



Trabajo Fin de Máster

LAS ROCAS VOLCANOCLÁSTICAS DE CODOS: EMPLAZAMIENTO Y ESTRUCTURACIÓN



Autora

Tania Montserrat Merchán Rivera

Directores

Antonio Casas Sainz y José Luis Simón Gómez

Facultad de Ciencias / Departamento de Ciencias de la Tierra (Universidad de Zaragoza)

Curso 2019-20

AGRADECIMIENTOS

En primer lugar, agradecer a mis tutores, Antonio Casas y José Luis Simón por su gran implicación y disposición en todo momento para responder cualquiera de mis inquietudes.

Al SAI (Servicio General de Apoyo a la Investigación) de la Universidad de Zaragoza por la realización de láminas delgadas. Así como a la Universidad de Burgos por permitirme realizar las medidas de paleomagnetismo. Especialmente, agradezco a Pablo Calvín y Juanjo Villalaín y por sus numerosas explicaciones e implicación en el tema y por su ayuda en la desmagnetización por de AF.

A Teresa, por ayudarme con ASM y por enseñarme en la asignatura de geología del subsuelo, información tan necesaria para mi trabajo. Así también, agradezco a los integrantes de esta asignatura, Samuel, Ana, Rosibeth y Jon (a pesar de haber hecho pirola ese día), sin olvidarme de los invitados Pablo y Valentina, por su gran ayuda durante la campaña de campo, y no odiarme por el horrible calor que hacía.

Gracias a mis amigos, Ana, Tamara y Alberto por ayudarme en la divertida tarea de perforar rocas. A Jon, Marta y Álvaro, por los ánimos constantes. Y nuevamente a Ana Simón por ser mi tercera tutora, y una gran experta en el tema.

Finalmente, agradecer a mi hermana, Ximena y a mi madre, Noemi, por el apoyo incondicional. Sin olvidarme de mi padre, Gonzalo, por ser mi compañero de aventuras durante las salidas de campo.

ÍNDICE

<i>Abstract</i>	1
1. INTRODUCCIÓN	2
1.1 Planteamiento y objetivos	2
1.2 Antecedentes	2
2. CONTEXTO GEOLÓGICO DEL ÁREA DE ESTUDIO	5
2.1 La Cordillera Ibérica	5
2.2 Magmatismo en la Cordillera Ibérica	7
3. METODOLOGÍA	9
3.1 Análisis estructural	9
3.2 Extracción de muestras orientadas en campo	10
3.3 Análisis de la anisotropía de la susceptibilidad magnética (ASM)	11
3.4 Curvas termomagnéticas	12
3.5 Paleomagnetismo	12
3.6 Estudio de láminas delgadas	14
3.7 Gravimetría	15
3.8 Magnetometría	16
4. RESULTADOS	17
4.1 Composición de los materiales	17
4.2 Macroestructura y datos geofísicos	22
4.3 Análisis estructural	26
4.4 Análisis de la anisotropía de la susceptibilidad magnética	29
4.5 Paleomagnetismo	32
5. INTERPRETACIÓN Y DISCUSIÓN	36
6. CONCLUSIONES	43
7. BIBLIOGRAFÍA	44

ANEXO I: Resultados de gravimetría.

ANEXO II: Resultados asociados a las curvas termomagnéticas.

Abstract

Late Variscan magmatism in the Iberian Chain is recorded by the presence of both pyroclastic units and high-level intrusions (dykes and sills). In this context, were formed the studied rocks of this work, the volcanoclastic unit of Codos. Various techniques are used in this work, at different scales for the study of this area. Gravimetric prospecting allows characterizing in the subsoil the host rock area of the volcanoclastic rocks, the Rio Grío fault zone, that shows a width of 1 km. Magnetometry indicates the existence of basic rock bodies at depth within this zone. Microstructural analysis of petrofabric and analysis of the anisotropy of magnetic susceptibility (AMS) allow us to know the internal structure of rocks (petrofabric and magnetic fabric). The results show a radial transport pattern probably related to the origin of the materials from a source located in the NW of the study area. Paleomagnetism shows a late evolution related to clockwise rotations linked to the strike-slip dextral movement of the río Grío fault, which experimented a Cenozoic reactivation under a transpressive regime. Finally, the structural analysis of fracturing at the outcrops scale indicates a long history of deformation of these rocks, from the Mesozoic extension, the Paleogene compression and the Neogene-Quaternary extension.

Resumen

El magmatismo varisco tardío en la Cordillera Ibérica ha sido registrado por la presencia de rocas piroclásticas e intrusiones hipovolcánicas (diques y *sills*). En ese contexto, se forman las rocas de estudio de este trabajo, las rocas volcanoclásticas de Codos. Para el estudio de esta zona, se emplean varias técnicas a diferentes escalas. La prospección gravimétrica permite caracterizar bajo las rocas volcanoclásticas, la zona de falla del Río Grío con una anchura de 1 km. La magnetometría indica la existencia de cuerpos de rocas básicas en profundidad. El análisis microestructural y el análisis de anisotropía de la susceptibilidad magnética (ASM) permiten conocer la estructura interna de las rocas (petrofábrica y fábrica magnética). Los resultados muestran un patrón de transporte radial probablemente relacionado un origen de los materiales procedente del NW de la zona de estudio. El paleomagnetismo muestra una evolución tardía relacionada con rotaciones en sentido horario ligadas al movimiento direccional de la falla de río Grío, la cual sufre una reactivación cenozoica bajo régimen transpresivo y componente dextra. Finalmente, el análisis estructural de fracturas a escala de afloramiento, indica una larga historia de deformación de estas rocas, desde la extensión mesozoica, la compresión Paleógena y extensión neógeno-cuaternaria.

1. INTRODUCCIÓN

1.1 Planteamiento y objetivos

Desde el punto de vista regional, el área de estudio se encuentra en la Cordillera Ibérica, una cadena intracratónica que presenta estructuras de gran complejidad como resultado de su evolución a lo largo de diferentes etapas tectónicas: compresión varisca, fracturación tardivarisca, extensión y mineralizaciones durante el Triásico, extensión y sedimentación durante el Jurásico y, finalmente, compresión en el Cenozoico y algunos movimientos recientes (Cortés y Casas, 1996; Capote, 1983; Gutiérrez *et al.*, 2012; Calvín y Casas, 2014; Marcén, 2014; Marcén y Román, 2015; Casas *et al.*, 2017; Liesa *et al.*, 2018). A finales del Pérmico y principios del Carbonífero se produjo un magmatismo que afectó a diversos sectores de la Cordillera Ibérica. Este magmatismo se caracteriza por la presencia de manifestaciones volcánicas efusivas, cuerpos de carácter hipovolcánico (diques y *sills*) y plutones intrusivos que se emplazan en materiales de edad variable (Lago y Pocoví, 1987; Mateo Lázaro, 1987; Lago *et al.*, 2004).

En este contexto se encuentran las rocas volcanoclásticas de Codos, las cuales han despertado gran interés científico a lo largo del tiempo, siendo la petrología y geoquímica los aspectos más investigados. Por ello, resulta novedoso realizar estudios basados en las propiedades geofísicas de los materiales y en el análisis estructural de la zona. De esta forma, el presente trabajo se centra en la geofísica y análisis estructural para alcanzar los siguientes objetivos: (1) Conocer la dirección de transporte o flujo de los materiales; (2) Caracterizar en la medida de lo posible el modelo de emplazamiento mediante el estudio geofísico de la zona; (4) Conocer la posible relación de este emplazamiento con otras estructuras como la Falla del Río Grío; (5) Caracterizar la presencia de una deformación Alpina posterior al emplazamiento.

1.2 Antecedentes

La presencia de manifestaciones magmáticas en materiales pre-triásicos de la Cordillera Ibérica ha sido citada numerosos trabajos, de índole diversa (p.e Lago *et al.*, 1991 y referencias allí incluidas). Los aspectos petrológicos y geoquímicos de este magmatismo, particularmente en la Rama Aragonesa, han sido descritos en detalle por diversos autores (Muñoz *et al.*, 1985; Lago *et al.*, 1991; Lago *et al.*, 2004; Lago *et al.*, 2005).

El magmatismo se caracteriza por presentar una naturaleza calco-alcalina (Lago y Pocoví.,1987), y una edad entre el Estefaniense tardío y Pérmico inferior (275-299 Ma), obtenida mediante criterios estratigráficos, dataciones de microflora y determinaciones radiométricas (Conte *et al.*,1987; Lago y Pocoví.,1987; Lago *et al.*, 2004; Lago *et al.*, 2005).

Concretamente, el área estudio ha resultado de gran interés geológico desde hace décadas por la presencia de las rocas volcanoclásticas de Codos, un afloramiento muy significativo, aunque de reducido tamaño. Mateo Lázaro (1987) recoge en su tesis de licenciatura los antecedentes bibliográficos de interés petrológico en la zona de Tobed-Codos-Mainar. En dicho trabajo, muestra que el primer autor en hacer referencia a las rocas endógenas presentes en el área de Codos fue Lasala en 1857, calificándolas como una “erupción diorítica”. Dereims en 1878 y Palacios en 1892, también califican estas rocas como eruptivas. Más adelante, en 1943, Meléndez interpreta estas complejas rocas como conglomerados de la base del Silúrico Mateo Lázaro (1987). Dos décadas después, en 1966, Bartsch realiza la primera descripción moderna del “volcán” de Codos (Mateo Lázaro, 1987), y Teyssen (1980) lo cartografía a escala 1:10.000 diferenciando varias zonas en él. Muñoz *et al.*, (1985) describen las rocas como conglomerados poligénicos compuestos por cantos redondeados de cuarcita, filita y cantos dacíticos empastados en una matriz fragmentaria volcánica. Interpretan estas rocas como un material volcánico explosivo con cantos del material paleozoico, como consecuencia de una erupción freatomagmática, en un medio posiblemente fluviolacustre.

Mateo Lázaro (1987) describe detalladamente las rocas volcaclásticas y los materiales encajantes de la zona. Plantea la siguiente hipótesis para la formación de las rocas de Codos. Durante la orogenia Varisca se produce el cabalgamiento de la Unidad de Badules sobre la Unidad Herrera a favor de la falla de Datos. Al final de la orogenia se desarrolla una etapa de desgarre y distensión radial que da lugar a las fosas intracontinentales (fosa de Fombuena y Codos) a la vez que se origina una actividad magmática en la región. El relleno de estas fosas se realiza a partir de los materiales clásticos procedentes del desmantelamiento de las zonas más elevadas, en las que afloran los materiales de la serie paleozoica y los ígneos emplazados en ella. De esta forma queda constituido el cuerpo epiclástico de Codos. A continuación, a través de fracturas y dentro de sedimentos poco consolidados se emplaza el cuerpo hipovolcánico de Codos.

Más recientemente, Lago *et al.*, (2005), exponen la siguiente hipótesis. En primer lugar, a favor de la falla de Datos bajo un régimen transtensional a extensional, se produce un emplazamiento de las andesitas anfibolíticas. De forma casi sincrónica, se produce el relleno volcano-sedimentario, debido a la erosión y transporte a corta distancia de las andesitas anfibolíticas junto a fragmentos de pizarras de los márgenes de la cuenca, produciendo un sedimento rico en matriz, ahora identificable como grauvacas. En una etapa final, se emplazó el dique andesítico que corta el relleno sedimentario.

2. CONTEXTO GEOLÓGICO DEL ÁREA DE ESTUDIO

El área de estudio se encuentra en la Cordillera Ibérica. Desde un punto de vista administrativo pertenece a la Comarca de Calatayud, en la provincia de Zaragoza (NE de España, Aragón). Se trata del entorno del municipio de Codos, situado en el valle del río Grío, el cual separa al noreste la Sierra de Algairén y al suroeste la Sierra de Vicort.

2.1 La Cordillera Ibérica

La Cordillera Ibérica es una cadena de dirección NW-SE, situada al noreste de la Península Ibérica. Se encuentra limitada al oeste por la Meseta central y por las cuencas Cenozoicas del Duero y el Tajo, al sur por las Cordilleras Béticas y al este por la cuenca del Ebro (Capote, 1983). El área de estudio se ubica en el borde norte de la Rama Aragonesa de esta Cordillera (fig.1), limitada al sur por la cuenca cenozoica de Calatayud (con orientación NO-SE) y al norte por la Cuenca del Ebro. El núcleo de estas estructuras corresponde con materiales precámbnicos y paleozoicos deformados durante la orogenia Varisca con dirección estructural NW-SE y NNW-SSE (Calvin y Casas, 2014).

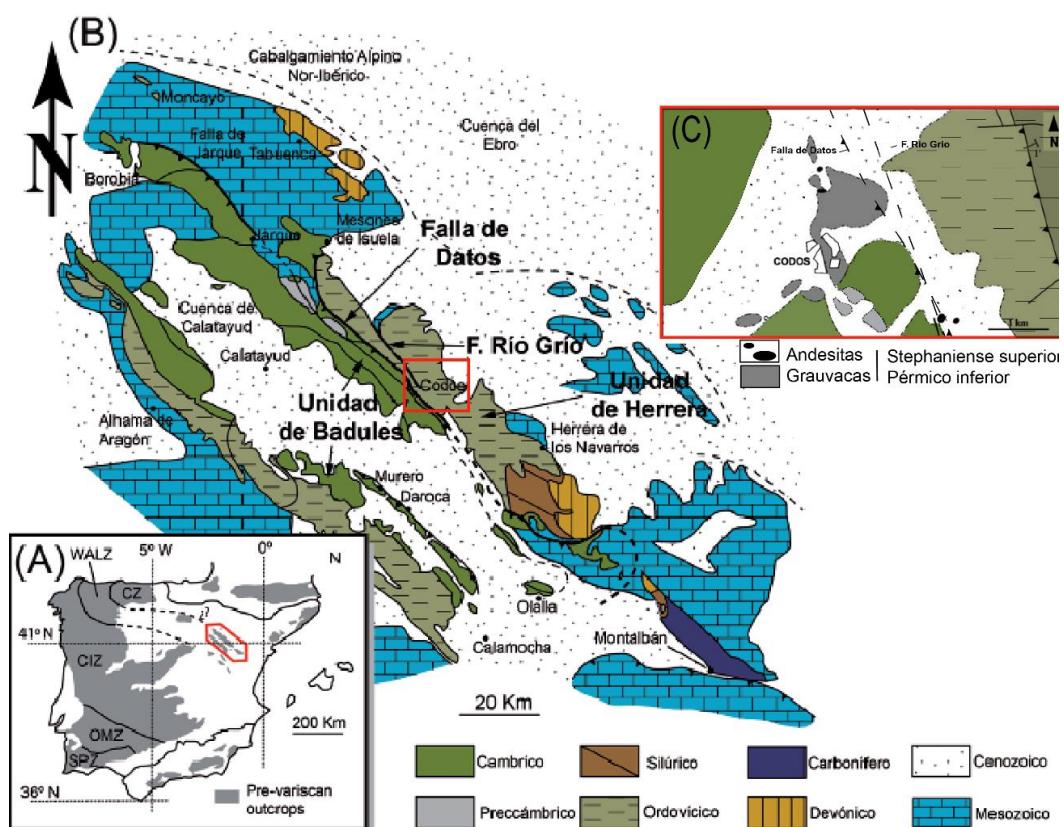


Figura 1. (A) Contexto geológico de la Cordillera Ibérica en el Macizo Ibérico. (B) Mapa geológico simplificado de la Rama Aragonesa (tomado de Calvin-Ballester y Casas (2014)) y (C) de la zona de estudio (modificado de Lago et al., 2005).

Durante el ciclo alpino, la Cordillera Ibérica constituyó la zona más importante de concentración de la deformación en el interior de la placa Ibérica, en la que fueron muy importantes las fracturas tardivariscas (Liesa *et al.*, 2018 y referencias allí incluidas). Durante el Mesozoico la Cuenca Ibérica sufrió una importante extensión, ligada a la apertura del Atlántico Norte y también del Thethys por el Este (Casas *et al.*, 1995; García-Lasanta *et al.*, 2018). A partir del final del Cretácico, se produjo un cambio en el campo de esfuerzos en el interior de la placa Ibérica, que sufre colisión y subducción continental, primero en su margen norte y luego en su margen sur. De esta forma, se generan estructuras compresivas y la inversión de las cuencas mesozoicas en el interior de la placa (Casas *et al.*, 1995; Casas y Faccenna, 2001; Liesa *et al.*, 2018).

La relación entre esta región y otros afloramientos paleozoicos del Macizo Ibérico es difícil de establecer, ya que las áreas intermedias se encuentran cubiertas por rocas mesozoicas y cenozoicas. Lotze (1929) divide el Macizo Ibérico en varias unidades estructurales. En el norte de la península, divide dos zonas, La Zona Asturoccidental Leonesa (ZAOL) y la Zona Cantábrica (ZC). Por una parte, algunos autores como Julivert y Martínez (1983), Tejero y Capote (1987) y Álvaro (1991) consideran que toda la Cordillera ibérica está incluida en la ZAOL. Por el contrario, Gonzalo y Liñán (1988) empleando criterios estratigráficos, proponen que el límite entre la ZC y ZAOL se encuentra al NE de la Cordillera Ibérica, en la Rama Aragonesa. Este límite correspondería con las fallas de Datos y Jarque, dos estructuras de primer orden con dirección NW-SE y vergencia NE, que separan las dos grandes subunidades de la Rama aragonesa: la Unidad Badules, al oeste y la unidad Herrera, al este. De esta forma la unidad de Badules pertenece a la ZAOL, mientras que la Unidad Herrera a la ZC.

En la zona de estudio, la Sierra de Vicort corresponde con la Unidad de Badules (bloque superior del cabalgamiento de Datos), en la que domina el Cámbrico inferior. Se encuentra cubierta en su zona de menor altura, hacia el Río Grío, por los materiales cenozoicos en forma de abanicos aluviales. En el cambio de pendiente en el que empieza la sierra de Vicort, afloran las Cuarcitas de Bámbola, por encima las Capas de Embid y sobre ellas las Capas del Jalón (Marcén, 2014). La unidad de Herrera coincide con la Sierra de Algairén (bloque inferior del citado cabalgamiento). En esta unidad domina el Ordovícico y Carbonífero. En conjunto, la Sierra de Algairén muestra una geometría de anticlinorio, en cuyo flanco SW destaca la presencia de pliegues y fallas con direcciones

paralelas a las trazas de las estructuras mayores (Cabalgamiento de Datos y falla de Río Grío). La disposición de las diferentes formaciones se ve afectada por dichas fallas, que generan repeticiones de la serie. Hacia el contacto con la Falla de Río Grío aflora la Formación Balconchán, intensamente afectada por pliegues y fallas, mientras que hacia la zona superior de la Sierra aflora la Formación Dere, quedando en alturas intermedias la Formación Borrachón (todas ellas del Cámbrico-Ordovícico, Marcén, 2014).

