology Review*, 63(6), 659–695. <https://doi.org/10.1080/00206814.2020.1719544>
- Días da Silva, Í., Linnemann, U., Hofmann, M., González-Clavijo, E., Díez-Montes, A., and Martínez Catalán, J.R. (2015). Detrital zircon and tectonostratigraphy of the Parautochthon under the Morais Complex (NE Portugal): Implications for the Variscan accretionary history of the Iberian Massif. *Journal of the Geological Society*, 172(1), 45–61. <https://doi.org/10.1144/jgs2014-005>
- Dias, G., Leterrier, J., Mendes, A., Simoes, P.P., Bertrand J.M. (1998). U-Pb zircon and monazite geochronology of post-collisional Hercynian granitoids from the Central Iberian Zone (Northern Portugal). *Lithos*, 45(1–4), 349–369, [https://doi.org/10.1016/S0024-4937\(98\)00039-5](https://doi.org/10.1016/S0024-4937(98)00039-5)
- Dias, R., Ribeiro, A., Romão, J., Coke, C., Moreira, N. (2015). A review of the arcuate structures in the Iberian Variscides; constraints and genetic models. *Tectonophysics*, 681, 170–194. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2015.04.011>

- Díez Balda, M.A., Martínez Catalán, J.R., and Ayarza, P., 1995. Syn-collisional extensional collapse parallel to the orogenic trend in a domain of steep tectonics: the Salamanca detachment zone (Central Iberian Zone, Spain). *J. Struct. Geol.* 17 (2), 163–182.
- Díez Balda, M.A., Vegas, R. (1992). La estructura del dominio de los pliegues verticales de la Zona Centro Ibérica. In: Gutiérrez Marco, J.G., Saavedra, J., Rábano, I. (Eds.). *Paleozoico Inferior de Ibero-América*. Universidad de Extremadura, pp. 523-534.
- Díez Balda, M.A., Vegas, R., González Lodeiro, F. (1990). Central-Iberian Zone. Autochthonous Sequences. Structure. In: Dallmeyer, R.D., Martínez García, E. (Eds.), *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*, Springer-Verlag, Berlin, 172-188.
- Díez Fernández, R., Gómez Barreiro, J., Martínez Catalán, J. R., and Ayarza, P. (2013). Crustal thickening and attenuation as revealed by regional fold interference patterns: Ciudad Rodrigo basement area (Salamanca, Spain). *Journal of Structural Geology*, 46, 115–128. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2012.09.017>
- Díez Montes, A., Muñoz del Real, J.L. y Cabra Gil P. (1993). *Mapa geológico de España Serie MAGNA 1:50.000 Hoja 554 Piedrahíta*. IGME, Madrid.
- Díez-Montes, A., Martínez-Catalán, J.R., Bellido-Mulas, and F. (2010) Role of the Ollo de Sapo massive felsic volcanism of NW Iberia in the Early Ordovician dynamics of northern Gondwana. *Gondwana Res.*, 17, pp. 363–376.
- Domeier, M., Torsvik, T.H. (2014). Plate tectonics in the late Paleozoic. *Geoscience Frontiers*, 5, 303-350. <http://dx.doi.org/10.1016/j.gsf.2014.01.002>
- Du Toit, A.L. (1937). *Our Wandering Continents: An hypothesis of continental drifting* (p 366). Edinburgh: Oliver and Boyd.
- Dufrécho, G., Harris, L. B., Corriveau, L., and Antonoff, V. (2015). Regional and local controls on mineralization and pluton emplacement in the Bondy gneiss complex, Grenville Province, Canada interpreted from aeromagnetic and gravity data. *Journal of Applied Geophysics*, 116, 192–105. <https://doi.org/10.1016/j.jappgeo.2015.03.015>
- 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. (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.
- Dunlop, D. J. and Özdemir, Ö. (1997). *Rock Magnetism. Fundamentals and Frontiers*. Cambridge Studies in Magnetism Series. xxi + 573 pp. Cambridge University Press.
- Dunlop, D.J., Özdemir, Ö and Rancourt, D.G. Magnetism of biotite crystals. *Earth and Planetary Science Letters*, 243 (3-4): 805-819. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2006.01.048>
- Dunn, A.M., Reynolds, P.H., Clarke, D.B. and Ugidos, J.M. (1998). A comparison of the age and composition of the Shelburne dyke, Nova Scotia, and the Messejana dyke, Spain. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 35, pp. 1110-1115. <https://doi.org/10.1139/e98-058>
- Durán Oreja, M. (2016). *Cartografía y Modelización 2D de la anomalía magnética en la Ventana tectónica de Xistral (Domo de Lugo)*. Trabajo de Fin de Máster, Universidad de Salamanca. 33 pp.
- Durán Oreja, M., Calvín, P., Villalaín, J. J., Ayarza, P. and Martínez Catalán, J.R. (2023) Paleomagnetism in the Cambrian Urda-Los Navalucillos Limestone (Montes de Toledo,

- Spain): Implications for late-Variscan kinematics and oroclinal bending in the Central Iberian Zone. *Tectonophysics*, 852, 229781. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2024.229781>
- Durán-Oreja, M., Calvín, P., Villalaín, J.J., Ayarza, P., Martínez Catalán, José R. (2023), Paleomagnetism in the Cambrian Urda-Los Navalucillos Limestone: oroclinal bending in CIZ, Mendeley Data, V1, doi: 10.17632/d7n4m24khc.1
- Ellwood, B.B., Balsam, W., Burkart, B., Long, G.J., Buhl, M.L. (1986). Anomalous magnetic properties in rocks containing the mineral siderite: Paleomagnetic implications. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 91, 12779–12790. <https://doi.org/10.1029/JB091iB12p12779>
- Elmore, R.D., Muxworthy, A.R., Aldana, M., (2012). Remagnetization and chemical alteration of sedimentary rocks. In: Elmore, R.d., Muxworthy, A.R., Aldana, M.M., Mena, M. (Eds.), Remagnetization and chemical alteration of sedimentary rocks, Geological Society, London, Special Publications, 371(1), 1-21. <https://doi.org/10.1144/SP371.15>
- Escuder Viruete, J., Arenas, R., and Martínez Catalán, J. R. (1994). Tectonothermal evolution associated with Variscan crustal extension in the Tormes Gneiss Dome (NW Salamanca, Iberian Massif, Spain). *Tectonophysics*, 238, 117–138
- Evans M.A., Lewchuk M.T., Elmore R.D. (2003) Strain partitioning of deformation mechanism in limestones: Examining the relationship of strain and anisotropy of magnetic susceptibility (AMS). *J Struct Geol* 25:1525–1549.
- Everitt, C. W. F. (1962a). Thermoremanent magnetization II. Experiments on multidomain grains. *Philosophical Magazine* 7 (76):583-597.
- Expósito, I., Simancas, J.F., González Lodeiro, F., Azor, A., Martínez Poyatos, D.J. (2002). Estructura de la mitad septentrional de la Zona de Ossa-Morena: deformación en el bloque inferior de un cabalgamiento cortical de evolución compleja. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 15 (1-2), 3-14.
- Farias, P., Gallastegui, G., González Lodeiro, F., Marquínez, J., Martín Parra, L.M., Martínez Catalán, J.R., de Pablo Macía, J.G., and Rodríguez Fernández, L.R. (1987). Aportaciones al conocimiento de la litoestratigrafía y estructura de Galicia Central. *Memórias da Faculdade de Ciências, Universidade do Porto* 1, 411–431.
- Fernández J., Herreros, V., Lillo, J., López F. (1993) *Mapa geológico de España Serie MAGNA 1:50.000. Hoja 555 Navatalgordo*. IGME, Madrid.
- Fernández-Suárez, J., Dunning, G.R., Jenner, G.A., Gutiérrez-Alonso, G. (2000). Variscan collisional magmatism and deformation in NW Iberia: constraints from U-Pb geochronology of granitoids. *J. Geol. Soc. Lond.* 157, 565–576. <https://doi.org/10.1144/jgs.157.3.565>
- Fisher, R.A. (1953). Dispersion on a sphere. *Proceedings of the Royal Society of London. Series A. Mathematical and Physical Sciences*, 217(1130), 295-305. <https://doi.org/10.1098/rspa.1953.0064>
- Fuller, M. D. (1963). Magnetic anisotropy and palaeomagnetism, *Jour. Geophys. Research* 68, 293–309
- Fúster, J.M. y Villaseca, C. (1987). El Complejo plutónico tardihercínico del Sistema Central Español. En: *Geología de los granitoides y rocas asociadas del Macizo Hespérico* (Bea, F., Carnicero, A., Gonzalo, J.C., López-Plaza, M y Rodríguez Alonso, M.D., Eds). Rueda. Madrid, 27-35

