TESIS DE LA UNIVERSIDAD DE ZARAGOZA
2025
277

Ana Simón Muzas

Aplicación de técnicas magnéticas al estudio de rocas volcánicas, volcanoclásticas y subvolcánicas del Carbonífero superior-Pérmico del Pirineo

Director/es
Soto Marín, Ruth Lourdes
Casas Sáinz, Antonio María

http://zaguan.unizar.es/collection/Tesis

ISSN 2254-7606

Prensas de la Universidad
Universidad Zaragoza

Universidad de Zaragoza
Servicio de Publicaciones

ISSN 2254-7606

Universidad Zaragoza
1542

Tesis Doctoral

APLICACIÓN DE TÉCNICAS MAGNÉTICAS AL ESTUDIO DE ROCAS VOLCÁNICAS, VOLCANOCLÁSTICAS Y SUBVOLCÁNICAS DEL CARBONÍFERO SUPERIOR-PÉRMICO DEL PIRINEO

Autor

Ana Simón Muzas

Director/es

Soto Marín, Ruth Lourdes
Casas Sáinz, Antonio María

UNIVERSIDAD DE ZARAGOZA
Escuela de Doctorado

Programa de Doctorado en Geología

2025

Repositorio de la Universidad de Zaragoza – Zaguan http://zaguan.unizar.es

Universidad Zaragoza
1542

Tesis Doctoral

Aplicación de técnicas magnéticas al estudio de rocas volcánicas, volcanoclásticas y subvolcánicas del Carbonífero superior-Pérmico del Pirineo

Application of magnetic techniques to the study of Late Carboniferous-Permian volcanic, volcaniclastic and subvolcanic rocks of the Pyrenees

Autora

Ana Simón Muzás

Directores

Antonio María Casas Sainz

Ruth Soto Marín

Facultad de Ciencias

Programa de Doctorado en Geología

UNIVERSIDAD DE ZARAGOZA

2025

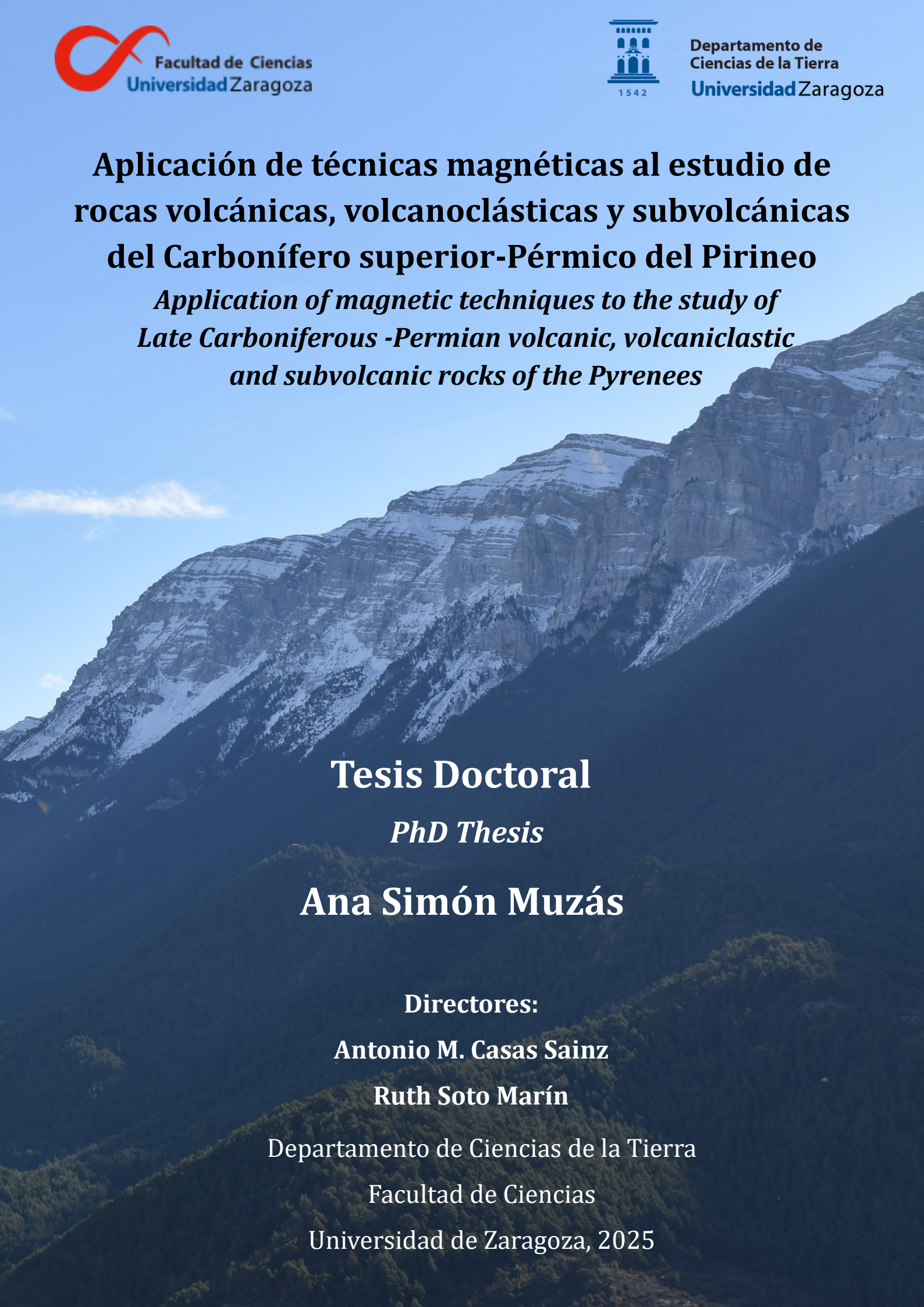
Repositorio de la Universidad de Zaragoza – Zaguan http://zaguan.unizar.es

Facultad de Ciencias
Universidad Zaragoza

Departamento de
Ciencias de la Tierra
Universidad Zaragoza

Aplicación de técnicas magnéticas al estudio de rocas volcánicas, volcanoclásticas y subvolcánicas del Carbonífero superior-Pérmico del Pirineo

Application of magnetic techniques to the study of Late Carboniferous -Permian volcanic, volcaniclastic and subvolcanic rocks of the Pyrenees



Tesis Doctoral

PhD Thesis

Ana Simón Muzás

Directores:

Antonio M. Casas Sainz

Ruth Soto Marín

Departamento de Ciencias de la Tierra

Facultad de Ciencias

Universidad de Zaragoza, 2025

TESIS DOCTORAL

Aplicación de técnicas magnéticas al estudio de rocas volcánicas, volcanoclásticas y subvolcánicas del Carbonífero superior-Pérmico del Pirineo

Application of magnetic techniques to the study of Late Carboniferous-Permian volcanic, volcaniclastic and subvolcanic rocks of the Pyrenees

Ana Simón Muzás

Departamento de Ciencias de la Tierra

Facultad de Ciencias

Universidad de Zaragoza

Directores:

Antonio María Casas Sainz

Ruth Soto Marín

GEOtransfer

Grupo de Investigación Geología para la Ciencia y la Sociedad Universidad Zaragoza

Instituto Universitario de Investigación en Ciencias Ambientales de Aragón Universidad Zaragoza

CSIC Consejo Superior de Investigaciones Científicas

IGME Instituto Geológico y Minero de España

Facultad de Ciencias Universidad Zaragoza

Als meus per ser-hi.

A la meva terra per ésser llar, font d'inspiració i raó d'aquesta comesa.

Créeme querido,

no hay nadie más fuerte que estos dos guerreros:

la paciencia y el tiempo.

Ellos lo harán todo.

Lev Nikoláievich Tolstói.

Guerra y Paz. Libro III, 2.ª parte, Cap. XVI.

Antonio M. Casas Sainz, profesor titular de Universidad adscrito al Departamento de Ciencias de la Tierra de la Universidad de Zaragoza y Ruth Soto Marín investigadora titular del IGME-CSIC

HACEN CONSTAR

Que la presente memoria titulada "**Aplicación de técnicas magnéticas al estudio de rocas volcánicas, volcanoclásticas y subvolcánicas del Carbonífero superior-Pérmico del Pirineo**" ha sido realizada bajo nuestra dirección, se ajusta al proyecto presentado en su día, cumple las condiciones necesarias para que **Ana Simón Muzás** pueda optar al grado de Doctor en Geología y autorizamos su presentación como "Compendio de Publicaciones".

VºBº Antonio M. Casas Sainz

VºBº Ruth Soto Marín

En Zaragoza, a 20 de febrero de 2025

La Tesis Doctoral ha sido un proyecto personal con el que he aprendido sobre Geología, Geofísica pero también sobre la vida, siendo unos años que he disfrutado con dedicación y esfuerzo. Durante este tiempo os he tenido al lado y quería agradeceros haber estado presentes, de uno u otro modo, haberme acompañado, enseñado, ayudado y aconsejado.

Quería agradecer a Antonio, mi director, por todo ese tiempo y por toda esa paciencia después de tantos años. Gracias por todas las dudas resueltas, por esa genialidad y por todo lo que he aprendido a tu lado. A Ruth, mi directora, por ese sentido práctico y razonable con todo y por sus consejos. A ambos, por haberme dado la oportunidad de realizar esta Tesis, por ese interés continuo, por acompañarme a las salidas de campo independientemente de la época o las circunstancias. Gracias por brindarme esa prioridad con todo lo referente a esta Tesis.

A Pep Gisbert por haber facilitado esa gran cantidad de documentación y mapas inéditos sin los cuales no hubiese sido posible enfocar esta Tesis y abarcar todo el territorio; también por acompañarnos a las salidas de campo con las explicaciones in situ sobre el vulcanismo Carbonífero superior-Pérmico y sus depósitos. A Belén por haberme ayudado con los resultados de FESEM y con todas las cuestiones que involucran la mineralogía magnética. A Emilio, Bet y Teresa por haber participado en aquella gran campaña de campo y por vuestros consejos con todo lo referente al paleomagnetismo.

A Felipe y Manolo por la realización de las láminas delgadas, a Ana y César por sus explicaciones y atención en la utilización del VSM y del MPMS3. A Juanjo por enseñarme a utilizar el criogénico y por haberme facilitado su utilización cuando se ha requerido. A Bet del Laboratori Paleomagnètic del Geociències Barcelona-CSIC por la realización de las desmagnetizaciones de las muestras de la cuenca del Cadí.

A Cris por su predisposición desde el primer momento para emprender mi primera gran aventura en el extranjero, permitirme y facilitarme la estancia en la Western Washington University. Por haberme ayudado con el Paleomagnetismo y con algún que otro tropiezo en tierras norteamericanas, por esa pasión que transmite por su trabajo. A Bernie Housen por darme la posibilidad de realizar la estancia y por sus consejos durante las medidas y las interpretaciones de los resultados paleomagnéticos durante mi estancia en la en la Western Washington University. A Mélina Macouin y Sonia Rousse por haberme facilitado la estancia en el Observatoire Midi Pyreneés de Toulouse, su acogida, su experiencia y sus consejos en lo referente a la ASM. A Lidia y Néstor por la estancia exprés en la Euskal Herriko Unibertsitatea (UPV/EHU) por haberme introducido en la tomografía computarizada de rayos X y por esa bonita visita a Castro-Urdiales.

De Geológicas, mis compañeros de despacho, de café y de tardes, por tantos ratos juntos compartiendo frustraciones y alegrías: Rosi (y por supuesto a Valentina), Francho, Pablo, Norly y Jon. A los profesores que durante el Grado me transmitieron su interés por la geología, en especial, a los de Geodinámica Interna. A Alberto por su amistad más allá de geológicas. A Laura mi compañera de congresos. Más allá del ámbito universitario, aunque habiendo formado parte de él, a Lorena, para mí, hermana y compañera de aventuras. Por su amistad y generosidad y a su familia: Sra. Carmen, Inés, Carmen, Manuel, y Alejandro por todos estos años formando parte de esa apacible y maravillosa vida en Bárcabo. Allí con vosotros han transcurrido mis mejores veranos. A Montse, mi mejor amiga, por ser mi confidente, por todo ese optimismo y paciencia que siempre derrochas. A María Albero por formar esa cuadrilla con la que tantos planes y aventuras hemos hecho durante estos años. A Edu, compañero del grupo de carrera y de montaña, por mostrarnos siempre esas ganas y entusiasmo hasta el final. A mis compañeros de Taekwondo y de los grupos de carrera, por formar parte de todas esas actividades alejadas del ámbito académico.

A mi abuela María Dolores por haberme acogido durante estos años en su casa. A ella y mi familia materna por todas esas reuniones y planes familiares; por ser esa gran familia unida que admiro y respeto.

Y finalmente, a mis padres, Beatriz y Pascual, por absolutamente todo, por habernos dado lo que más quiero y valoro: esa educación e infancia de la cual conservo mis mejores recuerdos.

Desconozco que me deparará el futuro, pero os agradezco este presente. **Gràcies de tot cor**.

La presente Tesis doctoral se ha realizado durante los años 2020 a 2025 en el ***Área de Geodinámica Interna del Departamento de Ciencias de la Tierra de la Universidad de Zaragoza (Facultad de Ciencias)***.

Durante este periodo, la Tesis doctoral ha sido financiada con una ***ayuda para la formación de profesorado universitario*** **(FPU19/02353** del Ministerio de Ciencia e Innovación MCIN/ AEI/10.13039/501100011033, "ERDF Away of making Europe" e "ESF Investing in your future". Adicionalmente, ha contado con la financiación del ***Grupo GEOTransfer***: Investigación Geológica para la Ciencia y la Sociedad (E32_23R) de la Universidad de Zaragoza y reconocido por el Gobierno de Aragón, el Instituto Universitario de Ciencias Ambientales (IUCA) y los proyectos del Ministerio de Ciencia e Innovación ***PID2020-114273 GB-C22***, ***PID2019-108753 GB-C22*** y ***CGL2017-84901-C2-2-P***. La estancia breve realizada en un centro de investigación extranjero Western Washington University se ha realizado con una ***Ayuda complementarias de movilidad destinadas a beneficiarios del programa de Formación del Profesorado Universitario*** (FPU): EST22/00287. La estancia en el Observatoire Midi Pyrenees se ha sufragado parcialmente con la financiación del **Grupo GEOTransfer**.

La doctoranda ha participado en todas las salidas de campo, ha cortado, preparado y analizado todas las muestras de ASM y paleomagnetismo (excepto la preparación de fragmentos irregulares preparados por A. Casas y R. Soto), ha realizado las desmagnetizaciones para los estudios paleomagnéticos (C. García-Lasanta también ha desmagnetizado muestras de la cuenca de Estac y B. Beamud ha realizado las desmagnetizaciones de la cuenca del Cadí).

PORTADA: Sierra del Cadí y a sus pies, las formaciones del Carbonífero, Pérmico y Triásico ocultas en la espesura del bosque. Pirineos Orientales (Alt Urgell, Lleida). Diciembre de 2020.

CONTRAPORTADA: Segunda vida. Avispero en el interior de un antiguo agujero de perforación de un estudio magnético. Marzo de 2020.

La presente Tesis doctoral ha quedado recogida en los siguientes artículos:

- **Simón-Muzás, A.**, Casas-Sainz, A. M., Soto, R., Gisbert, J., Román-Berdiel, T., Oliva-Urcia, B., Pueyo, E. L., Beamud, E. (2022). *Axial longitudinal flow in volcanic materials of the Late Carboniferous-Permian Cadí basin (Southern Pyrenees) determined from anisotropy of magnetic susceptibility*, Journal of Volcanology and Geothermal Research (421),107443, https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2021.107443

- **Simón-Muzás, A**., Casas-Sainz, A., Soto, R., Beamud, E., Gisbert, J. (2023). *Dyke or pipe? Contributions of magnetic fabrics to the reconstruction of the geometry of an eroded subvolcanic body (Cadí basin, Pyrenees)*. Journal of Structural Geology, 104891, https://doi.org/10.1016/j.jsg.2023.104891

- **Simón-Muzás, A.**, Casas-Sainz, A. M., Soto, R., Pueyo, E. L., Beamud, E., Oliva-Urcia, B. (2023). *Paleomagnetic study of Late-Carboniferous-Permian rocks from the Cadí Basin (Eastern Pyrenees): Tectonic implications*. Tectonophysics, 869, 230148, https://doi.org/10.1016/j.tecto.2023.230148

-Gisbert, J., **Simón-Muzás, A.**, Casas-Sainz, A., Soto, R. (2024). *Geology of the Late Carboniferous, Permian and Early Triassic basins of the Eastern Pyrenees*, Journal of Maps, 20 (1), 2321382, Taylor & Francis https://doi.org/10.1080/17445647.2024.2321382

- **Simón-Muzás, A.**, Soto, R., Pueyo, E. L., Beamud, E., Oliva-Urcia, B., Casas-Sainz, A. M. (2024). *Imprint of paleocurrents, extensional and compressional deformation in the magnetic fabrics of the Permo-Triassic red beds of the Cadí Basin (Eastern Pyrenees)*. Journal of Iberian Geology, 1-20. https://doi.org/10.1007/s41513-024-00251-z

La autora también ha participado en otros artículos NO incluidos en este compendio:

-Simón-Muzás, A., Casas-Sainz, A. M., Soto, R., Clariana, P., Margalef, A. (2024). Foliación y fábricas magnéticas asociadas a interferencia de pliegues en la Zona Axial Pirenaica (La Seu d'Urgell, Lleida). *Geogaceta*, *75*, 35-38.
https://doi.org/10.55407/geogaceta100813

-Higuero, G., **Simón-Muzás, A.**, Casas-Sainz, A. M., (2025, in press). Medida de la fábrica magnética a partir de fragmentos irregulares orientados en un soporte cúbico mediante el puente de susceptibilidad Kappabridge. *Geogaceta*, *77*, 19-22.

Adicionalmente, la autora también ha participado en la organización del Geolodía 2024 Transfronterizo España- Francia: Volcanes en mitad de la Pangea: el Pirineo hace 300 millones de años/ Volcans au milieu de Pangea: les Pyrénées il y a 300 millions d'années y de la Guía didáctica adjunta:

Simón-Muzás, A., Casas-Sainz, A. M., Vázquez-Prada, D., Gisbert, J., Lacazedieu, A. (2024) Volcanes en mitad de la Pangea: el Pirineo hace 300 millones de años/ Volcans au milieu de Pangea: les Pyrénées il y a 300 millions d'années. Colección Geolodía. Sociedad Geológica de España, Salamanca, ISSN: 2603- 8889.

ÍNDICE

Abstract.....1

Resumen.....5

PARTE 1

1.INTRODUCCIÓN.....9

1.1.-INTRODUCCIÓN Y PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA.....11

2.FUNDAMENTOS.....17

2.1-LA MAGNETIZACIÓN Y LOS COMPORTAMIENTOS MAGNÉTICOS.....19

2.2-ANDESITAS: CONTEXTO GENÉTICO, MINERALOGÍA Y COMPORTAMIENTO MAGNÉTICO.....23

2.3- LA ANISOTROPÍA DE LA SUSCEPTIBILIDAD MAGNÉTICA.....27

2.4- LA ANISOTROPÍA DE LA SUSCEPTIBILIDAD MAGNÉTICA EN ROCAS VOLCÁNICAS, VOLCANOCLÁSTICAS E HIPOVOLCÁNICAS: CONSIDERACIONES.....30

2.5- FUENTES DE ANISOTROPÍA MAGNÉTICA EN LOS MINERALES.....32

2.6- MINERALES FERROMAGNÉTICOS S.L. COMUNES EN ROCAS VOLCÁNICAS, VOLCANOCLÁSTICAS Y SUBVOLCÁNICAS.....37

2.7- EL PALEOMAGNETISMO Y EL CAMPO MAGNÉTICO TERRESTRE.....38

2.8- ADQUISICIÓN Y CONSERVACIÓN DE LA MAGNETIZACIÓN.....40

2.9- MECANISMOS DE ADQUISICIÓN DE LA MAGNETIZACIÓN.....43

2.10- EL PALEOMAGNETISMO EN ROCAS VOLCÁNICAS Y VOLCANOCLÁSTICAS S.L.....45

2.11- TESTS DE ESTABILIDAD DE LA SEÑAL PALEOMAGNÉTICA.....47

3. METODOLOGÍA Y NOMENCLATURA.....49

3.1.-METODOLOGÍA.....51

3.1.1. Recopilación bibliográfica.....51

3.1.2.-Trabajo de campo y muestreo.....51

3.1.3.-Preparación de las muestras en el laboratorio y análisis de especímenes.....55

3.1.4.-Estudio petrográfico y análisis de imagen.....62

3.1.5.- Tomografía computarizada de rayos X.....64

3.1.6.- Cartografía geológica.....64

3.1.7.- Cartografía de fracturas y fallas.....65

3.2.- PROSPECCIÓN MAGNÉTICA.....65

3.3.-LAS ROCAS VOLCÁNICAS Y VOLCANOCLÁSTICAS: CLASIFICACIÓN.....69

3.3.1.- El término de rocas volcanoclásticas.....69

3.3.2.- Clasificaciones de rocas volcanoclásticas.....70

3.3.3. Terminología empleada para las rocas volcánicas y volcanoclásticas.....74

4. CONTEXTO GEOLÓGICO……81
4.1.- MARCO GEOLÓGICO: LOS PIRINEOS……83
4.1.1-Los Pirineos dentro del contexto de la tectónica de placas……84
4.1.2-Estructura general del área de estudio……87
4.2.- CUENCAS DEL CARBONÍFERO SUPERIOR-PÉRMICO ESTUDIADAS: ESTRATIGRAFÍA, ESTRUCTURA Y VULCANISMO……93
4.2.1.-Estratigrafía de las cuencas Carbonífero superior-Pérmicas estudiadas……93
4.2.2-Posición estructural y estructura de las cuencas Carbonífero superior-Pérmicas estudiadas…..116
4.2.3-Modelos genéticos de las cuencas del Carbonífero superior-Pérmico de los Pirineos……121
4.2.4-Vulcanismo y geoquímica de las cuencas Carbonífero superior-Pérmicas de Anayet y Pirineos Centro-Orientales……122

PARTE 2

5. RESULTADOS……125
5.1.- CARTOGRAFÍA Y ESTRATIGRAFÍA DETALLADA……127
5.1.1.- Geology of the Late Carboniferous, Permian and Early Triassic basins of the Eastern Pyrenees……129
5.2. AMS AS A FLOW MARKER IN VOLCANIC AND VOLCANICLASTIC S.L. ROCKS……139
5.2.1.- Axial longitudinal flow in volcanic materials of the Late Carboniferous-Permian Cadí Basin (Southern Pyrenees) determined from anisotropy of magnetic susceptibility……141
5.2.2. Interplay of caldera and tectonic subsidence in an inverted Late Carboniferous-Permian basin (Eastern Pyrenees)……171
5.2.3.- Magnetic fabric characterization in volcanic and volcaniclastic s.l. rocks of the Erillcastell Basin……207
5.3. APPLICATION OF AMS TO HYPOVOLCANIC ROCKS……243
5.3.1.- Dyke or pipe? Contributions of magnetic fabrics to the reconstruction of the geometry of an eroded subvolcanic body (Cadí Basin, Pyrenees)……245
5.3.2.- In-phase and out-of-phase Anisotropy of Magnetic Susceptibility. A case of study in Permian volcanic rocks from the Central Anayet Basin (Central Pyrenees)……269
5.4. CONTEMPORARY TECTONIC CONTEXT WITH THE VOLCANISM: AMS IN RED BEDS……297
5.4.1.-Imprint of paleocurrents, extensional and compressional deformation in the magnetic fabrics of the Permo-Triassic red beds of the Cadí Basin (Eastern Pyrenees)……299
5.5. RECONSTRUCTION AT BASINAL SCALE: PALEOMAGNETIC DATA……321
5.5.1. Paleomagnetic study of Late-Carboniferous-Permian rocks from the Cadí Basin

(Eastern Pyrenees): Tectonic implications……..…..323
5.6. APPLICATION OF AMS AND MAGNETIC TECHNIQUES IN A CASE OF PERVASIVE HYDROTHERMAL ALTERATION IN VOLCANIC ROCKS……..…….....343
5.6.1.-Secondary Fe-Ti oxides precipitation as a source for strongly changing magnetic properties in ancient volcanic rocks (Cadí Basin, Pyrenees)……..…..345

PARTE 3

6. DISCUSIÓN GENERAL.……..…385
6.1. IMPLICACIONES DE LA MINERALOGÍA MAGNÉTICA EN LAS ROCAS ESTUDIADAS……387
6.1.1. Mineralogía en rocas de las cuencas del Carbonífero superior-Pérmico……..…..387
6.1.2. Contribución mineralógica a las fábricas magnéticas……..…..388
6.1.3. Minerales portadores de la magnetización remanente natural……..…..394
6.2. FÁBRICAS MAGNÉTICAS COMO MARCADORES DE LA DEFORMACIÓN ALPINA……..…395
6.2.1. Análisis de la orientación de K_{max}……..…..396
6.2.2. Análisis de la orientación de K_{min} y planos de la foliación magnética……..…402
6.3. MARCADORES DE LA DIRECCIÓN DE FLUJO EN ROCAS DE NATURALEZA ÍGNEA: MÉTODOS PARA IDENTIFICARLOS Y/O CUANTIFICARLOS……404
6.4. MARCADORES DE LA DIRECCIÓN DE FLUJO EN ROCAS DE NATURALEZA ÍGNEA: RELACIÓN CON LOS EJES DEL ELIPSOIDE DE SUSCEPTIBILIDAD MAGNÉTICA (ASM)……405
6.5. FÁBRICAS MAGNÉTICAS COMO MARCADORES DEL FLUJO Y/O DEL CONTEXTO REGIONAL DURANTE EL CARBONÍFERO TARDÍO-PÉRMICO……..…406
6.5.1. Análisis de la orientación de la lineación magnética como marcador de la dirección de flujo……407
6.5.2. Análisis de la orientación de la lineación magnética en rocas sedimentarias (red beds) de la cuenca del Cadí……..…..415
6.6. METODOLOGÍA DE LOS FRAGMENTOS IRREGULARES ORIENTADOS EN ROCAS SEDIMENTARIAS……..…..416
6.7. FÁBRICAS Y SUBFÁBRICAS MAGNÉTICAS……..…..416
6.7.1 Subfábricas de la ASM a baja temperatura (LT-AMS)……..…..417
6.7.2 Subfábricas de la ASM fuera de fase (opAMS, out-of-phase AMS)……..…..418
6.8. DATOS PALEOMAGNÉTICOS ……..…..418
6.9. LA ORIENTACIÓN PREFERENTE DE LA LINEACIÓN MAGNÉTICA Y LA DIRECCIÓN PREFERENTE ESTRUCTURAL PIRENAICA……..…..420

6.10. RECONSTRUCCIÓN DE LA ESTRUCTURA Y/O DINÁMICA DE FLUJO DE SISTEMAS VOLCÁNICOS ANTIGUOS MEDIANTE LA APLICACIÓN DE TÉCNICAS MAGNÉTICAS: COMPARACIÓN CON ESTUDIOS PREVIOS……422

6.10.1. Comparación de los resultados de la ASM obtenidos con otros estudios en sistemas volcánicos antiguos a escala global ……422

6.10.2. Comparación de los resultados paleomagnéticos obtenidos con otros estudios en sistemas volcánicos antiguos del Paleozoico ……425

6.10.3. Comparación de los resultados paleomagnéticos obtenidos con otros estudios en rocas sedimentarias del Carbonífero superior-Pérmico……427

6.11. CONSIDERACIONES FINALES SOBRE LA APLICACIÓN DE LA ASM

EN ROCAS VOLCÁNICAS, HIPOVOLCÁNICAS Y VOLCANOCLÁSTICAS S.L. EN ESTA TESIS……428

6.11.1. En relación a la aplicación de la ASM……428

6.11.2. En relación a la aplicación del paleomagnetismo……430

6.12. CONTRIBUCIÓN DE LA ASM Y EL PALEOMAGNETISMO EN LA CARACTERIZACIÓN

DE LAS CUENCAS DEL CARBONÍFERO SUPERIOR-PÉRMICO DEL PIRINEO……431

7. CONCLUSIONES……439

8. REFERENCIAS……445

ANEXOS……485

Abstract

This PhD Thesis is a contribution to the study of i) the genesis, volcanism and deformation of the Late Carboniferous-Permian basins of the southern margin of the Axial Zone of the Pyrenees, and ii) the applicability Anisotropy of Magnetic Susceptibility (AMS) and paleomagnetism to volcanic, volcanoclastic and subvolcanic rocks present in these basins. The volcanic, volcanoclastic and subvolcanic rocks have been studied in four of these basins, characterized by an exceptional and variable record of volcanic products. The genesis of these small-size intramountainous basins is linked to magmatic episodes and to a contemporary transtensional to extesional regime in all of them. These basins are from weast to east: Anayet, Erillcastell, Estac and Cadí. Apart from their similarities, each of these basins has its own particularities that have allowed testing both AMS and paleomagnetism in different lithological types (volcanoclastic rocks, hypovolcanic rocks, lava flows, pyroclasts and red beds, among others) and different states of preservation (intensely or weakly mineralogically altered rocks and rocks with or without macroscopic Alpine foliation).