Cerca del Cabalgamiento de Datos, la principal estructura varisca de este sector de la Cordillera Ibérica, se encuentra la falla del Río Grío, uno de los principales accidentes que segmentan la Cordillera Ibérica. Se trata de una fractura tardivarisca con posible actividad durante el primer ciclo alpino extensional y reactivada durante la compresión cenozoica con componente dextral bajo régimen transpresivo, con direcciones de compresión variables desde ENE hasta NNW (Marcén, 2014). La falla de Datos presenta una actividad independiente a la falla del Río Grío y puede incluso encontrarse seccionada por ésta. En el área de estudio, ambas fallas se entroncan. Sin embargo, las deficientes condiciones de afloramiento de la Falla de Datos impiden establecer con mayor claridad la relación entre ambas (Marcén, 2014; Marcén y Román, 2015). Al norte de la zona de estudio, en el paraje denominado Los Abuelos situado entre Tobed y Codos, aflora la zona de falla del Río Grío (ZFRG) con rocas asociadas (harinas y brechas de falla), con una dirección NW-SE y un espesor de decenas de metros (Marcén, 2014; Marcén y Román, 2015).

2.2 Magmatismo en la Cordillera Ibérica

Durante el Carbonífero tardío y Pérmico temprano se produjo un magmatismo que afectó a diversos sectores de la Cordillera Ibérica, de forma coetánea al vulcanismo en la cadena pirenaica. Este magmatismo se caracteriza por la presencia de manifestaciones volcánicas efusivas, cuerpos de carácter hipovolcánico (diques y sills) y plutones intrusivos que se emplazan en materiales de edad variable (Lago y Pocoví, 1987; Mateo Lázaro, 1987; Lago *et al.*, 2004).

Durante la compresión varisca, el grosor de la corteza continental en el centro de Iberia aumentó hasta alrededor de 50 a 60 km, lo que desencadenó un metamorfismo regional generalizado y anatexia, lo que resultó en la generalizada intrusión de granitoides. Este proceso provocó una inestabilidad de la corteza y un colapso extensional

(Doblas et al., 1994) durante el Varisco tardío (Estefaniense - Pérmico temprano). Una red de fallas de *strike-slip* marcó la separación de la Placa Ibérica hacia el N, y en su interior, dos familias principales de fallas (NW-SE y NE-SW) dividieron el antiguo edificio varisco en varios bloques corticales (Arthaud y Matte, 1975; Capote, 1978, 1983; Lago *et al.*, 2005). Durante la transición Estefaniense-Pérmico, el régimen tectónico transtensional controló el desarrollo de semi-grabens intermontanos estrechos, relativamente aislados, limitados por bloques levantados. Las fallas que controlaron la formación y evolución de estos semi-grabens probablemente estuvieron relacionadas, en profundidad, con una falla lístrica significativa de dirección ibérica, buzando hacia el NE (Arche y López-Gómez, 1996). Las cuencas se llenaron mediante depósitos continentales (aluvial y lacustre) y materiales volcanoclasticos (Lago *et al.* 1991, 2004, López-Gómez *et al.* 2002; Lago *et al.*, 2005). Los afloramientos de estas cuencas se encuentran dispersos a lo largo del Sistema Central oriental (Atienza, Fig.2) y la Cordillera Ibérica (por ejemplo, Pálmaces, Ojos Negros, Orea, Bronchales, Eslida, Fombuena; Lago *et al.*, (2005), Fig.2).

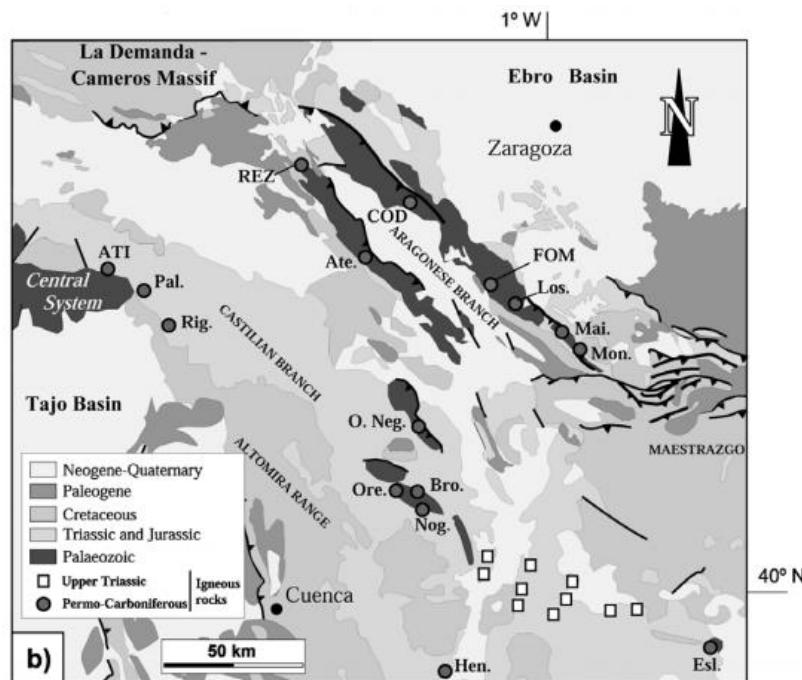


Figura 2. Localización de afloramientos en el este del Sistema Central: Ati (Atienza) y en la Cordillera Ibérica: Rama aragonesa: : Rez (Reznos), Cod (Codos), Ate (Ateca), Fom (Fombuena), Los (Loscos), Mai (Maicas), Mon (Montalbán); Rama Castellana: Pal (Pálmaces), Rig (Rillo de Gallo), O.Neg (Ojos Negros), Ore (Orea), Bro (Bronchales), Nog (Nogueras), Hen (Henarejos) and Esl (Eslida). Imagen tomada de Lago *et al.*, (2005).

Durante esta etapa de *rafting*, se produjo la intrusión de cuerpos hipoabisales como diques y *sills*. Las rocas ígneas emplazadas durante este evento magmático presentan una afinidad geoquímica calco-alcalina (Lago *et al.*, 2004). En el Pérmico Tardío, las recién formadas cuencas de la zona de la Cordillera Ibérica evolucionaron hacia semi-grabens bien desarrollados que, a principios del Triásico, dieron lugar a la formación de una extensa cuenca simétrica, la Cuenca Ibérica (Sopeña *et al.*, 1988; López-Gómez *et al.*, 2002; Lago *et al.*, 2004).

3. METODOLOGÍA

La metodología utilizada se puede dividir en trabajo de campo, trabajo de laboratorio y trabajo de gabinete. Las campañas de campo, se han centrado en la caracterización de los materiales volcanocásticos y, en menor medida, de los materiales encajantes. Se ha realizado: (i) la toma de datos estructurales, (ii) recogida de muestras orientadas para su posterior tratamiento en el laboratorio y (iii) prospección geofísica, realizando un perfil magnético y uno gravimétrico. En laboratorio, se han estudiado las muestras de rocas volcanoclásticas mediante análisis de la anisotropía de la susceptibilidad magnética (ASM), paleomagnetismo, curvas termomagnéticas y estudio de láminas delgadas. El trabajo de gabinete ha consistido en una revisión bibliográfica inicial y continuada de trabajos centrados en la zona de interés y sus cercanías, así como relacionados con las diferentes técnicas empleadas. Se ha realizado el procesado de los datos, su interpretación y la redacción del trabajo. El tratamiento de datos y georreferenciación de las estaciones se ha realizado mediante el software *Qgis*, y las imágenes mediante los editores *Inkscape* y *Adobe Illustrator*. A continuación, se explica con mayor detalle los procedimientos realizados.

3.1 Análisis estructural

Para el análisis estructural, se ha realizado una búsqueda de buenos afloramientos en los que se observe estructuras de pequeña escala. Se ha tratado de buscar afloramientos del contacto de los materiales volcanoclásticos con la roca encajante. Finalmente, se ha medido en tres estaciones la orientación de los elementos estructurales mediante brújula, midiendo estratificaciones, planos de diaclasa, planos de falla y estrías de falla. Finalmente, se ha realizado un análisis geométrico mediante el software *Stereonet*.

3.2 Extracción de muestras orientadas en campo

La toma de muestras se ha centrado en los afloramientos de rocas volcanoclásticas y en menor medida en las rocas encajantes. Se han recogido un total de 27 muestras, con una distribución lo más homogénea posible, de las cuales 23 corresponden con las rocas de estudio y las otras 4 con las areniscas de la unidad Badules y las lutitas de la unidad de Herrera. Para la extracción de muestras, en primer lugar, se procede a elección de un plano de medida, escogiendo preferentemente planos de fractura por su abundancia y comodidad. Sobre el plano escogido y con ayuda de la brújula, se traza la línea de dirección y una línea perpendicular, que indica la dirección de máxima pendiente. Esta última será la referencia principal para la orientación de las submuestras. Cada muestra se sigla y se extrae manualmente con un martillo y cincel.

Preparación de submuestras

A partir de las 23 muestras de rocas volcanoclásticas se cortaron submuestras o especímenes aptos para su análisis en ASM y paleomagnetismo (Fig.3). Las muestras de menor tamaño (<7 cm) se cortan mediante una sierra mecánica con filo de diamante, obteniendo cubos de 2 cm de arista. Para las muestras de mayor tamaño, se emplea una perforadora con broca de diamante refrigerada con agua, obteniendo cilindros alargados que posteriormente se cortan en cilindros de 2,3 cm de diámetro y 2,1 cm de altura. En el primer caso, la dirección de máxima pendiente medida en campo se mantiene en cada espécimen, mientras que en el segundo caso se emplea la dirección de máxima pendiente de la perforación. Finalmente, han resultado válidas un total de 21 muestras. Por cada muestra, se han realizado una media de 8 a 15 especímenes para garantizar la representatividad, obteniendo un total de 242 especímenes.



Figura 3. Especímenes para ASM y paleomagnetismo.

3.3 Análisis de la anisotropía de la susceptibilidad magnética (ASM)

El análisis de anisotropía de la susceptibilidad magnética es una técnica empleada para caracterizar la estructura interna de las rocas mediante su fábrica magnética. Para explicar este concepto, es necesario definir brevemente el término de susceptibilidad magnética.

Se trata de la propiedad física que define la capacidad de cualquier material para magnetizarse cuando se somete a un campo magnético externo. Las variaciones espaciales en la susceptibilidad magnética constituyen la Anisotropía de la Susceptibilidad Magnética (ASM). Las variaciones de esta propiedad se deben al tipo de fases magnéticas presentes y su comportamiento magnético, su tamaño y geometría de grano, su abundancia relativa y su distribución dentro de la muestra y con respecto al campo magnético aplicado. La susceptibilidad magnética se puede describir matemáticamente como un tensor de segundo orden, que se representa mediante un elipsoide con tres ejes principales ortogonales, K_{\max} , K_{int} y K_{\min} (fig. 4) (Tarling y Horuda, 1993).

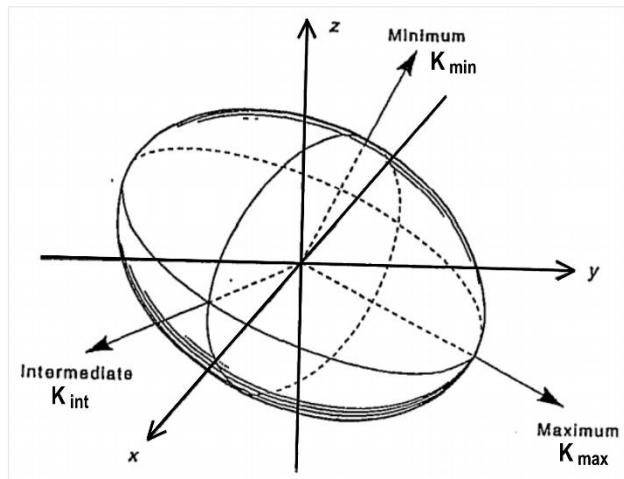


Figura 4. Elipsoide de susceptibilidad en el cual se muestran la nomenclatura de los tres ejes principales: mínimo (K_{\min}), intermedio (K_{int}) y máximo (K_{\max}). (Tarling y Horuda, 1993).

Obtención de los resultados y procesado de datos

Los análisis de ASM se han realizado con el susceptómetro KappaBridge KLY-3S (AGICO, República Checa) de la Universidad de Zaragoza, de forma que se mide la susceptibilidad magnética a temperatura ambiente en cada espécimen en tres posiciones diferentes. Los resultados se han procesado mediante el *software Anisoft 5* (Chadima y Jelinek, 2009).

Los resultados obtenidos son las orientaciones de los ejes del elipsoide de susceptibilidad, de forma que $K_{\max} \geq K_{\text{int}} \geq K_{\min}$. De esta forma, la fábrica magnética se caracteriza por la lineación magnética (K_{\max}) y por la foliación magnética (plano perpendicular a K_{\min}). Otros parámetros que se emplean para caracterizar el elipsoide de

la ASM son el grado de anisotropía corregida (P_j) y el parámetro de forma (T), de forma que se distinguen los elipsoides oblato (+1> T >0) y prolato (-1< T <0) (Jelinek, 1981).

3.4 Curvas termomagnéticas

Las curvas termomagnéticas se emplean para conocer la mineralogía magnética de las rocas volcanoclásticas. Se han escogido 10 muestras representativas de la zona de estudio, a partir de las cuales se han obtenido submuestras pulverizando aproximadamente 1 gramo de muestra con un mortero de ágata. La submuestra pulverizada se conserva en una bolsa debidamente siglada y se pesa antes y después de su análisis para obtener la cantidad de submuestra empleada.

El análisis se realiza introduciendo aproximadamente 0,3 g de la submuestra en el susceptómetro KappaBridge KLY-3S, en esta ocasión, acoplado a un horno CS3 bajo una atmósfera de argón (fig.5) con el objetivo de reducir la oxidación de minerales durante el calentamiento (García Lasanta, 2016). Los datos se han procesado mediante el *software Cureval8* (Chadima y Hrouda, 2012), obteniendo la curva de calentamiento y la curva de enfriamiento, con un rango de temperaturas entre la temperatura ambiente hasta 700°C.



Figura 5. Susceptómetro KappaBridge KLY-3S acoplado a un horno CS3 bajo una atmósfera de Argón, de Universidad de Zaragoza.

3.5 Paleomagnetismo

El objetivo del paleomagnetismo es el estudio del campo magnético terrestre del pasado mediante el análisis de la magnetización remanente natural (NRM) registrada en las rocas. Los magnetómetros permiten medir la NRM de una muestra de roca. Sin embargo, esta medida no es suficiente para determinar el campo magnético que generó la magnetización, ya que una roca puede haber sufrido varios procesos de magnetización, uno primario junto a uno o más secundarios, de modo que en una muestra pueden coexistir

dos o más familias de granos ferromagnéticos con direcciones diferentes correspondientes a campos magnéticos adquiridos en distintos momentos. (Morris, 2003; Villalaín, 2016). Para aislar en una muestra las direcciones de diferentes componentes correspondientes a diferentes direcciones de campos magnéticos, se realiza la desmagnetización, que consiste en realizar una destrucción progresiva y selectiva de la magnetización (Villalaín, 2016).

En este caso, se han analizado 68 especímenes en el Laboratorio de Paleomagnetismo de la Universidad de Burgos. En 20 de ellos se ha aplicado desmagnetización térmica. En 43 especímenes, desmagnetización por campos alternos (AF) y en 5 de ellos, desmagnetización térmica de la IRM en 3 ejes junto con desmagnetización térmica. Tanto en la desmagnetización térmica como en la desimanación térmica de la IRM, la magnetización se ha ido controlando en cada paso mediante el magnetómetro superconductor criogénico 2G755 (fig.6 a), que integra bobinas de campo alterno, con las cuales se ha realizado la desmagnetización AF.

La desmagnetización térmica consiste en la destrucción progresiva de la magnetización por medio de calentamientos a temperaturas progresivamente mayores. Para ello, se empleó el horno desmagnetizador térmico TD48-DC (fig.6 b), que consiste en un horno con un sistema de enfriamiento forzado confinado en un apantallamiento magnético que hace que el campo magnético en su interior sea nulo (Villalaín, 2016). El calentamiento se ha realizado en 11 pasos: temperatura ambiente (NRM); 150°C; 275°C; 300°C; 330°C; 400°C; 450°C; 550°C; 575°C; 620°C; 640°C.

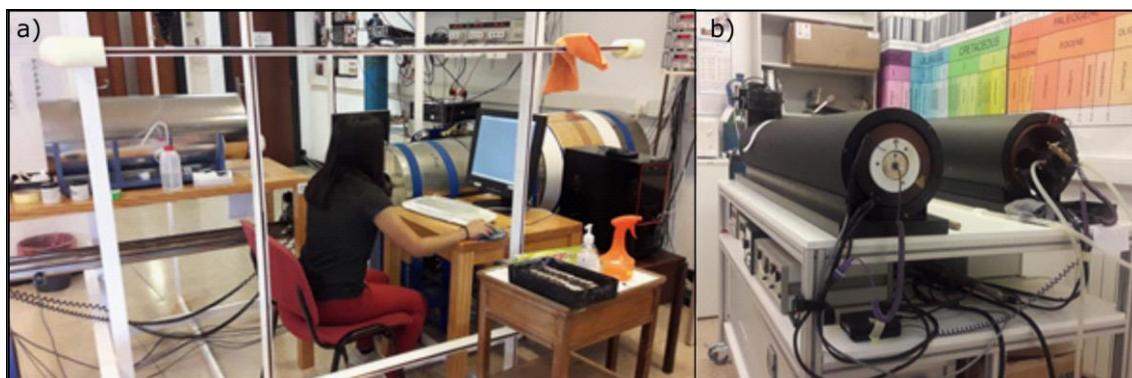


Figura 6. Aparatos de medida del laboratorio de paleomagnetismo de Burgos: a) magnetómetro superconductor criogénico 2G755; b) horno desmagnetizador térmico TD48-DC.