- García de Figuerola, L.C. (1971). Una estructura interesante: El sinclinal Ordovício-Silúrico de Sequeros- Ahigal de los Aceiteros. *Studia Geologica Salmantica*, 45-46.
- García de Figuerola, L.C., Corretgé, L.G. y Bea, F. (1974). El dique de Alentejo-Plasencia y haces de diques básicos de Extremadura. (Estudio comparativo). *Boletín Geológico y Minero de España*, 85, pp. 40-69.
- García-López, S., Bastida, F., Brime, C., Aller, J., Valín, M.L., Sanz-López, J., Méndez, C.A. and Menéndez-Álvarez, J.R. (1999). Los episodios metamórficos de la Zona Cantábrica y su contexto estructural. *Trabajos de Geología, Universidad de Oviedo*, 21, 177-187.
- Gómez Barreiro, J., Martínez Catalán, J.R., Díez Fernández, R., Arenas, R., and Díaz García, F. (2010). Upper crust reworking during gravitational collapse: The Bembibre–Pico Sacro detachment system (NW Iberia). *Journal of the Geological Society*, 167(4), 769–784. <https://doi.org/10.1144/0016-76492009-160>
- Gómez-Martín E. (2019). Contribución de la geoquímica isotópica de la magnetización. Aplicación a la Zona Centro Ibérica. Trabajo de fin de grado en geología, Universidad de Salamanca.
- Gottardi, R., Kao, P-H., Saar, M. O., and Teyssier, C. (2013). Effects of permeability fields on fluid, heat, and oxygen isotope transport in extensional detachment systems. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 14, 1493–1522. <https://doi.org/10.1002/ggge.20100>
- Gradstein, F.M., Ogg, J.G., Schmitz, M.D., Ogg, G.M. (2020). *Geologic Time Scale 2020*. 1st Edition. Elsevier, Boston. 1390 pp. ISBN: 978012824302.
- Graham, J.W. (1949). The stability and significance of magnetism in sedimentary rocks, *J. Geophys. Res.*, 54, 131 – 167.
- Graham, J. W., (1954). Magnetic susceptibility anisotropy, an unexploited petrofabric element. *Geol. Soc. Am. Bull.* 65, 1257–1258
- Gutiérrez-Alonso, G., Collins, A.S., Fernández-Suárez, J., Pastor-Galán, D., González-Clavijo, E., Jourdan, F., Weil, A.B., Johnston, S.T. (2015). Dating of lithospheric buckling: 40Ar/39Ar ages of syn-orocline strike-slip shear zones in northwestern Iberia. *Tectonophysics*, 643, 44-54. <https://doi.org/10-1016/j.tecto.2014.12.009>
- Gutiérrez-Alonso, G., Fernández-Suárez, J., Jeffries, T.E., Johnston, S.T., Pastor-Galán, D., Murphy, J.B., M. Franco, P., Gonzalo, J.C. (2011). Diachronous post-orogenic magmatism within a developing orocline in Iberia, European Variscides. *Tectonics*, 30, TC5008, 1-17. <https://doi.org/10.1029/2010TC002845>
- Gutiérrez-Alonso, G., Fernández-Suárez, J., Weil, A.B. (2004). Orocline-triggered lithospheric delamination. In: Sussman, A.J., Weil, A.B. (Eds.), *Orogenic curvature: Integrating Paleomagnetic and Structural Analyses. Geological Society of America Special Paper 383*, 121-130. [https://doi.org/10.1130/0-8137-2383-3\(2004\)383\[121:OTLD\]2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0-8137-2383-3(2004)383[121:OTLD]2.0.CO;2)
- Gutiérrez-Marco, J.C., Piçarra, J.M., Meireles, C.A., Cózar, P., García-Bellido, D.C., Pereira, Z., Vaz, N., Pereira, S., Lopes, G., Oliveira, J.T., Quesada, C., Zamora, S., Esteve, J., Colmenar, J., Bernardez, E., Coronado, I., Lorenzo, S., Sá, A.A., Días da Silva, I., González-Clavijo, E., Díez-Montes, A., and Gómez-Barreiro, J. (2019). Early Ordovician–Devonian passive margin stage in the Gondwanan units of the Iberian Massif. In: Quesada, C., Oliveira, J.T. (Eds.), *The Geology of Iberia: A Geodynamic Approach, Regional Geology Reviews*. Springer Nature. https://doi.org/10.1007/978-3-030-10519-8_3

- Gutiérrez-Marco, J.C., Robardet, M., Rábano, I., Sarmiento, G.N., San José Lancha, M.A., Herranz Araújo, P. and Pieren Pidal, A.P. (2002). Ordovician. In: Gibbons, W., Moreno, T. (Eds.), *The Geology of Spain*. Geological Society, London, 31-49.
- Hernáiz Huerta, P.P., López Olmedo, F., Cabra Gil, P. (1993). *Mapa geológico de España Serie MAGNA 1:50.000, Hoja 432, Riaza*. IGME, Madrid.
- Hernáiz Huerta, P.P., López Olmedo, F., Cabra Gil, P. (1994). *Mapa geológico de España Serie MAGNA 1:50.000, Hoja 459, Tamajón*. IGME, Madrid.
- Hernández, A., Huerta, J., Ramírez, J.I., López, F., Portero, J.M., Solesio, J, Gil, D., Pérez, A. (2000). *Mapa geológico de España Serie MAGNA 1:50.000, Hoja 737, Villarrubia de los Ojos*. IGME, Madrid.
- Hernández, A., Ramírez, J.I., Olivé, A. (1981). *Mapa geológico de España Serie MAGNA 1:50.000, Hoja 466, Cella*. IGME, Madrid.
- Hernando Tamames, V. (2019). *Cartografía magnética del Sistema Central occidental*. Trabajo de fin de Grado en Geología, Universidad de Salamanca. 38 p.
- Holland, T. J. B., and Powell, R. (1998). An internally consistent thermodynamic data set for phases of petrological interest. *Journal of Metamorphic Geology*, 16, 309–344. <http://dx.doi.org/10.1111/j.1525-1314.1998.00140.x>
- Holland, T. J. B., and Powell, R. (2000). In: Powell, R. and Holland, T.J.B. (2002). *Course Notes for THERMOCALC Workshop 2002: Calculating Metamorphic Phase Equilibria* (Barcelona). CD-ROM.
- Holland, T., and Powell, R. (2003). Activity–composition relations for phases in petrological calculations: an asymmetric multicomponent formulation. *Contributions to Mineral Petrology* 145, 492–501. <https://doi.org/10.1007/s00410-003-0464-z>
- Holmes, A. (1929). A review of the continental drift hypothesis. *Mineralogical Magazine*, 40, 1–16.
- Hounslow, M.W. (2021). A geomagnetic polarity timescale for the Carboniferous. In: Lucas, S.G., Schneider, J.W., Nikolaeva, S., Wang, X. (Eds.), *The Carboniferous Timescale*. Geological Society, London, Special Publication 512, 141-195. <https://doi.org/10.1144/SP512-2020-102>
- Hrouda F. (1982) Magnetic anisotropy of rocks and its application in geology and geophysics. *Geophys Surv* 5:37–82.
- Hrouda, F. (1987). Mathematical model relationship between the paramagnetic anisotropy and strain in slates. *Tectonophysics* 142, 323–327. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(87\)90131-4](https://doi.org/10.1016/0040-1951(87)90131-4)
- Hrouda, F. (1993). Theoretical models of magnetic anisotropy to strain relationship revisited. *Phys. Earth Planet. Inter.* 77, 237–249. [https://doi.org/10.1016/0031-9201\(93\)90101-E](https://doi.org/10.1016/0031-9201(93)90101-E)
- Hrouda, F. (1994). A technique for the measurement of thermal changes of magnetic susceptibility of weakly magnetic rocks by the CS-2 apparatus and KLY-2 Kappabridge. *Geophys. J. Int.* 118, 604–612. doi:10.1111/j.1365-246X.1994.tb03987.x
- Hrouda, F. and Chadima, M. (2020). Examples of tectonic overprints of magnetic fabrics in rocks of the Bohemian Massif and Western Carpathians. *International Journal of Earth Sciences* 109, 1321-1336. <https://doi.org/10.1007/s00531-019-01786-8>.