The application of AMS and paleomagnetism has allowed us to characterize these basins through the study of their magnetic properties, providing new results that add to those already existing from the stratigraphic, sedimentological, structural and/or geochemical point of view. Additionally, it has been possible to examine the applicability and interpretative limitations of the results obtained in rocks of this nature and age. The potential of these techniques to infer markers and directions of igneous and volcanoclastic paleoflows in rocks of Late Carboniferous-Permian age that have experienced different deformation events and/or mineralogical alterations after their formation is demonstrated.

For the study of volcanic, volcanoclastic and subvolcanic rocks and occasionally, for the overlying sedimentary rocks (red beds), the classic techniques based on the collection of structural data, the review of existing geological maps, the structural analysis and the study of polished blocks and oriented thin sections to identify minerals, microstructures and/or tectonic foliations have been used in combination with the magnetic study. In addition, recent techniques for the study of the petrofabric such as the quantification of the preferred orientation of particles from binary images, the Field Emission Scanning Electron Microscope (FESEM) to obtain semi-quantitative analysis and compositional maps of rock samples have been incorporated. Besides a first X-ray Computed Tomography (CT) exploration was performed. The magnetic study has been approached from: i) the characterization of the magnetic mineralogy by means of high (0 - 700°C) and low (0 - -200°C) temperature-dependent magnetic susceptibility curves (K-T), temperature-dependent magnetization curves (M-T), hysteresis cycles and three-axis isothermal remanent magnetization (IRM) analysis; ii) the study of magnetic fabrics by applying AMS at room temperature (RT-AMS) both in phase (ipAMS) and out of phase (opAMS), AMS at low temperature (LT-AMS), magnetic susceptibility measurements in increasing field; and iii) the paleomagnetic study by means of thermal demagnetizations (Th), alternating fields (AF) and natural remanent magnetization measurements (NRM).

A first study consists of a review of previous geological maps, the collection of structural data (mainly bedding and fault planes) and the digitalization of a geological map made in the 80s by Josep

Gisbert. The aim has been to make the map accessible and to contextualize this Thesis in the stratigraphic and structural framework of these basins.

The studies carried out in this Thesis in the different basins have been presented according to the studied rocks and the main technique used (AMS and/or paleomagnetism). Thus, three studies have been included in the chapter of AMS as a flow marker in volcanic and volcanoclastic rocks s.l. carried out in the Cadí, Estac and Erillcastell basins.

The study of the Cadí Basin has focused on the study of the AMS in different igneous lithologies, the preferred paleoflow directions, the characterization of the tectonic context of the basin during the deposition and/or emplacement of the studied rocks, and the determination of the Alpine imprint at macro and microstructural scale. A dominant magnetic lineation in a WNW-ESE direction has been determined both in situ and after the tectonic correction, together with two N-S and NE-SW maxima restricted to some areas of the basin. These magnetic lineations correspond to the main paleoflow directions because the AMS has a close relationship with the petrofabric of the different rocks analyzed and are consistent with the geometry of the basin that was compartmentalized (in that period) by subvertical faults. The magmatic flow is mainly related to N135–140E and N035E fault sets. The magnetic contribution to the magnetic susceptibility value is a combination of paramagnetic and ferromagnetic s.l. minerals (mainly magnetite).

The study of the Estac Basin includes both the analysis of the AMS and paleomagnetism to characterize the igneous rocks from a magnetic point of view, to discern between the previously postulated genesis models for this basin (e.g. caldera collapse, transtensional basin and/or extensional basin). We use the paleoflow directions obtained, the distribution of faults and fractures, and paleomagnetic data. It has been possible to interpret the magnetic lineation obtained in terms of paleoflow direction, identifying two directions (WNW-ESE to NW-SE and N-S) and, a facies variation with an increase in the volcanic component towards the north. This would indicate a deposition pattern of the materials controlled by fault activity. All this, together with the fracturing pattern (not following the typical pattern of a caldera collapse), points to a mixed origin of the basin. That is, both tectonics and volcanism were involved in its genesis, and extensional/transtensional faults conditioned the subsidence pattern and the paleoflow directions. This subsidence increased due to the gradual collapse of the volcanic system, and it has been shown that tectonics favored the deposition of rocks and sediments at least until the Permian. At the basin scale, the absence of large-scale vertical axis rotations has been ruled out.

In the Erillcastell Basin, the dominant magnetic lineation has a NW-SE direction, with two other secondary maxima in a N-S and E-W directions, all of them subhorizontal, that are interpreted as indicators of the direction of volcanic paleoflow. The absence of significant vertical axis rotations in the Estac Basin and the fact that both basins are incorporated into the same thrust sheet allows us to provisionally rule out the presence of significant vertical axis rotations in this basin during the Pyrenean compression. The flow directions obtained in the Erillcastell Basin are consistent with those obtained in the Estac Basin and could indicate that originally both basins could be spatially located in different positions with respect to the source or sources of magma emission. In both basins, the magma flow pattern determined by the orientation of the magnetic lineation and the location of the subsidence areas indicate a mixed tectonic and volcanic origin, where extensional and transtensional faults later activated as directional faults conditioned the subsidence of the basins and the flow pattern during the Late Carboniferous-Permian.

Two studies presented in this Theses are related to the application of AMS to hypovolcanic rocks and are carried out in the Cadí and Anayet basins.

The study of the Sant Salvador intrusive body in the Cadí Basin has allowed us to recognise the feasibility of applying AMS in the reconstruction of the geometry and the determination of the flow directions of an intrusive body that crosses the Upper Carboniferous-Permian succession. It has been determined that the carriers of magnetic susceptibility are mainly ferromagnetic minerals (magnetite and hematite) that are arranged in accordance with the dominant petrofabric defined by plagioclase crystals. The magnetic fabrics have been interpreted as primary, with the magnetic lineation being the indicator of the paleoflow arranged vertically in the deeper areas and in a subhorizontal E-W direction in the more superficial parts of the intrusion with a zone of change in the flow dynamics between both sections. The columnar jointing has been interpreted as parallel to the axis of the intrusion. The geometry of the hypovolcanic body has been determined as a subvertical pipe in the lower section of the succession that expanded with sill geometry close to the surface. Thus, it has been possible to verify how the AMS allows the reconstruction of intrusive bodies that are currently not preserved due to erosion.

The study of the Anayet Basin hypovolcanic and lava flows using AMS has consisted of a magnetic characterization of the rocks taking into account the structural and stratigraphic context of the basin and a comparison and description of the results of in-phase AMS (ipAMS) and out-of-phase AMS (opAMS). The results of in-phase AMS (ipAMS) have shown a clear correlation of the magnetic fabric obtained with the plagioclase phenocrystals of the analyzed samples and the magnetic lineation obtained is predominantly WNW-ESE and N-S both in the sills and the laccoliths. In the case of the subvolcanic rocks, the direction of the magnetic lineation is close to vertical mimicking the flow direction and in the lava flows it has been interpreted in relation to mineralogical factors. The minerals carrying the magnetic susceptibility are diamagnetic plagioclases and, to a lesser extent, a mixture of paramagnetic and ferromagnetic s.l. minerals. The results of out-of-phase AMS (opAMS) do not present a distribution of magnetic ellipsoid axes similar to those obtained in in-phase AMS (ipAMS) and would require an in-depth study and complement it with other techniques such as computed X-ray tomography (CT) to have greater representation and control of the orientations of the different mineral phases present in the rocks studied.

One study addresses the contemporary tectonic context with volcanism: the AMS in the red beds carried out in the Cadí Basin has allowed to compare: i) at the basin level, the results of the magnetic fabrics in sedimentary rocks (red beds) with those obtained in volcanic and volcanoclastic rocks, deposited in the same period (Permian); and ii) the results of the AMS obtained in the red beds of the Cadí Basin with others carried out in these same lithologies in other basins of the same age in the Iberian Peninsula during the Permian and Triassic to characterize the tectonic scenario existing during their deposition. The results indicate that in the red beds, primary magnetic fabrics record a synsedimentary stretching in two mutually perpendicular directions, WNW-ESE and N-S, linked to the development of the basin. The Alpine imprint and the influence of the studied paleocurrents do not seem to have a significant influence on the AMS results. The comparison between the orientation of the magnetic lineations obtained in this study and the results previously obtained by other authors in other Permian and Triassic sediments (basins of the Pyrenees and Iberian Range) has allowed us to interpret the geodynamic context prevailing in this period through regional trajectories of extensional stresses related to the activity of the North Pyrenean Fault. These stress directions were arranged parallel in the regions close to this large structure, being compatible with a secondary extension in the system of strike-slip faults. This scenario indicates that during the deposit of volcanic and volcaniclastic rocks and red beds, the stress regime did not experience major changes from the Late Carboniferous until at least the beginning of the Triassic.

In addition, this study has allowed the implementation of a new methodology, namely the measurement of AMS in irregular, oriented fragments. Given the physical characteristics of siltstones

and claystones, obtaining standard specimens for AMS was not feasible, as there were no sample portions large enough to be processed and analyzed in the laboratory with standard equipment. Therefore, a methodology has been developed based on another previously described for irregular, non-oriented fragments. After examining the results obtained, the methodology is presented as viable and reproducible.

Another research line of this Thesis is the detailed paleomagnetic study carried out on both volcanic rocks and sedimentary red beds in the Cadí Basin. The minerals that carry the natural remanent magnetization (NRM) are magnetite and hematite. In both lithologies, it has been possible to isolate a paleomagnetic component that records, after restitution, a direction towards the SSE with a dominant reverse polarity and low inclination. In the case of the red beds, this paleomagnetic component has been interpreted as primary Permian age and as an early remagnetization or primary magnetization in the Upper Carboniferous-Permian volcanic rocks. After tectonic correction, the results are consistent with the paleomagnetic direction of the poles obtained for Iberia during the Permian and indicate the absence of vertical axis rotations for the Orri nappe, a unit in which the Cadí Basin was incorporated, and which was transported southwards during the Alpine orogeny.

In the last study here presented, an application of AMS and magnetic methods in a case with pervasive hydrothermal alteration in volcanic rocks was carried out in a specific area (Lletó) of the Cadí Basin. The volcanic rocks of the Lletó area were presented as a field of exploration given the high values of magnetic susceptibility that they recorded with respect to the surrounding areas. The variations of the magnetic susceptibility and the NRM in the different volumes of volcanic rocks in this area generate magnetic anomalies recorded with an Overhauser effect proton magnetometer of up to 200 nT. The results indicate that these anomalous magnetic properties are due to intrinsic changes produced throughout the succession in this volume of rocks and by the irregular crystallization of ferromagnetic minerals in the different layers. The magnetic anomalies studied are not related to the pattern of faults and/or fractures observed at the basin level. As a consequence of this mineral neoformation, the magnetic fabrics of Lletó do not record the magma paleoflow nor the Alpine imprint. Thus, it is interpreted that the AMS reflects a pervasive hydrothermal alteration produced during the first stages of diagenesis and possibly related to a circulation of fluids at the end of the Late Carboniferous-Permian.

The integration of the different results obtained in the four studied basins (Anayet, Erillcastell, Estac and Cadí basins) in the different lithologies can be related the proposed objectives. Regarding the characterization of the basins, the results have allowed us to determine that the Alpine imprint in these lithologies has a very limited influence in the volcanic and volcaniclastic rocks located at the Alpine foliation front and is scarce in those that are not found there, being in no case generalizable at the basin scale. In these cases, magnetic lineation has been presented as a marker of the paleoflow direction of volcanic, volcanoclastic and subvolcanic rocks, but not of their sense. The tectonic context prevailing in the different basins and the faults active during the deposition and/or emplacement of the rocks have conditioned this flow pattern that presents a dominant WNW-ESE direction. The paleomagnetic results record primary paleomagnetic components or early remagnetizations of Permian age that rule out the existence of vertical axis rotations in the Estac and Cadí basins. Regarding the applicability of AMS and paleomagnetism in igneous rocks, the results have allowed to determine the primary magnetic fabrics and primary or the early secondary paleomagnetic components, respectively, independently of the existence of a generalized mineralogical alteration in the materials except for very localized areas (Lletó) characterized by abnormally high magnetic susceptibility and NRM values.

Resumen

La presente Tesis Doctoral es una contribución al estudio de i) la génesis, vulcanismo y deformación de las cuencas del Carbonífero superior-Pérmico del margen sur de la Zona Axial de los Pirineos, y ii) la aplicabilidad de la Anisotropía de la Susceptiblidad Magnética (ASM) y el paleomagnetismo a rocas volcánicas, volcanoclásticas y subvolcánicas presentes en dichas cuencas. Las rocas volcánicas, volcanoclásticas y subvolcánicas se han estudiado en cuatro de estas cuencas, caracterizadas por presentar un registro excepcional y variable de productos volcánicos, presentar reducidas dimensiones y ser cuencas intramontañosas cuya génesis está ligada a episodios magmáticos y a un régimen transtensional a extesional en grado variable contemporáneo en todas ellas. Estas cuencas son de oeste a este: Anayet, Erillcastell, Estac y Cadí. Aparte de sus similitudes, cada una de estas cuencas presenta sus propias particularidades que han permitido testear tanto la ASM como el paleomagnetismo en distintos tipos litológicos (rocas volcanoclásticas, hipovolcánicas, coladas de lava, piroclastos y red beds, entre otros) y estados de conservación (rocas intensamente o débilmente alteradas mineralógicamente y rocas con o sin foliación macroscópica alpina).

La utilización de la ASM y el paleomagnetismo ha permitido abordar la caracterización de estas cuencas a través del estudio de sus propiedades magnéticas aportado nuevos resultados que se suman a los ya existentes desde el punto de vista estratigráfico, sedimentológico, estructural y/o geoquímico. Adicionalmente, se ha podido examinar la aplicabilidad y las limitaciones interpretativas de los resultados obtenidos en rocas de esta naturaleza y edad. Se demuestra el potencial de estas técnicas para inferir marcadores y direcciones de paleoflujos ígneos y volcanoclásticos en rocas de edad Carbonífero superior-Pérmico que han experimentado diferentes eventos de deformación y/o alteraciones mineralógicas posteriores a su formación.

Para el estudio de las rocas volcánicas, volcanoclásticas y subvolcánicas y puntualmente para las rocas sedimentarias (red beds) suprayacentes se ha empleado en combinación con el estudio magnético, el trabajo clásico basado en la recogida de datos estructurales, la revisión de las cartografías geológicas existentes, la recogida de muestras orientadas, el análisis estructural y el estudio de bloques pulidos y láminas delgadas orientadas para reconocer minerales, microestructuras y/o foliaciones tectónicas. Además, se han incorporado técnicas recientes de estudio de la petrofábrica como la cuantificación de la orientación preferente de las partículas a partir de imágenes binarias, el Field Emission Scanning Electron Microscope (FESEM) para obtener análisis semicuantitativos y mapas composicionales de muestras de roca y se ha hecho una primera exploración a la Tomografía Computarizada de rayos X (TC). El estudio magnético se ha abordado desde: i) la caracterización de la mineralogía magnética mediante curvas de susceptibilidad magnética dependientes de la temperatura (K-T) de alta (0 a 700°C) y baja temperatura (0 a -200°C), curvas de magnetización dependientes de la temperatura (M-T), ciclos de histéresis, análisis de la magnetización remanente isoterma (IRM) en tres ejes; ii) el estudio de fábricas magnéticas mediante la aplicación de la ASM a temperatura ambiente (RT-AMS) tanto en fase (ipAMS) como fuera de fase (opAMS), ASM a baja temperatura (LT-AMS), medidas de susceptibilidad magnética en campo creciente; y iii) el estudio paleomagnético por medio de desmagnetizaciones térmicas (Th), de campos alternos (AF) y medidas de la magnetización remanente natural (NRM).

Un primer estudio ha consistido en la revisión de cartografías geológicas previas, la recolección de datos estructurales (planos de estratificación y fallas principalmente) y la digitalización de una cartografía geológica realizada en los años 80 por Josep Gisbert para hacerla accesible y poder contextualizar la presente Tesis en el marco estratigráfico y estructural de estas cuencas.

Los estudios realizados en esta Tesis en las diferentes cuencas se han presentado según las rocas estudiadas y la técnica principal empleada (ASM y/o paleomagnetismo). Así, tres estudios se han incluido en el capítulo de *La ASM como marcador de flujo en rocas volcánicas y volcanoclásticas s.l.* llevados a cabo en las cuencas del Cadí, Estac y Erillcastell.

El estudio de la cuenca del Cadí se ha enfocado en el estudio de la ASM en distintas litologías de naturaleza ígnea, las direcciones preferentes del paleoflujo de estos materiales, la caracterización del contexto tectónico de la cuenca durante el depósito y/o emplazamiento de las rocas estudiadas, y la determinación de la impronta alpina a escala macro y microestructural. Se ha podido determinar una lineación magnética dominante en dirección WNW-ESE tanto in situ como tras la corrección tectónica, junto a dos máximos N-S y NE-SW restringidos a algunas áreas de la cuenca. Estas lineaciones magnéticas se corresponden con las direcciones principales de paleoflujo ya que la ASM guarda una estrecha relación con la petrofábrica de las distintas rocas analizadas y son consistentes con la geometría de la cuenca que estaba compartimentada en aquel periodo por fallas de alto buzamiento. El flujo magmático procedía principalmente de la familia de dirección N135–140E y N035E. La contribución magnética al valor de susceptibilidad magnética es una combinación de minerales paramagnéticos y ferromagnéticos (principalmente magnetita).

El estudio de la cuenca de Estac incluye tanto el análisis de la ASM como del paleomagnetismo para caracterizar las rocas de naturaleza ígnea desde un punto de vista magnético, para discernir entre los modelos de génesis para esta cuenca postulados previamente (p.ej. colapso de caldera, cuenca transtensional y/o cuenca extensional) a partir de las direcciones de paleoflujo obtenidas y de la distribución de fallas y fracturas, y determinar la existencia o ausencia de rotaciones de eje vertical mediante el estudio de datos paleomagnéticos. Se ha podido interpretar la lineación magnética obtenida en términos de dirección de paleoflujo, identificando dos direcciones WNW-ESE a NW-SE y N-S y una variación de facies con un aumento de rocas de naturaleza volcánica hacia el norte. Esto indicaría un patrón de depósito de los materiales controlado por la actividad de fallas. Todo ello, junto al patrón de fracturación que afecta a los materiales que no es de tipo radial (típico de un colapso de caldera), apunta a un origen mixto de la cuenca. Es decir, en su génesis estaba implicada tanto la tectónica como el vulcanismo y donde fallas extensionales/transtensionales condicionaron el patrón de subsidencia de la cuenca y las direcciones de paleoflujos. Esta subsidencia se incrementó por el colapso gradual del sistema volcánico y se ha evidenciado que la tectónica afectó el depósito de los materiales al menos hasta el Pérmico. A escala de cuenca se ha podido descartar la ausencia de rotaciones de eje vertical de gran escala.

En la cuenca de Erillcastell la lineación magnética dominante presenta una dirección NW-SE con otros dos máximos secundarios de dirección N-S y E-W, todos ellos subhorizontales y es interpretada como indicadora de la dirección de paleoflujo volcánico. La ausencia de rotaciones de eje vertical significativas en la cuenca de Estac y al estar ambas cuencas incorporadas en la misma lámina de cabalgamiento permite descartar de forma provisional la presencia de rotaciones de eje vertical significativas en esta cuenca. Las direcciones de flujo obtenidas en la cuenca de Erillcastell son coherentes con las obtenidas de la cuenca de Estac y podrían indicar que originalmente ambas cuencas podrían situarse espacialmente en posiciones distintas con respecto la fuente o fuentes de emisión del magma. En ambas cuencas el patrón de flujo de magma determinado por la orientación de la lineación magnética y la situación de las áreas de subsidencia, indican un origen tectónico y volcánico mixto, donde las fallas extensionales y transtensionales activadas posteriormente como direccionales condicionaron la subsidencia de las cuencas y el patrón de flujo durante el Carbonífero superior-Pérmico.

Dos estudios forman parte de la sección *La aplicación de la ASM a rocas hipovolcánicas* llevados a cabo en las cuencas del Cadí y Anayet.

El estudio del cuerpo intrusivo de Sant Salvador en la cuenca del Cadí ha permitido reconocer la viabilidad de aplicar la ASM en la reconstrucción de la geometría y la determinación de las direcciones de flujo de un cuerpo intrusivo que atraviesa la sucesión del Carbonífero superior-Pérmico. Se ha determinado que los portadores de la susceptibilidad magnética son principalmente minerales ferromagnéticos (magnetita y hematites) que se disponen en consonancia con la petrofábrica dominante definida por cristales de plagioclasas. Las fábricas magnéticas se han podido interpretar como primarias, siendo la lineación magnética la indicadora del paleoflujo dispuesto en la vertical en las zonas más profundas y en dirección E-W subhorizontal en las partes más superficiales de la intrusión con una zona de cambio de la dinámica de flujo entre ambos tramos. La disyunción columnar se ha interpretado paralela al eje de la intrusión. Se ha determinado la geometría del cuerpo hipovolcánico como un pipe subvertical en el tramo inferior de la sucesión que próximo a la superficie se expandió con geometría de sill. Así, se ha podido comprobar como la ASM permite reconstruir geometrías que en la actualidad por la erosión no se preservan.

El estudio del cuerpo hipovolcánico y las coladas de lava de la cuenca de Anayet mediante la ASM ha consistido en una caracterización magnética de las rocas teniendo en cuenta el contexto estructural y estratigráfico de la cuenca y una comparación y descripción de los resultados de ASM en fase (ipAMS) y ASM fuera de fase (opAMS). Los resultados de ASM en fase (ipAMS) han mostrado una clara correlación de la fábrica magnética obtenidas con los fenocristales de plagioclasa de las muestras analizadas y la lineación magnética obtenida es dominantemente WNW-ESE y N-S tanto en los sills como los lacolitos. En el caso del pitón, la dirección de la lineación magnética es próxima a la vertical y en las coladas de lava se ha interpretado en relación a factores mineralógicos. Los minerales portadores de la susceptibilidad magnética son plagioclasas diamagnéticas y en menor proporción una mezcla de minerales ferromagnéticos s.l. y paramagnéticos. Los resultados de ASM fuera de fase (opAMS) no presentan una distribución de ejes del elipsoide magnético similar a los obtenidos en la ASM en fase (ipAMS) y requeriría un estudio en profundidad y complementarlo con otras técnicas como la tomografía de rayos X computarizada (CT) para tener una mayor representatividad y control de las orientaciones de las distintas fases minerales presentes en las rocas estudiadas.

La sección *Contexto tectónico contemporáneo con el vulcanismo: la ASM en las facies rojas* realizado en la cuenca del Cadí ha permitido comparar: i) a nivel de cuenca, los resultados de las fábricas magnéticas en rocas sedimentarias (red beds) con los obtenidos en esta Tesis, en rocas volcánicas y volcanoclásticas, depositadas en el mismo periodo (Pérmico); y ii) los resultados de la ASM obtenidos en las red beds de la cuenca del Cadí con otros realizados en estas mismas facies en otras cuencas de la misma edad en la Península Ibérica durante el Pérmico y Triásico para caracterizar el escenario tectónico existente durante su depósito. Los resultados indican que en las red beds, se han conservado fábricas magnéticas primarias que registran un estiramiento sinsedimentario en dos direcciones mutuamente perpendiculares, WNW-ESE y N-S, ligado al desarrollo de la cuenca. La impronta alpina y la influencia de las paleocorrientes estudiadas no parecen presentar una influencia significativa en los resultados de ASM obtenidos. La comparación entre la orientación de las lineaciones magnéticas obtenidas en este estudio y los resultados obtenidos previamente por otros autores en otros sedimentos del Pérmico y Triásico (cuencas del Pirineo y Cordillera Ibérica) ha permitido interpretar el contexto geodinámico imperante en este periodo mediante trayectorias regionales de esfuerzos extensionales relacionados con la actividad de la Falla Norpirenaica. Estas direcciones de esfuerzo se disponían paralelas en las regiones próximas a esta gran estructura siendo compatibles con una extensión secundaria en el sistema de fallas transcurrentes. Este escenario indica que durante el depósito de los materiales volcánicos, volcanoclásticos y las red beds, el régimen de esfuerzos no experimentó grandes cambios desde el Carbonífero superior hasta al menos principios del Triásico.