La desmagnetización mediante la técnica de un campo alterno (AF) se realiza aplicando campos progresivamente mayores, en varios pasos: 0 mT; 3 mT; 6 mT, 9 mT, 12 mT, 15 mT, 18 mT, 21 mT, 24 mT, 27 mT, 30 mT, 40 mT, 50 mT, 60 mT, 70 mT, 80 mT, 90 mT, y 100 mT. Algunos de los especímenes se han desmagnetizado previamente mediante calentamiento a una temperatura de 200°C para eliminar la componente de baja temperatura y aislar la componente más estable.

La desimanación térmica de la IRM se lleva a cabo mediante un magnetizador de pulso. Las muestras se someten a una adquisición de magnetización isotérmica remanente (IRM) en cada uno de los tres ejes de la muestra, en orden decreciente (2 T, 0.4 T, 0.147 T en los ejes z, y, x respectivamente), y posteriormente se someten a desmagnetización térmica, aplicando los siguientes pasos: temperatura ambiente; 150°C; 250°C; 300°C; 350°C; 400°C; 450°C; 500°C; 550°C; 600°C. Con esta práctica se trata de separar los diferentes grupos mineralógicos en base a dos de sus propiedades: su coercitividad y sus temperaturas de desbloqueo de la magnetización.

Las componentes paleomagnéticas se calcularon mediante análisis de componentes principales (Kirschvink, 1980). Las direcciones medias para cada estación y los parámetros estadísticos relacionados fueron calculadas mediante estadística fisheriana (Fisher, 1953). Para ello se utilizó el *software* Remasoft 3.0 (Chadima y Hrouda, 2006).

Por otra parte, mediante la balanza de traslación de campo magnético variable (MMVFTB) de la Universidad de Burgos, se han realizado curvas termomagnéticas y ciclos de histéresis en 3 muestras.

3.6 Estudio de láminas delgadas

Con el objetivo de conocer la composición mineralógica de las rocas, sus estructuras y su fábrica mineralógica, se han estudiado 13 láminas delgadas mediante microscopio de luz transmitida. Las láminas han sido realizadas por el Servicio de Preparación de Rocas y Materiales Duros, perteneciente al Servicio General de Apoyo a la Investigación (SAI), servicio de preparación de rocas y materiales duros de la Universidad de Zaragoza. Su realización ha sido posterior a la obtención de los datos de ASM, y se han tomado para cada muestra en dos direcciones perpendiculares entre sí y perpendiculares ambas a la foliación magnética.

3.7 Gravimetría

La prospección gravimétrica permite detectar anomalías de gravedad debidas a variaciones de densidad de los materiales del subsuelo (Burger *et al.*, 2006), dando una imagen de las variaciones laterales en el mismo.

El perfil gravimétrico realizado presenta dirección ENE-WSW y consta de 39 estaciones de medida, escogidas previamente a la campaña de campo mediante el *software Qgis*, obteniendo sus coordenadas *x* e *y* en UTM y su elevación (*z*) con precisión centimétrica. Las bases topográficas se han descargado del IGN. La estación 1 se corresponde con el extremo oriental y la 39 con el extremo occidental. El perfil presenta una longitud de aproximadamente 6 km, con un espaciado entre los puntos de aproximadamente 130 metros. El campo gravimétrico relativo (mGal) de cada punto fue medido con un gravímetro LaCoste & Romberg modelo G, con precisión de 0.1 mGal (La Coste y Romberg, 2004). De forma complementaria, se midió la elevación con un altímetro, las coordenadas con un GPS y se anotó la hora de cada medida. La estación base se ha situado en la estación 17. Además, se ha realizado una medida inicial en el edificio de la Facultad de Ciencias, en el edificio C (Geológicas), donde existe una medida de referencia del IGN, para obtener el valor absoluto de *g*, para el caso en el que se necesite dicha referencia absoluta (no utilizada en este trabajo).

Al realizar las medidas de gravedad se pueden encontrar variaciones en los datos tomados con respecto a la estación base, debido a que la gravedad varía dependiendo de su latitud, altitud y tiempo. Para tener en cuenta únicamente las diferencias de densidad de los materiales del subsuelo, se realizan las correcciones de deriva, latitud, Aire Libre, Bouguer y topográfica (explicación y resultados en ANEXO I). De esta forma se obtiene la anomalía de Bouguer. Los datos obtenidos se proyectan en una línea recta con dirección ENE-WSW, mediante el producto escalar del vector que une el extremo del perfil con cada punto por un vector unitario que tenga la dirección del perfil.

La anomalía de Bouguer es la suma de dos componentes, el efecto regional y el efecto residual. Las anomalías regionales se caracterizan por variaciones de gran amplitud y longitud de onda, se deben a las variaciones en el espesor de la corteza continental, a profundidad, en nuestro caso de entre 20 y 35 km. Las anomalías locales o residuales, causadas por cuerpos superficiales de distinta densidad dentro de la corteza, son las que

normalmente interesan en prospección gravimétrica de pequeña escala. La anomalía residual se define como (ec.3.7.1) (Casas, 2017; Ortega, 2014)

$$\text{Anomalía Residual} = \text{Anomalía de Bouguer} - \text{Anomalía Regional} \quad 3.7.1$$

El cálculo de la anomalía regional se ha realizado mediante el suavizado de la curva correspondiente a la anomalía de Bouguer. La modelización se ha realizado mediante el software Gravmag (Pedley *et al.*, 1993).

Medida de densidades

Para poder realizar la modelización, es necesario medir la densidad de las rocas en la zona de estudio. Se ha medido la densidad de 28 estaciones de rocas volcanoclasticas, 6 estaciones correspondientes a pizarras ordovícicas, 6 a las areniscas cámbicas y 34 estaciones de rocas de falla de la Falla del Río Grío, perteneciente a la zona de Los Abuelos en Tobed (proporcionadas por M.Marcén). En cada estación se ha calculado la densidad de la roca (ec. 3.7.2) aplicando el principio de Arquímedes y considerando que la densidad del agua es 1 g/cm³.

$$\text{Densidad} = \frac{\text{peso seco}}{\text{peso seco} - \text{peso sumergido}} \quad 3.7.2$$

3.8 Magnetometría

La prospección magnética se basa en el estudio de la variación de la intensidad del campo magnético terrestre. Proporciona información relativa a la distribución de cuerpos, principalmente de la corteza terrestre, desde el punto de vista de sus propiedades magnéticas (Catalán y Martos, 2016). Su interpretación cuantitativa es mucho más complicada que la interpretación de los datos de gravimetría. En la mayor parte de los casos, las propiedades magnéticas de las rocas y sedimentos dependen del contenido en magnetita u otros minerales ferromagnéticos, que suele ser bajo en la mayor parte de los sedimentos y rocas que constituyen el subsuelo. Se trata de un método muy útil cuando materiales que tienen unas características magnéticas con contraste suficiente respecto a las unidades circundantes (Burger *et al.*, 2006).

Las anomalías del campo magnético terrestre se han medido con un magnetómetro base y uno móvil. El magnetómetro base se ha situado en un punto fijo y apartado de las

zonas de medida, para evitar interferencias con la medida del magnetómetro móvil. Se trata del magnetómetro estático de precesión protónica (modelo PMG-01), que mide la intensidad del campo total, no su dirección, y presenta una precisión de 1 nT. Con el magnetómetro móvil de efecto Overhauser (GSM-19, con sensores y GPS integrado), se han realizado los recorridos planteados, se miden el gradiente vertical y la intensidad total del campo terrestre. Presenta una precisión de 0,01 nT (Burger *et al.*, 2006).

Para el procesado de datos, se realiza una corrección diurna para eliminar las fluctuaciones del campo magnético debidas a factores externos. Para ello, se emplean los valores del magnetómetro fijo en la estación base, que graba medidas continuamente, y el *software* GEMlink 5.4. Posteriormente, con todos los datos, se procede a su filtrado en *Excel*. Se han eliminado los valores de campo corregido superiores a 100 nT e inferiores a -40 nT. En el gradiente, se han eliminado valores menores a -20 y mayores de 19 nT/m.

Los valores se proyectan en una línea de dirección ENE-WSW, mediante el mismo procedimiento que los datos gravimétricos.

Por otra parte, mediante el susceptómetro portátil KT-20 de Terraplus (Canadá), se han realizado medidas de la susceptibilidad en diferentes áreas donde afloran los materiales volcanoclásticos y el material encajante. Con estos valores y las anomalías obtenidas, se modelizan cuerpos que podrían generar tales anomalías mediante el *software* GravMag (Pedley *et al.*, 1993).

4. RESULTADOS

4.1 Composición de los materiales

Análisis petrográfico

Mateo Lázaro (1987), describe estas rocas como un conglomerado poligénico que presenta cantos de rocas sedimentarias (fig. 7a), y cantos de rocas volcánicas. Se caracterizan por presentar estructuras sedimentarias observables tanto a escala de afloramiento como microscópica, a pesar de presentar un carácter masivo (fig. 7 b y c). Los granos varían de tamaño arena hasta microconglomerado, distinguiendo en su descripción los conglomerados poligénicos (ortosefitas) y rocas con menor tamaño de grano (topigrauwaquitopitas). Están compuestas esencialmente por cantos cuarcíticos, filíticos, dacíticos y andesíticos, con algún mineral accesorio como circón y apatito (los

cuales no se han observado en el presente trabajo). La matriz de estas rocas es arcillosa, fundamentalmente clorítica y presenta cemento.

De las 13 láminas delgadas, se han escogido 5 láminas representativas en las cuales se ha observado su fábrica mineral (fig.8), la cual se puede comparar posteriormente con su fábrica magnética. En ellas se observa una clara orientación de los granos, exceptuando la lámina Co16-5b, que no presenta orientación.

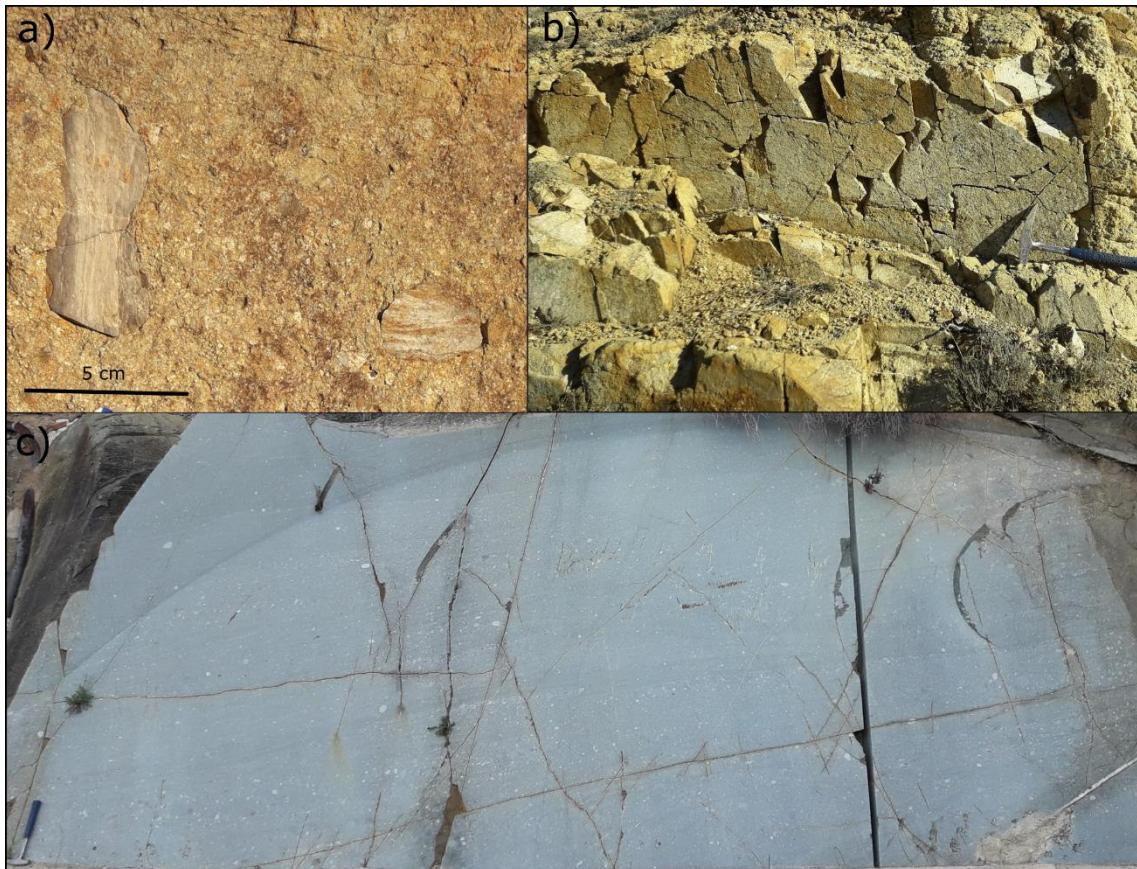


Figura 7. Aspecto de las rocas volcanoclasticas en varios afloramientos: a) Cantos de pizarras Paleozoicas. b) Aspecto masivo y de color blanquecino por la presencia de cantos dacíticos. Obsérvese su intensa fracturación. .c) Aspecto masivo y estratificación, marcada por la presencia de cantos dacíticos.

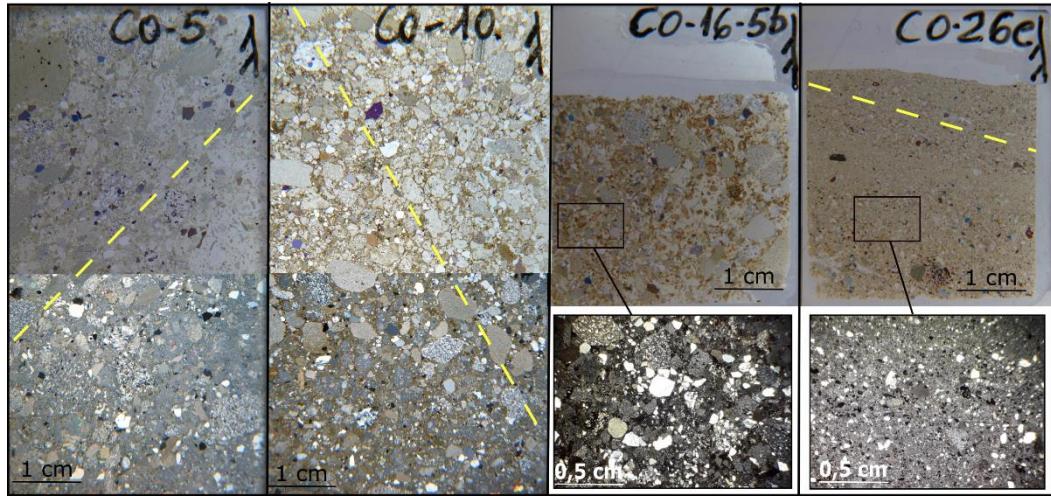


Figura 8. Ejemplos representativos del aspecto de las láminas delgadas, en las que se observan los conglomerados poligénicos con matriz arcillosa. Se observa una clara orientación de los granos.

Mineralogía magnética

La susceptibilidad media de las rocas volcanoclásticas calculada en el laboratorio es de $140.3 \cdot 10^{-6}$ SI, y mediante el susceptómetro de mano de $133.6 \cdot 10^{-6}$ SI. Las cuarcitas y pizarras de la Fm. Balconchán, presentan una susceptibilidad media de $75.86 \cdot 10^{-6}$ SI, medida con el susceptómetro de mano. Las rocas de falla del afloramiento de Los Abuelos presentan una susceptibilidad media de $149 \cdot 10^{-6}$ SI (Marcén, 2014).

En cuanto a las curvas termomagnéticas de las rocas volcanoclásticas, todas muestran resultados similares (fig. 1 en Anexo II). Inician con una hipérbola que varía entre las temperaturas de 20°C y 400°C, indicativa de elevada proporción de minerales paramagnéticos a temperatura ambiente y bajas temperaturas. El porcentaje de minerales paramagnéticos y ferromagnéticos es de 70,71% y 29,23% respectivamente (Anexos X). Durante el calentamiento, las curvas son inestables y durante el enfriamiento las curvas se tornan irreversibles, con una morfología típica de los picos de Hopkinson. La irreversibilidad de las curvas indica que estos materiales no han sido sometidos previamente a tales temperaturas. La elevada proporción de paramagnéticos, junto con la neoformación de magnetita, enmascaran la presencia minoritaria de minerales ferromagnéticos.

Se pueden diferenciar tres patrones de comportamiento representados mediante las muestras Co2, Co10 y Co25 (Fig 9). La muestra Co2 (Fig. 9a) presenta el mismo patrón

que la muestra Co20, con una disminución progresiva de la susceptibilidad al aumentar la temperatura, sin observar una temperatura de Curie, lo que reafirma la alta presencia de paramagnéticos. La muestra Co10 (Fig. 9b), es semejante a las muestras Co6, Co26 y Co24. Muestran un aumento de la susceptibilidad desde los 400 °C y 450 °C, alcanzando valores de hasta $500 \cdot 10^{-6}$ SI (en las muestras Co6 y Co10), y disminuyen en la temperatura de 580°C, correspondiente con la temperatura de Curie (Tc) de la magnetita. El aumento de susceptibilidad indica la neoformación de magnetita, aunque es posible que hubiera algo de magnetita original en la muestra. El último patrón viene determinado por la muestra Co21 (Fig. 9 c), similar a las muestras Co22, Co23 y Co25. Se observa un ligero aumento de susceptibilidad a partir de los 200°C-250°C y un descenso aproximadamente a los 400°C, en ese momento comienza otro aumento de la susceptibilidad que alcanza su pico en los 500°C y desciende totalmente a los 580°C. Se observa nuevamente la neoformación de magnetita en las muestras y la presencia de magnetita original en las muestras Co21 y Co22.