- Hrouda, F., Jelínek, V., Zapletal, K. (1997). Refined technique for susceptibility resolution into ferromagnetic and paramagnetic components based on susceptibility temperature-variation measurement. *Geophys. J. Int.* 129, 715–719. doi:10.1111/j.1365-246X.1997.tb04506.x
- Iglesias Ponce de León, M., Choukroune, P. (1980). Shear zones in the Iberian arc. *Journal of Structural Geology*, 2, 63-68.
- Jabaloy, A., Galindo-Zaldívar, J., González-Lodeiro, F. (2002). Paleostress evolution of the Iberian Peninsula: Late Carboniferous to present-day. *Tectonophysics*, 357, 159-185.
- Jelínek, V. (1981). Characterization of the magnetic fabric of rocks. *Tectonophysics*, 79(3), T63–T67. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(81\)90110-4](https://doi.org/10.1016/0040-1951(81)90110-4)
- Jelínek, V., and Kropáček, V. (1978). Statistical processing of anisotropy of magnetic susceptibility measured on groups of specimens. *Studia Geophysica et Geodaetica*, 22(1), 50–62. <https://doi.org/10.1007/BF01613632>
- Johnston, S.T., Weil, A.B., and Gutiérrez-Alonso, G. (2013). Oroclines: Thick and thin. *Geological Society of America Bulletin*, 125 (5–6), 643–663. <https://doi.org/10.1130/B30765.1>
- Julivert, M. (1971). Décollement tectonics in the Hercynian Cordillera of Northwest Spain. *American Journal of Science*, 270, 1-29.
- Julivert, M., Fontboté, J.M., Ribeiro, A., and Conde, L., (1972). *Mapa Tectónico de la Península Ibérica y Baleares E. 1:1.000.000*. IGME, Madrid.
- Julivert, M., Martínez, F. and Ribeiro, A. (1980). The Iberian segment of the European Hercynian foldbelt. *Mem. B.R.G.M.* 108, Coll. C6, 26 Congr. Géol. Intern. Géologie de l'Europe du Precambrien aux basins sédimentaires post-hercyniens, 132–158.
- Kirschvink, J.L. (1980). The least-squares line and plane and the analysis of palaeomagnetic data. *Geophysical Journal International*, 62(3), 699-718. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1980.tb02601.x>
- Koymans, M.R., Langereis, C.G., Pastor-Galán, D., van Hinsbergen, D.J.J. (2015). Paleomagnetism.org: An online multi-platform open source environment for paleomagnetic data analysis. *Computers and Geosciences*, 93, 127-137. <https://doi.org/10.1016/j.cageo.2015.05.007>
- Langereis, C. G., Krijgsman, W., Muttoni, G., and Menning, M. (2010). Magnetostratigraphy concepts, definitions, and applications. *Newsletters on Stratigraphy*, 43(3), 207–233. <https://doi.org/10.1127/0078-0421/2010/0043-0207>
- Leite-Mendes, B.D., Pastor-Galán, D., Dekkers, M.J., Krijgsman, W. (2021). Avalonia get bent! Paleomagnetism from SW Iberia confirms the Greater Cantabrian Orocline, *Geoscience Frontiers*, 12, 805-825. <https://doi.org/10.1016/j.gsf.2020.07.013>
- León Gómez, C., Jimeno Diestro, G., Quiquer Agut, R., Moreno, F. (1981). *Mapa geológico de España Serie MAGNA 1:50.000, Hoja 711 Las Guadalerzas*. IGME, Madrid.
- Leonhardt, R., (2006). Analyzing rock magnetic measurements: The RockMagAnalyzer 1.0 software. *Computers and Geosciences* 32(9), 1420-1431.
- Linnemann, U., Pereira, F., Jeffries, T.E., Drost, K., and Gerdes, A. (2008). The Cadomian Orogeny and the opening of the Rheic Ocean: the diachrony of geotectonic processes constrained by LA-ICP-MS U–Pb zircon dating (Ossa-Morena and Saxo-Thuringian Zones, Iberian and

- Bohemian Massifs). *Tectonophysics* 461, 21–43. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2008.05.002>
- Llopis Lladó, N. (1966). Sur la structure hercynienne de l'Espagne et ses rapports avec la Chaîne hercynienne en Europe occidentale. *Comptes Rendus des Séances de l'Académie des Sciences, Paris, Série D*, 262, 2581–2584.
- Llopis Lladó, N., and Sánchez de la Torre, L. M. (1962). Sur l'existence d'une tectonique archéenne au centre de l'Espagne. *Compte Rendu Sommaire des Séances de la Société Géologique de France*, 8, 245–247.
- López Sopeña, F., Lillo Ramos, J., Díez Montes, A., Olive Davo, A., Rubio Campos, J.C. (1994). *Mapa geológico de España Serie MAGNA 1:50.000 Hoja 55 Béjar*. IGME, Madrid.
- López-Carmona, A., Pitra, P. and Abati, J. (2013). Blueschist-facies metapelites from the Malpica-Tui Unit (NW Iberian Massif): phase equilibria modelling and H₂O and Fe₂O₃ influence in high-pressure assemblages. *Journal of Metamorphic Geology*, 31, 263–280. <https://doi.org/10.1111/jmg.12018>
- Lotze, F. (1929). Stratigraphie und Tektonik des Keltiberischen Grundgebirges (Spanien). *Abhandlungen Gesellschaft der Wissenschaften zu Göttingen, Mathematisch-Physischen* 14 (2), 143–462.
- Lotze, F. (1945b). Zur Gliederung der Varisziden der Iberischen Meseta. *Geotektonische Forschungen*, 6, 78–92.
- Lotze, F. (1950a). Algunos problemas de la Meseta Ibérica. *Publicaciones extranjeras sobre geología de España*, 5, 43–58. Instituto Lucas Mallada, C.S.I.C., Madrid. Translated by J.M. Ríos.
- Lotze, F. (1950b). Observaciones respecto a la división de los variscides de la Meseta Ibérica. *Publicaciones extranjeras sobre geología de España*, 5, 149–166. Instituto Lucas Mallada, C.S.I.C., Madrid. Translated by J.M. Ríos.
- Lotze, F. (1954–1955) Estratigrafía y tectónica de las cadenas Paleozoicas celtibéricas. *Publicaciones extranjeras sobre geología de España*, 8, 1–313. Instituto Lucas Mallada, CSIC, Madrid. Translated by M. San Miguel de la Cámara.
- Lotze, F. (1955). Über sardischen Bewegungen in Spanien und ihre Beziehungen zur assyntischen Faltung, *Geotektonic Symposium Hans Stille*, 129–139.
- Lowrie, W. (1990). Identification of ferromagnetic minerals in a rock by coercivity and unblocking temperature properties. *Geophysical Research Letters*, 17(2), 159–162. <https://doi.org/10.1029/gl017i002p00159>
- Lowrie, W. (2007) *Fundamentals of Geophysics*. Cambridge University Press, New York.
- Macaya, J., González Lodeiro, F., Martínez Catalán, J.R., and Álvarez, F. (1991). Continuous deformation, ductile thrusting and backfolding in the basement of the Hercynian orogen and their relationships with structures in the metasedimentary cover in the Spanish Central System. *Tectonophysics*, 191, 291–309.
- MacDonald, W.D., (1980). Net tectonic rotation, apparent tectonic rotation, and the structural tilt correction in paleomagnetic studies. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 85 (B7), 3659–3669. <https://doi.org/10.1029/JB085iB07p03659>
- Mahar, E. M., Baker, J. M., Powell, R., Holland, T. J. B., Howell, N., 1997. The effect of Mn on mineral stability in metapelites. *Journal of Metamorphic Geology*, 15, 223–238.