Adicionalmente, este estudio ha permitido poner en práctica una metodología nueva como es la medida de la ASM en fragmentos irregulares orientados. Dadas las características físicas de los limos y arcillas, la obtención de especímenes estándar para la ASM no era viable, no se conservaban porciones

de muestra lo suficientemente grandes para poder procesar y analizar en el laboratorio con el equipamiento estándar. Por ello, se ha desarrollado una metodología basándose en otra previamente descrita para fragmentos irregulares no orientados. Tras haberse examinado los resultados obtenidos, la metodología se presenta como viable y reproducible.

En la sección *Reconstrucción a escala de cuenca: datos paleomagnéticos* se ha realizado un estudio paleomagnético detallado tanto en las rocas volcánicas como en las red beds sedimentarias de la cuenca del Cadí. Los minerales portadores de la magnetización remanente natural (NRM) son magnetita y hematites. En ambas litologías, se ha podido aislar una componente paleomagnética que registra, tras la restitución, una dirección hacia el SSE con una dominante polaridad inversa y escasa inmersión. En el caso de las red beds, esta componente paleomagnética se ha interpretado como primaria de edad Pérmica y como una remagnetización temprana o una magnetización primaria en las rocas volcánicas del Carbonífero superior-Pérmico. Tras la corrección tectónica, los resultados son consistentes con la dirección paleomagnética de los polos obtenidos para Iberia durante el Pérmico e indican ausencia de rotaciones de eje vertical para el manto del Orri, unidad en la que está incorporada la cuenca del Cadí, y que fue transportada hacia el sur durante la orogenia Alpina.

Y finalmente, la última sección *La aplicación de la ASM y métodos magnéticos en un caso con alteración hidrotermal pervasiva en rocas volcánicas* contiene los resultados obtenidos en una zona concreta (Lletó) de la cuenca del Cadí. Las rocas volcánicas de la zona de Lletó se presentaron como un campo de exploración dado los elevados valores de susceptibilidad magnética que registraban con respecto a las áreas circundantes. Las variaciones de la susceptibilidad magnética y de la NRM en los distintos volúmenes de roca volcánica de esta zona generan anomalías magnéticas registradas con un magnetómetro de protones de efecto Overhauser de hasta 200 nT. Los resultados indican que estas propiedades magnéticas anómalas son debidas a cambios intrínsecos producidos a lo largo de la sucesión en este volumen de rocas y por la cristalización irregular de minerales ferromagnéticos en las distintas capas. Las anomalías magnéticas estudiadas no guardan relación con el patrón de fallas y/o fracturas observado a nivel de cuenca. Como consecuencia de esta neoformación mineral, las fábricas magnéticas de Lletó no registran el paleoflujo de los materiales ni la impronta alpina. Así se interpreta que la ASM refleja una alteración hidrotermal pervasiva producida durante las primeras etapas de la diagénesis y relacionada posiblemente a una circulación de fluidos a finales del Carbonífero superior-Pérmico.

La integración de los distintos resultados obtenidos en las cuatro cuencas estudiadas (cuencas de Anayet, Erillcastell, Estac y Cadí) en las distintas litologías ha permitido alcanzar los objetivos propuestos. En cuanto a la caracterización de las cuencas, los resultados han permitido determinar que la impronta alpina en estas litologías tiene una influencia muy localizada en las rocas volcánicas y volcanoclásticas situadas en el frente de foliación alpina y ausente en las que no se encuentran en él, siendo en ningún caso generalizable a escala de cuenca. La lineación magnética se ha presentado en estos casos como un marcador de la dirección del paleoflujo de los materiales volcánicos, volcanoclásticos y suvcolcánicos, pero no del sentido. El contexto tectónico imperante en las distintas cuencas y las fallas activas durante el depósito y/o emplazamiento de los materiales han condicionado este patrón de flujo que presenta una dirección dominante WNW-ESE. Los resultados paleomagnéticos registran unas componentes paleomagnéticas primarias o remagnetizaciones tempranas de edad Pérmica que descartan la existencia de rotaciones de eje vertical en las cuencas de Estac y Cadí. En relación a la aplicabilidad de la ASM y el paleomagnetismo en los materiales de naturaleza ígnea, los resultados han permitido determinar fábricas magnéticas primarias y componentes paleomagnéticas primarias o secundarias tempranas, respectivamente, independientemente de la existencia de una alteración mineralógica generalizada en los materiales exceptuando áreas muy localizadas (Lletó) caracterizadas por valores de susceptibilidad magnética y NRM anormalmente elevados.

1. INTRODUCCIÓN

Fotografía: Vistas de los afloramientos Carbonífero superior-Pérmicos y Triásicos junto a las localidades de Peranera (en primer término) y Erillcastell (al fondo). Cuenca de Erillcastell.

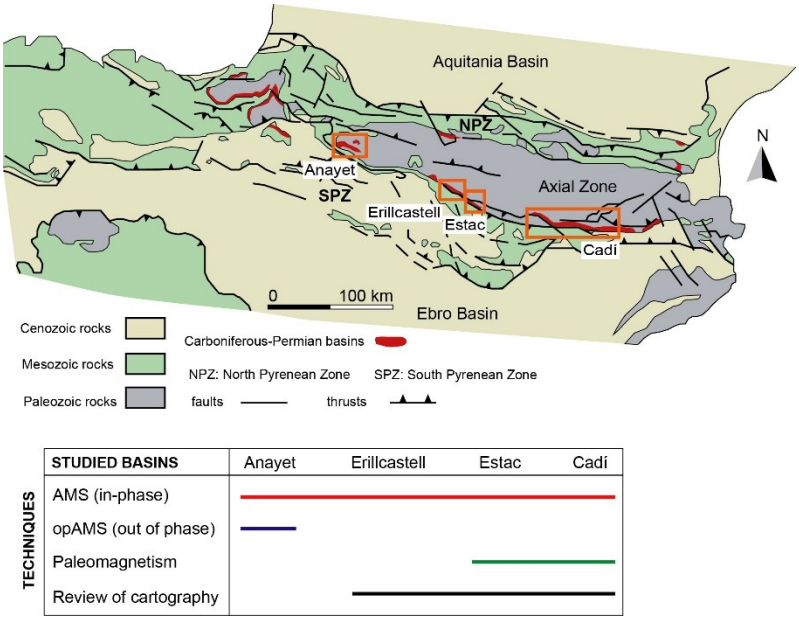
1.1.-INTRODUCCIÓN Y PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA

El Carbonífero tardío-Pérmico es junto con el Cretácico uno de los periodos con mayor actividad volcánica registrada a escala planetaria (Benton et al., 2003). Este vulcanismo se localizó en determinadas áreas del planeta Tierra con episodios magmáticos de tipo fisural o con emisiones a favor de conos volcánicos (He et al., 2007; Jerram et al., 2016). Su implicación en el cambio climático global y en la mayor extinción masiva registrada acaecida a finales del Pérmico-Triásico (White, 2002; Virgili, 2008; Saunders y Reichow, 2009) sigue presentando numerosos interrogantes (Benton et al., 2003) pero abre la puerta a profundizar en el conocimiento de este periodo geológico y de sus episodios volcánicos.

En el segmento ibérico del orógeno Varisco se conservan evidencias de esta actividad magmática en afloramientos de los Pirineos (p.ej. Van der Voo y Boessenkool, 1973; Bixel, 1984) y la Cordillera Ibérica (p.ej. Lago et al., 2004, 2005; Calvín et al., 2014; Majarena, 2023). Es particularmente en los Pirineos donde se preserva un registro excepcional de productos volcánicos emitidos durante el Carbonífero tardío-Pérmico (Gisbert, 1981) en pequeñas cuencas intramontañosas cuya génesis es contemporánea en dichos episodios magmáticos (Gisbert, 1981; Bixel y Lucas, 1983; Speksnijder, 1985; Valero-Garcés, 1986; Soriano et al., 1996; Saura y Teixell, 2006). Este periodo se enmarca dentro de un contexto de tectónica de placas complejo: a finales del ciclo Varisco y a principios del ciclo Alpino, tras el amalgamiento y el inicio de la ruptura del supercontinente Pangea, durante la fracturación progresiva del orógeno Varisco. La tectónica regional bajo la cual se desarrollaron estas cuencas se ha descrito como de tipo transtensional/extensional (Bixel y Lucas, 1983; Soriano et al., 1996; Saura y Teixell, 2006) o direccional (p.ej. Gisbert, 1981; Speksnijder, 1985) con una evolución posterior a un régimen extensional (Burg et al., 1994; Van Den Driessche y Brun, 1989; López-Gómez et al., 2019). Diversos aspectos geodinámicos de estas cuencas necesitan aún ser aclarados y queda pendiente por definir la implicación de los episodios volcánicos en su formación y evolución, pues muchas de sus características originales (p.ej. estratigráficas, estructurales, etc.) quedaron enmascaradas por la compresión Pirenaica que se produjo desde el Cretácico superior al Cenozoico (Muñoz, 1992; Barnolas y Pujalte, 2004). Además, fue entonces cuando algunas de estas cuencas intramontañosas fueron invertidas y/o transportadas hacia el sur en el bloque superior de cabalgamientos de basamento (p.ej. Séguret, 1972; Rodríguez-Méndez et al., 2019).

Con el propósito de contribuir a esclarecer los aspectos genéticos de estas cuencas y/o a caracterizar la impronta alpina posterior se ha seleccionado una zona de estudio que incluye cuatro cuencas del Carbonífero superior-Pérmico del margen sur de la Zona Axial de los Pirineos. De oeste a este son: la cuenca de Anayet, la cuenca de Erillcastell, la cuenca de Estac y la cuenca del Cadí (Fig. 1.1). Se han seleccionado estas cuatro cuencas por estar situadas, a grandes rasgos, en una misma posición estructural: bloque superior de mantos desplazados al sur que implican el basamento de los Pirineos (Séguret, 1972). El estudio de estas cuencas se ha abordado clásicamente desde el punto de vista estratigráfico y/o sedimentológico (Lloret, 2018), estructural (Séguret, 1972; Rodríguez-Méndez et al., 2016; Saura i Parramon, 2004) o petrográfico y/o geoquímico (Bixel, 1984; Galé Bornao, 2005). Por ello, se ha decidido realizar su estudio desde otra perspectiva: haciendo uso de técnicas que en las últimas décadas y junto con el análisis estructural clásico se han empleado para caracterizar la petrofábrica de las rocas (p.ej. Stacey, 1960; Khan, 1962) como es el análisis de la Anisotropía de la Susceptibilidad Magnética (ASM) o para determinar la posición estructural con la posible existencia de rotaciones de eje vertical como es el paleomagnetismo (p.ej. Pueyo, 2002; Izquierdo-Llavall et al., 2018). Por tanto, se han incorporado estas dos técnicas sin prescindir del trabajo clásico del geólogo que se basa en toma de datos estructurales y de muestras orientadas en campo, el reconocimiento in situ de litologías y

estructuras; y el posterior trabajo de gabinete o laboratorio derivado como son el análisis estructural y el estudio de láminas delgadas orientadas para reconocer minerales, microestructuras y/o foliaciones.



TECHNIQUES / STUDIED BASINS	Anayet	Erillcastell	Estac	Cadí
AMS (in-phase)	✓	✓	✓	✓
opAMS (out of phase)	✓			
Paleomagnetism			✓	✓
Review of cartography		✓	✓	✓

Figura 1.1: Mapa simplificado de los Pirineos donde se señalan las cuencas del Carbonífero superior-Pérmico estudiadas en la presente Tesis. En la tabla inferior se detallan las tres principales técnicas magnéticas empleadas en cada una de las cuencas y la extensión que ha abarcado la revisión y digitalización cartográfica (ver apartado 3 del Capítulo 2 para la descripción de las técnicas empleadas.).

Otras técnicas de reciente uso que también se han implementado de forma puntual para ahondar en la determinación de la petrofábrica en la presente Tesis han sido: el Field Emission Scanning Electron Microscope (FESEM) para obtener análisis semicuantitativos y mapas composicionales de muestras de roca y la Tomografía Computarizada de rayos X (TC), como una primera aproximación para visualizar en tres dimensiones las orientaciones preferentes de los distintos elementos de la petrofábrica, tanto en su conjunto como individualmente, en distintas componentes minerales separadas en base al valor de densidad de las partículas minerales.

La técnica principal utilizada en todas las cuencas estudiadas junto con el análisis estructural ha sido el análisis de la ASM. Ésta es una técnica capaz de representar la orientación promedio de las partículas minerales, es decir, de caracterizar la petrofábrica, en afloramientos dónde los marcadores macroestructurales no siempre son observables o no se preservan (Fig. 1.1). Las otras técnicas mencionadas se han aplicado en función de cada caso de estudio y de los objetivos planteados concretos.

La selección de las cuencas del Carbonífero superior-Pérmico estudiadas también se ha realizado con un propósito metodológico y es determinar la aplicabilidad del análisis de la ASM y el paleomagnetismo en las rocas volcánicas, volcanoclásticas y subvolcánicas atendiendo a distintas características intrínsecas (mineralógicas) o extrínsecas (foliaciones tectónicas, modo de depósito o emplazamiento) de las rocas. Cada una de estas cuencas presenta sus propias particularidades litológicas o estructurales: i) afloramientos excepcionales de rocas volcánicas extrusivas (p.ej. cuenca del Cadí) o intrusivas (p.ej. cuenca del Anayet); ii) afloramientos de naturaleza volcánica con evidencias macroscópicas de foliación alpina (cuenca del Anayet) o ausencia de ella (cuenca del Cadí); iii) predominancia litológica de un tipo: coladas de lava (en la cuenca de Erillcastell), ignimbritas (en la cuenca de Estac) o rocas hipovolcánicas (en la cuenca de Anayet); o iv) por reunir todos los tipos litológicos anteriormente mencionados (cuenca del Cadí). Así, el análisis de la ASM y el paleomagnetismo tiene en cuenta la variabilidad litológica y genética que caracteriza a las rocas

volcánicas, volcanoclásticas y subvolcánicas para definir sus condicionantes, analizando qué factores y de qué forma les afectan.

La aplicación del análisis de la ASM para estudiar rocas volcánicas y subvolcánicas se ha explorado desde 1960 (p.ej. Stacey, 1960; Khan, 1962), pero debido principalmente a la génesis de estas rocas, los procesos de depósito o emplazamiento y la dinámica de flujo del magma, es necesario prestar un especial interés y detalle para la correcta interpretación de los resultados obtenidos. Del mismo modo, el paleomagnetismo en rocas volcánicas se vuelve especialmente complejo debido a posibles remagnetizaciones y a la conservación o no de la señal paleomagnética primaria en función de las temperaturas de bloqueo (T_B) y del historial térmico del material volcánico y de sus componentes minerales (p.ej. Alva Valdivia et al., 2012).

Por todo ello, en la presente Tesis se pretende contribuir a esclarecer los interrogantes aún vigentes sobre los episodios volcánicos del Carbonífero superior-Pérmico abordándolos desde un estudio magnético (principalmente análisis de la ASM y paleomagnetismo). El doble enfoque, también metodológico, permite desarrollar la aplicabilidad del análisis de la ASM en rocas volcánicas, volcanoclásticas y subvolcánicas antiguas (término referente a rocas del Carbonífero superior y Pérmico cuya edad mínima es de 251 Ma, International Comision of Stratigraphy, International Chronostratographic Chart v2023/09, Cohen et al., 2013 updated) que suman una complejidad adicional debido a su estado de conservación. Así, estas rocas se encuentran erosionadas, intensamente alteradas, sepultadas por otros materiales o retrabajadas y es aquí donde el análisis de la ASM se puede presentar como el único método capaz de determinar los marcadores de flujo y las direcciones de paleoflujo que permitan llevar a cabo una reconstrucción paleogeográfica de estas cuencas.

1.2.-OBJETIVOS Y APROXIMACIÓN METODOLÓGICA

Los objetivos principales de la presente Tesis Doctoral son:

- Caracterizar el vulcanismo y la tectónica regional de las cuencas del Carbonífero superior-Pérmico del margen sur de la Zona Axial de los Pirineos, su configuración inicial y su posterior evolución para contribuir a (1) la reconstrucción paleogeográfica del margen norte de la Península Ibérica y (2) la caracterización de la deformación en el extremo sur de la Zona Axial Pirenaica.

- Examinar la aplicabilidad y las limitaciones interpretativas del análisis de la ASM y del paleomagnetismo en el estudio de rocas volcánicas, volcanoclásticas y subvolcánicas que han sufrido alteración hidrotermal y otros procesos post-sedimentarios.

La consecución de los objetivos se ha alcanzado mediante la aplicación de la metodología siguiente (ver Fig.1.2):

1) *Estudio detallado de la fábrica de los materiales volcánicos, hipovolcáncios y volcanoclásticos que rellenan las cuencas del Carbonífero superior-Pérmico de Anayet, Erillcastell, Estac y Cadí mediante métodos magnéticos.* La aplicación del análisis de la ASM junto con el conjunto de técnicas propias del magnetismo en rocas, el análisis estructural clásico y observaciones petrográficas detalladas permite: i) caracterizar las orientaciones preferentes de los minerales contenidos en las rocas estudiadas dentro de una misma cuenca y sus variaciones espaciales; ii) interpretar las orientaciones preferentes de los minerales en términos de deformación o como direcciones primarias (paleoflujo o paleocorrientes) de los materiales volcánicos y/o sedimentos; iii) caracterizar las alteraciones y transformaciones mineralógicas y su posible afección en la respuesta de la mineralogía magnética; iv) establecer la

relación entre la petrofábrica y las orientaciones del elipsoide magnético obtenido para determinar la aplicabilidad de esta técnica en este grupo litológico; y v) caracterizar la posible deformación post-emplazamiento y su relación con los resultados del análisis de la ASM.

2) *Estudio paleomagnético de los materiales ígneos y/o sedimentarios que rellenan las cuencas del Carbonífero superior-Pérmico de Estac y Cadí.* El paleomagnetismo permite: i) determinar la existencia o ausencia de rotaciones de eje vertical de las láminas de cabalgamiento en las cuales estas cuencas están incorporadas; ii) aislar y caracterizar las magnetizaciones primarias para constreñir la edad de las rocas estudiadas; y iii) analizar las remagnetizaciones presentes para establecer la relación entre los materiales estudiados y el momento de adquisición de la remagnetización y su posible causa.

3) *Estudio detallado de anomalías magnéticas generadas por cuerpos magmáticos y su relación con el patrón regional de fallas y fracturas a escala de cuenca*. La prospección magnética areal y en perfiles en el área de interés permite caracterizar la existencia de anomalías magnéticas relacionadas con cuerpos magmáticos y/o fluidos relacionados y analizar su posible relación con fallas y fracturas que han podido condicionar su emplazamiento.

4) Una parte importante en la presente Tesis ha consistido en la recopilación y revisión de la información estratigráfica, estructural y cartográfica inédita de las cuencas del Carbonífero superior-Pérmico del margen sur de los Pirineos Centro-Orientales para su digitalización cartográfica. Una revisión y digitalización de cartografías previas realizadas a partir de la interpretación estructural ha posibilitado un primer reconocimiento del área de estudio y de los afloramientos de rocas volcánicos, hipovolcánicos y volcanoclásticos s.l. susceptibles de ser estudiados. Esta digitalización recupera información cartográfica relevante y la hace accesible para su consulta y/o revisión posterior.

1.3.-ESTRUCTURACIÓN DE LA TESIS

Esta Tesis Doctoral se estructura en **3 partes**:

I) La **Parte 1** contiene los capítulos introductorios, tanto del planteamiento como de la organización de la Tesis y los capítulos relativos a los fundamentos básicos del magnetismo y sus principios físicos; una breve introducción de los antecedentes sobre la aplicación del análisis de la ASM en estudios llevados a cabo en rocas volcánicas, volcanoclásticas y subvolcánicas; la metodología empleada durante el desarrollo de la Tesis; una revisión de las clasificaciones de las rocas volcánicas y volcanoclásticas objeto de estudio y el contexto geológico. Considerando el marco geológico del área de estudio con una descripción general de los Pirineos, caracterizando y contextualizando la estratigrafía, estructura y el vulcanismo de las cuencas del Carbonífero superior-Pérmico estudiadas.

II) La **Parte 2** constituye la parte de resultados y la componen 6 apartados, cada uno de los cuales desarrolla una de las cuestiones principales planteadas en esta Tesis. Los resultados son interpretados y discutidos en cada capítulo y son artículos ya publicados o pendiente de enviar a comités editoriales de revistas científicas:

> -Cartografía y estratigrafía detallada: contiene el artículo "*Geology of the Late Carboniferous, Permian and Early Triassic basins of the Eastern Pyrenees*", publicado en Journal of Maps que consiste en una revisión y digitalización de cartografía inédita de las cuencas del Carbonífero-Pérmico y del Triásico de los Pirineos Centro-Orientales.

- Aplicación del análisis de la ASM como marcador de flujo en rocas volcánicas y volcanoclásticas del Carbonífero superior-Pérmico en la zona de estudio contiene los artículos:

-"*Axial longitudinal flow in volcanic materials of the Late Carboniferous-Permian Cadí basin (Southern Pyrenees) determined from anisotropy of magnetic susceptibility",* publicado en Journal of Volcanology and Geothermal Research.

-"*Interplay of caldera and tectonic subsidence in an inverted Late Carboniferous-Permian basin (Eastern Pyrenees)"*en fase de realización.

-*"Magnetic fabrics characterization in volcanic and volcaniclastic s.l. rocks of the Erillcastell Basin"* en fase de realización.

-Aplicación de la ASM a rocas hipovolcánicas contiene los artículos:

-"*Dyke or pipe? Contributions of magnetic fabrics to the reconstruction of the geometry of an eroded subvolcanic body (Cadí basin, Pyrenees*)", publicado en el Journal of Structural Geology.

-*"In-phase and out-of-phase Anisotropy of Magnetic Susceptibility. A case of study in Permian volcanic rocks from the Central Anayet Basin (Central Pyrenees)"* en fase de realización.

- Contexto tectónico contemporáneo con el vulcanismo: la ASM en facies rojas contiene el artículo:

-*"Imprint of paleocurrents, extensional and compressional deformation in the magnetic fabrics of the Permo-Triassic red beds of the Cadí Basin (Eastern Pyrenees)",* publicado en el Journal of Iberian Geology.

- Reconstrucción a escala de cuenca: los datos paleomagnéticos contiene el artículo:

-"*Paleomagnetic study of Late-Carboniferous-Permian rocks from the Cadí Basin (Eastern Pyrenees): Tectonic implications*", publicado en Tectonophysics.

-Aplicación de la ASM y técnicas magnéticas en un caso con alteración hidrotermal pervasiva en rocas volcánicas contiene el artículo:

-"*Secondary Fe-Ti oxides precipitation as a source for strongly changing magnetic properties in ancient volcaniclastic rocks (Cadí Basin, Pyrenees)"* con una primera revisión en el Internation Journal of Earth Sciencies.

III) La **Parte 3** consta de dos capítulos. En el primero de ellos se expone un análisis integrado de todos los resultados obtenidos junto con su discusión e interpretación conjunta; se discute la aplicabilidad de las diferentes técnicas y finalmente se plantea una caracterización a escala de cuenca y de la deformación del margen noreste de la Península Ibérica. Las conclusiones se exponen en el capítulo final.

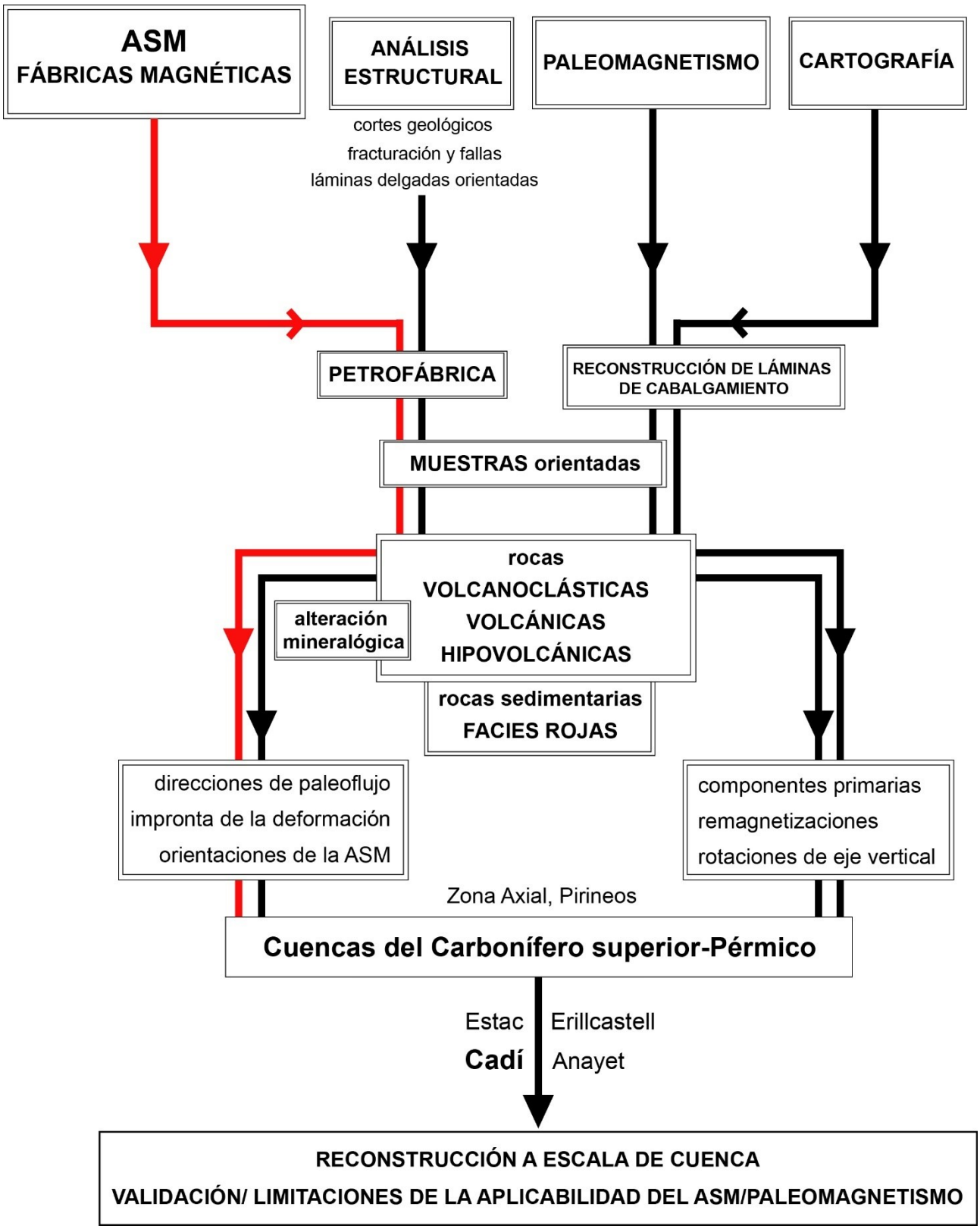


Figura 1.2: Diagrama de flujo de la presente Tesis Doctoral.