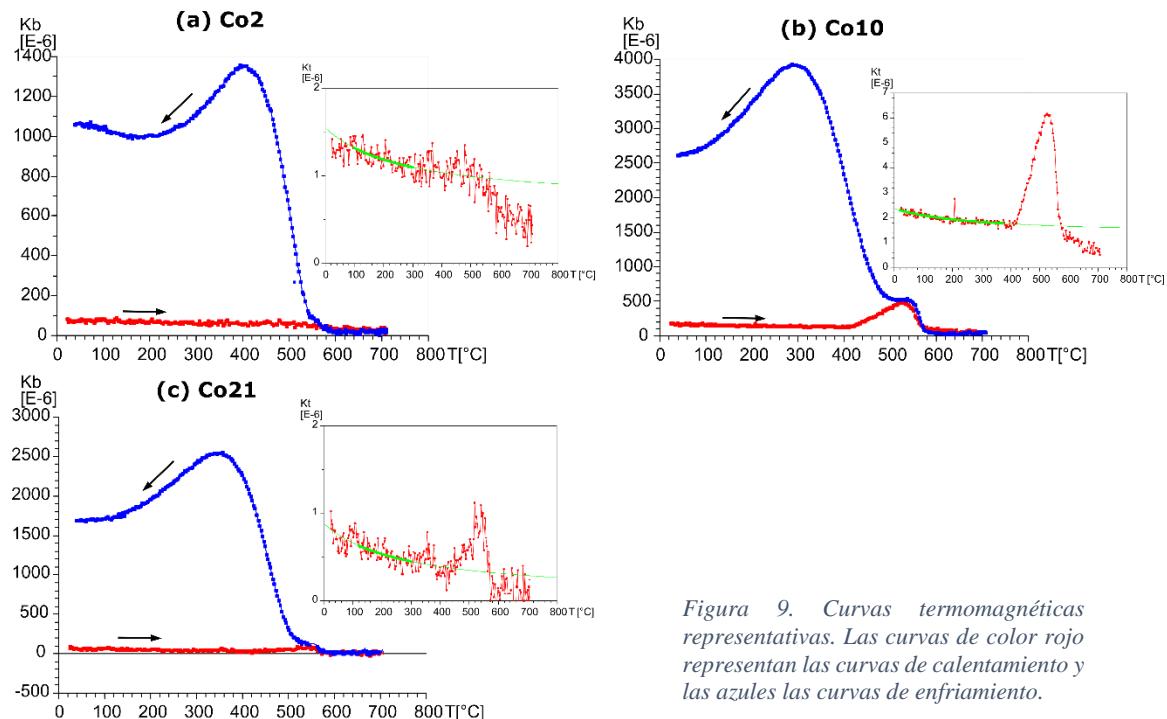


Figura 9. Curvas termomagnéticas representativas. Las curvas de color rojo representan las curvas de calentamiento y las azules las curvas de enfriamiento.

En cuanto a los minerales ferromagnéticos, los diagramas de la desmagnetización térmica IRM de 3 ejes (figura 10), muestran que los minerales magnéticos dominantes presentan baja coercitividad, indicando la presencia de magnetita, y posiblemente de

hematites. Los valores más altos de remanencia vienen representados por la fase de menor coercitividad (eje x = 0.147T), que presentan unas temperaturas de desbloqueo entre 550°C y 600°C en todas las muestras, lo que sugiere que la magnetita es el principal portador magnético. Para los valores de coercitividad media (eje y = 0.4T) se observa una temperatura de desbloqueo 450°C y 550°C en las muestras Co4, Co6 y Co8, mientras que en las muestras Co9 y Co24 se forman nuevas fases.

En los valores de alta coercitividad (eje z = 2T) no se alcanza la temperatura de desbloqueo (especialmente en las muestras Co6, Co9 y Co24), lo que indica que la temperatura de desbloqueo es superior a 600°C, por lo que podría coincidir con la temperatura de desbloqueo de la hematites.

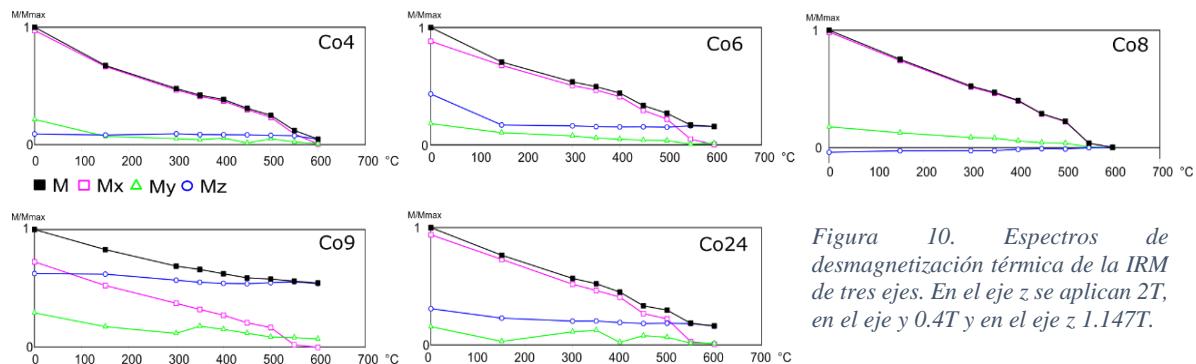


Figura 10. Espectros de desmagnetización térmica de la IRM de tres ejes. En el eje z se aplican 2T, en el eje y 0.4T y en el eje z 1.147T.

Densidad

La densidad media de las rocas volcanoclásticas obtenidas es de 2.6 g/cm³ (fig.11a), la de las rocas de Falla de la zona de Los Abuelos de 2.517 g/cm³ (fig.11b), la de la Fm. Balconchán de 2.559 g/cm³ (fig.11c), y la de las cuarcitas de Bámbola de 2.585 g/cm³ (Fig. 11d). Es decir, las rocas volcanoclásticas son las que mayor densidad presentan, seguidas de las cuarcitas de Bámbola, las pizarras de la Fm Balcochán y con menor densidad las rocas de falla del Río Grío.

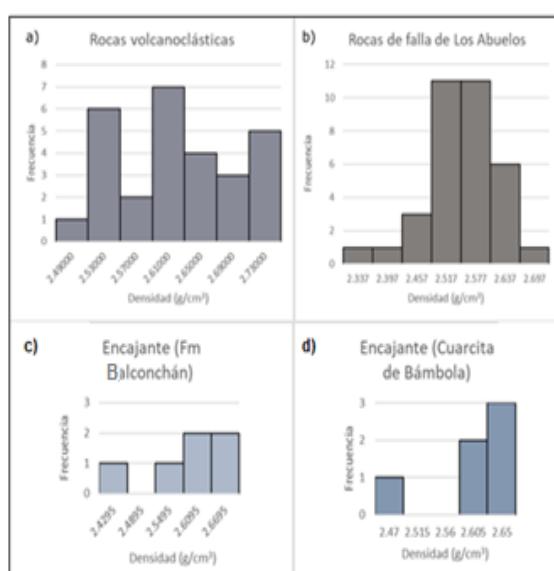


Figura 11. Histograma de densidades de: a) rocas volcanoclásticas, b) rocas de falla del afloramiento de Los Abuelos, c) pizarras de la Fm. Balconchán. y d) cuarcitas de Bámbola.

4.2 Macroestructura y datos geofísicos

Tanto los puntos de medida realizados en gravimetría, así como los recorridos realizados durante la prospección magnética, y la línea sobre la cual se proyectan los resultados, se muestran en la figura 12.

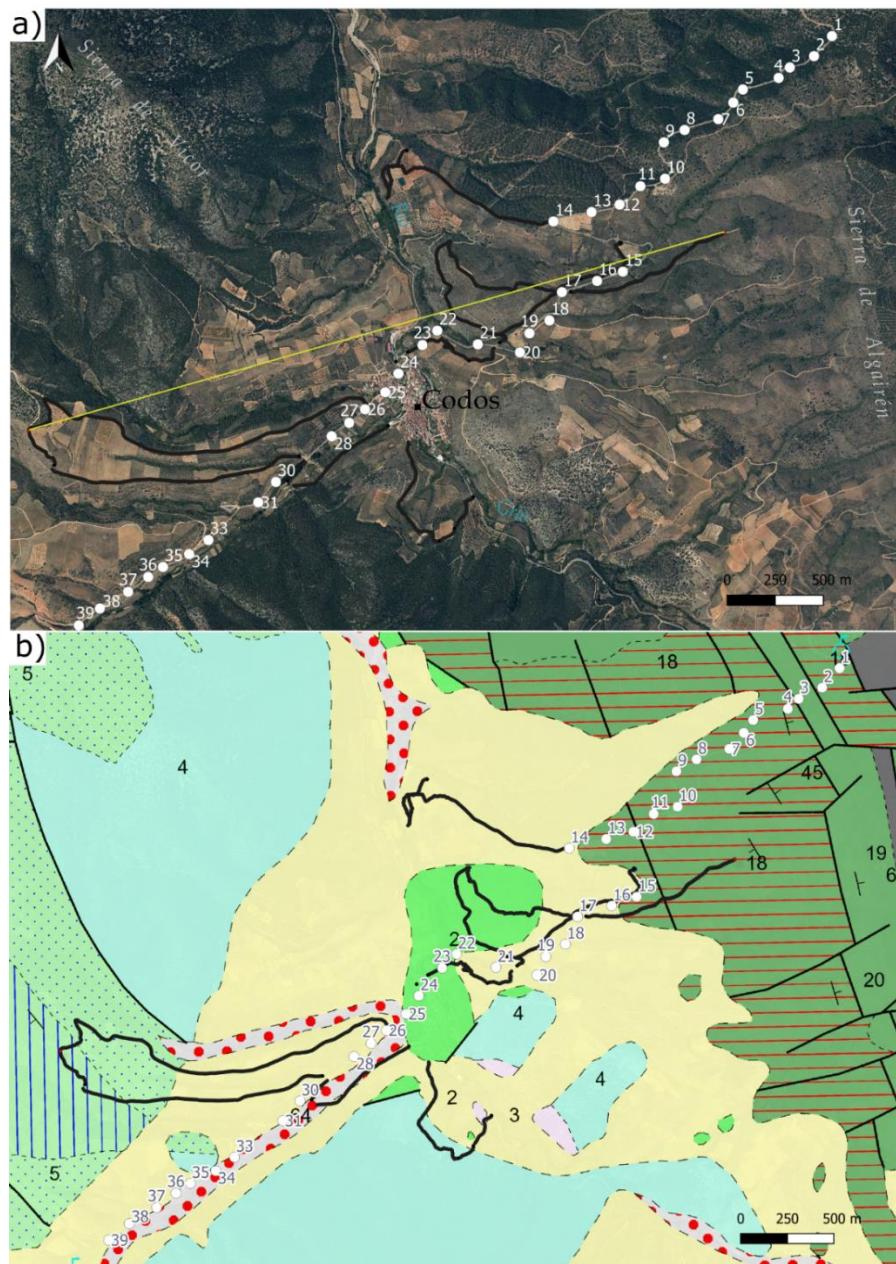


Figura 12. a) ortofoto y b) mapa geológico (tomado de Álvaro, 1991) sobre los cuales se representan los puntos de medida de gravimetría y los recorridos realizados mediante magnetometría. La línea amarilla es el transecto sobre el cual se han proyectado los datos de magnetometría (origen al W y extremo al E). Unidades cartográficas: 2: rocas volcanoclasticas (Pérnico): Pizarras de Paracuellos; 4: Cuarcitas de Bámbola; 5: Capas de Embid (Cámbrico); 18: Fm. Balcochán (Cámbrico sup); 19: Fm. Borrachón (Ordovícico); Amarillo (Neógeno); gris punteado (Cuaternario).

Gravimetría

La anomalía de Bouguer obtenida en la prospección gravimétrica (fig.13 a), muestra una tendencia ascendente hacia el oeste, debido a la presencia de la anomalía regional. Alcanza valores máximos relativos de 3829,6 mGal en el extremo este (6 km) y mínimos de 3820,5 mGal a los 3,5 km. La anomalía regional (fig.13 b) a la escala considerada presenta valores mínimos de 3821,4 mGal en el extremo oeste (0 km) y valores máximos de 3829,7 mGal a los 6 km. Como se ha explicado anteriormente, la anomalía residual es la resta de la anomalía de Bouguer y la anomalía regional. De esta forma, se obtiene una anomalía residual (fig. 13 c) con dos picos de longitud de onda de 1 km en la zona oeste, en los cuales se alcanzan los valores máximos de 0,74 mGal a los 0,38 km. A partir de los 2 km (punto 28) hasta los 6 km (punto 2) se observa una anomalía negativa de longitud de onda de 4 km, en la cual se alcanzan los valores mínimos de -3,77 mGal a los 3,76 km. Esta anomalía negativa coincide con la presencia de las rocas volcanoclásticas, la falla del Río Grío, y parte de la unidad Herrera.

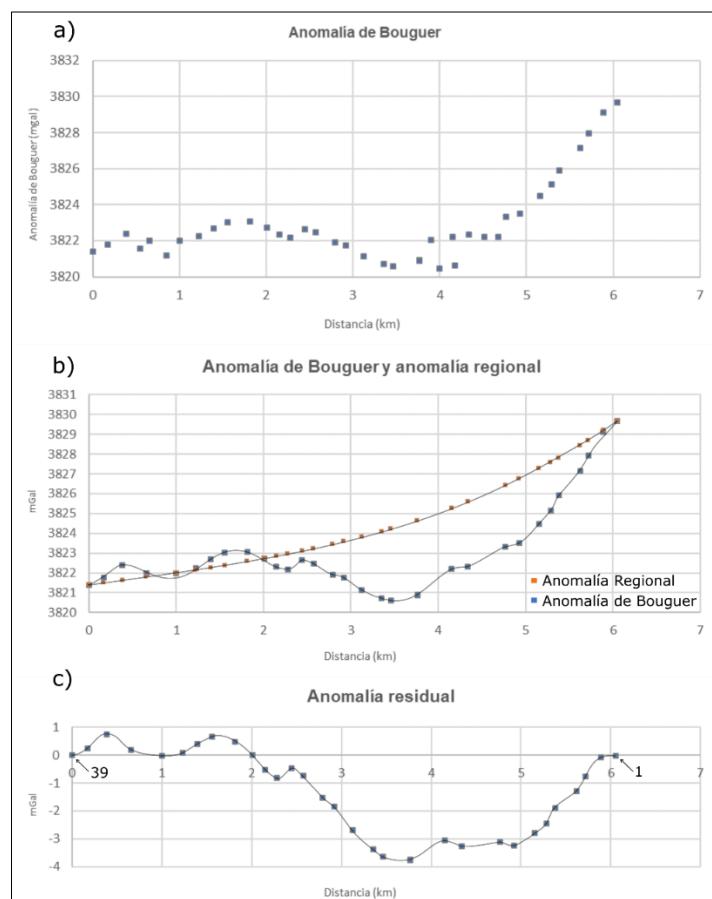


Figura 13. Anomalías gravimétricas: a) Anomalia de Bouguer, b) anomalía de Bouguer y regional, c) anomalía residual. El este se encuentra hacia la izquierda y el oeste hacia la derecha.

Magnetometría

Los recorridos realizados se han representado en el *software* Surfer para obtener mapas preliminares que muestren al menos a grandes rasgos la geometría de las anomalías. Los valores se han interpolado mediante “krigeado” e interpolación lineal con triangulación, obteniéndose dos mapas de anomalías con mejores resultados mediante el primer método (se muestra de todas formas la necesidad de realizar perfiles complementarios para obtener mapas más fiables Fig. 14). Se observa en los extremos oeste y este, anomalías positivas y hacia la parte central una anomalía negativa.

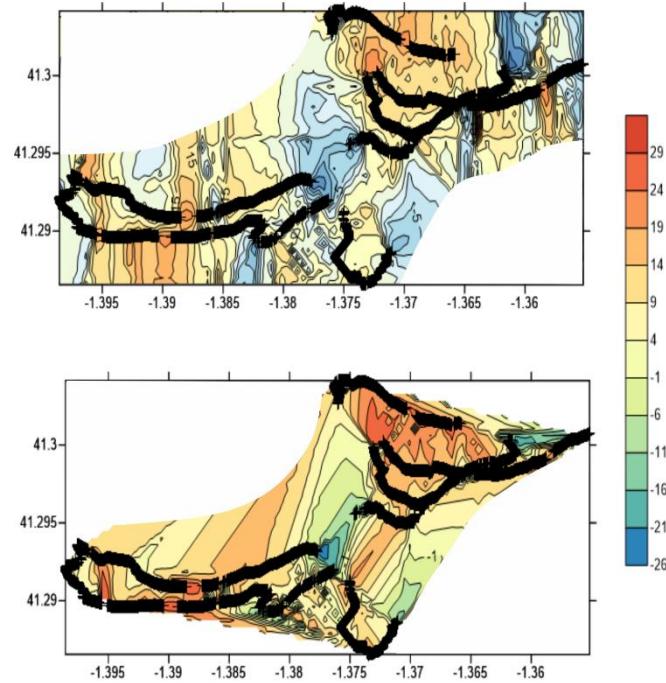


Figura 14. Mapas de anomalías obtenidos a partir de los recorridos. Arriba, mapa realizado mediante “krigeado”. Abajo mapa realizado mediante interpolación lineal con triangulación.

A partir de los datos filtrados obtenidos mediante magnetometría (fig. 15), se obtiene la anomalía magnética a lo largo de un perfil. Se ha representado la anomalía residual, una vez filtrada la variación diurna. Presenta los valores mínimos de -14.015 nT a los 4 km, en el extremo este, y los valores máximos de 51.1 nT a la distancia de 1 km. Se pueden distinguir anomalías de primer orden, de segundo orden y de tercer orden.