- Marcos, A. (1971) Las deformaciones hercinianas en el occidente de Asturias: la segunda fase de deformación y su extensión en el NW de la Península. *Brev. Geol. Astur.*, año XV, nº 1, pp. 2-6
- Marcos, A. (1973) Las series del Paleozoico Inferior y la estructura herciniana del Occidente de Asturias (NW. de España). *Trabajos de Geología*, 6 (6), pp. 3-113
- Martín Escorza, C. (1975). Las “capas de transición”, Cámbrico inferior y otras series preordovícicas (Cámbrico Sup?) en los Montes de Toledo S Orientales. *Estudios Geológicos*, 33, 59-613.
- Martín Paramio, M. (2015). Mapa de la anomalía magnética de la parte Norte de la Ventana Tectónica de Xistral (Domo de Lugo): adquisición en tierra y procesado. Trabajo de fin de Grado de Geología, Universidad de Salamanca, 41 pp.
- Martín Parra, L.M., González Lodeiro, F., Martínez Poyatos, D., and Matas, J. (2006). The Puente Génave-Castelo de Vide shear zone (southern Central Iberian Zone, Iberian Massif): geometry, kinematics and regional implications. *Bulletin de la Société Géologique de France* 177, 191–202.
- Martín Parra, L.M., Martínez-Salanova, J., Moreno Serrano, F. (1991). *Mapa geológico de España, Serie MAGNA 1:50.000 Hoja 530. Vadillo de la Sierra*. IGME, Madrid.
- Martínez Catalán, J.R. (1985): Estratigrafía y estructura del domo de Lugo (Sector Oeste de la zona Asturoccidental-leonesa). *Corpus Geologicum Gallaeciae*, 2ª Serie, 2, 291 pp.
- Martínez Catalán, J.R., Hacar Rodríguez, M.P., Villar Alonso, P., Pérez-Estaún, A., and González Lodeiro, F. (1992). Lower Paleozoic extensional tectonics in the limit between the West Asturian-Leonese and Central Iberian zones of the Variscan Fold Belt in NW Spain. *Geol. Rundsch.* 81, 545–560.
- Martínez Catalán, J.R., Ayarza Arribas, P., Pulgar, J.A., Pérez-Estaún, A., Gallart, J., Marcos, A., Bastida, F., Álvarez-Marrón, J., González Lodeiro, F., Aller, J., Dañobeitia, J.J., Banda, E., Cordoba, D., Comas, M.C. (1995). Results from the ESCIN3.3 marine deep seismic profile along the Cantabrian continental margin. *Rev. Soc.Geol. Esp.* 8 (4), 341–354.
- Martínez Catalán, J. R., Arenas, R., and Díez Balda, M. A. (2003). Large extensional structures developed during emplacement of a crystalline thrust sheet: The Mondoñedo nappe (NW Spain). *Journal of Structural Geology*, 25(11), 1815–1839. [https://doi.org/10.1016/S0191-8141\(03\)00038-5](https://doi.org/10.1016/S0191-8141(03)00038-5)
- Martínez Catalán, J.R., Martínez Poyatos, D. and Bea, F. (2004). Zona Centroibérica: Introducción. In: Vera, J.A. (Ed.), *Geología de España*, SGE-IGME, Madrid, Ch. 2, 68-69.
- Martínez Catalán, J.R., Gutiérrez-Marco, J.C., Hacar, M.P., Barros Lorenzo, J.C., González Clavijo, E., and González Lodeiro, F. (2004a). Zona Centroibérica: Estratigrafía, Secuencia preorogénica del Ordovícico-Devónico. In: Vera, J.A. (Ed.), *Geología de España*, SGE-IGME, Madrid, Cap. 2, 72–75.
- Martínez Catalán, J.R., González Lodeiro, F., González Clavijo, E. Fernández Rodríguez, C., and Díez Montes, A. (2004b). Zona Centroibérica: Estructura. In: Vera, J.A. (Ed.), *Geología de España*, SGE-IGME, Madrid, Cap. 2, 75–78.
- Martínez Catalán, J.R., Arenas, R., Díaz García, F., Gómez-Barreiro, J., González Cuadra, P., Abati, J., Castiñeiras, P., Fernández-Suárez, J., Sánchez Martínez, S., Andonaegui, P., González Clavijo, E., Díez Montes, A., Rubio Pascual, F.J., Valle Aguado, B. (2007). Space and time in the tectonic evolution of the northwestern Iberian Massif: Implications for the

- Variscan belt. In: Hatcher Jr., R.D., Carlson, M.P., McBride, J.H., Martínez Catalán, J.R. (Eds.), 4-D framework of continental crust. Geological Society of America Memoir, 200, 403-423. [https://doi.org/10.1130/2007.1200\(21\)](https://doi.org/10.1130/2007.1200(21))
- Martínez Catalán, J. R., Arenas, R., Abati, J., Martínez, S. S., García, F. D., Suárez, J. F., Cuadra, P. G., Castiñeiras, P., Barreiro, J. G., Montes, A. D., Clavijo, E. G., Pascual, F. J. R., Andonaegui, P., Jeffries, T. E., Alcock, J. E., Fernández, R. D., and Carmona, A. L. (2009). A rootless suture and the loss of the roots of a mountain chain: The Variscan belt of NW Iberia. *Comptes Rendus Geoscience*, 341(2-3), 114-126. <https://doi.org/10.1016/j.crte.2008.11.004>
- Martínez Catalán, J.R. (2011). The Central Iberian arc: implications for the Iberian Massif. *Sociedad Geológica de España, Geogaceta: 50* (7-10).
- Martínez Catalán, J. R. (2011). Are the oroclines of the Variscan belt related to late Variscan strike-slip tectonics? *Terra Nova*, 23(4), 241–247. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3121.2011.01005.x>
- Martínez Catalán, J. R. (2012). The Central Iberian arc, an orocline centered in the Iberian Massif and some implications for the Variscan belt. *International Journal of Earth Sciences*, 101(5), 1299–1314. <https://doi.org/10.1007/s00531-011-0715-6>
- Martínez Catalán, J. R., Rubio Pascual, F. J., Díez Montes, A., Díez Fernández, R., Gómez Barreiro, J., Dias da Silva, I., *et al.* (2014). The late Variscan HT/LP metamorphic event in NW and Central Iberia: Relationships to crustal thickening, extension, orocline development and crustal evolution. In K. Schulmann, J. R. Martínez Catalán, J. M. Lardeaux, V. Janousek, and G. Oggiano (Eds.), *The Variscan Orogeny: Extent, timescale and the formation of the European crust, Geol. Soc. London, Spec. Publ. (Vol. 405, pp. 225–247)*. London: Geological Society, London, Special Publication. <https://doi.org/10.1144/SP404.1>
- Martínez Catalán, J. R., Aerden, D. G. A. M., and Carreras, J. (2015). The “Castilian bend” of Rudolf Staub (1926): Historical perspective of a forgotten orocline in Central Iberia. *Swiss Journal of Geosciences*, 108, 289–303. <https://doi.org/10.1007/s00015-015-0202-3>
- Martínez Catalán, J. R., Ayarza, P., Álvarez Lobato, F., Villalaín, J. J., Durán Oreja, M., Martín Paramio, M., and Rodríguez Gómez, S. (2018). Magnetic anomalies in extensional detachments: The Xistral Tectonic Window of the Lugo Dome (NW Spain). *Tectonics*, 37(11), 4261–4284. <https://doi.org/10.1029/2017TC004887>
- Martínez Catalán, J.R., Collett, S., Schulmann, K., Paweł, A., Mazur, S. (2020). Correlation of allochthonous terranes and major tectonostratigraphic domains between NW Iberia and the Bohemian Massif, European Variscan belt. *International Journal of Earth Sciences*, 109, 1105-1131. <https://doi.org/10.1007/s00531-019-01800-z>
- Martínez Catalán, J.R., Schulmann, K., and Ghienne, J.F. (2021) The Mid-Variscan Allochthon: Keys from correlation, partial retrodeformation and plate-tectonic reconstruction to unlock the geometry of a non-cylindrical belt. *Earth-Science Reviews*, 220 (2021) 103700. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2021.103700>
- Martínez Catalán, J. R., Schulmann, K., Ayarza, P., Edel, J. B. and Durán Oreja, M. (2024). Oroclinal arcs of the Variscan Belt: a consequence of transpression during the consolidation of Pangea. *Journal of the Geological Society, London*, 181(5) (in press). <http://dx.doi.org/10.1144%2Fjgs2024-007>
- Martínez Poyatos, D.J. (2002). Estructura del borde meridional de la Zona Centroibérica y su relación con el contacto entre las Zonas Centroibérica y de Ossa-Morena. Laboratorio