2. FUNDAMENTOS

Fotografía: Preparación de especímenes de roca para la obtención de láminas delgadas orientadas. Universidad de Zaragoza.

2.1-LA MAGNETIZACIÓN Y LOS COMPORTAMIENTOS MAGNÉTICOS

La magnetización y los comportamientos magnéticos de la materia son fundamentos básicos en los estudios de ASM o fábricas magnéticas y de paleomagnetismo y han sido ampliamente estudiados y desarrollados por Butler (1992); Tarling y Hrouda (1993); Dunlop y Özdemir (1997) y Tauxe (2008), entre otros.

El concepto fundamental en el estudio del magnetismo es el momento dipolar magnético (M) que puede definirse a partir de i) un par de cargas magnéticas (+-) expresándose como el producto entre la magnitud de la carga (m) y la distancia que las separa (l): $\vec{M} = m \cdot \vec{l}$; o bien (2) a partir de una espira de corriente siendo el producto de la intensidad (I) por el área (A) por el vector unitario (n) perpendicular al plano de la espira: $\vec{M} = I \cdot A \cdot \vec{n}$ (Fig. 2.1).

La magnetización (J) o intensidad de magnetización de una roca es el sumatorio de los momentos dipolares magnéticos netos de todos sus componentes por unidad de volumen.

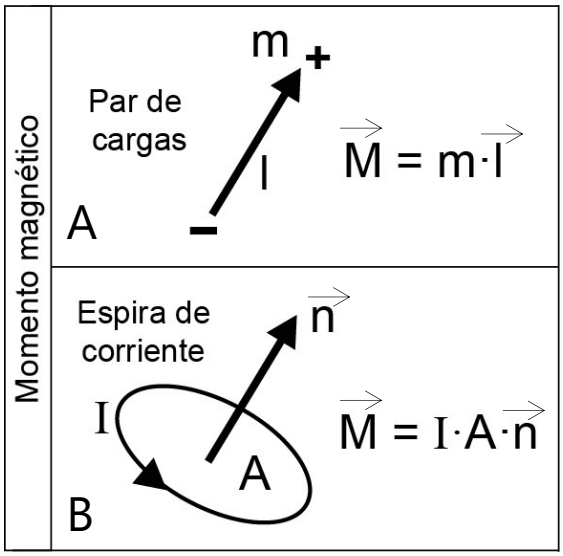


Figura 2.1: Representación gráfica de las dos formas de definir los momentos magnéticos: A) a partir de un par de cargas magnéticas de distinto signo; B) a partir de una espira de corriente.

$$\vec{J} = \frac{\overrightarrow{\sum M_i}}{V} \qquad \textbf{Ecuación 1}$$

Macroscópicamente, se reconocen dos tipos de J cuando la materia es expuesta a un campo magnético ($\vec{H}$), la magnetización inducida ($\vec{J}_i$) y la magnetización remanente ($\vec{J}_r$).

La magnetización inducida ($\vec{J}$i) es aquella que resulta cuando un material, en este caso roca, se expone a un campo magnético externo ($\vec{H}$). La capacidad de ese material para adquirir un valor de Ji se expresa con la susceptibilidad magnética (k), un parámetro magnético que representa la relación entre dos magnitudes vectoriales: $\vec{J}$i = k·$\vec{M}$ y que es la base del estudio de las fábricas magnéticas.

La magnetización remanente ($\vec{J}$r) es la magnetización que permanece una vez que el material ya no está expuesto a un campo magnético externo ($\vec{H}$). La $\vec{J}$r sólo la conservan los materiales ferromagnéticos s.l. y permite conocer los campos magnéticos a los que estuvo expuesta una roca en el pasado, desde su emplazamiento, sedimentación o depósito hasta la actualidad.

A nivel macroscópico, la materia es poseedora de propiedades magnéticas que se manifiestan ante la presencia de campos magnéticos. Todos los fenómenos observables o detectables que resultan de la interacción entre la materia y un campo magnético tienen su origen a nivel subatómico en el movimiento y configuración de los electrones en sus orbitales. Por tanto, la materia, incluyendo las partículas minerales que constituyen las rocas, presenta propiedades magnéticas siempre que se encuentre a temperaturas superiores al cero absoluto (0 K).

Las partículas minerales ante la presencia de un campo magnético y en función de la configuración electrónica de sus átomos pueden presentar uno de los tres tipos de comportamiento magnético que veremos a continuación (Fig. 2.2).

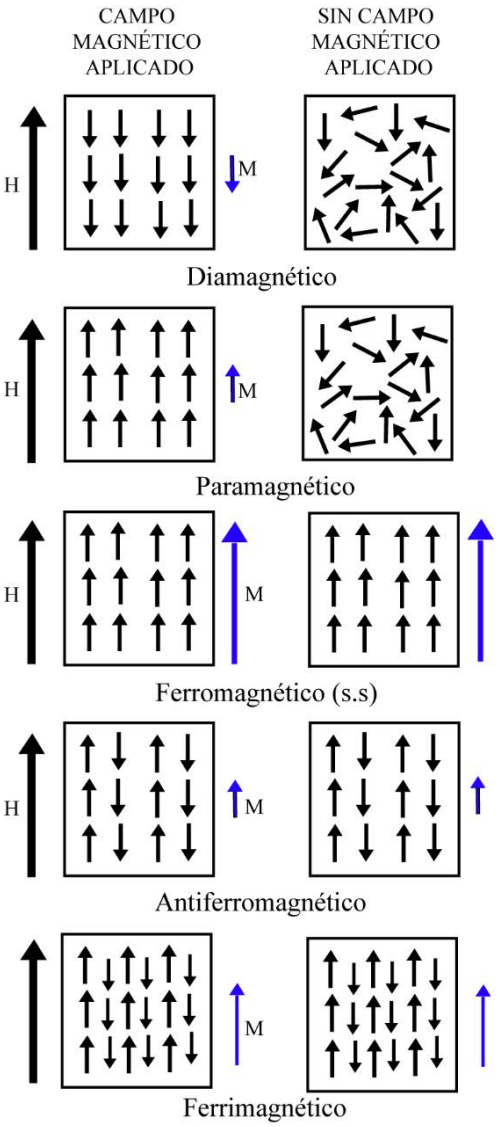


Figura 2.2: Distintos comportamientos de la materia. $\vec{H}$ (flecha negra) campo magnético aplicado y $\vec{M}$ (flecha azul) magnetización adquirida: diamagnetismo, paramagnetismo., ferromagnetismo s.s., antiferromagnetismo, ferrimagnetismo. Modificado de Tarling y Hrouda, (1993).

Diamagnetismo

El **diamagnetismo** está presente en todas las partículas minerales, por la Ley de Lorentz: cuando un material está ante la presencia de un campo magnético, sus electrones modifican su precesión en torno a este campo y los momentos magnéticos resultantes se alinean en la misma dirección y sentido contrario al campo magnético aplicado. Por tanto, el valor de magnetización resultante es negativo (Fig. 2.3 A) y débil. Cuando se elimina el campo magnético, los momentos magnéticos vuelven a distribuirse de forma aleatoria y el valor de magnetización resultante es cero. Ejemplos de minerales diamagnéticos son el cuarzo, la plagioclasa, los piroxenos, la calcita y algunos feldespatos.

Este comportamiento sólo se hace patente cuando no hay otros minerales con otros comportamientos magnéticos, es un valor negativo en el orden de $-1 \cdot 10^{-6}$ S.I. e independiente de la temperatura (Fig. 2.3 B).

Paramagnetismo

El **paramagnetismo** es propio de las partículas minerales que tienen elementos químicos con orbitales con spins desapareados. Ante la aplicación de un campo magnético, los spins de los electrones se orientan dando lugar a momentos magnéticos orientados con la misma dirección y sentido que el campo magnético aplicado. El valor de magnetización es positivo y al eliminar el campo magnético vuelve a ser 0 (Fig. 2.4). Ejemplos de minerales paramagnéticos son la pirita, la serpentinita, las micas como la biotita o la illita, la titanita y los clinopiroxenos.

Este comportamiento de la materia se rige por la Ley de Curie-Weiss y es dependiente de la temperatura. Así, la susceptibilidad magnética de un mineral paramagnético se expresa:

$$K_{paramagnético} = \frac{C}{T} \qquad \textbf{Ecuación 2}$$

Siendo C la constante de Curie que es característica de cada mineral y T la temperatura. Esta ecuación nos muestra que el valor de susceptibilidad magnética de un mineral paramagnético se incrementa a medida que disminuye la temperatura. Esta relación inversa de la T con respecto a la k es el fundamento de los análisis de fábricas magnéticas (LT-AMS, p.ej. Parés et al., 2002; Cifelli et al., 2012; Calvín et al., 2018) y de curvas de susceptibilidad dependientes de la temperatura (k-T) en nitrógeno líquido (~77 K). A esta temperatura se realza la k de los minerales paramagnéticos de la roca, pudiéndose observar su comportamiento e influencia sin estar enmascarado por la contribución ferromagnética s.l. de otros minerales presentes. El valor de susceptibilidad magnética de los minerales paramagnéticos oscila entre $100 \cdot 10^{-6}$ y $1000 \cdot 10^{-6}$ S.I.

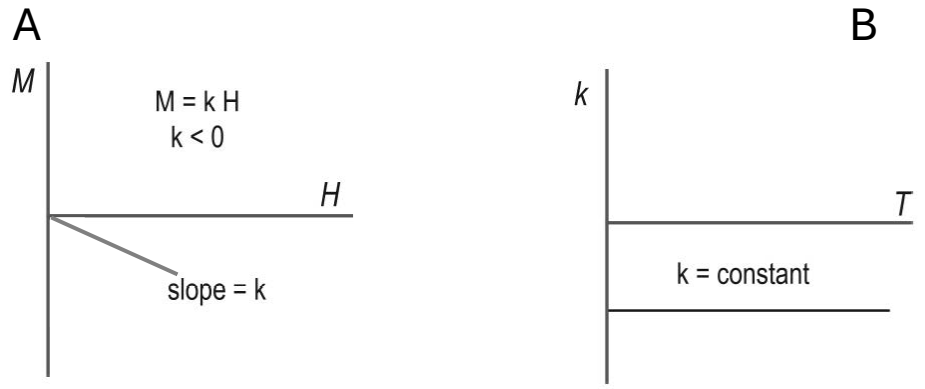


Figura 2.3: Valor de magnetización en función A) del campo magnético aplicado y B) de la temperatura para una substancia diamagnética. Modificado de García-Lasanta (2016).

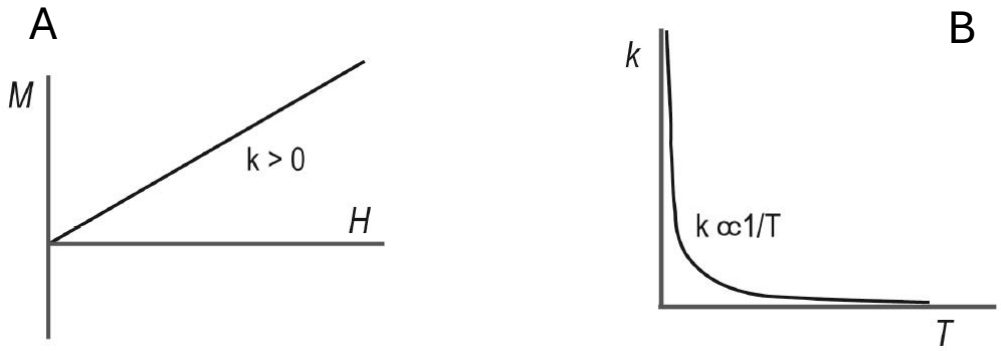


Figura 2.4: Valor de magnetización en función A) del campo magnético aplicado y B) de la temperatura para una substancia paramagnética. Tomado de García-Lasanta (2016).

Ferromagnetismo s.l.

El ferromagnetismo s.l. engloba un conjunto de comportamientos en los que las partículas minerales son capaces de retener un valor de magnetización una vez que el campo magnético ya no está actuando. Está magnetización es espontánea y se conoce como magnetización remanente natural (NRM) y es la base del Paleomagnetismo. El ferromagnetismo s.l. es propio de partículas que presentan elementos químicos de transición de las primeras series como el hierro (Fe). En estas partículas la configuración de los átomos favorece la interacción entre sus momentos magnéticos ya que son elementos con orbitales incompletos o intercambiados. Por ello, se produce una interacción entre los electrones de átomos adyacentes para minimizar la energía libre de los orbitales y es cuando los estados electrónicos y los momentos magnéticos de los átomos adyacentes se acoplan fuertemente. Además, el ferromagnetismo s.l. es un comportamiento que enmascara tanto el diamagnetismo como el paramagnetismo. Cuando se aplica un campo magnético, los momentos magnéticos se alinean en la misma dirección y sentido que el campo magnético, por tanto, la magnetización resultante es positiva y de varios órdenes superiores a la del paramagnetismo. Al eliminar el campo magnético, y en determinadas circunstancias (temperaturas superiores a las de Neél o Curie) los dipolos magnéticos no vuelven todos a su orientación original, quedando en su mayoría orientados en la dirección del campo aplicado y presentando un valor de NRM. Estos materiales tienen comportamiento paramagnético por encima de su temperatura de Neél o Curie, ya que es a esta temperatura cuando se destruyen los intercambios entre electrones apareados. Es entonces cuando los momentos magnéticos son independientes. Si se vuelve a disminuir la temperatura por debajo de la de Neél o Curie, se vuelven a generar los intercambios entre electrones apareados y vuelve a aparecer el comportamiento

ferromagnético s.l. El ferromagnetismo s.l. está constituido por tres tipos particulares de comportamiento magnético:

.-**Ferromagnetismo s.s.**: se utiliza estrictamente para sólidos con momentos magnéticos a nivel atómico pareados, paralelos entre ellos y paralelos al campo magnético externo aplicado. En estos materiales los spins de electrones de cationes adyacentes están apareados. Un ejemplo es el hierro nativo.

.-**Antiferromagnetismo** se produce cuando hay un acoplamiento paralelo dentro de capas de momentos magnéticos pero un acoplamiento antiparalelo entre capas. El valor del momento magnético es igual entre las capas opuestas y por tanto el valor de magnetización resultante es 0. Un ejemplo es la ilmenita.

.-**Ferrimagnetismo** se produce cuando hay un acoplamiento paralelo dentro de capas de momentos magnéticos pero un acoplamiento antiparalelo entre capas. En este caso el momento magnético es distinto entre capas antiparalelas. El resultado es un valor de magnetización en el sentido de la capa con un momento magnético mayor que tiene sus espines orientados en el mismo sentido que el campo magnético aplicado. Aparece en las substancias donde una de las redes está más fuertemente magnetizada, causa que puede deberse al contener más cationes de la primera serie de transición. Un mineral ferrimagnético típico es la magnetita.

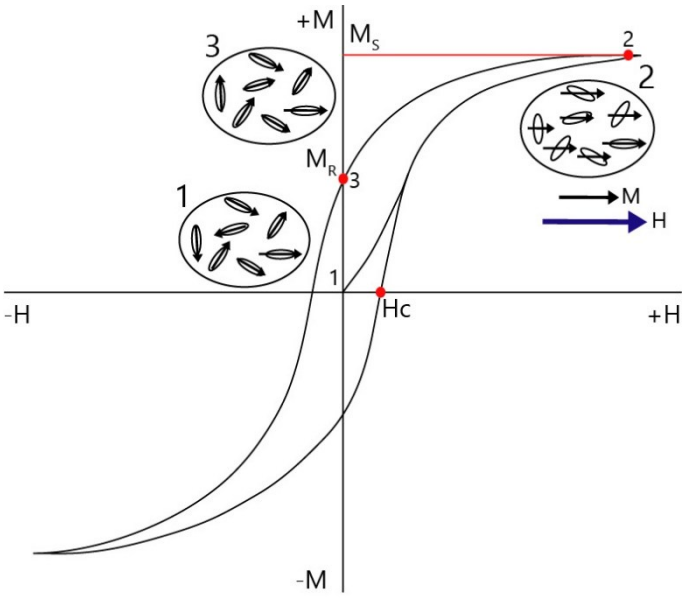


Figura 2.5: Proceso de magnetización de una muestra de roca con partículas ferromagnéticas s.l que inicialmente presentan sus dominios orientados aleatoriamente. El gráfico sobreimpuesto representa un ciclo de histéresis donde Ms: magnetización de saturación, Hc: campo magnético coercitivo, y Mr: magnetización remanente. H es el campo magnético externo aplicado. Los dibujos 1, 2 y 3 ejemplifican la orientación de los momentos magnéticos de las partículas ferromagnéticas s.l. presentes en la muestra de roca en tres estadios.

Un caso excepcional es el **antiferromagnetismo con spines canteados** que son materiales con los spines inclinados mostrando momentos magnéticos ligeramente oblicuos a la dirección del campo aplicado. La magnetización resultante es perpendicular a la dirección del campo magnético aplicado. Un ejemplo es la hematites.

La representación de esta capacidad de conservar un valor de magnetización de los minerales ferromagnéticos s.l. se realiza mediante los ciclos de histéresis (Fig. 2.5). Éstos se obtienen al aplicar un campo magnético creciente en una dirección del espacio sobre un material ferromagnético, para posteriormente eliminar y finalmente aplicarlo en la dirección opuesta. En la simplificación teórica de una muestra de roca que no ha estado previamente expuesta a un campo magnético, su valor total de magnetización (J) inicial será 0 ya que los momentos magnéticos de los granos minerales están orientados aleatoriamente. Al aplicar un campo magnético en una dirección determinada, se produce una magnetización neta que es paralela a este campo porque todos los momentos magnéticos de todas las partículas rotan superando las barreras de energía hasta orientarse paralelos al campo magnético aplicado. Si se va aumentando progresivamente el valor de campo magnético, todas las partículas tendrán sus momentos magnéticos paralelos al campo y es lo que se conoce como magnetización de saturación (Js). Para alcanzar la saturación (Js) se debe superar la barrera de energía magnetostática y depende linealmente de la concentración de minerales ferromagnéticos. Una vez alcanzada la Js se

elimina el campo magnético, la magnetización neta de la muestra disminuye ya que los momentos magnéticos de cada partícula mineral rotan hacia el eje mayor de la partícula pues es la dirección a lo largo de la cual se minimiza la energía magnetostática. Tras eliminar completamente el campo, queda una magnetización remanente Jr tan sólo en las partículas minerales con comportamiento ferromagnético s.l. Para forzar que la magnetización de la muestra vuelva a ser 0 como al principio, es necesario aplicar un campo magnético en dirección contraria. El valor de campo magnético necesario para que la magnetización vuelva a ser 0 en la muestra se conoce como fuerza coercitiva (Hc) y no depende de la concentración de minerales ferromagnéticos. El ciclo de histéresis se completa volviendo a llevar la muestra a la saturación en sentido contrario y finalmente volviendo a la saturación positiva. Esto permite observar que los granos ferromagnéticos s.l. poseen dos propiedades muy importantes para el Paleomagnetismo: i) son eficientes en la adquisición de la NRM y ii) son resistentes a ser desmagnetizados (Butler, 1992).

La coercitividad de un mineral ferromagnético s.l. es la magnitud de campo magnético que debe aplicarse para saturarlo magnéticamente y para cada mineral concreto depende de su tamaño de grano (Dunlop y Özdemir, 1997). Los minerales con coercitividades bajas como la magnetita o la pirrotina saturan con campos de baja intensidad, en cambio, los minerales con coercitividades altas como la hematites o la goethita (Dunlop y Özdemir, 1997) no alcanzan la saturación con los campos que comúnmente se aplican (1 a 3 T) en los equipos de los laboratorios donde se realizan estudios de magnetismo. La combinación del estudio de las T_c y de las coercitividades de los minerales ferromagnéticos s.l. permite diferenciar las mineralogías ferromagnéticas presentes en las rocas estudiadas (ver Apartado 3.1 del Capítulo 2 sobre la metodología).

Reconocer qué comportamiento magnético domina en las rocas objeto de estudio permite identificar cuáles son los minerales portadores de la magnetización (J) y/o de la susceptibilidad magnética (k).

2.2-ANDESITAS: CONTEXTO GENÉTICO, MINERALOGÍA Y COMPORTAMIENTO MAGNÉTICO

Las rocas volcánicas, volcanoclásticas y subvolcánicas estudiadas en la presente Tesis son mayormente andesitas, un término composicional que define a una roca ígnea de grano fino, frecuentemente mesocrática, constituida por fenocristales de plagioclasas (composición An_{50-30}) comúnmente zonadas, con núcleo cálcico y minerales máficos: piroxeno (augita), hornblenda y/o biotita (p.ej. Gill et al., 2010); siendo dominantes los fenocristales de plagioclasa que constituyen entre el 30-45% del total del volumen de la roca (p.ej. Sigurdsson et al., 2015).

Las andesitas (Fig. 2.6) son los productos más frecuentes del vulcanismo del Carbonífero superior-Pérmico. Se encuentran tanto en las cuencas de esta edad de los Pirineos (p.ej. Gisbert, 1981; Bixel, 1984; Lago et al., 2004; Izquierdo-Llavall et al., 2014a) como en las de la Cordillera Ibérica (p.ej. Majarena, 2023) ya sea a modo de cuerpos hipovolcánicos (sills, diques, batolitos o pitones), volcánicos (coladas de lava, ignimbritas o domos) o como fragmentos de las rocas volcanoclásticas s.l.

Composicionalmente, el proceso principal de formación de los magmas andesíticos es la mezcla de magmas basálticos y riolíticos (p.ej. Sigurdsson et al., 2015). Si se atiende a la mineralogía, la presencia de unos u otros minerales máficos definen el tipo de magma andesítico. Así, la presencia de augita es indicativa de un magma andesítico primitivo, de alta temperatura y anhidro; mientras que la presencia de hornblenda y biotita es indicativa de magmas andesíticos más evolucionados y de menor temperatura (Gill et al., 2010). En todo caso, es frecuente que estos tres minerales coexistan en una

misma andesita lo que nos indica que la roca se ha originado a partir de distintos magmas. En cuanto a su origen, los productos volcánicos e hipovolcánicos de las cuencas del Carbonífero superior-Pérmico de Iberia se les asigna una procedencia de magmas dominantemente corticales para las rocas de los Episodios I, II y III (nomenclatura según Bixel, 1984) con un cambio a una dominancia de magmas mantélicos, litosféricos y astenosféricos en proporciones variables para los Episodios IV y V (Lago et al., 2004). A los Episodios I, II y III corresponden la gran mayoría de las rocas estudiadas exceptuando el cuerpo intrusivo de Sant Salvador y el complejo volcánico de Anayet que corresponde al Episodio IV (Gisbert, 1981; Lago et al., 2004).

Cabe destacar que estas rocas están intensamente alteradas (Fig. 2.6), con reemplazamientos de los minerales ferromagnesianos por cloritas y minerales opacos y las plagioclasas por sericitas y carbonatos; además es frecuente la silicificación (p.ej. Gisbert, 1981; Bixel; 1984; Lago et al., 2004). Todos ellos son productos comúnmente generados en las andesitas por alteración hidrotermal (Lesher et al., 1986).

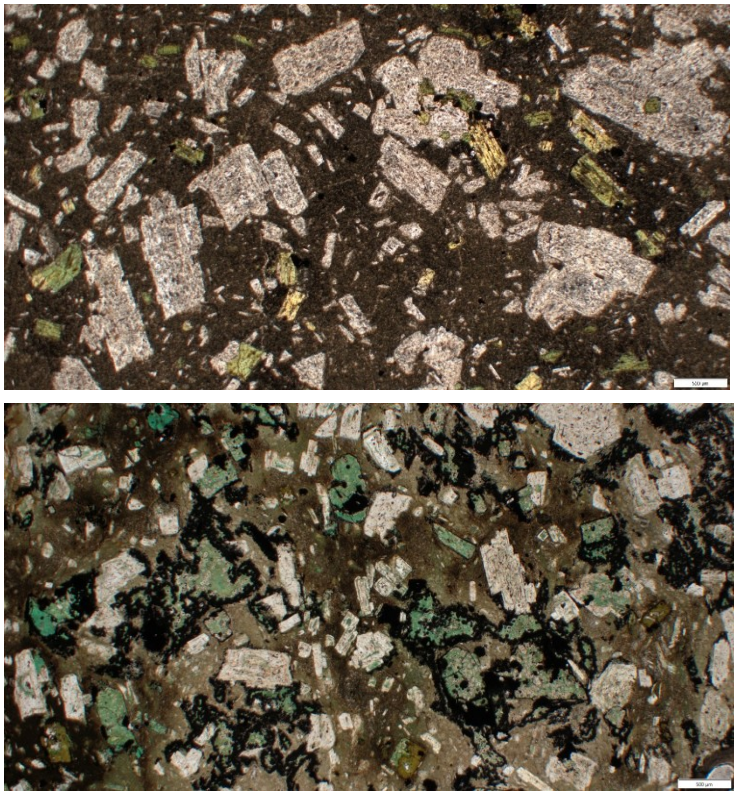


Figura 2.6: Dos imágenes de microscopio de luz transmitida en nícoles paralelos. La imagen superior se corresponde a la muestra CC37 (colada andesítica de la cuenca del Cadí, sector de Coll de Vanses); la imagen inferior se corresponde con la muestra MLL9 (colada andesítica de la cuenca del Cadí, sector de Lletó). En ambas se ven fenocristales de plagioclasa y minerales máficos fuertemente alterados en una matriz vítrea.