Las anomalías de primer orden presentan longitud de onda de 2 km y amplitudes entre 15-20 nT. La envolvente comienza con valores de 5.9 nT, aumenta hasta alcanzar el pico máximo de unos 25 nT (en ese punto la anomalía alcanza un pico máximo de 51.1 nT), a partir de entonces disminuye hasta alcanzar unos 0 nT a los 2 km. Comienza un nuevo ascenso hasta los unos 20 nT (3.17 km), y posteriormente el último descenso hasta alcanzar los 0 nT a los 4 km. La parte central y negativa coincide con la posición de la población de Codos. Por su geometría, puede tratarse de una anomalía dipolar (con otra adyacente, de la cual sólo se habría representado una parte) de unos 20 nT, que puede ser

tanto normal como inversa. Las anomalías magnéticas segundo orden presentan longitud de onda de aproximadamente 250 m, y unos 15 nT de amplitud, llegando a alcanzar los 44 nT en el pico situado al este. Pueden ser dipolares tanto normales como inversas. La longitud de onda está directamente relacionada con la profundidad del cuerpo que las genera (Burger *et al*, 2006). Por ello, las anomalías de mayor rango pueden ser generadas por cuerpos situados aproximadamente a 1 km de profundidad y las anomalías de menor rango por cuerpos situados a unos 100 m de profundidad. Se pueden llegar a distinguir anomalías de tercer orden de unos 20 m de longitud de onda y amplitudes de 5 nT, que pueden ser generadas por cuerpos situados a unos 10 m de profundidad.

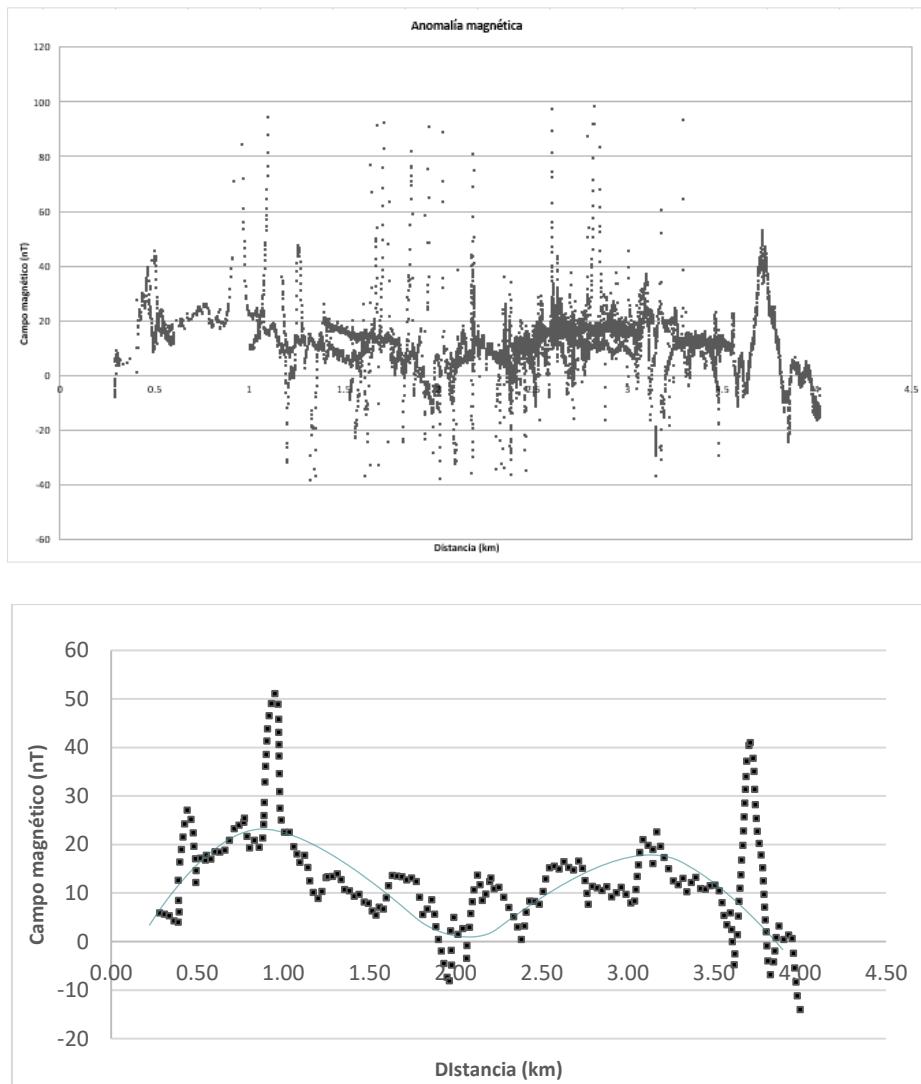


Figura 15. Arriba datos obtenidos mediante prospección magnética. Abajo, anomalía magnética considerada a partir de todos los datos y envolvente de la anomalía de primer orden.

Para conocer la relación entre magnetización remanente e inducida, y saber si se trata de anomalías normales o inversas, se ha calculado el coeficiente de Koenigsberger (Q) (Casas, 2017) mediante la ecuación:

$$Q = \frac{NRM}{K \cdot H}$$

Donde NRM es la magnetización remanente en A/m, con un valor medio de $453.3 \cdot 10^{-6}$ A/m (obtenido mediante paleomagnetismo, explicado más adelante), K es la susceptibilidad magnética en unidades del SI, con un valor de $140.3 \cdot 10^{-6}$ SI en este caso y H es el campo geomagnético local en A/m, cuyo valor es de 35.87 A/m (Casas, 2017). Se obtiene así un valor de Q de 0.09.

En las rocas con alto Q, dominará la remanencia magnética y por tanto podrán dar anomalías magnéticas relacionadas con esa remanencia (dipolos inversos en el hemisferio Norte), mientras que en las rocas con bajo Q las anomalías estarán relacionadas exclusivamente con la orientación del campo magnético actual, las anomalías serán dipolos normales (Casas, 2017). En este caso, el valor de Q indica que las anomalías son dipolos de tipo normal.

4.3 Análisis estructural

El análisis estructural de las tres estaciones muestreadas se ha centrado en el estudio de la fracturación. La estación 1 y 2 presentan características similares por su cercanía. Se trata de estructuras métricas, planas y con superficie lisa (Fig. 16). Su espaciado es muy variable, variando de 2 cm a 3 m, siendo generalmente 1 m el espaciado más habitual. Algunas fracturas presentan un relleno cuarcítico de hasta 4 cm de espesor, aunque la mayor parte de fracturas no presentan relleno.

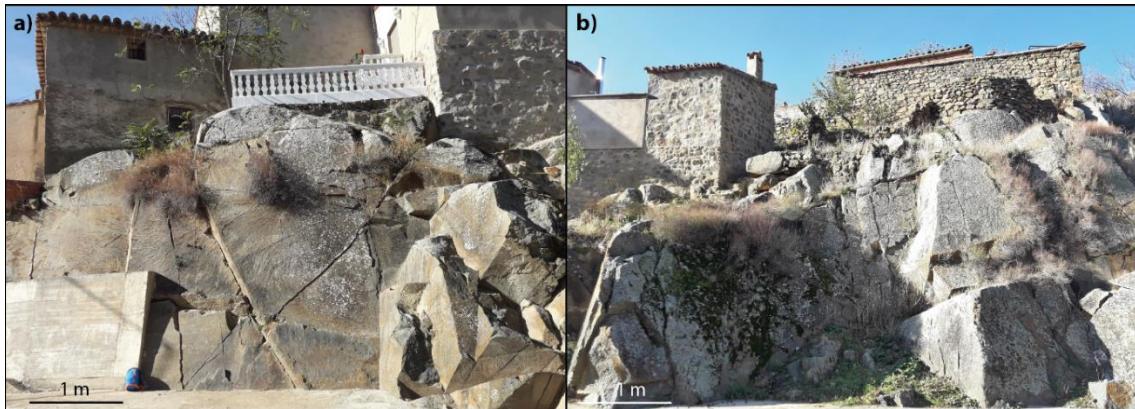


Figura 16. a) y b) fracturas de la estación 2. Destaca su abundancia, su tamaño y su geometría plana.

Las fracturas de la estación 3 presentan menor tamaño que las de la estación 2. Las rocas se encuentran más alteradas que en la anterior estación. Su geometría es variable, pero en general plana y presentan ligera rugosidad. En esta zona, las fracturas presentan un relleno arcilloso y en ocasiones presentan un relleno cuarcítico.

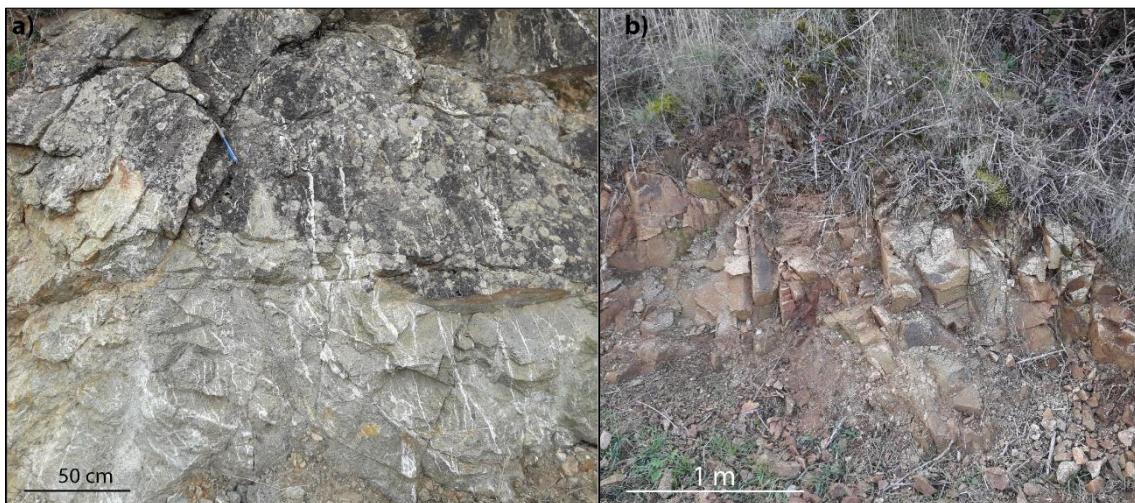


Figura 17. Aspecto de la estación 3. a) se observa que las venas de cuarzo son cortadas por las fracturas. b) se observa la geometría plana de las fracturas.

En pocas fracturas se han observado estrías de falla (fig.18), por lo que no ha podido realizarse un análisis cinemático y dinámico (paleoesfuerzos) adecuado, sino uno geométrico.

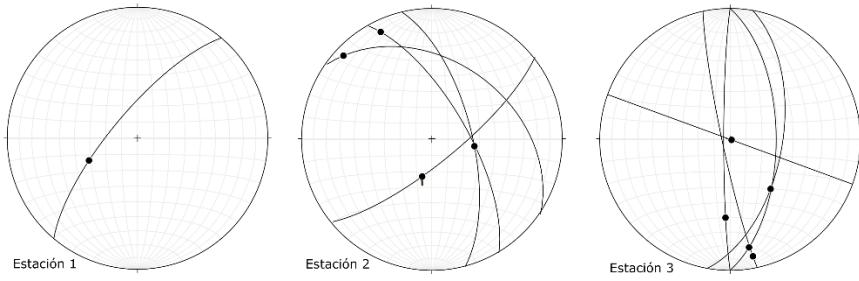


Figura 18. Estrías de falla medidas en cada estación.

En las tres estaciones (fig. 19) se observa la dominancia de una familia NNE. La estación 1 y 2 muestran también una dominancia de familias NNW, y en menor medida familias E-W.

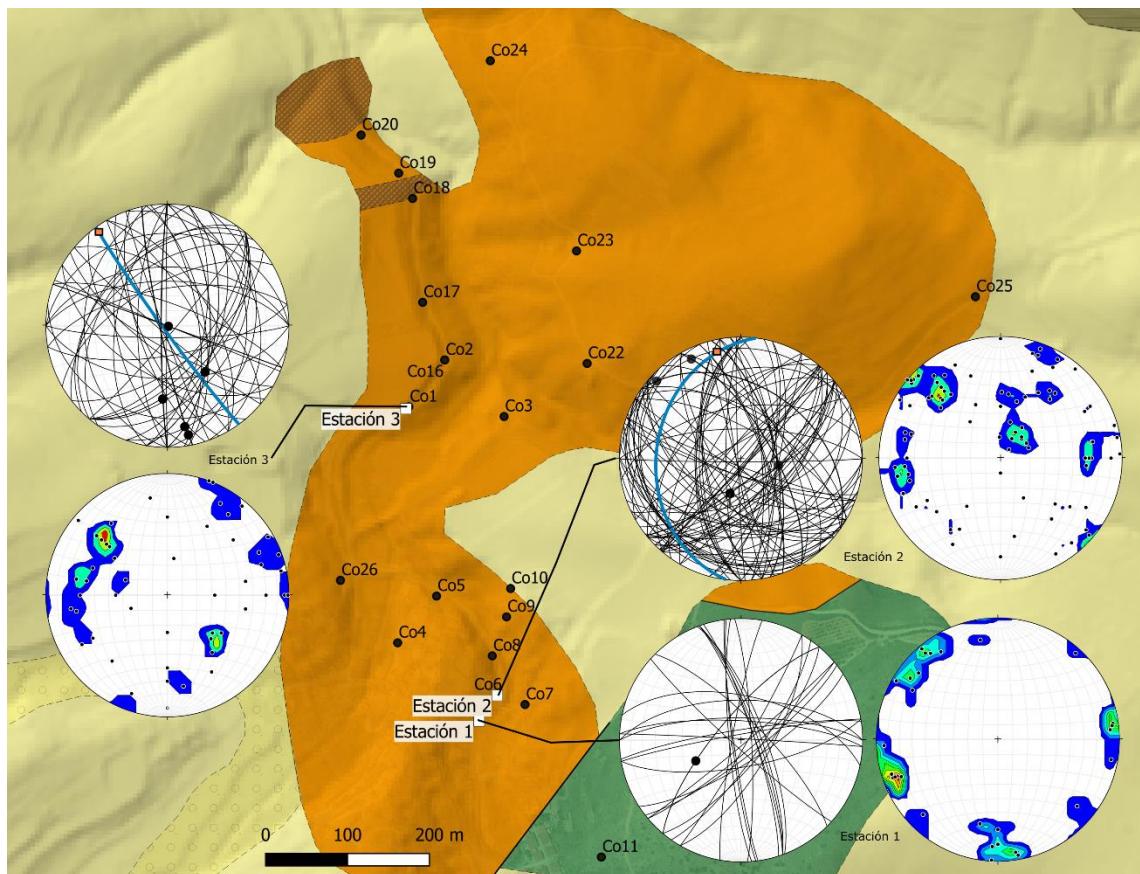


Figura 19. Estaciones de análisis de estructural con los estereogramas: en el izquierdo se muestran los planos de fractura, en azul la foliación magnética y en naranja la lineación magnética; en el lado derecho se muestran los diagramas de densidad de los polos de las fracturas. Unidades: naranja: rocas volcanoclasticas (Pérmino); verde: cuarcitas de Bámbara (Cámbrico); amarillo: conglomerados, limolitas y arcillas (Cenozoico).

4.4 Análisis de la anisotropía de la susceptibilidad magnética

Se obtiene un valor medio de la susceptibilidad magnética de las 21 muestras analizadas de $140.3 \cdot 10^{-6}$ SI. El valor mínimo registrado es de $60.2 \cdot 10^{-6}$ SI en la muestra Co6, mientras que el valor máximo registrado es de $229.6 \cdot 10^{-6}$ SI en la muestra Co19. La mayor parte de los valores se encuentran entre $100 \cdot 10^{-6}$ SI y $150 \cdot 10^{-6}$ SI (Fig.20), por lo que en general se obtienen valores bajos de susceptibilidad.

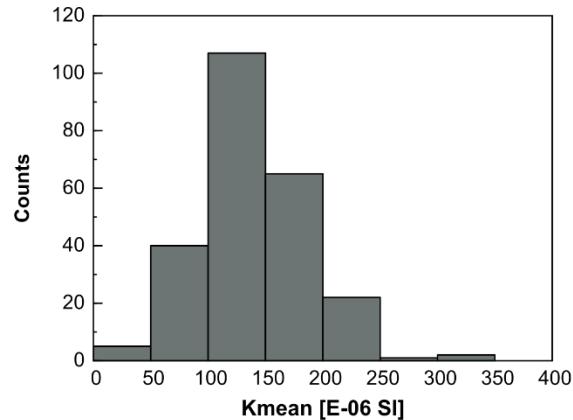


Figura 20. Histograma de susceptibilidad magnética de las 21 muestras analizadas.

A partir de los diagramas Km-Pj (susceptibilidad-anisotropía corregida) y T-Pj (forma-anisotropía corregida) (Jelinek 1981) (Figura 21), se observa que el grado de anisotropía corregida no depende de la susceptibilidad magnética, lo que indica que no hay una dependencia de la mineralogía. Además, los especímenes presentan una fábrica oblata, exceptuando los pertenecientes a las muestras Co1, Co20 y algunos especímenes de la muestra Co23.

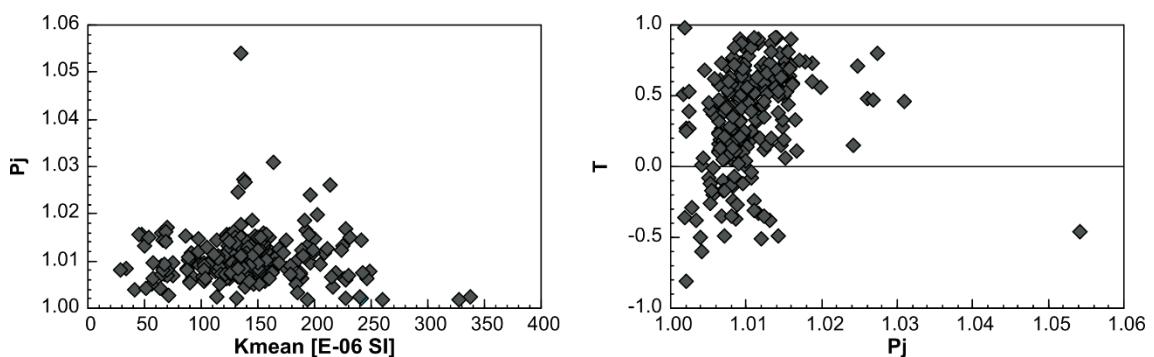


Figura 21. Diagrama Km-Pj y T-Pj de todas las estaciones medidas mediante ASM.

Tabla 1. Valores medios de cada muestra de los ejes del elipsoide de susceptibilidad, susceptibilidad (Bulk,), factor de forma (T) y anisotropía corregida (Pj).