- Xeolóxico de Laxe, Instituto Universitario de Xeoloxía, A Coruña, Spain, Serie Nova Terra, 18, 295 pp.
- Martínez Poyatos, D., Azor, A., González Lodeiro, F., and Simancas, J.F. (1995). Timing of the Variscan structures on both sides of the Ossa Morena/Central Iberian contact (south-west Iberian Massif). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris*, 321 (II), 609–615.
- Martínez Poyatos, D., Simancas, J.F., Azor, A., and González Lodeiro, F. (1998). Evolution of a Carboniferous piggyback basin in the southern Central Iberian Zone (Variscan Belt, SE Spain). *Bulletin de la Société Géologique de France* 169, 573–578.
- Martínez Poyatos, D., Nieto, F., Azor, A., and Simancas, J.F. (2001). Relationships between very low-grade metamorphism and tectonic deformation: examples from the southern Central Iberian Zone (Iberian Massif, Variscan Belt). *J. Geol. Soc. Lond.* 158, 953–968. <https://doi.org/10.1144/0016-764900-206>
- Martínez Poyatos, D., Gutiérrez-Marco, J.C., Pardo Alonso, M.V., Rábano, I., and Sarmiento, G. (2004). Dominio del Complejo Esquisto-grauváquico: La secuencia Paleozoica postcámbrica. In: Vera, J.A. (Ed.), *Geología de España*, SGE-IGME, Madrid, Cap. 2, Macizo Ibérico, pp. 81–83.
- Martínez Poyatos, D., Carbonell, R., Palomeras, I., Simancas, J.F., Ayarza, P., Martí, D., Azor, A., Jabaloy, A., González Cuadra, P., Tejero, R., Martín Parra, L.M., Matas, J., González Lodeiro, F., Pérez-Estaún, A., García Lobón, J.L., and Mansilla, L. (2012). Imaging the crustal structure of the Central Iberian Zone (Variscan Belt): the ALCUDIA deep seismic reflection transect. *Tectonics* 31, 1–21. <https://doi.org/10.1029/2011TC002995>. TC3017
- Martínez, F. J., Carreras, J., Arboleya, M. L. and Dietsch, C. (1996). Structural and metamorphic evidence of local extension along the Vivero fault coeval with bulk crustal shortening in the Variscan chain (NW Spain). *Journal of Structural Geology*, 18, 61-74. [https://doi.org/10.1016/0191-8141\(95\)00080-W](https://doi.org/10.1016/0191-8141(95)00080-W)
- Martínez, F. J., Reche, J. and Arboleya, M. L. (2001). P-T modelling of the andalusite-kyanite-andalusite sequence and related assemblages in high-Al graphitic pelites. Prograde and retrograde paths in a late kyanite belt in Variscan Iberia. *Journal of Metamorphic Geology*, 19, 661-677. <https://doi.org/10.1046/j.0263-4929.2001.00334.x>
- Martínez-Salanova, J., Martín Parra, L.M., Contreras López, E., Sánchez Carretero, R., Martín Herrero, D., Gutiérrez Alonso, G., Barbero, L., Villaseca, C. (1990). *Mapa geológico de España Serie MAGNA 1:50.000 Hoja 658, Mora*. IGME, Madrid.
- Marzoli A, Renne PR, Piccirillo EM, Ernesto M, Bellieni G, De Min A. Extensive 200-million-year-Old continental flood basalts of the central atlantic magmatic province. (1999) *Science*. 1999 Apr 23;284(5414):616-8. doi: 10.1126/science.284.5414.616. PMID: 10213679.
- Matte, P. (1968). La structure de la virgation hercynienne de Galice (Espagne). *Revue de Géologie Alpine* 44, 1–128.
- Mattei, M., Sagnotti, L., Faccenna, C., Funicello, R. (1997). Magnetic fabric of weakly deformed clay-rich sediments in the Italian peninsula: Relationship with compressional and extensional tectonics. *Tectonophysics* 271, 107–122. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(96\)00244-2](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(96)00244-2).

- Matthews, K.J., Maloney, K.T., Zahirovic, S., Williams, S.E., Seton, M., Müller, R.D. (2015). Global plate boundary evolution and kinematics since the late Paleozoic. *Global and Planetary Change*, 146, 226-250. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2015.10.002>
- McClelland and 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
- McClelland, E., Courtillot, V., Tapponnier, P. (1985). Introduction to Special Section: Magnetotectonics. *Tectonics*, 5(5), 709-711. <https://doi.org/10.1029/tc005i005p00709>
- Menéndez Carrasco, S. (2013). Los Arqueociatos de la Formación Calizas de Los Navalucillos en los Montes de Toledo (España). PhD thesis, Universidad Complutense, Madrid, 412 pp.
- Merino Martínez, E., Villaseca, C., Orejana, D., Pérez-Soba, C., Belousova, E., Andersen, T. (2014). Tracing magma sources of three different S-type peraluminous granitoid series by in situ U–Pb geochronology and Hf isotope zircon composition: The Variscan Montes de Toledo batholith (central Spain). *Lithos*, 200-201, 273-298. <http://dx.doi.org/10.1016/j.lithos.2014.04.013>
- Merrill, R. T., McElhinny, M. W., McFadden, P. L. (1996). The magnetic field of the Earth: palaeomagnetism, the core, and the deep mantle. *International Geophysics Series*, vol. 63, 531 pp. Academic Press, San Diego.
- Meyer, B., Chulliat, A., and Saltus, R. (2017). Derivation and Error Analysis of the Earth Magnetic Anomaly Grid at 2 arc min Resolution Version 3 (EMAG2v3). *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 18(12), 4522–4537. <https://doi.org/10.1002/2017GC007280>
- Miranda, J. M., Galdeano, A., Rossignol, J. C., and Mendes Victor, L. A. (1989). Aeromagnetic anomalies in mainland Portugal and their tectonic implications. *Earth and Planetary Science Letters*, 95(1–2), 161–172. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(89\)90174-X](https://doi.org/10.1016/0012-821X(89)90174-X)
- Miranda, J. M., Galdeano, A., Rossignol, J. C., and Mendes Victor, L. A. (1989). Aeromagnetic anomalies in mainland Portugal and their tectonic implications. *Earth and Planetary Science Letters*, 95 (1-2), 161–172. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(89\)90174-X](https://doi.org/10.1016/0012-821X(89)90174-X)
- Montero, P., Bea, F., Zinger, T., Scarrow, J., Molina, J.F. y Whitehouse, M. (2004). 55 million years of continuous anatexis in Central Iberia: Single zircon dating of the Peña Negra Complex. *Journal of the Geological Society of London*, 161, pp225-264.
- Moreno Serrano, F., Barranco Sanz, L.M., Goicoechea García, P.P. López García, J.M., Mulas de la Peña, J. (2004). *Mapa geológico de España Serie MAGNA 1:50.000*, Hoja 713 Alcázar de San Juan. IGME, Madrid.
- Morin, J. (1950). Magnetic susceptibility of α -Fe₂O₃ and Fe₂O₃ with added titanium. *Physical Review Journal.*, 78, 819-820.
- Nagata, T. (1961). *Rock magnetism*, 2nd edition. Ed. Maruzen, Tokyo.
- Nance, R.D. and Linnemann, U. (2008). The Rheic Ocean: Origin, evolution and significance. *GSA Today* 18(12), 4–12. <https://doi.org/10.1130/GSATG24A.1>
- O'Sullivan, D. and Unwin, D. (2010): *Geographic Information Analysis 2nd edition*. John Wiley and Sons Inc. Hoboken, New Jersey.
- Palencia Ortas A., Osete M.L., Vegas R., Silva P. (2006). Paleomagnetic study of the Mesejana Plasencia dyke (Portugal and Spain): A lower Jurassic paleopole for the Iberian plate. Universidad complutense de Madrid.