La denominación de minerales opacos incluye todos aquellos minerales que en microscopio de luz transmitida son negros, es decir, que el haz de luz no los atraviesa. Son un grupo de interés en la presente Tesis ya que son mayoritariamente óxidos de hierro y titanio (Fe-Ti, magnetita, titanomagnetita, hematites, maghemita, etc.) con un comportamiento ferromagnético que controla tanto la susceptibilidad magnética como la remanencia, las dos propiedades físicas objeto de estudio, en ASM y paleomagnetismo, respectivamente. Los óxidos de FeTi cristalizan a partir del magma rico en sílice y su composición y proporciones relativas dependen de la composición del magma primigenio, su velocidad de enfriamiento y la fugacidad del oxígeno (p.ej. Grant, 1985; Sigurdsson et al., 2015, Fig. 2.7). En general, en los magmas andesíticos, los óxidos de FeTi se suelen generar en las últimas fases, alrededor de los 1050 °C junto con la plagioclasa y los piroxenos. Adicionalmente, es en los óxidos de FeTi que se han enfriado muy lentamente donde se observa la exsolución de bandas de magnetita ricas y pobres en titanio, pero en condiciones más oxidantes se producirá finalmente un reemplazamiento a fases oxidadas como la hematites. Las propiedades magnéticas de las rocas estarán determinadas por la distribución del Fe entre los óxidos de Fe y titanio (Ti) y los silicatos de Fe y Mg. Esta distribución del hierro estará principalmente condicionada por la fugacidad del oxígeno y la temperatura y en última instancia por la composición química (Grant, 1985). Finalmente, si la roca se expone a meteorización superficial o a una alteración hidrotermal leve se desarrollarán titanomaghemitas y maghemitas (Tauxe, 2008). Por tanto, los óxidos de FeTi pueden haberse originado en estadios iniciales mientras el magma aún no se había enfriado o estaba en proceso

o pueden ser un producto muy tardío cuando la roca andesítica ya estaba solidificada y expuesta a condiciones subsuperficiales o aéreas.

En casos muy puntuales y por encontrarse dentro de la sucesión volcánica, se han muestreado rocas de composición dacítica (domo dacítico de la cuenca de Estac). Para este caso concreto, la mineralogía esencial de las rocas dacitas son plagioclasa sódica, feldespato alcalino y cuarzo, este último en proporciones superiores al 20% del volumen total de la roca. Además, se pueden encontrar minerales máficos como la hornblenda y la biotita (Gill et al., 2010).

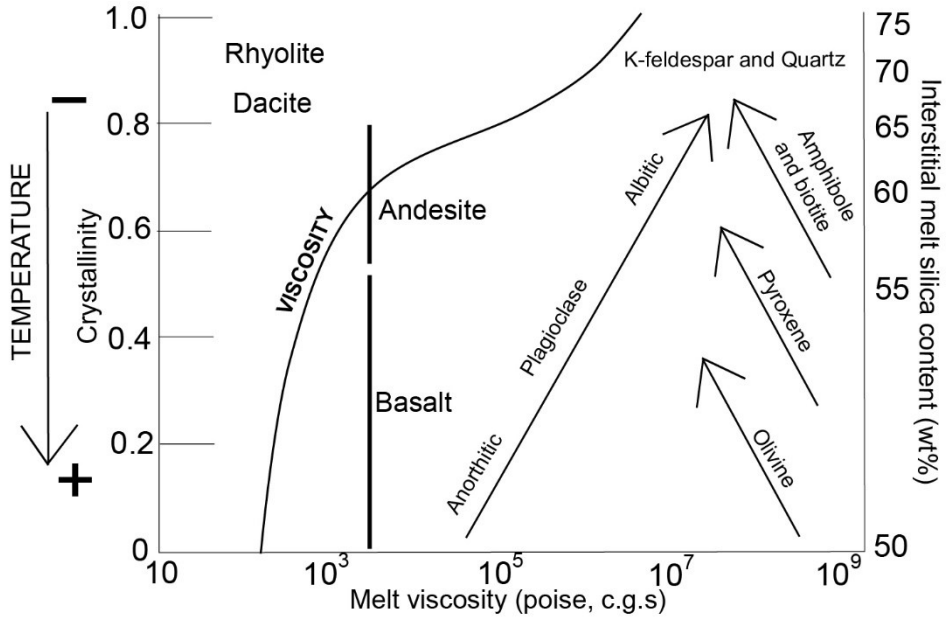


Figura 2.7: Esquematización que muestran los distintos factores (temperatura, grado de cristalinidad, viscosidad, contenido en sílice) que definen composicionalmente a un magma (riolítico, dacítico, andesítico o basáltico) y su mineralogía esencial. Basado en Sigurdsson et al. (2015).

Independientemente de la composición, todos los minerales de una roca tienen un comportamiento magnético y por tanto su proporción y orientación repercutirán en el valor de susceptibilidad magnética total y a la Anisotropía de la Susceptibilidad Magnética (ASM) de la roca. Si las medidas se realizan a bajo campo (LF) como ha sido el procedimiento en esta Tesis, la susceptibilidad media total y para cada dirección del espacio en una muestra de roca será el sumatorio de la susceptibilidad procedente de las contribuciones de los minerales diamagnéticos, paramagnéticos y ferromagnéticos. Además, cabe considerar que los fluidos que han rellenado los poros y grietas también contribuyen, aunque en menor medida, al valor de susceptibilidad total (Parés et al., 2002).

K mean = Σ (K diamagnética + K paramagnética + K ferromagnética) Ecuación 3

Es importante determinar la contribución de cada uno de los comportamientos magnéticos al valor de susceptibilidad media total ya que se ha demostrado que en ocasiones una pequeña proporción de minerales ferromagnéticos (menos del 1 % del volumen total de roca) puede en dominar las propiedades magnéticas de la roca (Hrouda y Kahan, 1991) aunque también se ha observado que para valores medios de $1000 \cdot 10^{-6}$ S.I. las contribuciones paramagnéticas pueden ser lo suficientemente importantes para definir la ASM (Cañón-Tapia, 2004a).

Para el paleomagnetismo, que estudia la magnetización, tan sólo tendrán contribución los minerales ferromagnéticos ya que son los únicos que pueden albergar un valor de magnetización a lo largo del tiempo, la magnetización natural remanente (NRM), sin la necesidad de la actuación de un campo magnético externo. Por tanto, el valor de magnetización que alberga una roca es el sumatorio de los valores de NRM de cada uno de los minerales ferromagnéticos que la constituyen.

Magnetización $_{total}$ = Σ (M $_{ferromagnético\ 1}$ + M $_{ferromagnético\ 2}$+ M $_{ferromagnético\ 3}$ …) Ecuación 4

A continuación, se exponen los minerales más comunes observados en las rocas estudiadas en la presente Tesis, en función de su comportamiento magnético y su valor de susceptibilidad magnética. Estos minerales son típicos de rocas de composición andesítica y dacítica (Tabla 2.1). También se presentan minerales que son producto común de la alteración de estas rocas como la calcita, la clorita, la moscovita (sericita) o la serpentina.

Mineral	Km (·10^{-6} S.I.)	Magnetic behavior	
Plagioclase	-16	diamagnetic	1
Pyroxene (Mg rich)	-2.2	diamagnetic	2
Biotite (host magnetite)	1070 2000 ~500	paramagnetic	5;1;7
Hornblende (host magnetite)	1000	paramagnetic	1
K-feldespar	-14.9	diamagnetic	1
Quartz	-14 -16.4	diamagnetic	3;1
Calcite	– 12.09	diamagnetic	4
Native iron	3.900.000	ferrimagnetic	2
Clinopyroxene	166	paramagnetic	1
Titanite	200	paramagnetic	1
Hematite	486.000	canted antiferromagnetic	6
Magnetite	3.000.000	ferrimagnetic	1
Titanomagnetite	130000-620000	ferrimagnetic	2
Maghemite	2.000.000-2.500.000	ferrimagnetic	2
Ilmenite	5000 4700-5200	antiferromagnetic	1;2
Chlorite	490 1600	paramagnetic	5;1
Serpentine	37	paramagnetic	2
Moscovite	200	paramagnetic	5

1 Ferré et al. (2012)

2 Ferré et al. (2014) y referencias ahí citadas

3 Hrouda et al. (1986)

4 Schmidt et al. (2006)

5 Martín-Hernández y Hirt (2003)

6 Guerrero-Suárez y Martín-Hernández (2012)

7 Dunlop y Ozdemir (2006)

Tabla 2.1: Valores de susceptibilidad magnética media de los principales minerales presentes en las rocas estudiadas en la presente Tesis. Se ha señalado el tipo de contribución magnética de cada uno.

Vale la pena destacar al conjunto de minerales de las plagioclasas que forman parte del grupo de los feldespatos, los constituyentes minerales más abundantes de la corteza terrestre (Biederman et al., 2016), ya que son los fenocristales más abundantes de las rocas estudiadas en la presente Tesis. Las plagioclasas y los feldespatos alcalinos puros son diamagnéticos (susceptibilidad magnética negativa, ver Tabla 2.1), sin embargo, el valor de susceptibilidad magnética puede ser positiva cuando cationes con un momento magnético fuerte entran a formar parte de la estructura mineral como el Fe^{2+}, Fe^{3+}, Mn^{2+} o cuando el cristal de plagioclasa se encuentra con inclusiones con iones fuertemente paramagnéticos o con granos ferromagnéticos. En general, la ASM de las plagioclasas diamagnéticas es débil en comparación con otros minerales que pueden estar presentes en la petrofábrica; por lo que suelen ser estos minerales que se encuentran en menor cantidad como la augita, la hornblenda o la biotita los que dominan la anisotropía paramagnética del conjunto de la roca (p.ej. Biederman et al., 2016 y referencias ahí citadas).

2.3- LA ANISOTROPÍA DE LA SUSCEPTIBILIDAD MAGNÉTICA

La Anisotropía de la Susceptibilidad Magnética es una técnica rápida, no destructiva y que permite obtener una orientación promedio de los elementos constitutivos de la petrofábrica de una muestra de roca (p.ej. Hrouda, 1987; Tarling y Hrouda, 1993). Independientemente de la naturaleza de la roca, sedimentaria, ígnea o metamórfica, esta orientación puede originarse durante el depósito, emplazamiento o formación o verse modificada por deformación tectónica acontecida durante su consolidación o con posterioridad. Además, numerosos procesos como alteraciones mineralógicas pueden contribuir a la neoformación de nuevos minerales que pueden respetar o no la orientación de los minerales preexistentes. Por ello, para interpretar los resultados correctamente, es necesario un conocimiento detallado de las propiedades magnéticas de los minerales que la constituyen, así como de los posibles eventos tectónicos y/o mineralógicos que ha podido sufrir la roca a lo largo de su historia.

2.3.1-Anisotropía de la Susceptibilidad Magnética en fase

El procedimiento estandarizado para la obtención de las fábricas magnéticas consiste en el análisis de la Anisotropía de la Susceptibilidad Magnética (ASM, ASM en fase, AMS o in-phase AMS, su acrónimo en inglés) a temperatura ambiente (RT-ASM) aplicando un campo magnético alterno de baja intensidad (300 A/m) y frecuencia (875 Hz). Este procedimiento consiste en la medida de la susceptibilidad magnética para un espécimen estandarizado que puede realizarse en susceptómetros i) manualmente en 15 posiciones, ii) en tres posiciones con el spinner o iii) recientemente en una sola posición con el brazo rotor (p.ej. Studýnka et al., 2014).

La susceptibilidad magnética (k) de un material (en este caso roca o sedimento) es una propiedad que se define como su capacidad de magnetización (M) cuando es sometido a un campo magnético externo (H). Por tanto, la k es la relación entre el H aplicado y la magnetización resultante inducida (M), es adimensional en el Sistema Internacional y se expresa como:

$$\vec{M} = k \cdot \vec{H} \qquad \textbf{Ecuación 5}$$

Así, la ASM consiste en la variación espacial de esta propiedad magnética en un espécimen estándar de volumen [m^3] o masa [kg] conocida para un mismo valor de campo magnético aplicado en distintas direcciones y puede expresarse: i) matemáticamente como un tensor de segundo orden (Nye, 1957) o ii) geométricamente con el elipsoide magnético de susceptibilidad definido a partir de los tres

valores independientes normalizados del tensor (Jélinek, 1978), susceptibilidades magnéticas máxima, media y mínima) para sus tres ejes mutuamente ortogonales K_1 o Kmax >K_2 o Kint >K_3 o Kmin (Fig. 2.8).

Dos términos ampliamente utilizados en los estudios de fábricas magnéticas son la lineación magnética para hacer referencia al eje máximo de susceptibilidad magnética (K_1 o Kmax) y foliación magnética para el plano perpendicular al eje mínimo de susceptibilidad magnética (K_3 o Kmin). Adicionalmente, el elipsoide de susceptibilidad magnética viene definido por tres parámetros escalares principales mediante la estadística de Jélinek (1981):

1-. El valor de susceptibilidad magnética media (Km) expresado como:

Km= (K_1+K_2+K_3)/3 Ecuación 6

2-. El valor de anisotropía o el valor de anisotropía corregido (P o Pj): el valor de excentricidad del elipsoide de susceptibilidad magnética e indica el grado de orientación preferente de los minerales que lo definen. Se expresa mediante la fórmula:

$$Pj = \exp\sqrt{2\left[(\mu_1-\mu_m)^2+(\mu_2-\mu_m)^2+(\mu_3-\mu_m)^2\right]} \qquad \textbf{Ecuación 7}$$

3-. El parámetro de forma T: define la forma del elipsoide de susceptibilidad magnética; es prolato si **-1<T<0**; es oblato si **0<T<1** y es triaxial cuando del valor es próximo a 0. Se expresa mediante la fórmula:

$$T = \frac{2\mu_2-\mu_1-\mu_3}{\mu_1-\mu_3} \qquad \textbf{Ecuación 8}$$

Para las anteriores fórmulas μ_1, μ_2 y μ_3 son respectivamente In(Kmax), ln(Kint) and ln(Kmin) y μ_m es la media aritmética de los tres (μ_1, μ_2 y μ_3).

Otros parámetros utilizados son L que es el parámetro de lineación magnética expresada como K_1/K_2 y F que es el parámetro de foliación magnética expresada como K_2/K_3. Otros autores han definido con posterioridad otros muchos párametros para caracterizar el elipsoide de suceptibilidad magnética (ver Tabla 1.1 de Tarling y Hrouda, 1993,).

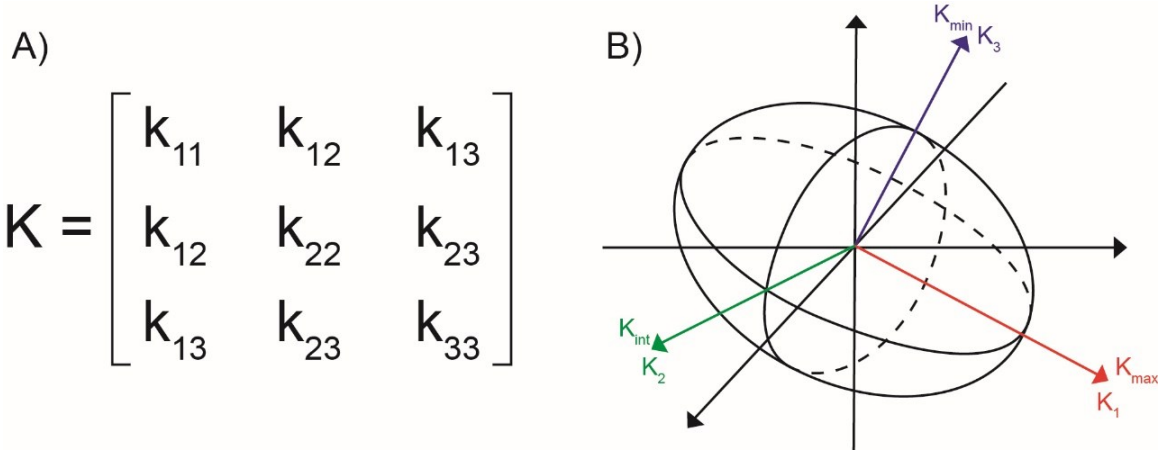


Figura 2.8: A) Tensor de segundo orden mediante el cual que se expresa matemáticamente la ASM, B) Representación gráfica del elipsoide magnético de susceptibilidad representación geométrica que define la anisotropía para este parámetro presente en el espécimen analizado. Orientación en el espacio en coordenadas cartesianas (x, y, z) (Tarling y Hrouda, 1993).

Los resultados del análisis de la ASM se representan en proyección estereográfica (en hemisferio inferior, proyección de Schmidt) para poder realizar un análisis direccional (Fig. 2.9). A estas proyecciones se pueden aplicar principios estadísticos para obtener las medias de los ejes del elipsoide de susceptibilidad magnética, realizar análisis de errores en las medidas de la anisotropía y disponer de intervalos de confianza. Estos principios, fueron establecidos inicialmente por Hext (1963) y

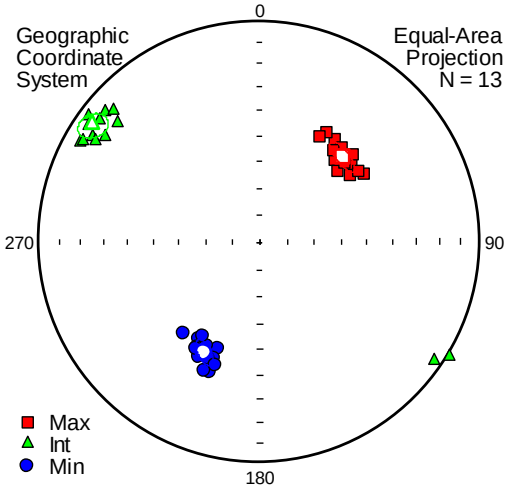


Figura 2.9: Estereograma de fábricas magnética. En él se representan los datos de una estación de muestreo (mínimo 5 especímenes analizados) para poder aplicar la estadística de Jélinek (1977). Los cuadrados rojos definen K1, el conjunto de triángulos verdes el eje medio de K2 y el conjunto de círculos azules el eje medio de K3.

posteriormente desarrollados por Jelinek (1977; 1978) a partir de la estadística de Fisher (1953). Los intervalos de confianza constisten en elipses de confianza del 95% para los vectores principales que definen los tres ejes de los elipsoides de susceptibilidad magnética. Posteriormente, Constable y Tauxe (1990) aplicaron el análisis estadístico de bootstrap (Tauxe, 2008) que no es aplicado en la presente Tesis.

Los parámetros escalares que definen los elipsoides de susceptibilidad magnética (Km, Pj y T) se emplean para elaborar gráficos X-Y dónde se enfrentan dos de los parámetros; comúnmente Pj y Km, Pj y T conocidos como diagramas de Jelinek y permiten determinar el grado de definición y el tipo de elipsoide de susceptibilidad magnética.

2.3.2-Anisotropía de la Susceptibilidad Magnética fuera de fase

En la última década algunos desarrolladores de la instrumentación empleada en el análisis de ASM (Agico Inc, República Checa) han creado equipos que permiten analizar simultáneamente la ASM y la denominada Anisotropía de la Susceptibilidad magnética fuera de fase (out-of-phase AMS, Hrouda et al., 2013; Hrouda et al., 2015; Hrouda et al., 2020; Hrouda et al., 2022).

El susceptómetro Kappabridge empleado para la medida de la ASM aplica un campo magnético alterno que induce en los minerales de la muestra estándar una magnetización que varía sinusoidalmente con él. En la mayor parte de los materiales esta variación sinusoidal está en fase con el campo magnético aplicado y esa relación entre magnetización y campo es la susceptibilidad magnética (ASM o MS según la nomenclatura de Hrouda et al., 2022). En algunos materiales, la magnetización no está en fase con el campo magnético aplicado, sino que presenta un ligero retraso y es entonces cuando la susceptibilidad debe descomponerse en una susceptibilidad en fase con el campo (in-phase MS) y otra fuera de fase (out-of-phase MS, Fig. 2.10). En los estudios de fábricas magnéticas se emplea la medida in-phase MS que es la que ha sido estandarizada y ampliamente extendida y desarrollada en el campo de estudio de la Geología y de la Geofísica. La medida de la out-of-phase AMS se ha desarrollado recientemente y su conocimiento es todavía limitado; su desarrollo teórico detallado puede consultarse en Hrouda et al. (2022).

Se conoce que la out-of-phase MS no es 0 solo en algunos minerales como los granos ultrafinos magnéticamente viscosos de magnetita o maghemita, grafito eléctricamente conductivo y granos multidominio de titanomagnetita, hematites y pirrotina (Hrouda et al., 2022). Antes de cualquier consideración sobre la out-of-phase AMS es importante comprobar que tiene un valor significativo desde el punto de vista estadístico. Para ello, se recomienda consultar los tests básicos estadísticos que se adjuntan con cualquier medida de la susceptibilidad magnética en los Kappabridges. El F-test permite comprobar que las diferencias entre los ejes principales de susceptibilidad magnética son suficientemente grandes en comparación con los errores de medida para que el espécimen sea considerado anisotrópico. Los valores del F-test deben ser superiores a 3 para asegurar que el

espécimen analizado es anisotrópico y los valores de F12 y F23 deben ser mayores de 3.5 para asegurar que es significativa la diferencia entre las amplitudes de las direcciones principales (Studýnka et al., 2014).

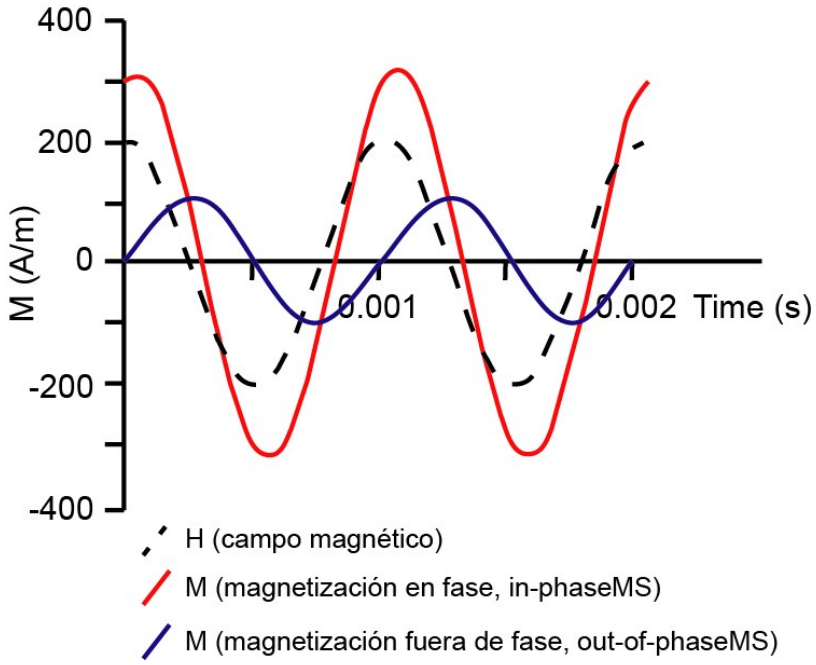


Figura 2.10: Definición gráfica de susceptibilidad en fase (in-phase AMS) y susceptibilidad fuera de fase (out-of-phase AMS). Para su mejor visualización se ha representado la susceptibilidad mayor de 1 aunque comúnmente es inferior a este valor en las rocas más comunes (modificado de Hrouda et al., 2022.)

En la presente Tesis, se ha explorado la out-of-phase ASM en el estudio de fábricas magnéticas realizado en rocas de la cuenca de Anayet (zona del Aragón-Béarn) aprovechando una estancia de investigación en el Laboratoire Magnétisme des Minéraux et des Roches del Observatoire Midi Pyrénées- CNRS (Université Paul Sabatier III) en Francia que permitió realizar las medidas en un equipo KLY-5.

2.4- LA ANISOTROPÍA DE LA SUSCEPTIBILIDAD MAGNÉTICA EN ROCAS VOLCÁNICAS, VOLCÁNOCLÁSTICAS E HIPOVOLCÁNICAS: CONSIDERACIONES

En una roca ígnea la disposición de los minerales que la constituyen puede ser consecuencia: del depósito por gravedad durante el flujo de un magma, de fuerzas de cizalla internas que actúan durante el emplazamiento de un magma cristalizado y en ocasiones por deformación plástica posterior al enfriamiento (p.ej. Callot y Geoffroy, 2004). En los dos primeros casos, la orientación preferente de los minerales proporciona información sobre la dinámica del flujo; pero frecuentemente el tamaño de grano o el volumen de material implicado impiden la identificación de marcadores macroestructurales (p.ej. foliaciones de flujo o fenocristales) que permitan determinarlo con la suficiente resolución y abarcando una gran escala. Los primeros estudios magnéticos evidenciaron la existencia de una anisotropía espacial del valor de susceptibilidad magnética (ASM) en las rocas sedimentarias (Ising,1942; Graham,1954, 1966) que guardaba estrecha relación con la orientación de los minerales ferromagnéticos s.l. que se disponían en consonancia con el resto de los elementos de la petrofábrica. Posteriormente, se extendió la utilización de la ASM a rocas ígneas (Stacey, 1960; Khan, 1962). La observación de las orientaciones preferentes de minerales en láminas delgadas o secciones de roca permitió su comparación con la orientación de los ejes del elipsoide de susceptibilidad magnética. De

este modo, se observó que el análisis de la ASM era válido y proporcionaba direcciones medias de las orientaciones de las partículas para un volumen de roca. Desde el principio y a lo largo de las siguientes décadas, se hizo patente que la relación entre las direcciones obtenidas a partir del análisis de la ASM y las direcciones de flujo de magma era compleja y su determinación no era siempre evidente (p.ej. en diques, Khan, 1962; Knight y Walker, 1988, en lavas e ignimbritas, Moncinhatto et al., 2020). Los estudios de ASM se ampliaron también a flujos piroclásticos (p.ej. ignimbritas, Wolff et al., 1989) y se planteó su utilización como una posible técnica para definir paleoflujos y la posible área fuente de procedencia de los materiales ígneos (p.ej. Mac Donald y Palmer, 1990; Hillhouse et al., 1991; Caballero-Miranda et al., 2009).

La gran variedad de rocas ígneas (coladas de lava, flujos piroclásticos, intrusiones etc.) y sus modos de emplazamiento o depósito (corriente de densidad, dique, sill, batolito, flujo subaéreo, etc.) abrieron un gran abanico de posibilidades sobre la posible orientación de los minerales en función de la dinámica de flujo y de fuerzas internas y su relación con las orientaciones obtenidas a partir del análisis de la ASM. Por ello, al mismo tiempo que el análisis de la ASM se aplicaba a distintas rocas ígneas, se definían modelos para explicar la dinámica interna de los flujos de magma (p.ej. Blanchard et al., 1979) y cómo repercutía la orientación de los minerales en su relación con la orientación de los ejes del elipsoide de susceptibilidad magnética. Así, se establecieron modelos y determinaciones para explicar la orientación de partículas a lo largo de un flujo de lava subaéreo (Ellwood, 1978), la imbricación de partículas en diques y su variación a lo largo de la sección y con respecto a la distancia de sus muros (Knight y Walker, 1988; Cañón-Tapia, 2004a; Cañón-Tapia y Álvarez-Chávez, 2004; Féménias et al., 2004), la distribución del flujo a lo largo de una corriente de densidad piroclástica (ignimbrita, LaBerge et al., 2009, lahar e ignimbritas, Porreca et al., 2003) o en el interior de sills (Dragoni et al., 1997) entre otros.