Muestra	n	K max		K int		K min		Bulk	T	Pj	
		Dec	Inc	Dec	Inc	Dec	Inc				
Co1	10	323.7	6.7	166.9	82.8	54	2.8	63.2 E-06	-0.163	Prolato	1.005
Co2	17	295.9	25.9	198.4	15	81.4	59.5	96.97 E-06	0.400	Oblato	1.013
Co3	11	245.6	7.3	338.7	23.3	139.3	65.4	184.9 E-06	0.196	Oblato	1.008
Co4	15	3.5	66.9	206.6	21.4	113.4	8.2	203.1 E-06	0.398	Oblato	1.015
Co5	12	276.7	45.3	184.2	2.4	91.8	44.6	140.2 E-06	0.367	Oblato	1.012
Co6	10	348.1	11	252	28.6	97.1	59	150.4 E-06	0.544	Oblato	1.014
Co7	12	113	33.6	255.6	50.1	9.8	19	126.9 E-06	0.701	Oblato	1.015
Co8	9	301.7	16.9	35	10.7	156.1	69.8	172.6 E-06	0.462	Oblato	1.013
Co9	14	269.3	17	2.7	10.9	124	69.6	152.1 E-06	0.631	Oblato	1.014
Co10	11	324.3	42.2	205.3	28.1	93.5	34.8	126.2 E-06	0.261	Oblato	1.011
Co16	12	254.2	40.4	162.9	1.5	71.2	49.6	111.1 E-06	0.331	Oblato	1.010
Co17	10	7.4	59.9	138.6	20.9	236.8	20.6	67.87 E-06	0.187	Oblato	1.008
Co18	11	244.9	13.4	336.6	7	93.4	74.9	134.4 E-06	0.408	Oblato	1.012
Co19	11	139.2	11.3	236.8	33.5	33.2	54.1	229.6 E-06	0.243	Oblato	1.009
Co20	10	300.2	70.2	190.1	7	97.8	18.4	141.4 E-06	-0.150	Prolato	1.007
Co21	12	261.5	18.3	6	36.9	150.5	47.3	117.7 E-06	0.311	Oblato	1.008
Co22	12	238.2	28.7	339.2	19.1	98.3	54.5	153.6 E-06	0.583	Oblato	1.008
Co23	11	98.7	62.7	327.6	18.7	230.8	19.1	143.9 E-06	0.063	Obl-prol	1.008
Co24	10	275.6	23	181.3	10.1	69.2	64.6	132.8 E-06	0.619	Oblato	1.008
Co25	12	33.7	22.3	287.7	33.9	150.3	47.6	218.2 E-06	0.278	Oblato	1.003
Co26	10	12	28	262.1	32.6	133.3	44.4	60.2 E-06	0.535	Oblato	1.015

En la figura 22, se representa la ubicación de las estaciones y los estereogramas de ASM. En general, los estereogramas muestran un buen agrupamiento de los ejes máximo (K_{\max}), intermedio (K_{int}) y mínimo (K_{\min}), exceptuando las muestras Co1 y Co25. Se observa que las lineaciones magnéticas (K_{\max}) presentan una dirección preferente E-W en la zona norte y NW-SE en la zona sur, y una secundaria N-S por el margen oeste.

Se han restituido los valores de lineación magnética con su estratificación correspondiente, para obtener las posibles direcciones pre-basculamiento, y en general se mantienen las mismas direcciones preferentes. Esto se debe a que los valores de estratificación medidos presentan poco buzamiento, con valores máximos de 30° (FigX). El sentido de dirección de transporte asociado a la lineación magnética, se ha podido caracterizar en la zona sur del mapa por la presencia de estratificación cruzada con sentido hacia el SE en las cercanías de la estación Co7.

Por otra parte, se ha analizado la relación entre la orientación de la estratificación y foliación magnética. De las 21 estaciones, en 14 se ha tomado la orientación de la estratificación (Fig. 22). En 4 estaciones (Co2, Co9, Co10 y Co16) se observa una similitud en las orientaciones, con una variación en la dirección entre 3,5° y 39° y en el buzamiento de entre 3,4° y 26,6°, y con sentido hacia el W. En 5 estaciones (Co6, Co7, Co8 Co21, Co26) presentan el mismo sentido, y variación en la dirección de entre 45° y

79° y en el buzamiento entre 4° y 48°. En las estaciones Co24 y Co23 las orientaciones son perpendiculares entre sí (con 91° y 87° respectivamente), con una variación en el buzamiento de 14° y 40,9°. En las dos estaciones restantes (Co25, Co17), no se observa similitud entre la estratificación y la foliación magnética, aunque la estratificación contiene a K_{\min} . Teniendo en cuenta la relación que presentan, la dificultad para determinar con exactitud la orientación de la estratificación en afloramiento y la buena agrupación de los ejes del elipsoide de susceptibilidad, se considera que la foliación magnética indica aproximadamente la estratificación.

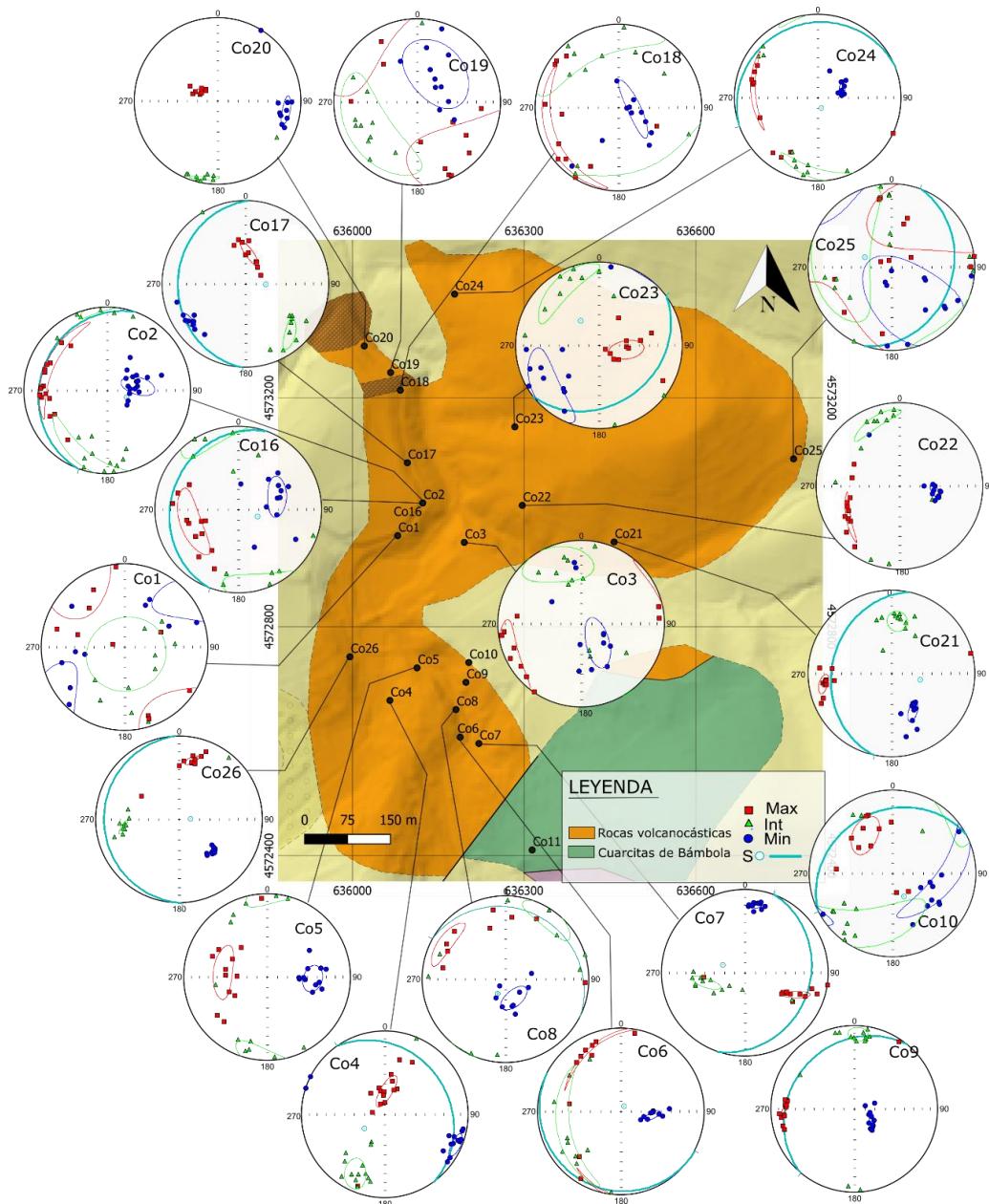


Figura 22. Mapa de situación de las muestras y de las estaciones de ASM, con los estereogramas obtenidos.

4.5 Paleomagnetismo

Mediante desmagnetización AF, se obtiene una NRM de $395.4 \cdot 10^{-6}$ A/m. Se han escogido 4 diagramas representativos (Fig.23 a-d), los cuales muestran que la parte principal de la magnetización remanente es producida por partículas de coercitividad baja (menor de 80 mT). En todos los especímenes se obtiene una componente de desmagnetización principal bien definida y coherente entre ellos. Únicamente en la muestra Co4 se obtienen dos componentes, aunque la principal se encuentra mejor definida.

Mediante desmagnetización térmica de la NRM se obtiene una NRM media de $511.32 \cdot 10^{-6}$ A/m. Se obtiene una componente principal bien definida y estable, y una segunda componente menos definida (fig.23 e y f). La componente principal presenta una temperatura de desbloqueo entre 300 y 560°C, lo cual indica que su portador es la magnetita.

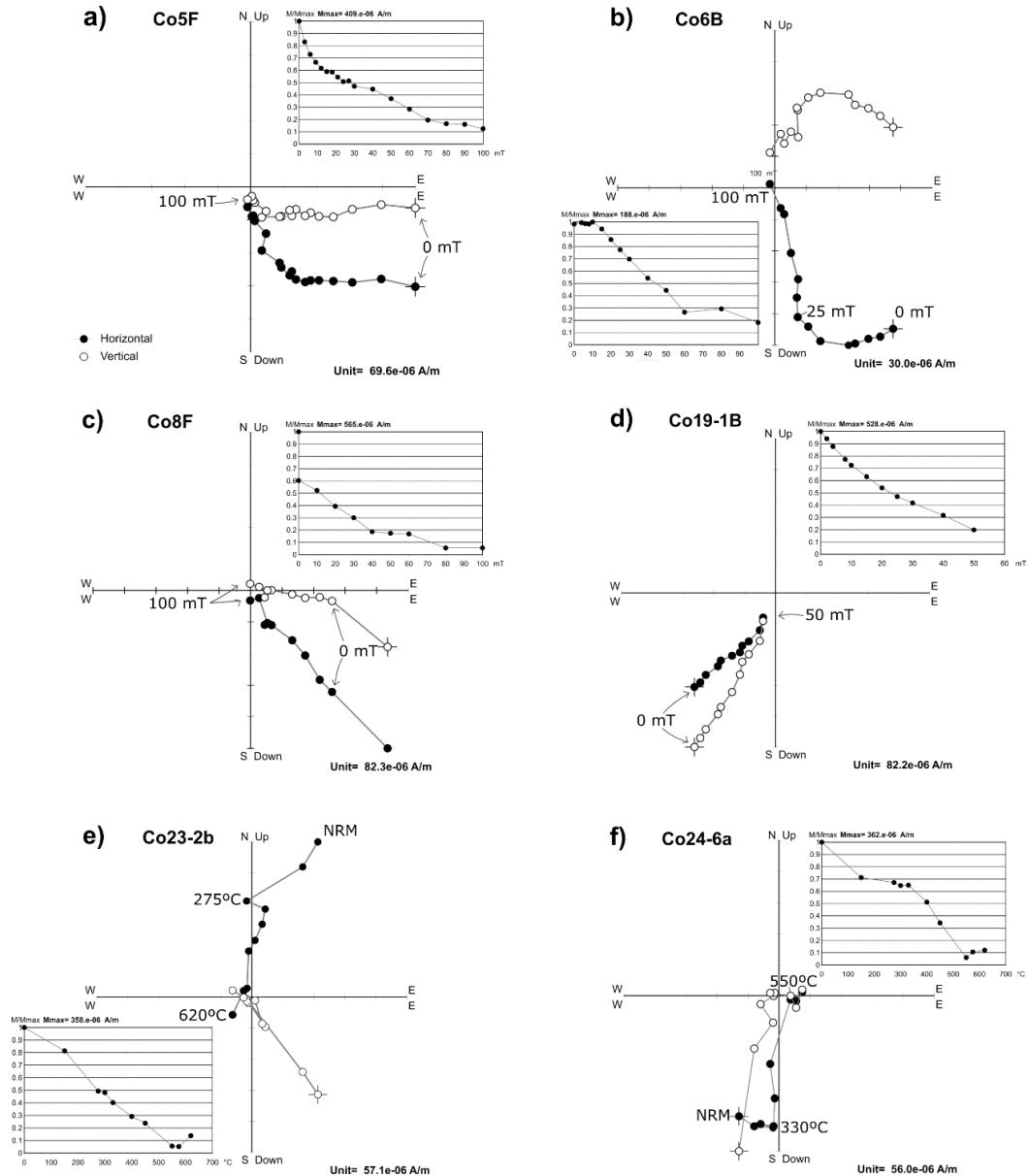


Figura 23. Ejemplos de diagramas de Zijderveld para la desimanación por AF (a-d) y de la desimanación térmica (e y f).

La componente paleomagnética media para cada estación (tabla 2), muestra declinaciones variables entre 140.2° y 323.3° e inclinaciones entre -9.2 y 43.3 . Teniendo en cuenta la edad del magmatismo en la Cordillera Ibérica y Sistema Central, ampliamente estudiado por Lago *et al* (2004, 2005), obtenida a partir de la datación absoluta de: 1) andesitas volcanoclásticas en el sector de Atienza (K/Ar: 287 ± 12 Ma (Hernando *et al.*, 1980); 2) biotitas de las andesitas de Fombuena (K/Ar: 283 ± 2.5 Ma y 292 ± 2.5 Ma; Conte *et al.*, 1987) y 3) biotitas del dique de microgabro en Loscos (K/Ar: 293 ± 2.5 Ma (Lago *et al.*, 1991), se obtiene un intervalo de edad entre de 275-299

Ma, que corresponde con el Estefaniense tardío y Pérmico inferior (Lago *et al.*, 2004). De acuerdo con estas edades, el magmatismo y depósito de las unidades volcano-sedimentarias se produjo durante el supercron de polaridad inversa Kiaman (Gradstein y Ogg, 2004). De acuerdo con Oliva-Urcia *et al.*, (2012), la dirección paleomagnética esperada para el Pérmico en Iberia presenta una declinación de 162° y una inclinación de 03°.

Se ha representado en un estereograma las componentes paleomagnéticas *in situ*, restituidas con la estratificación y restituidas con la foliación magnética (fig.24, Tabla 2). Se observa, que al restituir las componentes paleomagnéticas de cada estación con la foliación magnética, la mayoría de muestras (Co5, Co6, Co9, Co19 y Co23 y Co24) se aproximan mejor a la dirección esperada para el Pérmico en comparación con la restitución realizada con la estratificación medida en el afloramiento.

Tabla 2. Valores de los vectores paleomagnéticos *in situ*, restituidos con la estratificación y con la foliación magnética. Las primeras muestras se han analizado mediante desmagnetización AF y las dos últimas mediante desmagnetización térmica.

Muestra	n	<i>In situ</i>		Restituido con la estratificación		Restituido con la foliación magnética	
		D (°)	I (°)	D (°)	I (°)	D (°)	I (°)
Co4	6	180.1	43.3	154.8	52.8	246.7	22.1
Co5	7	146.8	21.6	146.7	21.5	181.4	41.7
Co6	7	167.7	-9.2	166.9	-13.7	165.8	1.8
Co8	6	140.2	16	135.4	19	137.4	35.1
Co9	6	185.4	3.9	189	16.5	188.1	13.2
Co19	8	199.5	31.7	199.5	31.7	201.5	-3.5
Co23	8	323.3	33.5	341.3	67	356.1	1.5
Co24	6	180.5	6.2	181.3	16.5	181.1	-3.2

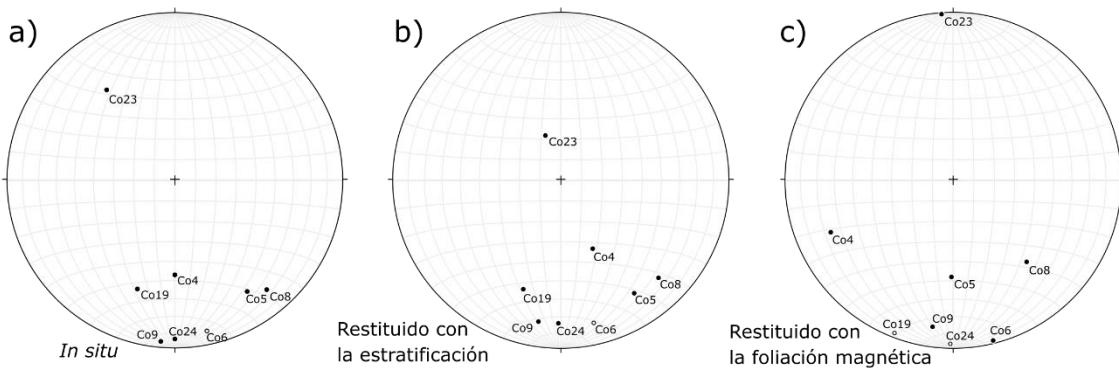


Figura 24. Estereogramas con los vectores paleomagnéticos a) *in situ*, b) restituidos con la estratificación, c) restituidos con la foliación magnética.

Se han representado las direcciones paleomagnéticas restituidas con la foliación magnética y sus estereogramas (Fig.25). Se observa que todas las direcciones presentan sentido hacia el sur, excepto la de la estación Co23.