- Parés, J.M., Van der Voo, R. (1992). Paleozoic paleomagnetism of Almadén, Spain: a cautionary note. *Journal of Geophysical Research*, 97, 9353-9355.
- Pastor-Galán, D., Gutiérrez-Alonso, G., Weil, A.B. (2011). Orocline timing through joint analysis: Insights from the Ibero-Armorican Arc. *Tectonophysics*, 507(1-4), 31-45. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2011.05.005>.
- Pastor-Galán, D., Gutiérrez-Alonso, G., Weil, A. B., and Johnston, S. T. (2014). And the Variscan orogen buckled. *Gondwana* 15, Madrid. <https://doi.org/10.13140/2.1.2475.1369>
- Pastor-Galán, D., Dekkers, M.J., Gutiérrez-Alonso, G., Brouwer, D., Groenewegen, T., Krijgsman, W., Fernández-Lozano, J., Yenes, M., Álvarez-Lobato, F. (2015). Paleomagnetism of the Central Iberian curve's putative hinge: Too many oroclines in the Iberian Variscides. *Gondwana Research*, 39, 96-113. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2015.05.016>
- Pastor-Galán, D., Groenewegen, T., Brouwer, D., Krijgsman, W., and Dekkers, M. J. (2015). One or two oroclines in the Variscan orogen of Iberia? Implications for Pangea amalgamation. *Geology*, 43(6), 527–530. <https://doi.org/10.1130/G36701.1>
- Pastor-Galán, D., Ursem, B., Meere, P.A., Langereis, C. (2015a). Extending the Cantabrian Orocline to two continents (from Gondwana to Laurussia). Paleomagnetism from South Ireland. *Earth and Planetary Science Letters*, 432, 223-231. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2015.10.019>
- Pastor-Galán, D., Groenewegen, T., Brouwer, D., Krijgsman, W., Dekkers, M.J. (2015b). One or two oroclines in the Variscan orogen of Iberia? Implications for Pangea amalgamation. *Geology*, 43, 527-530. <https://doi.org/10.1130/G36701.1>
- Pastor-Galán, D., Gutiérrez-Alonso, G., Dekkers, M.J., Langereis, C.G. (2017). Paleomagnetism in Extremadura (Central Iberian zone, Spain) Paleozoic rocks: Extensive remagnetizations and further constraints on the extent of the Cantabrian orocline. *Journal of Iberian Geology*, 43(4), 583-600. <https://doi.org/10.1007/s41513-017-0039-x>
- Pastor-Galán, D., Pueyo, E.L., Diederer, M., García-Lasanta, C., Langereis, C.G. (2018). Late Paleozoic Iberian orocline(s) and the missing shortening in the core of Pangea. Paleomagnetism from the Iberian Range. *Tectonics*, 37(10), 3877-3892. <https://doi.org/10.1029/2018TC004978>
- Pastor-Galán, D., Gutiérrez-Alonso, G., and Weil, A. B. (2020). The enigmatic curvature of Central Iberia and its puzzling kinematics. *Solid Earth*, 11, 1247-1273. <https://doi.org/10.5194/se-11-1247-2020>
- Pedreira, D., Pulgar, J. A., Gallart, J., and Torné, M. (2007). Three-dimensional gravity and magnetic modeling of crustal indentation and wedging in the western Pyrenees-Cantabrian Mountains. *Journal of Geophysical Research. Solid Earth*, 112(12), 1–19. <https://doi.org/10.1029/2007JB005021>
- Pérez-Estaún, A., Bastida, F., Alonso, J.L., Marquínez, J., Aller, J., Álvarez-Marrón, J., Marcos, A., Pulgar, J.A. (1988). A thin-skinned tectonics model for an arcuate fold and thrust belt: The Cantabrian Zone (Variscan Ibero-Armorican Arc). *Tectonics*, 7, 517-537.
- Pérez-Estaún, A., Bastida, F., Martínez Catalán, J.R., Gutierrez Marco, J.C., Marcos, A., and Pulgar, J.A. (1990). West Asturian-Leonese Zone. Stratigraphy. In: Dallmeyer, R.D., Martínez García, E. (Eds.), *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*. Springer-Verlag, Berlin, pp. 92–102.

- Pérez-Estaún, A., Bastida, F., Alonso, J.L., Marquínez, J., Aller, J., Álvarez-Marrón, J., Farias, P., Marcos, A., Pulgar, J.A. (1991). The Cantabrian Zone: An interpretation for an arcuate foreland thrust-belt. *Tectonophysics*, 191, 435.
- Pérez-Estaún, A., Martínez Catalán, J.R., Bastida, F. (1991). Crustal thickening and deformation sequence in the footwall to the suture of the Variscan Belt of Northwest Spain. *Tectonophysics* 191, 243–253.
- Pérez-Estaún, A., Pulgar, J.A., Banda, E., Álvarez-Marrón, J. and ESCI-N Research Group: Marcos, A., Bastida, F., Alonso, J.L., Aller, J., Farias, P., Martínez Catalán, J.R. Comas, M.C., Dañobeitia, J.J., Córdoba, D. (1994). Crustal structure of the external variscides in northwest Spain from deep seismic reflection profiling. *Tectonophysics*, 232, 91-118.
- Perroud, H., Calza, F., Khattach, D. (1991). Paleomagnetism of the Silurian Volcanism at Almadén, Southern Spain. *Journal of Geophysical Research*, 96, 1949-1962.
- Portero, J.M., Meléndez Hevia, F., Riba Arderiu, O. (1981). Mapa geológico de España Serie MAGNA 1:50.000 Hoja 565, Tragacete. IGME, Madrid.
- Potter, D. K., and Stephenson, A. (1988) Single domain particles in rocks and magnetic fabric analysis. *Geophys. Res. Lett.*, 15: 1097-1100.
- Pueyo, E.L., Sussman, A.J., Oliva-Urcia, B., Cifelli, F. (2015). Palaeomagnetism in fold and thrust belts: use with caution. In: Pueyo, E.L., Cifelli, F., Sussman, A.J., Oliva-Urcia, B. (Eds.), *Paleomagnetism in fold and thrust belts: new perspectives*, Geological Society, London, Special Publications, 425(1), 259-275. <https://doi.org/10.1144/SP425.14>
- Ramírez Merino, J.I., Hernández Samaniego, A., Lillo Ramos, J. (2000a). *Mapa geológico de España Serie MAGNA 1:50.000, Hoja 686, Turleque*. IGME, Madrid.
- Ramírez Merino, J.I., Hernández, A., Huerta, J., López, Portero, J.M., Solesio, J, Gil, D., Pérez, A. (2000b). *Mapa geológico de España Serie MAGNA 1:50.000, Hoja 712, Madridejos*. IGME, Madrid.
- Ramírez Merino, J.I., Huerta Carmona, J., Ramírez, J.I., López, F. Portero, J.M., Solesio, J., Gil, D., Pérez, A., 2000c. *Mapa geológico de España Serie MAGNA 1:50.000, Hoja 736, Malagón*. IGME, Madrid.
- Ramsay, J.G. (1967). *Folding and fracturing of rocks*. McGraw-Hill, New York. 568 pp.
- Rapaille, C., Marzoli, A., Bertrand, H., Féraud, G., Reinsberg, L., Fontignie, D., (2003). Geo-chemistry and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ of the European part of the Central Atlantic Magmatic Province. *European Union of Geosciences*. 11791.
- Reche, J., Martínez, F. J., Arboleya, M. L., Dietsch, C. and Briggs, W. D. (1998). Evolution of a kyanite-bearing belt within a HT-LP orogen: the case of NW Variscan Iberia. *Journal of Metamorphic Geology*, 16, 379–394. <https://doi.org/10.1111/j.1525-1314.1998.00142.x>
- Reid, A.B., Allsop, J.M., Granser, H., Miliett, A.J. and Somerton, W.I. (1990): Magnetic interpretations in three dimensions using Euler deconvolution. *Geophysics*, 55: 80-91.
- Rey, P., Burg, J. P., and Casey, M. (1997). The Scandinavian Caledonides and their relationship to the Variscan Belt. In: Burg, J. P., and Ford, M. (Eds.), *Orogeny Through Time*, Geological Society, London, *Special Publication*, 121, pp. 179–200.
- Ribeiro A., Dias R., Brandao Silva J. (1995). Genesis of the Ibero-Armorican arc. *Geodinamica Acta*, 8, 173-184.

- Ries, A.C. (1979). Variscan metamorphism and K-Ar dates in the Variscan fold belt of S Brittany and NW Spain. *Journal of the Geological Society, London*, 136, 89-103.
- Ries, A.C., Richardson, A., and Shackleton, R.M. (1980). Rotation of the Iberian arc: Paleomagnetic results from north Spain. *Earth and Planetary Science Letters*, 70, 301-310.
- Robardet, M. (1981). Late Ordovician tillites in Iberian Peninsula. In: Hamberg, M.J., Harland, W.B. (Eds.), *Earth's pre-Pleistocene Glacial Record*. Cambridge University Press, pp. 585–589.
- Robardet, M. (2002). Alternative approach to the Variscan Belt of southwestern Europe: Preorogenic paleobiogeographical constraints. In: Martínez Catalán, J.R., Hatcher Jr., R.D., Arenas, R., Díaz García, F. (Eds.), *Variscan-Appalachian Dynamics: The Building of the Late Paleozoic Basement, Geological Society of America, Special Paper, 364*, pp. 1–15.
- Robardet, M. (2003). The Armorica 'microplate': fact or fiction? Critical review of the concept and contradictory paleobiogeographical data. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 195, 125–148.
- Rochette, P. (1988). Inverse magnetic fabric in carbonate-bearing rocks. *Earth Planet. Sci. Lett.* 90, 229–237. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(88\)90103-3](https://doi.org/10.1016/0012-821X(88)90103-3)
- Rochette, P., Jackson, M., Aubourg, C. (1992). Rock magnetism and the interpretation of anisotropy of magnetic susceptibility. *Rev. Geophys.* 30, 209–226. <https://doi.org/10.1029/92RG00733>
- Rodríguez Gómez, S. (2015). Modelización 2D de la anomalía magnética de la parte Norte de la Ventana Tectónica de Xistral (Domo de Lugo). Trabajo de fin de Grado de Geología, Universidad de Salamanca, 34 pp.
- Roiz, J.M., Vegas, R. (1980). Formaciones Ordovícicas y anteordovícicas del Anticlinal de Tirteafuera (sur de la provincia de Ciudad Real). *Studia Geologica Samanticensia*, 14, 27–35.
- Rubio Pascual, F.J., Arenas, R., Martínez Catalán, J.R., Rodríguez Fernández, and L.R., Wijbrans, J. (2013). Thickening and Exhumation of the Variscan roots in the Iberian Central System: Tectonothermal processes and $40\text{Ar}/39\text{Ar}$ ages. *Tectonophysics* 587, 207–221. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2012.10.005>
- Rubio Pascual, F.J., López-Carmona, A., and Arenas, R. (2016). Thickening vs. Extension in the Variscan belt: P-T modelling in the Central Iberian Autochthon. *Tectonophysics* 681, 144–158. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2016.02.033>
- Rubio Pascual, F.J., Montes Santiago, M.J. (1999). *Mapa geológico de España Serie MAGNA 1:50.000, Hoja 687, Villacañas*. IGME, Madrid.
- Salem, A., Green, C., Ravat, D., Singh, K. H., East, P., Fairhead, J. D., Mogren, S. and Biegert, E., (2014). Depth to Curie temperature across the central Red Sea from magnetic data using the de-fractal method. *Tectonophysics*, 624–625, 75–86. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2014.04.027>
- Sánchez Carretero, R., Contreras López, E. y Martín Herrero, D. (1991). *Mapa geológico de España, Serie MAGNA 1:50.000 Hoja 529 Santa María del Berrocal*. IGME, Madrid.