Se han definido cronológicamente tres modelos principales que tratan de explicar el origen de la ASM en rocas ígneas (p.ej. Cañón-Tapia, 2004a). El primero (Fig. 2.11 A) relaciona las dimensiones físicas del mineral con la distribución de dos de los ejes principales de susceptibilidad magnética (dimensión mayor con el K_1, mínima con el K_3) y en general se relaciona con susceptibilidades cuya contribución es paramagnética y diamagnética. El segundo modelo (Fig. 2.11 B) deja patente que cuando la susceptibilidad magnética está controlada por minerales ferromagnéticos s.l. monodominio (SD), la orientación de los ejes medios de susceptibilidad magnética puede ser el resultado, a nivel de partícula mineral, de una inversión de ejes con respecto a lo formulado en el modelo anterior. Finalmente, el tercer modelo (Fig. 2.11 C) no relaciona las dimensiones físicas de las partículas ferromagnéticas s.l. con la distribución de los ejes de susceptibilidad magnética, ya que se evidenció que no siempre las partículas ferromagnéticas s.l. tienen una morfología elongada. Por ello, en este modelo, la proximidad

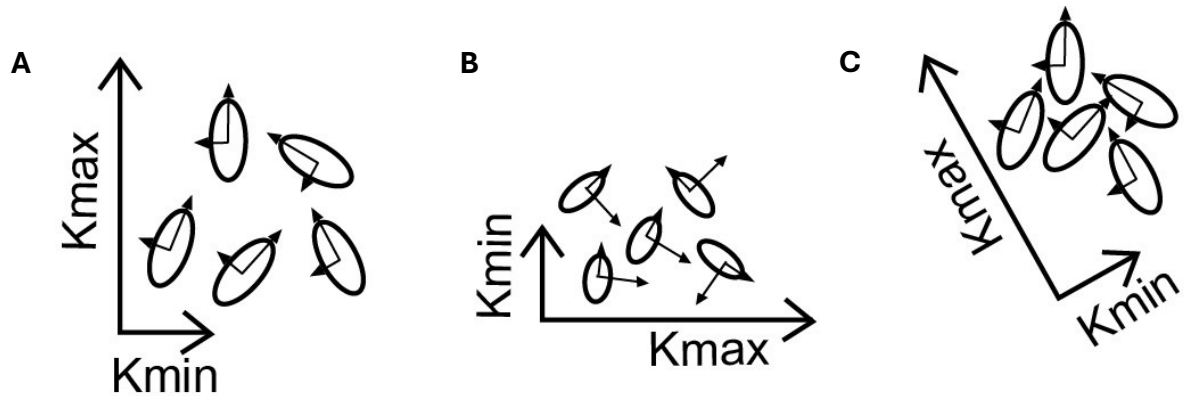


Figura 2.11: Los tres modelos de adquisición de la ASM en rocas ígneas cuya popularidad ha ido variando a lo largo de las décadas pero que siguen estando vigentes (Modificado de Cañón-Tapia, 2004a).

entre las partículas ferromagnéticas s.l., su distribución y su interacción magnética tienen un papel clave en el origen de la ASM. Todo ello tratado en detalle en los capítulos sucesivos.

Atendiendo a estos tres modelos principales de fuentes de la ASM en rocas ígneas, queda patente que determinar el indicador magnético del flujo es una labor que debe realizarse en cada estudio de la ASM. Es frecuente que tradicionalmente se asocie el eje máximo de susceptibilidad magnética (K_1) con la dirección de flujo (p.ej. Féménias et al., 2020 en diques; Herrero-Bervera et al., 2002 en flujos de lava; Mac Donald y Palmer, 1990 en tobas volcánicas), pero también se ha comprobado que en ocasiones la dirección de flujo es perpendicular a él y/o guarda relación con la foliación magnética (plano perpendicular al eje mínimo de susceptibilidad magnética K_3, p.ej. Hrouda et al., 2020a).

Por tanto, en un estudio de la ASM en rocas ígneas es imprescindible: i) determinar las contribuciones magnéticas que definen el valor de susceptibilidad magnética media; ii) tener presente los modelos de orientación de partículas para cada caso; iii) evitar analizar áreas del cuerpo ígneo que no son representativas de la dinámica general del flujo (p.ej. frente y bordes de una colada de lava); iv) determinar las litologías más favorables (en las cuales los resultados del análisis de la ASM están bien definidos, Lenhardt et al, 2013) y v) comprobar la relación entre la petrofábrica y la distribución de los ejes medios del elipsoide de magnético de susceptibilidad en muestras representativas con marcadores estructurales (foliaciones de flujo) o de la petrofábrica (orientación de minerales).

Finalmente cabe considerar que en rocas volcánicas, volcanoclásticas y subvolcánicas antiguas (término referente en la presente Tesis para rocas del Carbonífero superior y Pérmico cuya edad mínima es de 251 Ma, International Comision of Stratigraphy, International Chronostratographic Chart v2023/09), se suma a la complejidad anteriormente mencionada su estado de conservación. Estas rocas se encuentran erosionadas, intensamente alteradas, sepultadas por otros materiales o retrabajadas por la acción de flujos de agua o de masas de tierra formando depósitos volcanoclásticos s.l. Estos depósitos volcanoclásticos s.l. pueden haberse formado contemporáneamente al depósito o emplazamiento de la roca ígnea o con posterioridad. Así, para este tipo de rocas volcánicas s.l. , el análisis de la ASM puede ser el único método que permita reconocer los marcadores de flujo y las direcciones de paleoflujo para llevar a cabo reconstrucciones paleogeográficas.

2.5- FUENTES DE ANISOTROPÍA MAGNÉTICA EN LOS MINERALES

Una roca a nivel macroscópico y desde el punto de vista magnético, se puede describir como un conjunto de agregados minerales donde los minerales ferromagnéticos s.l. tienen un tamaño de grano pequeño y se encuentran dispersos en una matriz formada por minerales diamagnéticos y paramagnéticos (Tauxe, 2008). En el capítulo anterior se ha evidenciado que el análisis de la ASM, aunque da una respuesta global del conjunto de minerales que constituyen una roca, tiene distintas fuentes a nivel microscópico y está condicionada por las interacciones magnéticas a nivel de partícula. Por ello, conocer las propiedades magnéticas a nivel de cada mineral para todo el conjunto que constituyen la roca estudiada, permite una interpretación de la respuesta magnética y de la petrofábrica más acertada y detallada (Biederman et al., 2018).

La anisotropía magnética de una partícula depende de dos factores: i) la anisotropía cristalina; y ii) la anisotropía de forma de las partículas individuales (Tarling y Hrouda, 1993). En función de la distribución de las cargas dentro de la red cristalina de los minerales, el valor de magnetización inducida puede propiciarse a favor de ciertas direcciones del espacio (Butler, 1992; Tarling y Hrouda, 1993; Tauxe, 2008; Biederman et al., 2018). En conjunto, la anisotropía magnética de una roca vendrá a su vez también condicionada por la orientación de sus minerales.

2.5.1 Anisotropía cristalina

La **anisotropía cristalina** se reconoce en minerales diamagnéticos, paramagnéticos y ferromagnéticos s.l. (Fig. 2.12). Esta anisotropía surge por la acción de las fuerzas de interacción entre partículas sobre las configuraciones de los momentos magnéticos de una partícula mineral. Depende de la disposición de la nube de electrones en minerales diamagnéticos o la posición y el estado de oxidación del Fe en minerales paramagnéticos y ferromagnéticos s.l. (Biederman et al., 2018). Los momentos magnéticos se alinean más fácilmente a lo largo de direcciones específicas como pueden ser un eje cristalográfico o un plano determinado (Tarling y Hrouda, 1993). Ante un campo magnético aplicado, las partículas minerales tendrán sus momentos magnéticos alineados y un valor de magnetización a favor de estas direcciones preferentes. En minerales ferromagnéticos s.l., las direcciones magnetocristalinas fáciles de magnetizar son direcciones cristalográficas a lo largo de las cuales la energía magnetocristalina se minimiza. La anisotropía magnetocristalina domina en partículas SD equidistantes o partículas SD con bajos valores de magnetización de saturación. Por ejemplo, la anisotropía magnetocristalina es la fuente dominante en la hematites (Butler, 2004).

Los filosilicatos (p.ej. biotita, moscovita, clorita, flogopita etc.) son un grupo de minerales abundante en diferentes tipos de rocas. Numerosos estudios (e.g Biederman et al., 2018 y referencias ahí indicadas) indican que su eje mínimo de susceptibilidad magnética (K_3) se dispone perpendicular al plano basal del mineral (001) y que su grado de anisotropía depende de su mineralogía. Otros minerales máficos como son el olivino, los anfíboles o piroxenos no arrojan resultados consistentes con respecto a la determinación de una anisotropía cristalina.

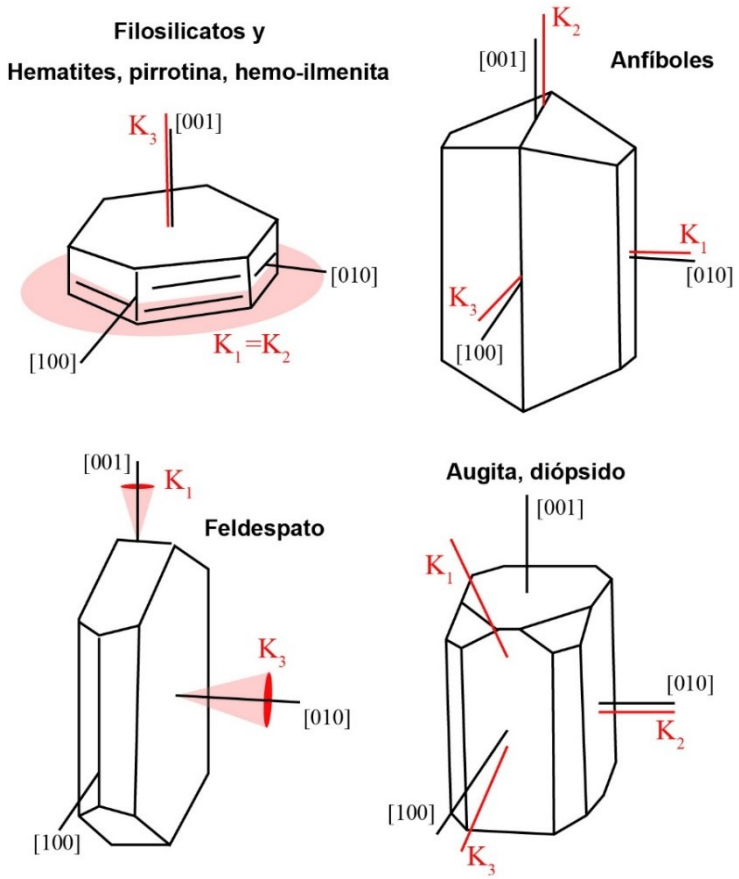


Figura 2.12: Anisotropía cristalina de algunos de los minerales principales presentes en las rocas estudiadas en la presente Tesis donde se observa la relación entre los ejes cristalográficos y los tres ejes de anisotropía de la susceptibilidad magnética (K_1, K_2 y K_3). Modificado de Biederman et al. (2018).

Así, la anisotropía cristalina de algunos minerales presentes en las andesitas junto con los filosilicatos es la siguiente (Biederman et al., 2018):

- En la augita y el diópsido el eje de K_1 se dispone a 45° del eje [001].

- En los anfíboles el eje de K1 se dispone paralelo a los ejes [001] o [010] y el eje K_3 paralelo a [100] o [010].

- Los feldespatos pueden tener susceptibilidades positivas o negativas, es decir, ser paramagnéticos o diamagnéticos. Por ejemplo, la plagioclasa pura es diamagnética. Los feldespatos tienen el eje K_1 paralelo al eje [001] y el eje K_3 paralelo a [010].

- La hematites, la pirrotina y la hemo-ilmenita que son minerales ferromagnéticos s.l., presentan el eje de K3 perpendicular al plano basal, es decir, paralelo al eje [001] como los filosilicatos.

Es frecuente que en algunas rocas constituidas mayormente por minerales paramagnéticos y en cristales paramagnéticos individuales se observen valores de susceptibilidad magnética anormalmente elevados para lo que le correspondería a un mineral paramagnético o a una roca (Tabla 2.1). Esto es debido a que son frecuentes las inclusiones y exoluciones de minerales ferromagnéticos s.l. dentro de los propios cristales (Dunlop et al., 2006; Renne et al., 2002; Martín-Hernández y Hirt, 2003; Nikolaisen et al., 2022) o poblaciones de minerales ferromagnéticos que dominan la fábrica magnética a pesar de que la roca está constituida principalmente por minerales paramagnéticos. La orientación de estas inclusiones dentro del cristal mineral puede realizarse a favor de determinadas direcciones. Por ejemplo, se ha observado que en la plagioclasa, la magnetita puede cristalizar y orientarse paralela o perpendicular a la dirección [001] y su eje K_1 puede disponerse paralelo a la dirección cristalográfica [010] (Nikolaisen et al., 2022; Hirt y Biederman, 2019). En los clinopiroxenos, se han observado inclusiones de magnetita subparalelas a las direcciones cristalográficas [100] y [001] (Renne et al., 2002). También, las poblaciones de minerales ferromagnéticos s.l. pueden disponerse en consonancia con la petrofábrica de la roca (p.ej. Khan, 1962).

Por tanto, hay que tener en cuenta las posibles inclusiones y/o exoluciones de minerales ferromagnéticos s.l. en la interpretación de las fábricas magnéticas. Cuando en el estudio magnético el objetivo no es la ASM a nivel de cristal mineral sino a nivel de roca o de depósito como es el caso de la presente Tesis, estudios detallados a nivel de cristal y la separación de la fracción paramagnética de la ferromagnética s.l. (Renne et al., 2002; Martínez-Hernández y Ferré, 2007) no entran dentro de los procedimientos sistemáticos a realizar. En cambio, la comparación de las fábricas magnéticas con marcadores macroestructurales como foliaciones de flujo o la orientación preferente de fenocristales es una tarea viable que permite, teniendo siempre presente la ASM de los cristales individuales, descartar o confirmar que las fábricas magnéticas son indicativas de paleoflujos o no. Además, la disposición de las fábricas magnéticas con respecto a los planos de estratificación o de flujo puede servir para detectar si una fábrica magnética está controlada por minerales ferromagnéticos s.l. que no han crecido a favor de la petrofábrica primaria preexistente o que la petrofábrica está dominada por inclusiones ferromagnéticas s.l. que no crecen en consonancia con los fenocristales que los alojan.

Esto no ha impedido que, en la presente Tesis, cuando se ha requerido, se hayan empleado técnicas como la ASM a baja temperatura (LT-ASM) para realzar la fábrica paramagnética con respecto a la ferromagnética s.l. y así determinar si ambas subfábricas está en consonancia o no entre ellas y con la petrofábrica macroscópica de la roca estudiada (ver apartado 5.2 Capítulo 5).

2.5.1 Anisotropía de forma

Ha quedado patente que son frecuentes las inclusiones o exoluciones de minerales ferromagnéticos s.l. que pueden condicionar la fábrica magnética de la roca. Algunos minerales ferromagnéticos s.l. poseen anisotropía cristalina, pero en general, y atendiendo que el mineral ferromagnético más frecuente es la magnetita, hay que considerar otro tipo de anisotropía, la **anisotropía de forma**.

Un grano ferromagnético s.l. elongado tiene una energía magnetostática mucho menor a lo largo de su eje mayor que a lo largo de su eje menor. Esto es así porque el porcentaje de superficie cubierta por cargas magnéticas para el eje mayor es menor que para el eje menor. Por tanto, su campo desmagnetizante interno (Nd) a lo largo del eje mayor es mucho menor que a lo largo del eje menor. Esta diferencia ejemplificada para un caso particular de partícula ferromagnética s.l. elongada, nos permite comprender que hay una barrera de energía que dificulta la rotación de los momentos magnéticos a lo largo del eje menor. Por tanto, en ausencia de otras influencias, un grano ferromagnético tendrá el valor de magnetización de saturación paralelo a lo largo de su eje mayor (Fig. 2.13; Tarling y

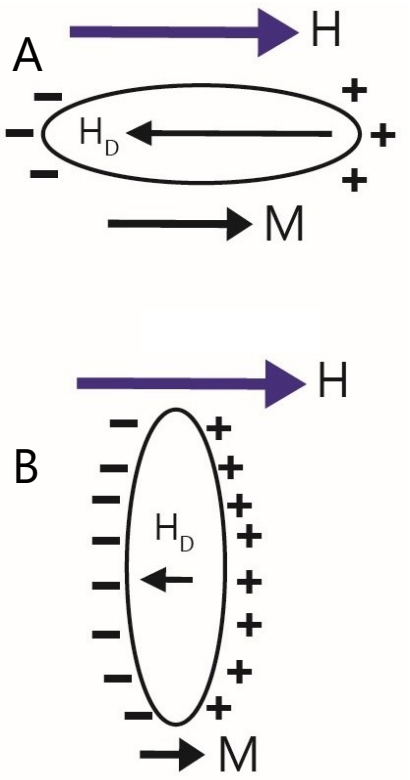


Figura 2.13: Modelo de partícula monodominio (SD) con las cargas superficiales, el campo interno desmagnetizante (H_D) y la magnetización resultante (M) de la aplicación de un campo magnético (H): A) magnetización a lo largo del eje mayor de la partícula; B) magnetización a lo largo del eje menor de la partícula (Modificado de Butler, 1992).

Hrouda, 1993; Butler, 1992). Esto es así porque cualquier partícula ferromagnética s.l. tiene un campo magnético generado por su distribución de cargas que genera a su vez un campo magnético interno que se opone al valor de magnetización de la partícula (Fig. 2.13 A). Considerando un modelo de partícula elipsoide y uniformemente magnetizada, el **campo desmagnetizante interno** (Hd) puede expresarse como Hd= Nd·j siendo j el valor de magnetización del grano y Nd el factor interno de desmagnetización. El Nd de una partícula es a lo largo de cualquier dirección del espacio proporcional al porcentaje de superficie cubierta por cargas en esa partícula cuando es magnetizada en esa dirección. Para el modelo de partícula expuesto, la energía magnetostática es la interacción entre la energía del campo desmagnetizante interno con su valor de magnetización. Este planteamiento nos revela que los granos SD presentan una elevada energía magnetostática especialmente cuando su valor de magnetización de saturación (js) es elevado (Butler, 1992).

Comprender los mecanismos de adquisición de la anisotropía de forma obliga a profundizar en el tipo de partículas ferromagnéticas s.l. que hasta ahora tan sólo se habían mencionado.

En las partículas ferromagnéticas s.l. el tamaño es un condicionante en su respuesta magnética frente a un campo magnético externo. Suponer en partículas ferromagnéticas s.l. que la dirección de máxima susceptibilidad es la que se dispone paralela a la del eje mayor de la partícula es tan sólo cierto en partículas multidominio (MD) o en granos donde la anisotropía cristalina domina la anisotropía de forma (Tarling y Hrouda, 1993) como la hematites.

Una partícula ferromagnética s.l. al estar sometida a un campo magnético siempre tiende a la configuración de energía más estable de acuerdo con su magnetización. Esa configuración más estable es la que minimiza su energía total. Para ello, esta partícula creará o eliminará dominios magnéticos que le permitan disminuir su energía magnetoestática que se genera por la interacción de sus momentos dipolares magnéticos (M, atendiendo a la definición de un par de cargas magnéticas de signo contrario +-) adyacentes de sus átomos (Butler, 1992).

En una partícula ferromagnética s.l., los momentos dipolares magnéticos de átomos adyacentes cancelan su valor en el interior, pero producen una distribución de cargas distinta de 0 en su superficie. Si una partícula mineral se magnetizase de forma uniforme, lo que significa tener un solo dominio magnético (Fig. 2.14 A), su valor de magnetización (j) sería igual a su valor de magnetización de saturación (js) que es el valor máximo de magnetización que puede adquirir esa partícula. Pero esta no es la situación habitual, ya que una partícula ferromagnética s.l. siempre busca su configuración de energía más estable, y en muchos casos para conseguirlo, propiciará la formación de más dominios magnéticos. La formación de más de un dominio magnético en una partícula provoca que el porcentaje de superficie cubierta por cargas magnéticas se reduzca y que cargas de signo opuesto se encuentren adyacentes (Fig. 2.14 B), así que tiene un valor de magnetización inferior al valor de magnetización de saturación (j<<js). Una partícula ferromagnética s.l. de pequeño tamaño es más fácil que tenga una configuración de energía estable y mínima que le permita controlar su magnetización que una partícula

de mayor tamaño. Por ejemplo, se conoce que los granos de magnetita con un diámetro superior a 10 μm presentan centenares de dominios magnéticos (Butler, 1992).

Para el mineral ferromagnético magnetita, muy común en las rocas, se pueden distinguir tres tipos de partículas en función del número de dominios: **monodominio** (SD, single-domain grains), **multidominio** (MD, multidomain grains) y **pseudomonodominio** (PSD, pseudo-single domain grains, p.ej. Butler, 1992; Tauxe, 2008).

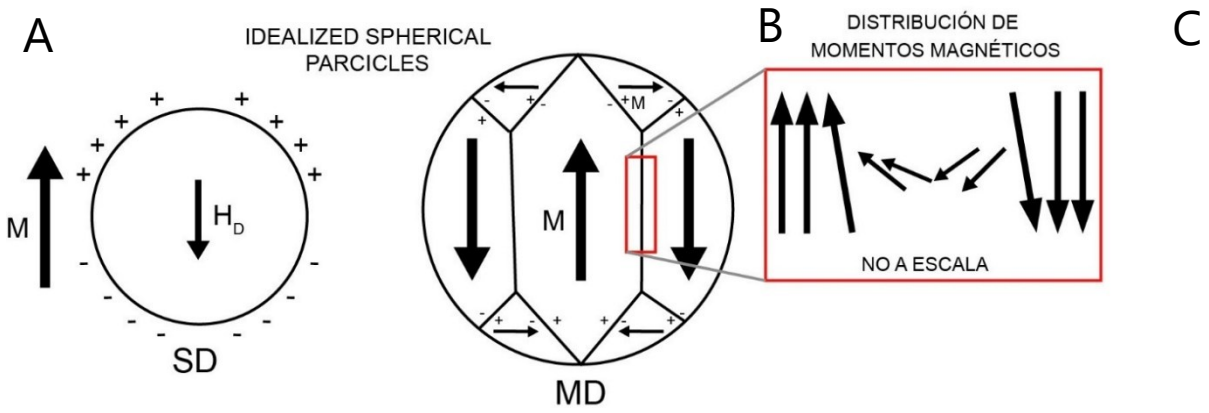


Figura 2.14: A) Modelo de partícula monodominio (SD) con su distribución superficial de cargas, la magnetización neta resultante (M) y el campo desmagnetizador interno (H_D). B) Modelo de partícula multidominio (MD) con sus dominios magnéticos y la magnetización resultante de cada uno (M). C) Representación de la distribución del vector magnetización en las paredes que separan dos dominios adyacentes (Modificado de Butler, 1992).

Como no existe un límite definido entre los granos SD grandes y los granos pequeños MD, hay un rango de tamaños de grano que posee una relación Jr/Js intermedia y Hc de valor intermedio y son los que se conocen como PSD. Los granos PSD tienen un papel imprescindible en la adquisición de la magnetización de rocas con magnetita y titanomagnetita (Butler, 1992). Por ejemplo, en la magnetita el intervalo de tamaño de PSD es entre 1 a 10 μm. Los granos SD poseen un solo dominio magnético pero los granos MD y PSD poseen cómo mínimo más de uno. La región que separa los dominios de una misma partícula es el muro (bloch domain, Tarling y Hrouda, 1993) y es donde la energía de los átomos adyacentes provoca el desplazamiento gradual de los momentos magnéticos en una espiral (Fig. 2.14 C). Los muros de dominio tienen un valor de energía y de amplitud finito que para el caso concreto de la magnetita es ~1000 Å (Butler, 1992).

En las partículas SD, la energía requerida para generar el muro que separa los dominios magnéticos adyacentes es superior a la disminución de energía magnetostática que resultaría de la formación de dos dominios en una misma partícula. Por ello, como las partículas ferromagnéticas s.l. siempre buscan la configuración de energía mínima, la formación de más de un dominio ya no resulta efectiva, quedándose en uno sólo (Butler, 1992).

Atendiendo a los dos tipos de anisotropía, cristalográfica y de forma; la anisotropía magnética de una roca será máxima si los ejes cristalográficos fácilmente magnetizables y la forma elongada de las partículas tienen la misma orientación (Tarling y Hrouda, 1993).

En los minerales ferromagnéticos s.l., la **activación térmica** también puede tener un papel importante en la rotación de los momentos magnéticos de partículas SD. Además, la activación térmica propicia la relajación magnética. Esto significa que para un conjunto de granos ferromagnéticos s.l., su magnetización remanente (NRM o Jr) decaiga con el tiempo. Este concepto se va a desarrollar en relación con el Paleomagnetismo de las rocas ya que es la base de esta disciplina. Tan solo los minerales ferromagnéticos s.l. pueden conservar de forma efectiva un valor de magnetización, NRM, a lo largo del

tiempo, y es posible porque su configuración se lo permite y porque tienen un tiempo de relajación del orden del tiempo geológico y sus procesos.

2.6- MINERALES FERROMAGNÉTICOS S.L. COMUNES EN ROCAS VOLCÁNICAS, VOLCANOCLÁSTICAS Y SUBVOLCÁNICAS

Los minerales ferromagnéticos s.l. responsables de la magnetización de las rocas en la Tierra son comúnmente los del sistema ternario [FeO, Fe_2O_3 , TiO_2](Fig. 2.15) y en menor proporción los minerales del sistema Fe-Ni-S y las aleaciones de metales ferrosos como el Fe nativo. En el sistema ternario [FeO, Fe_2O_3, TiO_2] se encuentran dos series que son responsables del magnetismo de la mayoría de las rocas terrestres (Hinze et al., 2013):

Los minerales de la serie de la titanomagnetita cuya solución sólida se dispone entre la ulvoespinela y la magnetita son los que contribuyen en mayor medida al valor de magnetización de las rocas y se encuentran comúnmente como minerales accesorios en las rocas volcánicas y volcanoclásticas s.l. De esta serie cabe destacar la magnetita, el mineral ferromagnético s.l. más común de la Tierra (Grant, 1985), cuya Tc de 560°C frecuentemente se ve disminuida hasta valores entre los 500-550°C por las impurezas de titanio (Ti) presentes en su estructura cristalina (Hinze et al., 2013).