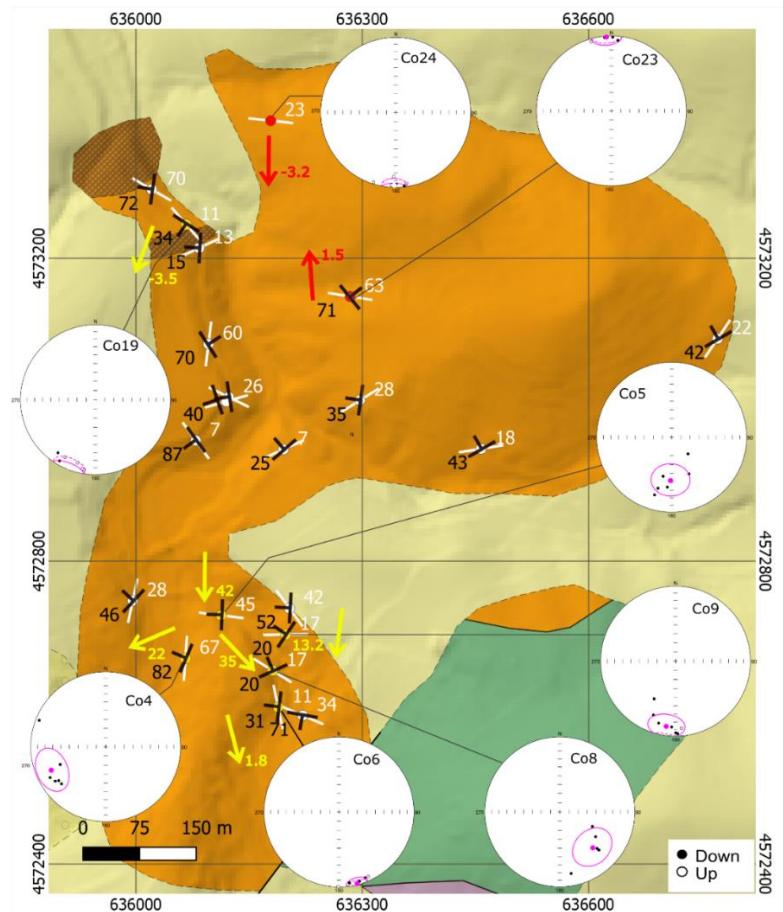


Figura 25. Mapa con la representación de la lineación magnética (blanco), foliación magnética (negro), y vectores paleomagnéticos medidas mediante desmagnetización AF (amarillo) y térmica (roja).

Se ha comparado la dirección paleomagnética Pérmica ($D=342^\circ$, $I=-03^\circ$; $D=163^\circ$, $I=03^\circ$ (Oliva-Urcia *et al.*, 2012) con los vectores paleomagnéticos restituidos a la horizontal con la foliación, obtenidos en el presente trabajo (Fig. 26). La declinación varía de la dirección esperada en un rango de entre 3.8° (Co6) a 84.7° (Co4) y en la inclinación de -1.2° (Co6) a 38.7° (Co5). La estación Co6 ($D=165.8^\circ$; $I=1.8$) apenas muestra variación con la dirección esperada. En las estaciones Co4 ($D=246.7$; $I=22.1$), Co5 ($D=181.4$; $I=41.7$), Co9 ($D=188.1$; $I=13.2$), Co19 ($D=201.5$; $I=-3.5$) y Co24 ($D=181.1$; $I=-3.1$) se ha producido una rotación de eje vertical en sentido horario. En la estación Co8 ($D=137.4$; $I=35.1$) se observa una rotación de eje vertical en sentido anti-horario. La muestra Co3 ($D=361.1$; $I=15$) se ajusta a una dirección pérmica con polaridad normal, en la que se

produce una rotación de eje vertical en sentido horario. Las inclinaciones muestran una rotación de eje horizontal o basculamiento hacia el S en las estaciones Co4, Co5, Co8, Co9, y ligeramente hacia el N en las estaciones Co6, Co19, Co23 y Co24.

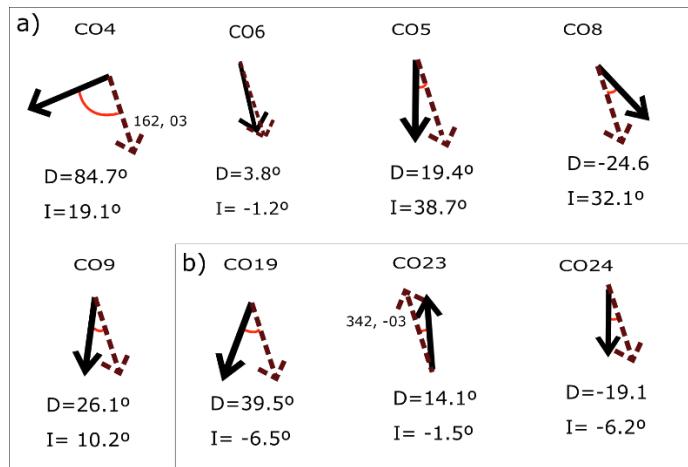


Figura 26. Diferencias obtenidas entre la dirección paleomagnética obtenida en cada estación y la esperada para el Pérmico ($D=162$, $I=03$ y $D=342$, $I=-3$; Oliva-Urcia et al., 2012).

5. INTERPRETACIÓN Y DISCUSIÓN

En este trabajo se han aplicado técnicas geofísicas al estudio de rocas cuyo origen ha sido objeto de controversia en las últimas décadas y con unas características bastante particulares tanto por su litología como por su situación en relación con las estructuras de la Cordillera Ibérica. Aunque los estudios realizados no permiten dar un diagnóstico exacto sobre su origen y evolución, sí que aportan datos interesantes de cara a una interpretación global de este tipo de rocas.

Las curvas termomagnéticas muestran a temperatura ambiente una dominancia de la fábrica paramagnética. La inestabilidad observada al calentar las muestras, como se aprecia en la cantidad de neoformación de magnetita, se debe al tipo de materiales que presenta. Además, la irreversibilidad de las curvas es apreciable en casi todas las muestras desde los 400 °C, lo cual indica que los minerales no han sufrido calentamientos por encima de 400°C durante o después de su emplazamiento, ya que, si se hubieran sometido a tales temperaturas, las curvas serían reversibles, indicando una estabilidad mineral. Por lo tanto, se interpreta que los minerales que forman esa roca no son estables a alta temperatura. Esto puede deberse a que se trate de una roca compuesta por partículas

sedimentarias, que se hubieran depositado ya frías o a baja temperatura, o puede deberse a que la roca se hubiera alterado químicamente posteriormente a su formación. Esta última hipótesis es poco probable dado que la dirección pérmica se registra de forma bastante clara y no hay otras direcciones estables superpuestas.

Las rocas volcanoclásticas o volcano-sedimentarias de Codos, presentan estratificación cruzada, también comentada por Mateo Lázaro (1987), lo que sugiere un origen sedimentario. La presencia de pizarras paleozoicas en las unidades no permite conocer su origen, pero es un indicador importante de que estos fragmentos provienen de los márgenes de la cuenca o de zonas más elevadas (Mateo Lázaro, 1987; Lago *et al.*, 2005).

Se ha representado un mapa con los valores de estratificación y mapas de trayectorias de la foliación magnética, lineación magnética y lineación magnética con los valores restituidos con la estratificación (fig. 27). Por una parte, el mapa de estratificaciones (fig. 27 a) no muestra un patrón claro, por lo que probablemente los buzamientos de los materiales fueron adquiridos con posterioridad a la sedimentación y no responden a una pendiente sedimentaria original. Estos buzamientos pueden guardar relación con un plegamiento posterior, que es compatible con el movimiento durante la etapa alpina de la falla del río Grío (ver más abajo). La foliación magnética (fig. 7 b), parece mostrar un foco localizado en la parte oriental, sin embargo, la información proporcionada por la lineación es algo más fiable, ya que la foliación parece/puede variar por un basculamiento.

La lineación magnética, coincidente con la lineación mineralógica, muestra la dirección de transporte de los sedimentos, es decir, la paleocorriente, ya que no parecen existir estructuras deformacionales a escala microscópica (salvo en casos muy concretos) que justifiquen la adquisición de la fábrica magnética. En el mapa de lineación magnética se observa una dirección principal NW-SE en el área sur, E-W en la zona norte y N-S en el margen oeste del afloramiento. Al restituir las estaciones con su estratificación, se obtienen unas paleocorrientes similares. El sentido de transporte de los sedimentos en la zona sur parece claro, tanto por la presencia de una distribución en abanico (Fig. 27 c y d) como por la estratificación cruzada en la zona sur, indicando un sentido de movimiento hacia el SE. Por lo tanto, se puede inferir un patrón de paleocorrientes aproximadamente radial a partir de un foco localizado en la parte occidental de los afloramientos existentes.

La convergencia de las lineaciones magnéticas hacia ese punto aboga por un origen muy próximo al foco de emisión, lo cual es coherente con la formación de las rocas a partir de un foco volcánico en esa zona, ya sea asociada al propio mecanismo de emisión o procesos sedimentarios posteriores. La no reversibilidad de las curvas, como ya se ha dicho, aboga más por un mecanismo de sedimentación “en frío”, pero sin resolución para temperaturas por debajo de 300°C.

Mateo Lázaro (1987) sugiere que los materiales proceden de ambos márgenes, mientras que Lago *et al.*, (2005) parece que indica un origen de los materiales principalmente de la zona este, de la erosión de andesitas anfibolíticas emplazadas a favor de la Falla de Datos. Los resultados obtenidos en este trabajo resultados abogan por un modelo distinto, en el cual la red de flujo se explica mediante un único foco que se situaría hacia el oeste y el norte.

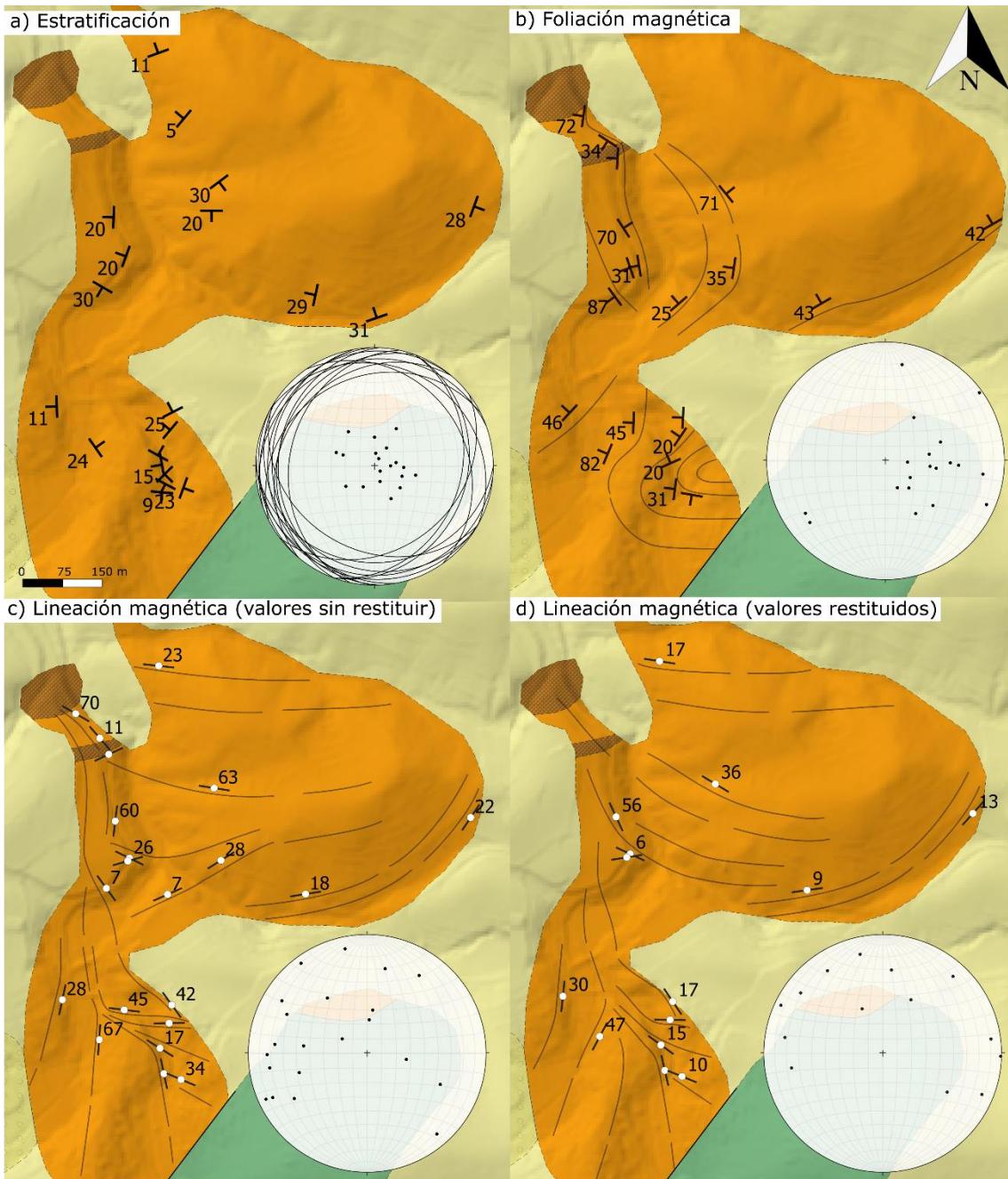


Figura 27. Mapa en el que se indica: a) estratificación y b) mapas de trayectorias de la foliación magnética, c) mapa de trayectorias de la lineación magnética y d) mapa de trayectorias con la lineación magnética restituida con la estratificación. Leyenda: naranja: rocas volcanoclásticas de Codos; azul: cuarcitas de Bámbola..

Según los resultados del paleomagnetismo, las rocas adquirieron su magnetización en el Pérmico. Posteriormente, sufrieron un basculamiento hacia el sur y una rotación de eje vertical en sentido horario. Esta rotación puede explicarse por los movimientos asociados a la presencia de la falla del río Grío.

Las rocas volcanoclásticas presentan una densidad $2,6 \text{ g/cm}^3$, superior a las de sus materiales encajantes y a las rocas de la Falla del Río Grío, que presentan una densidad baja ($2,517 \text{ g/cm}^3$). La susceptibilidad media de las rocas volcanoclásticas es de $133.6 \cdot 10^{-6} \text{ SI}$ con susceptómetro de mano y de $140.3 \cdot 10^{-6} \text{ SI}$ mediante ASM. Este valor es superior al de los materiales encajantes e inferior al de las rocas de Falla del Río Grío ($149 \cdot 10^{-6} \text{ SI}$; Marcén, 2014). Con estos valores, se obtiene una modelización simplificada de la anomalía gravimétrica residual (fig. 28) En superficie afloran las rocas volcanoclásticas, que presentan un espesor aproximado de 50 m y las unidades encajantes, pertenecientes a la Unidad de Badules y a la Unidad de Herrera. La anomalía negativa bajo las rocas de estudio se puede explicar al representar un cuerpo de menor densidad bajo éstas, como puede ser la zona de falla del río Grío (ZFRG), que presentaría una anchura de 1 km, mayor que la que aparece en superficie y compatible con una estructura en flor positiva ya que se trata de una falla con componente dextra. En los extremos de la anomalía, se precisa de mayor información para ajustarla correctamente.

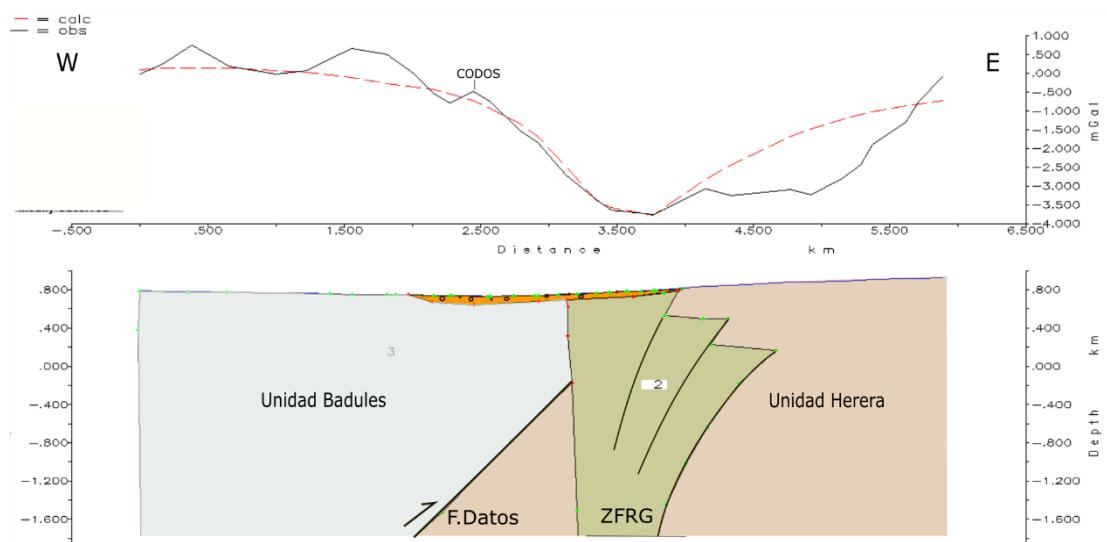


Figura 28 . Modelización simplificada de la zona de estudio. Se observa que zona de Falla del Río Grío (ZFRG) corta a la falla de Datos.

La anomalía magnética modelizada indica que las anomalías de primer orden pueden ser generada por un cuerpo de 700 m de anchura y 2 km de profundidad, con una susceptibilidad de al menos $950 \cdot 10^{-6} \text{ SI}$. Las anomalías de segundo orden pueden ajustarse mediante cuerpos de unos 50-100 m de anchura y 100 m de profundidad. A pesar de

obtener un coeficiente de Koenisberger bajo, es posible que existan cuerpos en el subsuelo con este valor más alto, que justifiquen la existencia de dipolos inversos.

En cualquier caso, la existencia de anomalías magnéticas de importancia, y ligadas necesariamente a materiales con mayor susceptibilidad y/o remanencia que los que aparecen en superficie, indica la posible existencia de un sistema de focos de emisión posiblemente más complejo, y compatible con el modelo propuesto por Lago *et al.* (2005). La falla de río Grío habría tenido un papel no sólo como vía preferente de los productos magmáticos, sino también como generador de deformaciones posteriores y rotaciones de bloques

Mediante el análisis estructural se pueden plantear algunas hipótesis sobre el origen de la fracturación, aunque con muchas incertidumbres debido al hecho de que sólo ha podido hacerse un análisis geométrico. La situación se complica aún más si se tiene en cuenta que la edad de las rocas estudiadas hace que hayan podido registrar todas las etapas de deformación del Ciclo Alpino: extensión mesozoica, compresión cenozoica y extensión neógeno-cuaternaria.