- Sánchez Carretero, R., Contreras López, E., Martín Parra, L.M., Martínez-Salanova, J., Gutiérrez Alonso, G., Barbero, L., Villaseca, C. (1990). *Mapa geológico de España Serie MAGNA 1:50.000, Hoja 657, Sonseca*. IGME, Madrid.
- Sánchez Martínez, S., Arenas, R., Díaz García, F., Martínez Catalán, J.R., Gómez-Barreiro, J., and Pearce, J.A. (2007). Careón ophiolite, NW Spain: Suprasubduction zone setting for the youngest Rheic Ocean floor. *Geology*, 35(1), 53. <https://doi.org/10.1130/G23024A.1>
- Sanz López, M. (2015). Anomalía magnética y modelización 2D-2.5D del dique Alentejo-Plasencia y del Complejo Anatético de la Peña Negra (Ávila). Trabajo de fin de grado en ingeniería geológica, Universidad de Salamanca.
- Schmidt, V., Hirt, A.M., Hametner, K., Günther, D. (2007). Magnetic anisotropy of carbonate minerals at room temperature and 77 K. *Am. Mineral.* 92, 1673–1684. <https://doi.org/10.2138/am.2007.2569>
- Schulz, G. (1858). Descripción geológica de la provincia de Oviedo. Imprenta José González, Madrid. 138 pp., 1 map 1:400 000 (1857).
- Shaw, J., Johnston, S. T., Gutiérrez-Alonso, G., and Weil, A. B. (2012). Oroclines of the Iberian Variscan belt: Paleocurrent analysis, U-Pb detrital zircon age dating, and paleogeographic implications. *Earth and Planetary Science Letters*, 329–330, 60–70. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2012.02.014>
- Shelley, D., Bossière, G. (2000). A new model for the Hercynian Orogen of Gondwanan France and Iberia. *Journal of Structural Geology*, 22(6), 757–775.
- Shelley, D., Bossière, G. (2002). Megadisplacements and the Hercynian orogen of Gondwanan France and Iberia. In: Martínez Catalán, J.R., Hatcher Jr., R.D., Arenas, R., Díaz García, F. (Eds.), *Variscan-Appalachian Dynamics: The Building of the Late Paleozoic Basement*. Geological Society of America Special Paper, 364, 209–222.
- Simancas, F., Martínez Poyatos, D., Expósito, I., Azor, A., González Lodeiro, F. (2001). The structure of a major suture zone in the SW Iberian Massif: the Ossa-Morena/Central Iberian contact. *Tectonophysics*, 332, 295–308.
- Simancas, J.F., Ayarza, P., Azor, A., Carbonell, R., Martínez Poyatos, D., Pérez-Estaún, A., and González Lodeiro, F. (2013). A seismic geotraverse across the Iberian Variscides: Orogenic shortening, collisional magmatism, and orocline development. *Tectonics* 32, 417–432. <https://doi.org/10.1002/tect.20035>
- Socias, I., and Mezcuca, J. (2002). *Mapa de Anomalías Magnéticas de la Península Ibérica*. Madrid, Spain: Instituto Geográfico Nacional.
- Socias, I., Mezcuca, J., Lynam, J. and Del Potro, R. (1991). Interpretation of an aeromagnetic survey of the Spanish mainland. *Earth and Planetary Science Letters*, 105 (1–3), 55–64.
- Spector, A. and Grant, F. S. (1970) Statistical Models for Interpreting Aeromagnetic Data. *Geophysics*, 35, 293–302
- Stampfli, G.M., Hochard, C., Vérard, C., Wilhem, C., and vonRaumer, J. (2013). The formation of Pangea. *Tectonophysics*, 593, 1–19. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2013.02.037>
- Staub, R. (1925). Gedanken zur Tektonik Spaniens. *Vierteljahrsschrift der Naturforschenden Gesellschaft, Zürich*, 71, 196–260.
- Staub, R. (1926a). Gedanken zum Strukturbild Spaniens. *XIV Congrès Géologique International*, 3, 949–996.

- Staub, R. (1926b). Gedanken zur Tektonik Spaniens. Vierteljahrsschrift der Naturforschenden Gesellschaft, Zürich 71, 196–260.
- Staub, R. (1927). Ideas sobre la tectónica de España. Versión española y Prólogo de A. Carbonell T-F., Real Academia de Ciencias, Bellas Letras y Nobles Artes de Córdoba, 87 pp.
- Staub, R. (1928a). Gedanken zum Strukturbild Spaniens. *Extrait des Comptes-Rendus, XIV^e Congrès Géologique International, 1926* (pp. 1–50). Madrid: Gráficas Reunidas.
- Staub, R. (1928b). Der Bewegungsmechanismus der Erde dargelegt am Bau der irdischen Gebirgssysteme (270 pp.). Berlin: Gebrüder Borntraeger.
- Stille, H. (1924). Grundfragen der Vergleichenden. Tectonik, 443 pp. Berlin: Gebrueder Borntragen.
- Suess, E. (1888). Das Antlitz der Erde. vol. II, 508 pp. Tempsky, Wien.
- Talavera, C., Montero, P., and Bea, F. (2008). Precise single-zircon Pb-Pb dating reveals that Aljucén (Mérida) is the oldest plutonic body of the Central Iberian Zone. *Geo-Temas* 10, 249–252.
- Talavera, C., Montero, P., Bea, F., González Lodeiro, F., and Whitehouse, M. (2013). U-PbZircon geochronology of the Cambro-Ordovician metagranites and metavolcanic rocks of central and NW Iberia. *Int. J. Earth Sci.* 102, 1–23. <https://doi.org/10.1007/s00531-012-0788-x>
- Talwani, M., Worzel, J.L. and Landisman, M. (1959) Rapid Gravity Computations for Two-Dimensional Bodies with Application to the Mendocino Submarine Fracture Zone. *Journal of Geophysical Research*, 64, 49-59. <http://dx.doi.org/10.1029/JZ064i001p00049>
- Tarling D.H., Hrouda F. (1993) The magnetic anisotropy of rocks. Chapman and Hall, London 217 pp.
- Tauxe, L. (2010). *Essentials of Rock and Paleomagnetism*. University of California Press (1st Edit.), 512 pp.
- Tauxe, L., Watson, G.S. (1994). The fold test: An eigen analysis approach. *Earth and Planetary Science Letters*, 122(3), 331-341. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(94\)90006-X](https://doi.org/10.1016/0012-821X(94)90006-X)
- Tauxe, L., Shaar, R., Jonestrask, L., Swanson-Hysell, N.L., Minnett, R., Koppers, A.A.P., Constable, C.G., Jarboe, N., Gaastra, K., Fairchild, L., (2015). PmagPy: Software package for paleomagnetic data analysis and a bridge to the Magnetism Information Consortium (MagIC) Database. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 17, 2450-2463. <https://doi.org/10.1002/2016GC006307>
- Teixeira, C., (1955). Notas sobre Geologia de Portugal: O Complexo xisto-grauváquico ante-Ordoviciano. Empresa Literaria Fluminense, Lisboa, 50 pp.
- Tirel, C., Brun, J. P. and Burov, E. (2004). Thermomechanical modelling of extensional gneiss domes, in Whitney, D. L., Teyssier, C., and Siddoway, C. S., Gneiss domes in orogeny. *Geological Society of America Special Paper*, 380, 67–78. ISSN: 0072-1077; ISBN: 978-0-8137-2380-8.
- Torsvik, T.H., Van der Voo, R., Preeden, U., Niocaill, C.M., Steinberger, B., Doubrovine, P.V., van Hinsbergen, D.J.J.J., Domeier, M., Gaina, C., Tohver, E., Meert, J.G., McCausland, P.J.a.A., Cocks, L.R.M. (2012). Phanerozoic polar wander, palaeogeography and dynamics. *Earth-Science Reviews*, 114(3-4), 325-368. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2012.05.007>