Los minerales de la serie de la titanohematites o ilmenohematites son los segundos más importantes en la contribución a la magnetización terrestre y su solución sólida se dispone entre la ilmenita ($FeTiO_3$) y la hematites (Fe_2O_3). En esta serie el mineral más común es la ilmenita que presenta un comportamiento paramagnético a temperatura ambiente. Cabe destacar que la maghemita es una forma de la hematites que se forma a oxidación a bajas temperaturas por debajo de los 200°C. Los otros componentes del diagrama ternario [FeO, Fe_2O_3, TiO_2] son paramagnéticos y no contribuyen al valor de magnetización de las rocas (Hinze et al., 2013).

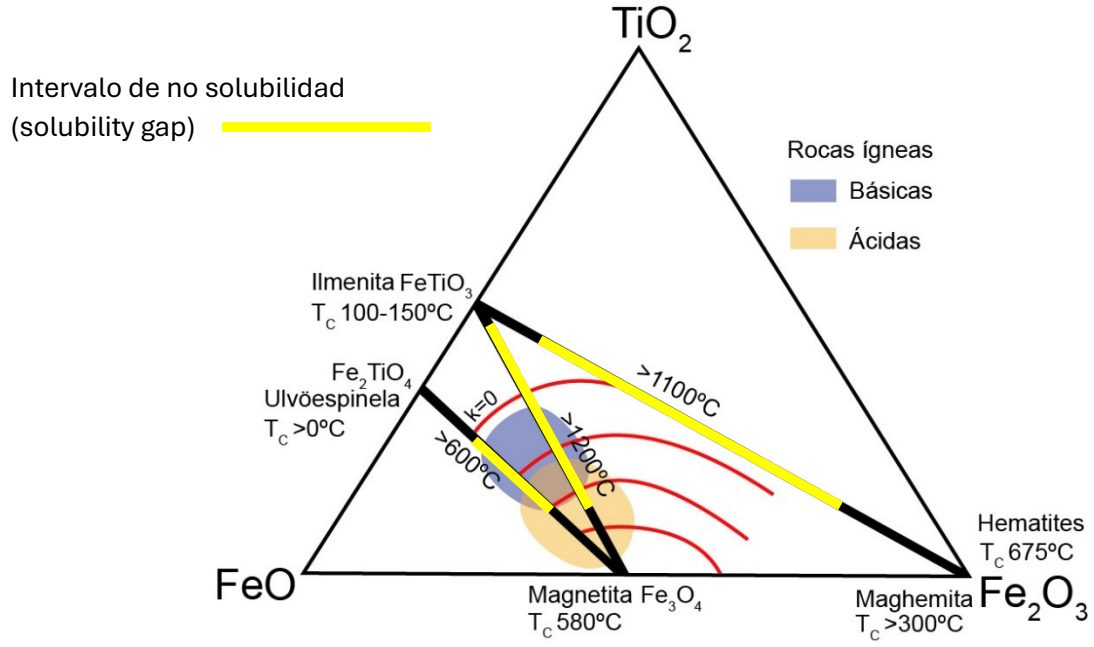


Figura 2.15: Diagrama ternario del sistema [FeO, Fe_2O_3, TiO_2] donde se detalla la distribución de los principales minerales de estas series presentes en las rocas ígneas básicas y ácidas. Modificado de Grant, (1985) y Hinze et al., (2013).

Cabe destacar que estas series (Fig. 2.15) son soluciones sólidas continuas (entre los dos componentes de los extremos) por encima de unas temperaturas características (>1100°C para la serie de la titanohematites, >1200°C y >600°C para las series de la titanomagnetita, respectivamente). Por debajo de esas temperaturas, se abre un intervalo de miscibilidad entre ambos miembros de cada serie

y a temperatura ambiente este intervalo se amplía (sección en amarillo, ver Grant, 1985). Esto significa que por debajo de estas temperaturas, las soluciones que han cristalizado a temperaturas elevadas tenderán a disolverse espontáneamente en intercrecimientos de solución sólida ricos en ambos extremos de la serie.

En las rocas terrestres también son frecuentes los sulfuros de hierro FeS_{1+x} siendo la pirita el más común y cuyo comportamiento es paramagnético. La pirrotina (Fe_7S_8) y la greigita (Fe_3S_4) también presentes en las rocas son minerales ferromagnéticos s.l. (Hinze et al., 2013).

2.7- EL PALEOMAGNETISMO Y EL CAMPO MAGNÉTICO TERRESTRE

El Paleomagnetismo es la disciplina del magnetismo que estudia el campo magnético terrestre que queda registrado en los minerales de las rocas o sedimentos y presenta múltiples aplicaciones. En lo que atañe a la presente Tesis, el Paleomagnetismo en relación a los estudios de Geología Estructural y de Tectónica permite determinar (Oliva-Urcia y Pueyo, 2019): i) rotaciones de eje vertical u horizontal de estructuras y porciones de la corteza; ii) caracterizar, durante la evolución de cuencas y orógenos, procesos geológicos como el metamorfismo, la circulación de fluidos o el enterramiento de materiales entre otros; y iii) datar sedimentos sintectónicos para constreñir temporalmente procesos geológicos como la génesis o inversiones de cuencas durante etapas compresivas subsiguientes. Además, el Paleomagnetismo ha sido clave en la reconstrucción espaciotemporal de las placas tectónicas (Oliva-Urcia y Pueyo, 2019) a lo largo de la historia de la Tierra y de las distintas configuraciones continentales como la Pangea acaecida a finales del Carbonífero (p.ej. Franke, 2000; Gutiérrez-Alonso et al., 2011).

El campo magnético Terrestre en cada punto del planeta se expresa matemáticamente como un vector (Fig. 2.16 A) formado por dos componentes: una vertical, Hv y otra horizontal, Hh. El ángulo que forma la componente horizontal (Hh) con el polo norte geográfico se conoce como declinación (D) y el ángulo que forma con el vector de campo magnético se conoce como inclinación (p.ej. Butler, 1992; Tauxe, 2008).

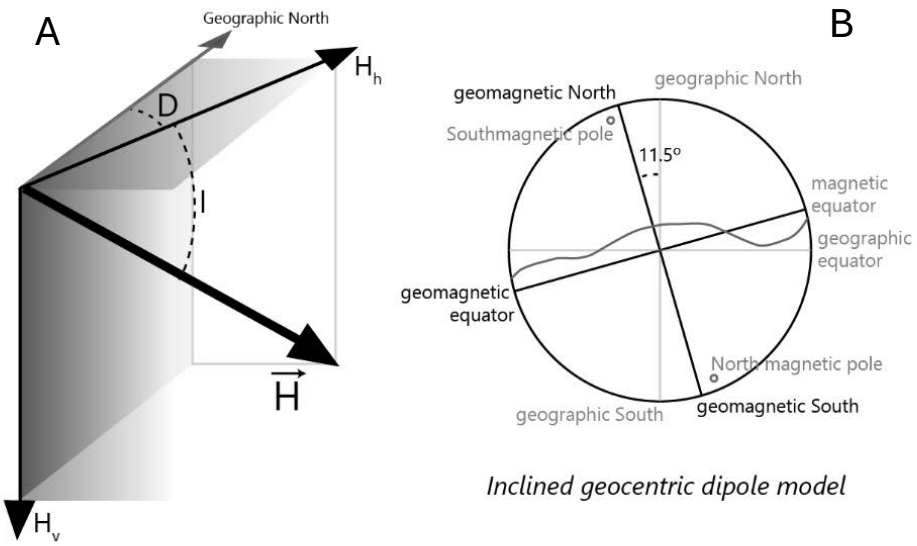


Figura 2.16: A) Representación gráfica de la dirección del campo magnético terrestre. El vector de campo magnético puede descomponerse en Hv y Hh, I es la inclinación, el ángulo vertical entre la horizontal y H, D es la declinación, el ángulo entre la componente horizontal Hh y el norte geográfico. B) Modelo de dipolo geocéntrico inclinado (modificado de Butler, 1992).

Se han propuesto dos modelos principales que tratan de explicar la dirección y orientación del campo magnético terrestre. El **modelo de dipolo axial central** (GAD) considera que el campo magnético Terrestre es generado por un gran y único dipolo magnético localizado en el núcleo de la Tierra, pero no explica el origen de las variaciones intrínsecas del valor del campo magnético detectadas en distintas regiones del planeta (Fig. 2.17). En cambio, el **modelo de dipolo geocéntrico inclinado** (Fig. 2.16 B) es una aproximación más precisa ya que no localiza los polos magnéticos del dipolo en los polos geográficos, sino que los dispone con una inclinación de 11. 5° con respecto al eje de rotación de la Tierra y de los polos geográficos (p.ej. Butler, 1992). Es por ello por lo que este modelo es capaz de explicar el 90% del campo magnético Terrestre superficial (Hinze et al., 2013).

Estos modelos nos dan una idea de forma simplificada de cómo se dispone el campo magnético, pero hay que tener en cuenta que se ha evidenciado que su dirección y magnitud ha cambiado a lo largo del tiempo. EL campo magnético se ha registrado en lavas, sedimentos marinos y lacustres y restos arqueológicos. Los cambios del campo magnético terrestre se producen en periodos entre 1 año y 100.000 años (p.ej. Harrison et al., 1980; Lund y Banerjee, 1981; Wardinski y Holme, 2006; Tema y Kondopoulou, 2011) se conocen como **variación secular del campo magnético terrestre**. Esta variación se origina por: i) cambios del campo no dipolar en periodos de tiempo cortos y ii) cambios del campo dipolar en periodos de tiempo largos. La variación secular se produce en periodos de tiempo rápido en comparación con los procesos geológicos y por ello el promedio del campo magnético terrestre que resulta es muy semejante al modelo del dipolo geocéntrico axial (GAD, Butler, 1992).

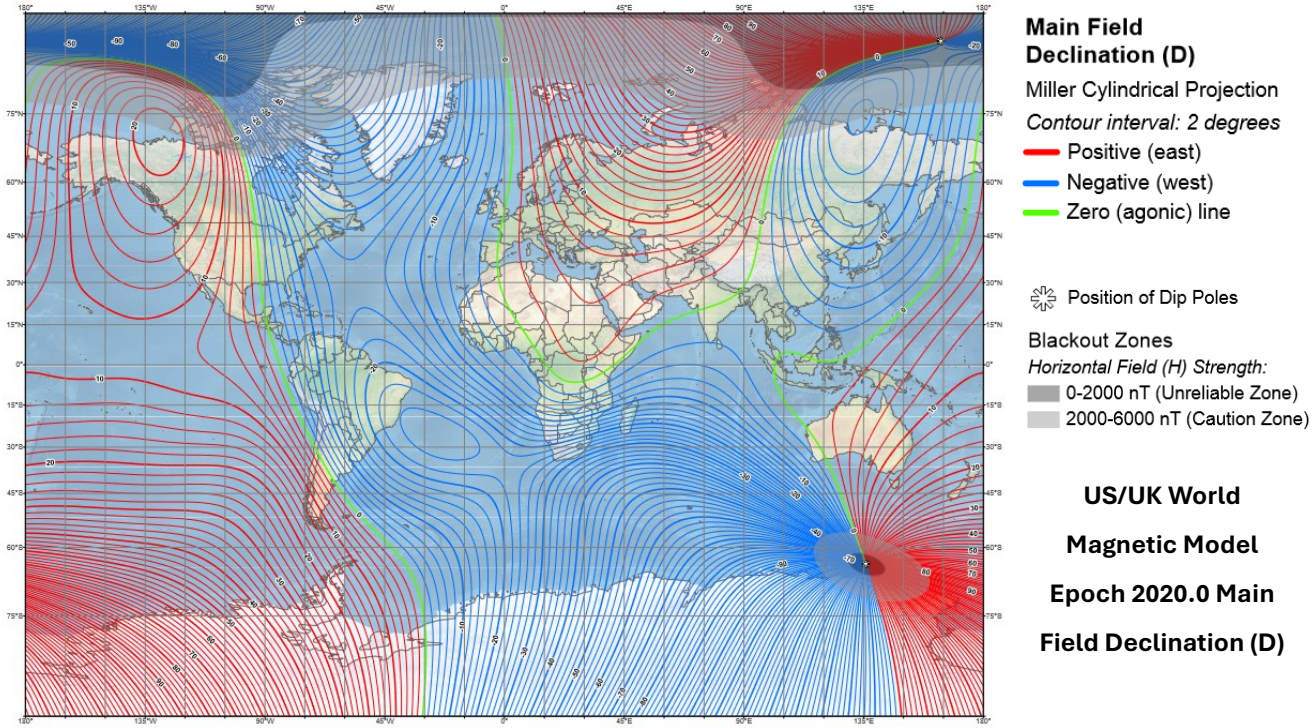


Figura 2.17: Mapa del modelo de campo magnético terrestre WMM 2020 para el valor de declinación. Mapa desarrollado por NOAA/NCEIandCIRES https://ngdc.noaa.gov/geomag/WMM Publicado en diciembre de 2019.

Para escalas temporales mayores, se observa un **cambio en la polaridad del campo magnético terrestre** generada por inversiones del dipolo, cambios de dirección de 180° (Fig. 2.18). Se considera **polaridad normal** la configuración actual del dipolo donde el vector que representa el campo magnético en el núcleo terrestre apunta hacia el sur (y sus líneas de fuerza en la superficie de la Tierra, hacia el norte). Además, ha quedado registrado en las rocas otra configuración del dipolo dónde el campo apuntaba hacia el norte, denominada **polaridad inversa**. A lo largo de la historia de la Tierra, se han producido cambios de polaridad normal a inversa y viceversa, indistintamente. La última inversión

de campo se produjo hace 780.000 años y se ha observado que en épocas geológicas recientes se lleva produciendo una vez cada 300.000 años de promedio (Gubbins, 2008).

A pesar de esta tendencia general de los últimos millones de años, se han registrado largos intervalos de polaridad magnética conocidos como Supercrones a lo largo de los cuales no se ha producido ninguna inversión de campo magnético terrestre. Son periodos que abarcan decenas de millones de años y tres de ellos están bien caracterizados: el Supercrón normal del Cretácico, el **Supercrón inverso del Carbonífero superior-Pérmico medio** (KRS) también denominado **Kiaman** y el Supercrón inverso del Ordovícico inferior-medio conocido como Moyero (p.ej. Roberts y Turner, 2013; Hounslow, 2016). El Supercrón Kiaman que abarca la edad de depósito de las rocas estudiadas en la presente Tesis, tuvo una duración de 51.7 Ma (Hounslow, 2016).

El estudio detallado de las rocas del fondo oceánico complementado con datos de rocas de los continentes ha permitido elaborar la Tabla de la Escala de Tiempo de la Polaridad Geomagnética (Geomagnetic Polarity Time Scale) en la cual se representan los periodos de polaridad normal en negro y los periodos de polaridad inversa en blanco (Fig. 2.18).

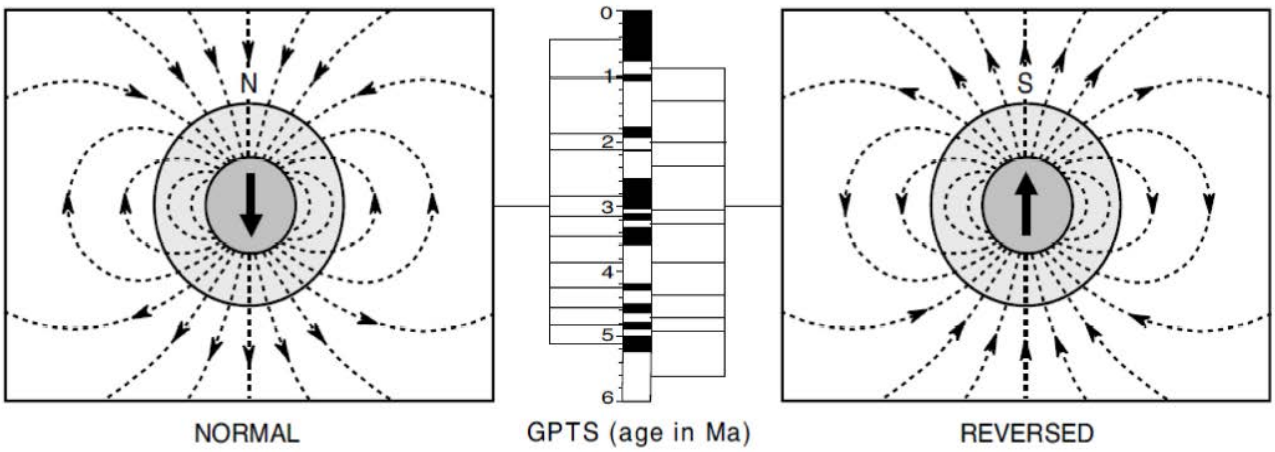


Figura 2.18: Representación gráfica esquemática del modelo de dipolo axial geocéntrico (GAD) del campo magnético terrestre: A) durante un periodo de polaridad normal; B) durante un periodo de polaridad inversa. Las letras N y S representan respectivamente la posición del norte y sur magnéticos (Langereis, 2010).

2.8- ADQUISICIÓN Y CONSERVACIÓN DE LA MAGNETIZACIÓN

Los minerales ferromagnéticos s.l. son los únicos capaces de retener un valor de magnetización (NRM) una vez que no están expuestos al campo magnético externo que lo generó. La NRM de los minerales ferromagnéticos s.l. de las rocas decae con el tiempo, por tanto, para que conserven un valor de NRM hasta nuestros días, tienen que poseer un **tiempo de relajación** ($\boldsymbol{\tau}$) del orden del tiempo geológico y sus procesos.

El tiempo de relajación ($\boldsymbol{\tau}$) es una constante empírica que se define como el tiempo necesario para que la magnetización remanente inicial (NRM_0) de un conjunto de partículas SD decaiga a 1/e. El tiempo de relajación depende de la competencia entre la energía de anisotropía magnética (también denominada **energía de bloqueo**) y la **energía térmica** (numerador y denominador respectivamente del exponente de la ecuación). La energía de bloqueo es la energía a superar para que los momentos magnéticos de una partícula ferromagnética s.l. puedan rotar y la energía térmica es la energía cinemática de un cuerpo por el movimiento interno de sus partículas. Por tanto, $\boldsymbol{\tau}$ permite valorar la probabilidad de que una partícula mineral ferromagnética s.l. tenga la suficiente energía térmica para superar la energía de bloqueo y cambie el sentido de sus momentos magnéticos orientándose a favor

del nuevo campo magnético aplicado, es decir, que adquiera una nueva NRM (Tauxe, 2008; García-Lasanta, 2016).

$\boldsymbol{\tau}$ fue definido matemáticamente por Néel (1949) y se expresa mediante la ecuación (Tauxe, 2008):

$$\boldsymbol{\tau} = \frac{1}{C}\frac{K \cdot v}{kT} \qquad \textbf{Ecuación 9}$$

Dónde C es un factor de frecuencia con un valor del orden de 10^{10} s^{-1}, K es un parámetro que refleja la energía de anisotropía o energía de bloqueo; v es el volumen de la partícula y kT es la energía térmica. De esta expresión se observa que $\boldsymbol{\tau}$ varía rápidamente con pequeñas variaciones de v, T y de la energía de bloqueo (Tauxe, 2008) y permite comprender porque rocas y sedimentos compuestos por varios minerales ferromagnéticos s.l. de diferente tamaño generados a lo largo del tiempo, conservan distintos valores de NRM (p.ej. Oliva-Urcia y Pueyo, 2019).

Una **partícula superparamagnética** es una partícula SD con $\boldsymbol{\tau}$ pequeño. Esto significa que una vez el campo magnético externo no actúa, el valor de NRM de la partícula decae rápidamente a 0 y es un comportamiento similar al de los minerales paramagnéticos (Dunlop y Özdemir, 1997; Tauxe, 2008).

La **temperatura de Curie o Néel** (T_C) de una partícula ferromagnética s.l. es ese valor de temperatura a la cual su valor de magnetización es 0 y es característica de cada mineral (Tabla 2.2). Por debajo de esta temperatura los minerales ferromagnéticos s.l. pueden conservan un valor de NRM (Tauxe, 2008).

Mineral	Curie/Néel temperature (°C)
Magnetite	580
Maghemite	590–675
Hematite	675
Goethite	120
Pyrrhotite	320
Greigite	320

Tabla 2.2: Principales temperaturas de Curie o Néel de los minerales ferromagnéticos s.l. más comunes en las rocas (Tomado de Oliva y Pueyo, 2019; Dunlop y Ozdemir, 1997).

De todo lo expuesto se extrae que la temperatura condiciona la adquisición de la NRM. Así, la **temperatura de bloqueo** (T_B, Fig. 2.19) de un mineral ferromagnético s.l. es a la cual cambiará su comportamiento de superparamagnético (NRM inestable) a partícula ferromagnética s.l. estable (NRM estable). Es decir, es la temperatura a la cual la partícula pasará de tener un $\boldsymbol{\tau}$ mínimo (como una partícula superparamagnética donde los momentos magnéticos rotan libremente) a un $\boldsymbol{\tau}$ elevado del orden de millones de años (mineral ferromagnético s.l.) que le permitirá conservar una NRM medible y analizable en Paleomagnetismo (p.ej. Butler, 1992; Tauxe, 2008).

En resumidas cuentas, un mineral ferromagnético s.l. puede conservar o no un valor de NRM si supera la energía de bloqueo que está controlada parcialmente por el tamaño de la partícula, pero también por su mineralogía y forma (McClelland y Erwin, 2003). Como en una misma roca es frecuente que haya varios tipos de partículas ferromagnéticas s.l. distribuidas en un rango de tamaños, la T_B suele abarcar un intervalo que va desde la T_C hasta la temperatura ambiente (T_{amb}).

Así, el Paleomagnetismo se fundamenta en la reducción de los tiempos de relajación de los minerales ferromagnéticos con el incremento de la temperatura (Fig. 2.20) ya que se incrementa la energía térmica de las partículas (ver ecuación 9 de Néel). La desmagnetización térmica consiste en una

metodología basada en someter a una muestra a una sucesión de pasos con un valor de temperatura creciente (detallada en la sección de metodología de la presente Tesis) que permite: i) la estimación de la temperatura de emplazamiento que es el intervalo de T entre la T_B y el siguiente paso de temperatura a realizar (McClelland y Erwin, 2003; Porreca et al., 2008) y también ii) aislar TRM (magnetización termorremanente) estables cuyo origen puede ser primario o secundario.

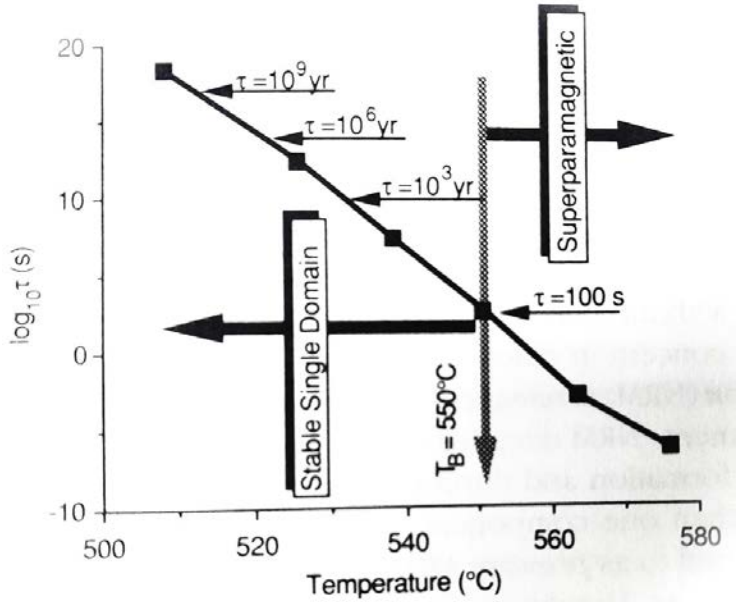


Figura 2.19: Gráfico semilogarítmico del tiempo de relajación de una partícula de magnetita SD en función de la temperatura. La temperatura de bloqueo es 550°C y se indica con la flecha gris. El grano se comporta como un material superparamagnético por encima de esta temperatura y es ferromagnético s.l. estable por debajo de ella (Tomado de Butler, 1992).

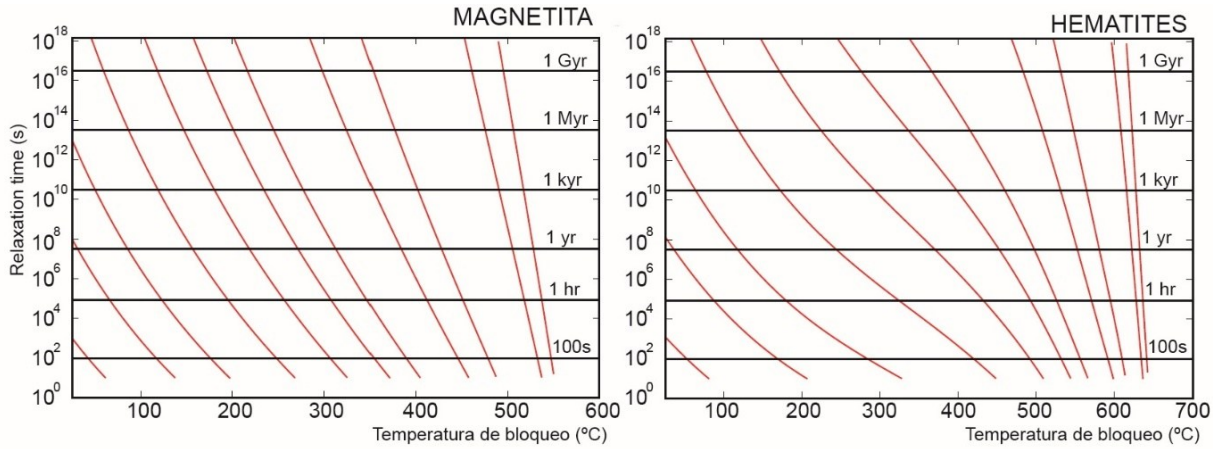


Figura 2.20: Modelos teóricos para representar la temperatura de bloqueo en función del tiempo de relajación de la magnetita y hematites minerales ferromagnéticos s.l. comunes en las rocas estudiadas (Tauxe 2008).

2.9- MECANISMOS DE ADQUISICIÓN DE LA MAGNETIZACIÓN

La NRM es el valor de magnetización que una roca posee a consecuencia de su historia y sin habérsele aplicado ningún tratamiento en el laboratorio. Depende del campo magnético terrestre y de los procesos geológicos que la roca ha experimentado desde su formación hasta el momento en que se analiza. La NRM puede descomponerse en una componente primaria generada durante la formación de la roca y una componente secundaria adquirida con posterioridad por procesos geológicos y que puede enmascarar o no la componente primaria (p.ej. Butler, 1992). A modo de ecuación la NRM se puede expresar como:

NRM total = NRM primaria + NRM secundaria Ecuación 10

La representación gráfica de las NRM aisladas en una muestra de roca tanto primarias como secundarias se hace mediante los diagramas de desmagnetización ortogonal o diagramas de Zijderveld (1967) que se obtienen como resultado de progresivas desmagnetizaciones (Fig. 2.21, detalladas en el Capítulo 3). Adicionalmente, también es común que se representen gráficas magnetización-temperatura o magnetización-campo magnético aplicado en función del tipo de desmagnetización que permite caracterizar el mineral portador de la magnetización ya sea por su T_B o por su valor de coercitividad.