Las fracturas y fallas NE-SW, presentes en las tres estaciones, se agrupan en dos familias de buzamientos opuestos (con valores medios-altos) que sugieren una geometría de fallas conjugadas. Presentan, además, algunas estrías de alto cabeceo, en una de las cuales se ha observado un sentido de movimiento normal. Indicarían un sistema de esfuerzos extensional de dirección aproximada NW-SE compatible con la extensión mesozoica en la Cuenca Ibérica (Casas *et al.*, 1995; García-Lasanta *et al.*, 2018).

Las fallas NNW presentan estrías horizontales, lo que permite situarlas en las etapas compresivas del Paleógeno-Mioceno inferior (Guimerá y González, 1998; Liesa *et al.*, 2018) En conjunto, muestran también dos familias de fallas conjugadas que podrían haberse generado en etapas tardías de la compresión cenozoica, en que la dirección de compresión se orientó entre N-S y NNW-SSE (Liesa y Simón, 2009).

Algunas fallas NNW-SSE que presentan estrías de cabeceo más alto, junto a fracturas subverticales de la misma dirección, podrían ser compatibles con la extensión Mesozoica, pero más probablemente lo son con la extensión Plio-Cuaternaria. El motivo es su

dirección perpendicular al eje de extensión regional dominante en ese momento, ENE-WSW (Arlegui et al., 2005)

Otro posible origen algunas de las fracturas, considerando que las rocas han sufrido algún tipo de calentamiento, es que se trate de una disyunción columnar incompleta. Sin embargo, como se ha comentado, su interpretación resulta compleja y se necesita más información para llegar a alguna conclusión clara.

La evolución de la zona de estudio se puede resumir de la siguiente manera:

- 1) En el Carbonífero, la orogenia varisca produce la reactivación de la falla de Datos como cabalgamiento, superponiendo la Unidad Badules (Cámbrico inferior, en la zona de estudio) sobre la Unidad de Herrera (Ordovícico-Carbonífero).
- 2) Con origen tardivarisco y la misma dirección que el Cabalgamiento de Datos, se produce la falla de río Grío. Su traza es vertical y generaría una zona de falla probablemente mayor a la que aflora actualmente.
- 3) Durante la primera etapa del *rifting* Ibérico (Pérmico Superior-Hettangiense). La falla de río Grío presenta actividad extensiva (Marcén, 2014). A favor de esta falla y del cabalgamiento de Datos, se produce el ascenso de magma y se emplaza cerca de la superficie. Cuerpos hipovolcánicos de rocas básicas quedarían aislados dentro de la zona de falla. De forma casi sincrónica a esta actividad y a partir de este material se generan las rocas volcanoclásticas de Codos. Registrando la polaridad inversa del supercron Kiaman (Gradstein y Ogg, 2004).
- 4) La falla del río Grío se reactiva durante Orogenia Alpina, con movimiento transpresivo dextro, dando lugar a rotaciones de bloques.

Se plantean posibles futuros trabajos que permitirían profundizar y mejorar la información obtenida. Se plantearía: i) desmagnetizar térmicamente las muestras por encima de 600, para ver si las muestras presentan hematites; ii) completar las prospecciones sísmica y gravimétrica con nuevos perfiles para definir claramente la extensión de los cuerpos hipovolcánicos; iii) aumentar el número de estaciones de ASM y paleomagnetismo en la zona norte del cuerpo de estudio; iv) aumentar el número de medidas de fracturas para intentar definir de forma más precisa el patrón de fracturación y poder establecer si se debe a un calentamiento posterior de las rocas sedimentarias.

6. CONCLUSIONES

El análisis de la anisotropía de susceptibilidad magnética muestra en la zona sur del cuerpo volcanoclástico de Codos, un patrón radial de flujo, con sentido de transporte de los materiales SE y con origen en el NW. En la zona norte la dirección de transporte es E-W. Las curvas termomagnéticas han permitido conocer que los materiales no han sufrido calentamientos por encima de los 400 °C durante su formación ni tras ella.

Las rocas se caracterizan por presentar una densidad de 2.6 g/cm³ y una susceptibilidad magnética de 133.6·10⁻⁶ SI. En ellas domina la fábrica paramagnética a temperatura ambiente y presentan algo de magnetita.

Por medio de la prospección geofísica, se ha obtenido una anomalía gravimétrica residual negativa asociada a la presencia las rocas de falla de río Grío bajo las rocas volcanoclásticas de Codos, debido a que presentan una densidad más baja que el resto de materiales ($\rho = 2.517$ g/cm³). La zona de falla presenta una anchura de hasta 1 km, mayor que la aflorante en superficie en el paraje de Los Abuelos. La anomalía magnética muestra la presencia de cuerpos en profundidad con una susceptibilidad y remanencia mayor a las que afloran en superficie.

Tras su formación, las rocas volcanoclásticas han sufrido una larga historia de deformación, desde la extensión mesozoica, la compresión Paleógena e incluso la extensión neógeno-cuaternaria. La reactivación transpresiva dextra de la Falla del Río Grío durante la compresión cenozoica (Marcén, 2014), es coherente con las rotaciones horarias obtenidas en las rocas de estudio mediante paleomagnetismo, confirmando además con este método una edad Pérmica para las rocas, al registrar la polaridad inversa del supercron Kiaman.

7. BIBLIOGRAFÍA

- Álvaro, M. (1991): Memoria explicativa y mapa geológico de la Hoja 40 (Daroca) del Mapa Geológico de España 1:200.000 (1^a serie). IGME, Madrid.
- Arche, A., López-Gómez, J., (1996): Origin of the Permian-Triassic Iberian basin, central-eastern Spain. *Tectonophysics* 266, 443 – 464
- Arlegui, L.E., Simón, J.L., Lisle, R.J., Orife, T. (2005): Late Pliocene-Pleistocene stress field in the Teruel and Jiloca grabens (eastern Spain): contribution of a new method of stress inversion. *J. Struct. Geol.*, 27, 693-705.
- Arthaud, F., Matte, Ph., 1975. Les décrochements tardi-hercyniens du Sud-Ouest de l'Europe: Géométrie et essai de reconstruction des conditions de la déformation. *Tectonophysics* 25, 139 – 171.
- Burger, H. R., Sheehan, A. F., Jones, C. H., y Burger, H. R. (2006): *Introduction to applied geophysics: Exploring the shallow subsurface*. New York, WW Norton.
- Capote, R., (1978): Tectónica española. Seminario Criterios Sísmicos aplicados a Instalaciones Nucleares y Obras Públicas. Asociación Española Ingeniería Sísmica, Madrid, pp. 1 – 30.
- Capote, R., (1983): La tectónica de la Cordillera Ibérica. En: (Comba), J. (Ed.), *Geología de España, Libro Jubilar JMRíos*, vol. II. IGME, Madrid., 109-120p
- Casas, A. (2016): Las anomalías magnéticas como instrumento didáctico para aprender geología regional (y magnetismo): ejemplos de la península ibérica y las islas canarias. *Enseñanza de las Ciencias de la Tierra*, 24(3), 360-360.
- Casas, A (2017): Geofísica y tectónica global. Estructura y dinámica de la Tierra y de la litosfera. Apuntes de la asignatura 26418, Geofísica y tectónica global. Universidad de Zaragoza, 112 p.
- Casas, A y Faccenna, C. (2001): Tertiary compressional deformation of the Iberian plate. *Terra Nova*, 13: 281-288.
- Casas, A., Cortés, A., Gil, A., Maestro, A., Muñoz, A., Pocoví, A., Martínez, B., Oliva, B., Liesa, C., Castillo, E., Pueyo, E., Millán, H., Simón, J.L., Arlegui, L., Aurell,

- M., Mata, M.P., Tena, S y Román, T. (1995): Estructura y evolución mesozoico-terciaria de las Sierras de Cameros-Demanda (Cordillera Ibérica). *Guía de Campo. VII Reunión de la Comisión de Tectónica de la Sociedad Geológica de España*, Univ. Zaragoza. (Logroño, España), 113.
- Casas, A., Aurell, M., Revuelto, C., Calvín, P., Simón, J. L., Pueyo, Ó., Pocoví, A y Marcén, M. (2017): El embalse de Mularroya (Zaragoza): problemas geológicos de una obra en estado avanzado de construcción. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 30: 51-64
- Catalán, M., y Martos, Y. (2016): Las anomalías magnéticas, tan útiles, tan olvidadas. *Enseñanza de las Ciencias de la Tierra*, 24(3), 315-315.
- Calvín, P., y Casas, A. (2014): Folded Variscan thrusts in the Herrera unit of the Iberian Range (NE Spain). *Geological Society, London, Special Publications*, 394, 39-52.
- Calvín, P., Casas, A. M., Villalaín, J. J., y Tierz, P. (2014): Reverse magnetic anomaly controlled by Permian Igneous rocks in the Iberian Chain (N Spain). *Geologica acta*, 12(3), 0193-207.
- Carls, P. (1983): La Zona Asturoccidental-Leonesa en Aragón y el Macizo del Ebro como prolongación del Macizo Cantábrico. *Libro Jubilar J. M Ríos. IGME*, 3, 11-32.
- Chadima, M., Jelinek, V. (2009): Anisoft 5.1: anisotropy data browser for windows. Agico, Inc.
- Chadima, M. y Hrouda, F., (2006): Remasoft 3.0 a user-friendly paleomagnetic data browser and analyzer. *Trav. Géophysiques* 27, 20–21.
- Chadima, M., y Hrouda, F. (2012): Cureval8. (En línea). Disponible en: <<https://www.agico.com/text/software/cureval/cureval.php>>. Fecha de acceso: Julio, 2020.
- Conte, J. C., Carls, P., Lago, M y Gascón, F. (1987): Materiales stephano-pérmicos en la fosa de Fombuena (provincia de Zaragoza). *Boletín geológico y minero*, 98, 14-24.

- Cortés, A. L. y Casas. A. M (1996): Deformación alpina de zócalo y cobertura en el borde norte de la Cordillera Ibérica (Cubeta de Azuara-Sierra de Herrera.). *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 9 (1-2): 51-66.
- Doblas, M., Oyarzun, R., Sopeña, A., López Ruiz, J., Capote, R., Hernández Enrile, J.L., Hoyos, M., Lunar, R., Sánchez-Moya, Y., (1994). Variscan–Late Variscan–Early Alpine progressive extensional collapse of central Spain. *Geodinamica Acta* 7, 1–14.
- Fisher, R. A. (1953). Dispersion on a sphere. *Proceedings of the Royal Society, London, Series A*, 217, 295-305
- García Lasanta, C. (2016): *Magnetic fabric analyses and paleomagnetism applied to study the Mesozoic evolution of the Iberian Range*. Tesis Doctoral, Universidad de Zaragoza, 297 p.
- García-Lasanta, C., Oliva-Urcia, B., Casas-Sainz, A. M., Román-Berdiel, T., Izquierdo, Llavall, E., Soto, R y Villalaín, J. J. (2018). Inversion tectonics and magnetic fabrics in Mesozoic basins of the Western Tethys: A review. *Tectonophysics*, 745, 1-23.
- Gozalo, R. y Liñán, E. (1988): Los materiales hercínicos de la Cordillera Ibérica en el contexto el Macizo Ibérico. *Estudios geológicos*, 44, 399–404.
- Gradstein, F.M., Ogg, J.G., 2004. Geologic Time Scale 2004 - why, how, and where next! *Lethaia*, 37, 175-181.
- Guimerá, J, González, A (1998). El relieve de la cadena Ibérica como un producto de la compresión alpina. The relief of the Iberian Chain as a product of alpine compression. *Geogaceta*, vol.24, pp.163-166.
- Gutiérrez, F., Gracia, F.J., Gutiérrez, M., Lucha, P., Guerrero, J., Carbonel, D., Galve, J.P. (2012): A review on Quaternary tectonic and nontectonic faults in the central sector of the Iberian Chain, NE Spain/ Fallas cuaternarias tectónicas y gravitacionales en el sector central de la Cordillera Ibérica, NE de España. *Journal of Iberian Geology*, 38: 145-160.

- Hernando, S., Schott, J.J., Thuizat, R., Montigny, R., (1980): Age des andésites et des sédiments interstratifiés de la région d'Atienza (Espagne): étude stratigraphique, géochronologique et paléomagnétique. *Sciences Géologiques. Bulletin* 33 (2), 119 – 128
- Jelínek, V. (1981): Characterization of the magnetic fabric of rocks. *Tectonophysics*. 79, 63-70.
- Julivert, M. y Martínez, F. J. (1983): Estructura de conjunto y visión global de la Cordillera Herciniana. *Geología de España. Libro Jubilar J. M. Ríos. IGME*, 1, 612–630
- Kirschvink, J.L., (1980): *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 62(3), 699–718.
- LaCoste y Romberg, (2004): *Instruction Manual Model G and D Gravity Meters*. Austin, Texas, 127 p.
- Lago, M. y Pocoví, A. (1987): Le vulcanisme calco-alcalin d'age Stephanien-Permien dans la Chalne Ibérique (Est de l'Espagne): Geologie et Petrologie. Reun. S.F.M.C. «Paleovolcanisme» (París). *Supplément au Bull. Mineralogie*, 110-2,42
- Lago, M., Pocoví, A., Zachmann, D., Arranz, E., y Carls, P. (1991): Comparación preliminar de las manifestaciones magmáticas, calcoalcalinas y stephaniense-pérmicas de la Cadena Ibérica. *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, (16), 95-107.
- Lago, M., Arranz, E., Pocoví, A., Galé, C., y Gil-Imaz, A. (2004): Lower Permian magmatism of the Iberian Chain, Central Spain, and its relationship to extensional tectonics. *Geological Society, London, Special Publications*, 223, 465-490.
- Lago, M., Gil, A., Arranz, E., Galé, C., y Pocoví, A. (2005): Magmatism in the intracratonic Central Iberian basins during the Permian: Palaeoenvironmental consequences. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 229, 83-103.
- Liesa, C.L., Simón, J.L., (2009): Evolution of intraplate stress fields under multiple remote compressions: The case of the Iberian Chain (NE Spain). *Tectonophysics*, 474: 144-159

- Liesa, C. L., Casas, A. M., y Simón, J. L. (2018): La tectónica de inversión en una región intraplaca: La Cordillera Ibérica. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 31(2)
- López-Gómez, J., Arche, A., Pérez-López, A., (2002). Permian and Triassic. In: Gibbons, W., Moreno, M.T. (Eds.), *The Geology of Spain. Geological Society*, London, pp. 185 – 212
- Lotze, F. (1929): Stratigraphie und Tektonik des keltiberischen Grundgebirges (Spanien). *Abhandlungen der Gesellschaft der Wissenschaften in Göttingen, Mathematisch-Physikalische Klasse*, 14, 1-1.
- Marcén, M. (2014): *Geometría y cinemática de la Falla del Río Grío*. Trabajo de Fin de Máster, Universidad de Zaragoza, 56 p.
- Marcén, M. y Román, T. (2015): Geometría y cinemática de la zona de falla de Río Grío: evidencias de transpresión alpina en la Cadena Ibérica. *Revista de la Sociedad Geológica de España*. 79-82
- Mateo Lázaro, J. (1987): *Estudio geológico del sector Tobed-Codos-Mainar (Cadenas Ibéricas orientales). Petrología de los materiales paleozoicos*. Tesis Licenciatura, Univ. de Zaragoza, 297 p.
- Morris, A. 2003. A palaeomagnetic and rock magnetic glossary. *Tectonophysics* 377, 211-228.
- Muñoz, M., Ancochea, E., Sagredo, J., De La Peña, J. A., y Hernán, F. (1985): Vulcanismo permo-carbonífero de la Cordillera Ibérica. In *Congrès International de Stratigraphie et de Géologie du Carbonifère. (Madrid, 1983)*. 10 (27-52 p).
- Oliva-Urcia, B., Pueyo, E. L., Larrasoña, J. C., Casas, A. M., Román-Berdiel, T., Van der Voo, R., y Scholger, R. (2012): New and revisited paleomagnetic data from Permian–Triassic red beds: Two kinematic domains in the west-central Pyrenees. *Tectonophysics*, 522, 158-175.
- Ortega Estupiñán, A. M. (2014): *Modelo de fuentes de anomalías gravimétricas regional y locales del volcán Galeras, asociadas a su estado de actividad entre junio 2008–abril de 2009*. Tesis Doctoral, Universidad Nacional de Colombia, 92 p.

- Pedley, R. C., Bubsby, J. p. Y Dabek, Z. K. (1993): Gravmag v.1.5. Interactive 25D gravity and magnetic modelling. *British Geol..Survey*.
- Sopeña, A., López, J., Arche, A., Pérez-Arlucea, M., Ramos, A., Virgili, C., Hernando, S., (1988): Permian and Triassic Rift basins of the Iberian Peninsula. In: Manspeizer, W. (Ed.), Triassic– Jurassic Rifting and the Opening of the Atlantic Ocean. *Elsevier*, Amsterdam, pp. 757 – 786.
- Tarling, D. H., Hrouda, F. (1993): *The Magnetic Anisotropy of Rocks*. Chapman & Hall, London, 215 p.
- Tejero, R. y Capote, R. (1987): La deformación hercínica en los materiales paleozoicos nororientales de la Cordillera Ibérica. *Estudios geológicos*, 43, 425–434.
- Telford, W.M., Geldart, L.P. y Sheriff, R.E. (1990): Applied Geophysics. *Cambridge University Press*, 770 p
- Teyssen., T (1980): Erlauterungen zur Geologischen Kartierung des Gebietes CE Codos in den Ostlichen Iberischen Ketten (NE Spanien). Unveroff. Dipl. Arb. 125 pp, Wurzburg (Inédito).
- Villalaín Santamaría, J. J. (2016): Técnicas en Paleomagnetismo. *Enseñanza de las Ciencias de la Tierra*, 24, 275-281.