- Tracy, R. J., Robinson, P. and Thompson, A. B. (1976). Garnet composition and zoning in the determination of temperature and pressure of metamorphism, central Massachusetts. *American Mineralogist*, 61, 762-774.
- Ubanell, A.G. (1982). *Estudio de la fracturación de un segmento del Sistema Central Español*. Ed. Universidad Complutense Madrid, Colección Tesis Doctorales, 160/82, pp. 217.
- Valle Aguado, B., Azevedo, M.R., Schaltegger, U., Martínez Catalán, J.R., and Nolan, J. (2005). U-Pb zircon and monazite geochronology of Variscan magmatism related to synconvergence extension in Central Northern Portugal. *Lithos* 82 (1–2), 169–184.
- Valverde-Vaquero, P., and Dunning, G.R. (2000). New U-Pb ages for Early Ordovician magmatism in Central Spain. *J. Geol. Soc. Lond.* 157, 15–26. <https://doi.org/10.1144/jgs.157.1.15>
- Valverde-Vaquero, P., Díez Balda, M.A., Díez Montes, A., Dörr, W., Escuder Viruete, J., González Clavijo, E., Maluski, H., Rodríguez-Fernández, L.R., Rubio, F., and Villar, P. (2007). The "hot orogen": two separate variscan low-pressure metamorphic events in the Central Iberian Zone. In: Faure, M., Lardeaux, J.-M., Ledru, P., Peschler, A., and Schulmann, K. (Eds.), *Mechanics of Variscan Orogeny: a modern view on orogenic research*. Géologie de la France, 2007 (2), 168. Société Géologique de France and Bureau de Recherches Géologiques et Minières.
- Vázquez, F., Moreno, F., de Miguel, J.M., Ruíz, C. (1988). *Mapa geológico de España Serie MAGNA 1:50.000, Hoja 685, Los Yébenes*. IGME, Madrid.
- Vegas, R., de Vicente, G., Andriessen, P., Martín Velásquez, S. (2004). Los Montes de Toledo. In: Vera, J.A. (Ed.), *Geología de España*, SGE-IGME, Madrid, Sect. 7.4.5, 627-628.
- Vegas, R., Vázquez, J.T., Suriñach, E. and Marcos, A. (1990). Model of distributed deformation, block rotations and crustal thickening for the formation of the Spanish Central System. *Tectonophysics*, 184, pp. 367-378.
- Verwey, E.J. (1939). Electronic Conduction of Magnetite (Fe₃O₄) and its Transition Point at Low Temperatures. *Nature* 144, 327–328. doi:10.1038/144327b0.
- Villalain, J.J. (2016). La historia del campo magnético terrestre registrada en las rocas. *Fundamentos del Paleomagnetismo*. Enseñanza de la Ciencias de la Tierra, 2016 (24.3), 261-274.
- Villaseca, C., Ruiz-Martínez, V. C., and Pérez-Soba, C. (2017). Magnetic susceptibility of Variscan granite-types of the Spanish Central System and the redox state of magma. *Geologica Acta*, Vol. 15, Nº4 p.p. 379-394. <https://doi.org/10.1344/GeologicaActa2017.15.4.8>.
- Weil, A.B. (2006). Kinematics of orocline tightening in the core of an arc: Paleomagnetic analysis of the Ponga Unit, Cantabrian Arc, northern Spain. *Tectonics*, 25, 1-23, TC3012. <https://doi.org/10.1029/2005TC001861>.
- Weil, A.B., Sussman, A.J. (2004). Classifying curved orogens based on timing relationships between structural development and vertical-axis rotations. In: Sussman, A.J., Weil, A.B. (Eds.), *Orogenic Curvature: Integrating Paleomagnetic and Structural Analysis*, Geological Society of America Special Paper 383, 1-15. <https://doi.org/10.1130/0-8137-2383-3>.
- Weil, A.B., Van der Voo, R., Van der Pluijm, B.A., Parés, J.M. (2000). The formation of an orocline by multiphase deformation: a paleomagnetic investigation of the Cantabria-Asturias Arc (northern Spain). *Journal of Structural Geology*, 22, 735-755.

- Weil, A.B., Van der Voo, R., Van der Pluijm, B.A. (2001). Oroclinal bending and evidence against the Pangea megashear: The Cantabria-Asturias arc (northern Spain). *Geology*, 29, 991-994.
- Weil, A., Gutiérrez-Alonso, G., and Conan, J. (2010). New time constraints on lithospheric-scale oroclinal bending of the Ibero-Armorican Arc: A palaeomagnetic study of earliest Permian rocks from Iberia. *Journal of the Geological Society*, 167(1), 127-143. <https://doi.org/10.1144/0016-76492009-002>
- Weil, A.B., Gutiérrez-Alonso, G., Johnston, S.T., Pastor-Galán, D. (2013a). Kinematic constraints on buckling a lithospheric-scale orocline along the northern margin of Gondwana: A geologic synthesis. *Tectonophysics*, 582, 25-49. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2012.10.006>
- Weil, A.B., Gutiérrez-Alonso, G., Wicks, D. (2013b). Investigating the kinematics of local thrust sheet rotation in the limb of an orocline: A paleomagnetic and structural analysis of the Esla tectonic unit, Cantabrian-Asturian Arc, NW Iberia. *International Journal of Earth Sciences*, 102(1), 43-60. <https://doi.org/10.1007/s00531-012-0790-3>
- White, R. W., Powell, R., Holland, T. J. B. and Worley, B. A. (2000). The effect of TiO₂ and Fe₂O₃ on metapelitic assemblages at greenschist and amphibolite facies conditions: mineral equilibria calculations in the system K₂O-FeO-MgO-Al₂O₃-SiO₂-H₂O-TiO₂-Fe₂O₄. *Journal of Metamorphic Geology*, 18, 497-511. <https://doi.org/10.1046/j.1525-1314.2000.00269.x>
- White, R. W., Pomroy, N. E. and Powell, R. (2005). An in-situ metatexite-diatexite transition in upper amphibolite facies rocks from Broken Hill, Australia. *Journal of Metamorphic Geology* 23, 579-602. <http://dx.doi.org/10.1111/j.1525-1314.2004.00597.x>
- White, R.W., Powell, R. and Holland T.J.B. (2007). Progress relating to calculation of partial melting equilibria for metapelites. *Journal of Metamorphic Geology*, 25, 511-527. <http://dx.doi.org/10.1111/j.1525-1314.2007.00711.x>
- Whitney, D. L., Teyssier, C. and Vanderhaeghe, O. (2004) Gneiss domes and crustal flow, in Whitney, D. L., Teyssier, C., and Siddoway, C. S., Gneiss domes in orogeny. *Geological Society of America Special Paper*, 380, 15-33. ISSN: 0072-1077; ISBN:978-0-8137-2380-
- Winchester, J.A., Pharaoh, T.C., and Verniers, J., (2002). Palaeozoic amalgamation of Central Europe: an introduction and synthesis of new results from recent geological and geophysical investigations. In: Winchester, J.A., Pharaoh, T.C. and Verniers, J. (Eds.), *Palaeozoic Amalgamation of Central Europe*. Geological Society, London, Special Publications, 201, pp. 1-18.
- Winkler, A., Florindo, F., Sagnotti, L., Sarti, G. (1996). Inverse to normal magnetic fabric transition in an Upper Miocene Marly Sequence from Tuscany, Italy. *Geophys. Res. Lett.* 23, 909-912. <https://doi.org/10.1029/96GL00745>
- Zijderveld, J.D.A. (1967). Demagnetization of rocks: analysis of results. In: *Developments in Solid Earth Geophysics*, 3. Elsevier, pp. 254-286. <https://doi.org/10.1016/B9781-4832-2894-5.50049-5>.



**VNiVERSIDAD
D SALAMANCA**

CAMPUS DE EXCELENCIA INTERNACIONAL

Departamento de Geología

Facultad D Ciencias
**VNiVERSIDAD
D SALAMANCA**