Se describen cinco mecanismos de adquisición de la magnetización que queda registrada en los minerales de las rocas:

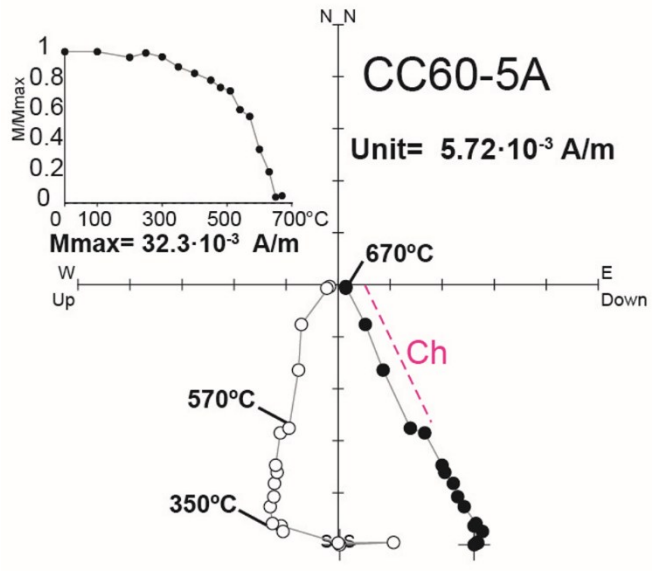


Figura 2.21: Diagrama de desmagnetización ortogonal (Zijderveld, 1967) para una desmagnetización térmica dónde se señala la componente de alta temperatura (Ch entre los 570°C y los 670°C). En la parte superior, se muestra un gráfico de magnetización-temperatura donde se observa que la mayor caída del valor de magnetización se produce a los 670°C. Ejemplo del estudio paleomagnético realizado en la cuenca del Cadí en esta Tesis,

- La magnetización Termorremanente (TRM)

La adquisición de la TRM se produce por enfriamiento por debajo de la T_B en presencia de un campo magnético. Es el mecanismo de adquisición de la NRM para la mayoría de las rocas ígneas (Butler, 1992). Aun así, no hay que olvidar que la mineralogía de las rocas ígneas es muy inestable desde el punto de vista magnético, y que eso provoca que sea frecuente que conserven más de una NRM secundaria.

Un flujo de lava recién emitido se encuentra a una temperatura superior a la T_C de sus minerales, pero a medida que se enfría, desciende por debajo de la T_C. Entonces, los momentos magnéticos oscilan de una dirección fácil a otra con una ligera mayor tendencia a la dirección que forma el ángulo mínimo con respecto al campo magnético terrestre de ese momento (Tauxe, 2008). Esto permite a las partículas ferromagnéticas s.l. adquirir una NRM inestable, alinean sus momentos magnéticos al campo magnético dominante en ese momento (Aramaki y Akimoto,1957; McClelland y Erwin, 2003). Por debajo de la T_B se vuelven partículas ferromagnéticas s.l. estables que adquieren una TRM que es estadísticamente representativa de la orientación del campo magnético terrestre cuando se produjo el bloqueo (McClelland y Erwin, 2003; Garcia-Lasanta, 2016). Es decir, a temperaturas superficiales, estas rocas tras su enfriamiento poseen una TRM que es estable a lo largo del tiempo y resistente a los efectos de los campos magnéticos (Butler, 1992).

-La magnetización remanente química (CRM)

La adquisición de la CRM es un mecanismo común en rocas sedimentarias, pero también en rocas volcánicas que hayan sufrido alteraciones posteriores. Las reacciones químicas pueden generar: i) alteraciones de minerales preexistentes a minerales ferromagnéticos; o ii) la precipitación de minerales ferromagnéticos a partir de una disolución (Butler, 1992). La CRM es típica en la diagénesis temprana o en procesos hidrotermales.

Los granos ferromagnéticos crecen a temperaturas inferiores a la temperatura de Curie hasta que alcanzan un tamaño crítico y sus dominios magnéticos quedan bloqueados (García-Lasanta, 2016). Cuando los procesos de alteración implican un cambio de estructura cristalina como es el caso de la transformación de magnetita a hematites, la CRM registra el campo magnético vigente durante la alteración y no parece estar afectado por la magnetización prexistente a la transformación cristalográfica del mineral. Un ejemplo de generación mineral durante un proceso de alteración con transformación de la estructura cristalina es el caso de la hematites postdeposicional en facies rojas (Butler, 1992). Si se ha generado justo después del depósito de los sedimentos, la CRM registra el campo magnético contemporáneo al depósito y se puede considerar una magnetización primaria.

- La magnetización remanente deposicional (DRM)

Es la NRM adquirida durante el depósito de granos ferromagnéticos detríticos finos. Los momentos magnéticos de los granos se alinean con respecto al campo magnético terrestre cuando se encuentra bajo el agua o a cierta profundidad bajo un paquete de sedimentos y tras las primeras etapas de la diagénesis (compactación sedimentaria y pérdida de agua) los granos quedan bloqueados mecánicamente en relación a la orientación del campo magnético terrestre (Butler, 1992).

El efecto shallowing (Tan et al., 2002; Tan et al., 2003) es un fenómeno que se puede observar en los sedimentos de facies rojas (red beds) como las rocas del Pérmico-Triásico estudiadas en la presente Tesis. Así, estudios previos han evidenciado que la comparación de las inclinaciones paleomagnéticas registradas en las red beds son 10° más horizontales (shallower) que en las mismas inclinaciones en las rocas volcánicas de la misma edad (Tan et al., 2007). Este efecto se ha relacionado con la orientación de las partículas minerales más alargadas con respecto al resto y origina una disminución del valor total de inclinación durante su depósito (Fig.2.22, Butler, 1992). Pero otros autores han relacionado la disminución de la inclinación paleomagnética con la subsidencia flexural de las cuencas con elevadas tasas de sedimentación (Sato et al., 2011).

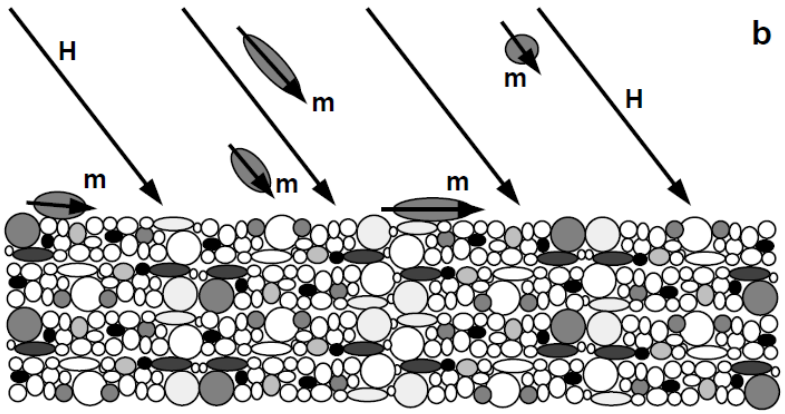


Figura 2.22: Representación gráfica que muestra el depósito de granos ferromagnéticos s.l. bajo la acción de un campo magnético (H). Los granos alargados con un valor de M a lo largo de su eje mayor presentaran una inclinación menos pronunciada de la DRM. Tomado de Butler, (1992).

-La magnetización remanente viscosa (VRM)

Es la magnetización adquirida progresivamente por minerales ferromagnéticos cuando se exponen a campos magnéticos muy débiles durante largos periodos de tiempo. Es un tipo de magnetización secundaria o remagnetización que resulta de la acción continuada del campo magnético terrestre una vez la roca ya se ha formado.

-La magnetización remanente isoterma (IRM)

Son magnetizaciones producidas durante breve periodos de exposición a fuertes campos magnéticos a temperatura constante. Son un tipo de remagnetización que puede producirse artificialmente en el laboratorio como para el caso de la Jr generada en los ciclos de histéresis o en la naturaleza por la caída de rayos.

2.10- EL PALEOMAGNETISMO EN ROCAS VOLCÁNICAS Y VOLCANOCLÁSTICAS S.L.

En las rocas volcánicas y volcanoclásticas s.l., el conocimiento de su historial térmico es fundamental para conocer si se han preservado en ellas NRMs primarias o secundarias. Por ejemplo, aunque haya rocas que tengan una composición química similar es su historial térmico el que condiciona las diferentes propiedades magnéticas de sus minerales (Grant, 1985). Tradicionalmente, se ha determinado, en función de evidencias macroscópicas, si el depósito de estas rocas se produjo a altas o relativamente bajas temperaturas. Así, se ha asociado a depósitos emplazados a altas temperaturas la presencia de: i) restos de vegetales carbonizados, ii) efectos térmicos en los clastos incorporados al depósito o iii) conductos de desgasificación (p.ej. Gisbert, 1981; Porreca et al., 2008). Estas evidencias, sin embargo, no siempre se conservan en rocas antiguas lo que motivó el estudio de otro tipo de aproximaciones como alternativa (ver Porreca et al., 2008 y referencias ahí). Una de estas aproximaciones fue desarrollada por Aramaki y Akimoto (1957) y está basada en el método de testeo de estabilidad de Nagata (1943) y permite a partir del estudio de la NRM determinar las temperaturas de emplazamiento del depósito en función de si las orientaciones de las NRM de los minerales ferromagnéticos s.l. son aleatorias o uniformes. Este método se ha desarrollado y precisado posteriormente (p.ej. Pérez-Torrado et al., 1994; McClelland y Erwin, 2003; Porreca et al., 2008; Alva Valdivia et al., 2012).

Las rocas volcánicas pero mayormente las rocas volcanoclásticas s.l. contienen clastos líticos que no proceden directamente del flujo de magma sino que se han incorporado a él durante su desplazamiento por los conductos, la cámara magmática o sobre el sustrato una vez lo hace en condiciones aéreas. En un flujo de materiales independientemente de si es volcánico o volcanoclástico s.l. los clastos líticos que contiene se calientan al incorporarse al flujo hasta una cierta temperatura. Es entonces cuando para los clastos cuya temperatura alcanzada máxima sea superior o igual a la T_B perderán una parte de su NRM y adquirirán otra orientada con el campo magnético terrestre imperante en ese momento (Fig. 2.23, magnetización termorremanente parcial, pTRM). Cuando se emplaza el conjunto (flujo de magma y clastos líticos) y se enfría hasta la T_{amb}, alcanzarán una nueva TRM estable de baja temperatura que se corresponde al momento de emplazamiento. Los clastos líticos con T_B inferior o igual a la alcanzada tendrán dos componentes una TRM original de alta $T_{desbloqueo}$ orientada aleatoriamente por el desplazamiento del flujo y la rotación aleatoria de sus componentes y una pTRM de baja $T_{desbloqueo}$ uniforme y bien agrupada que refleja el campo magnético terrestre imperante durante el emplazamiento (McClelland y Erwin, 2003; Alva Valdivia et al., 2012).

El desarrollo del estudio de las TRM ha dado lugar a clasificaciones de depósitos volcanoclásticos s.l. en función de sus componentes paleomagnéticas (Hoblitt y Kellogg, 1979; McClelland y Erwin, 2003; Porreca et al., 2008). La primera clasificación de esta naturaleza fue definida por Hoblitt y Kellogg (1979) y distingue en cuatro tipos:

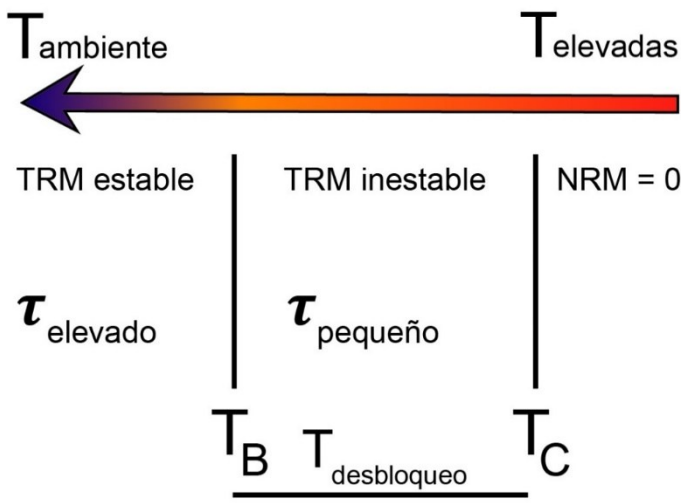


Figura 2.23: Esquematización de los principales conceptos introducidos en el estudio paleomagnético de las rocas volcánicas y volcanoclásticas: Tb (temperatura de bloqueo), Tc (temperatura de Curie), T de desbloqueo.

-. **Tipo I**: todos los clastos del depósito se emplazaron por encima de su T_B. Los clastos tienen una TRM paralela al campo magnético terrestre imperante en el momento del emplazamiento. Por tanto, presentan componentes paleomagnéticas bien agrupadas alrededor de la dirección del campo magnético imperante durante el depósito. La T_B máxima registrada es una estimación de la temperatura de emplazamiento del depósito.

-. **Tipo II**: todos los clastos del depósito se emplazaron a temperatura ambiente, es decir por debajo de la T_B. Las componentes paleomagnéticas de los clastos se adquirieron antes del depósito y por el desplazamiento del flujo que los contiene las componentes han rotado aleatoriamente. Las componentes paleomagnéticas de los clastos tienen distribuciones aleatorias.

-. **Tipo III**: todos los clastos del depósito se emplazaron por debajo de su T_B máxima, pero por encima de la T_{amb}. Los clastos contendrán dos componentes pTVRM (magnetización parcial termorremanente viscosa).

-. **Tipo IV**: los clastos del depósito presentan diferente historial térmico con T_B distintas, remagnetizaciones, orientaciones aleatorias y/o bien agrupadas etc.

Estas clasificaciones son una simplificación de la realidad ya que en general, en rocas volcánicas y volcanoclásticas s.l. antiguas el historial térmico es altamente complejo y la presencia de distintos minerales ferromagnéticos s.l. con distintos tamaños de grano es lo más usual. Por ello, es común que el **Tipo IV** de depósito sea el más recurrente. Además, en rocas antiguas entran en juego la presencia de CRM posteriores debidas a la neoformación, el crecimiento o la modificación de partículas minerales preexistentes (p.ej. Porreca et al., 2008; McClelland y Druitt, 1989; Bardot y McClelland, 2000) donde el historial térmico ya no es el único condicionante en el registro y conservación de componentes paleomagnéticas. El hidrotermalismo a baja temperatura (<300°C) en rocas volcánicas y volcanoclásticas s.l. puede originar algunos minerales portadores de estas CRM como la maghemita que pueden sustituir parcial o totalmente las NRM primarias (Alva Valdivia et al., 2012).

2.11- TESTS DE ESTABILIDAD DE LA SEÑAL PALEOMAGNÉTICA

Cuando tras una rutina de desmagnetización se aisla una componente de la NRM, es importante determinar si esa componente paleomagnética es primaria o secundaria. Para ello, existen testeos de la estabilidad paleomagnética que proporcionan información sobre el tiempo de adquisición de la NRM en las muestras analizadas: test del pliegue (*fold test*), test del conglomerado (*conglomerate test*), test de la magnetización sin-plegamiento (*synfolding magnetization test*), test de reversibilidad (*reversal test*) y el test del *baked contact*. A continuación, se describen los dos primeros testeos de la estabilidad paleomagnética empleados en la presente Tesis.

Test del pliegue

El test del pliegue (Fig. 2.24 A) permite reconocer si la señal paleomagnética es anterior, sincrónica o posterior al plegamiento de las rocas analizadas. Para ello, es necesario que la toma de muestras se haya realizado regularmente en los dos flancos del pliegue y conocer los datos de estratificación de las capas implicadas. El test del pliegue se puede realizar a escala de afloramiento, en un pliegue aislado de dimensiones métricas a decamétricas o a escala regional, en un área donde se observan variaciones en el buzamiento de las capas, pero donde no necesariamente es observable una estructura sinforme o antiforme.

El test del pliegue es positivo si las componentes paleomagnéticas aisladas presentan una distribución aleatoria en coordenadas geográficas (*in situ*) y se agrupan o convergen tras la corrección tectónica, es decir, al restituir la estratificación de las capas a la horizontal. Esta distribución indica que la adquisición de la señal paleomagnética es anterior al plegamiento, cuando la sucesión estratigráfica no había sufrido aún ningún evento tectónico. Por el contrario, el test del pliegue es negativo si las componentes paleomagnéticas presentan un mayor grado de agrupación en coordenadas geográficas que tras la corrección tectónica. Esta distribución indica que la adquisición de la señal paleomagnética es posterior al pliegue. En el primer caso, cabe la posibilidad de que la señal sea primaria o secundaria, en el segundo caso se confirma que es una remagnetización (p.ej. Butler, 1992).

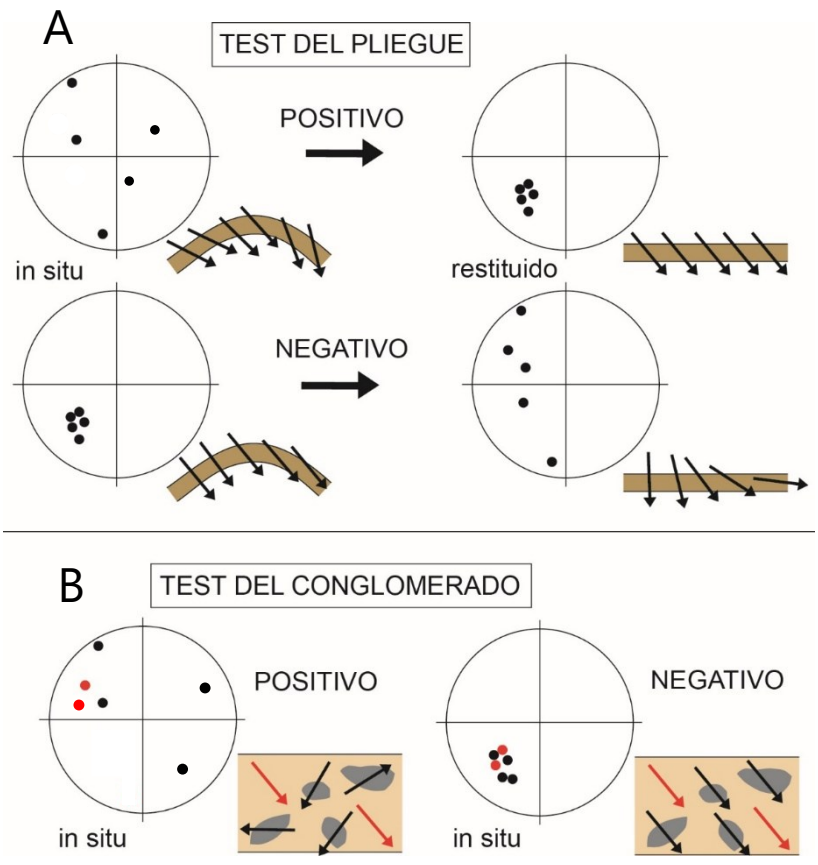


Figura 2.24: Esquematización de los dos de los tests de estabilidad utilizados: A) Test del pliegue; B) Test del conglomerado. Las componentes paleomagnéticas se han representado en proyección estereográfica y gráficamente.

Hay ocasiones en las que no se puede reconocer una mayor agrupación de las componentes paleomagnéticas ni antes ni después de la corrección tectónica. Esta situación sucede cuando la

adquisición de la señal paleomagnética es sincrónica al plegamiento. Con una restitución progresiva de las capas se puede determinar el momento de mayor agrupación y se suele expresar en porcentaje de plegamiento (%). En la presente Tesis, la cuantificación del porcentaje de plegamiento durante una restitución progresiva se ha realizado con el comando foldest del software libre PmagPy desarrollado por Tauxe (2008) siendo un test del pliegue incremental.

Test del conglomerado

El test del conglomerado (Fig. 2.24 B) permite reconocer si la señal paleomagnética se ha adquirido antes o después del depósito del conglomerado. Para ello, es necesario que las muestras analizadas estén tomadas tanto en los cantos o brechas como en la matriz del conglomerado de forma equilibrada.

En coordenadas geográficas, se considera que el test del conglomerado es positivo o ha sido superado si las señales paleomagnéticas aisladas en los cantos presentan una distribución aleatoria y en la matriz no. Esta distribución indica que tanto los cantos como la matriz del conglomerado han adquirido su magnetización en un momento previo a la formación del conglomerado. En cambio, se considera que el test del conglomerado es negativo o no ha sido superado si las señales paleomagnéticas aisladas tanto en la matriz como en los cantos del conglomerado presentan una dirección clara y están agrupadas. Esta distribución indica que los cantos y matriz del conglomerado adquirieron la magnetización con posterioridad al depósito del conglomerado. En el primer caso, se confirma que las señales paleomagnéticas aisladas son primarias, en el segundo caso se confirma que es una remagnetización generalizada del depósito (p.ej. Butler, 1992). En esta Tesis, se aplicó un test del conglomerado a brechas volcánicas del Carbonífero superior-Pérmico de la cuenca del Cadí.

3. METODOLOGÍA Y NOMENCLATURA

Fotografía: Obtención de testigos de cilindro orientados en un afloramiento de rocas volcanoclásticas s.l. en las inmediaciones de Castellnou d'Avellanós. Cuenca de Erillcastell.

3.1.-METODOLOGÍA

En este capítulo se expone la estrategia de trabajo y las técnicas utilizadas en esta Tesis para la obtención de los resultados. Estas técnicas están ampliamente extendidas y reconocidas y son de uso habitual en los estudios de fábricas magnéticas y paleomagnetismo pudiéndose consultar en manuales básicos como Butler (1992); Tarling y Hrouda (1993); Dunlop y Özdemir (1997) y Tauxe (2008). Adicionalmente a estas técnicas, se han integrado otras que han permitido establecer la relación entre los resultados derivados de los estudios magnéticos con la estructura geológica de las cuencas y/o la petrofábrica (p.ej. técnicas de análisis microestructural, revisión de cartografías, FESEM etc.). Las modificaciones en la aplicación de estas técnicas o el replanteamiento de algunas (p.ej. extracción de fragmentos irregulares orientados) se detallan para los casos concretos.

En cada uno de los Apartados de la Parte 2 de se encuentra la metodología aplicada para cada caso de estudio.

3.1.1. Recopilación bibliográfica

La recopilación y revisión de la bibliografía previa disponible se ha realizado durante todo el desarrollo de la Tesis. En relación a la zona de estudio se han consultado: 1) Tesis Doctorales y cartografías geológicas (Haertevelt, 1970; Séguret, 1972; Gisbert, 1981; Bixel, 1984; Valero-Garcés, 1986); 2) ortofotografías aéreas (PNOA http://centrodedescargas.cnig.es/) e imágenes de satélite (Google Earth Pro); y 3) mapas y documentación inédita (esbozos, borradores, libretas de campo) cedida por Josep Gisbert. Esta bibliografía es relativa a las cuencas del Carbonífero superior-Pérmico de los Pirineos y su sucesión estratigráfica. De este modo, se ha conseguido, en las etapas iniciales, un primer reconocimiento del terreno, de los afloramientos y de sus posibles vías de acceso. Posteriormente y a lo largo de todo el proceso, se ha podido completar y recuperar la información disponible y enmarcar los resultados de esta Tesis junto con la estratigrafía detallada de las rocas estudiadas.

3.1.2.-Trabajo de campo y muestreo

En el trabajo de campo se han reconocido *in situ* los distintos afloramientos de naturaleza volcánica disponibles para cada cuenca, las litologías presentes, la correspondencia de los contactos y litologías con las cartografías previamente consultadas y la toma de datos estructurales. Se han diseñado y ejecutado campañas de muestreo sobre las rocas de las cuencas del Carbonífero superior-Pérmico (Fig. 3.1), principalmente volcánicas, pero también sedimentarias para extraer muestras orientadas necesarias en los estudios magnéticos y petrográficos. Adicionalmente, se han realizado prospecciones magnéticas, en zonas específicas, a lo largo de perfiles o de tipo areal para tratar de dar respuesta a las anomalías de susceptibilidad detectadas (ver apartado 5.6 del Capítulo 5) .

La recogida de datos estructurales ha sido en la gran mayoría de los casos manual, mediante brújula magnética y puntualmente solar anotados en la libreta de campo. Tan sólo en las cuencas de Estac y Erillcastell-Malpàs se ha automatizado mediante el uso de la aplicación Fieldmove app (Midland Valley Exploration) en un iPad tablet. Los datos estructurales recogidos han sido planos de estratificación, fracturas, fallas y estrías. En ocasiones, la medida de planos estructurales en las rocas volcánicas y volcanoclásticas no se pudo realizar por su difícil identificación.

Figura 3.1: Distintas escenas durante el muestreo con perforadora de gasolina y eléctrica (A, C, D, H e I). Medida de datos estructurales y reconocimiento de litologías (B y G). Orientación y siglado de los testigos y bloques orientados en la cuenca del Cadí B) y en la cuenca de Estac

Se obtuvieron tres tipos de muestras orientadas: testigos cilíndricos, bloques y fragmentos irregulares. Directamente de los afloramientos, se obtuvieron testigos cilíndricos con perforadoras de batería o eléctricas enfriadas con agua *(*Fig. 3.1*)* y bloques empleando herramientas de extracción (cincel, maza y martillo). En las estaciones de testigos cilíndricos se obtuvo una media de 8 muestras por estación y en las estaciones de bloques de 2 a 4 muestras por estación. Cabe remarcar que el muestreo quedó condicionado por la calidad y la distribución de los afloramientos.

Todas las muestras se orientaron con una brújula magnética o solar en función del valor de susceptibilidad magnética media (Km) medida previamente *in situ* con un susceptómetro de mano (KT-20 Terraplus, Georradis). En los bloques se tomó un plano de referencia, se midió su orientación o la línea de máxima pendiente contenida en el plano y se sigló debidamente antes de su extracción. En los testigos cilíndricos (Fig. 3.2), se tomó en todos los casos, la orientación de la línea contenida en el plano vertical que contiene a su vez el eje del cilindro en la parte superior. Una vez realizadas las marcas de orientación, se extrajeron los testigos empleando un portamuestras de acero y un cincel, se siglaron, numeraron y se cubrieron con cinta carrocera para preservarlos ya que solían salir fracturados o fragmentados. Finalmente, en todos los casos, se tomaron las coordenadas de la estación de muestreo con un GPS portátil.

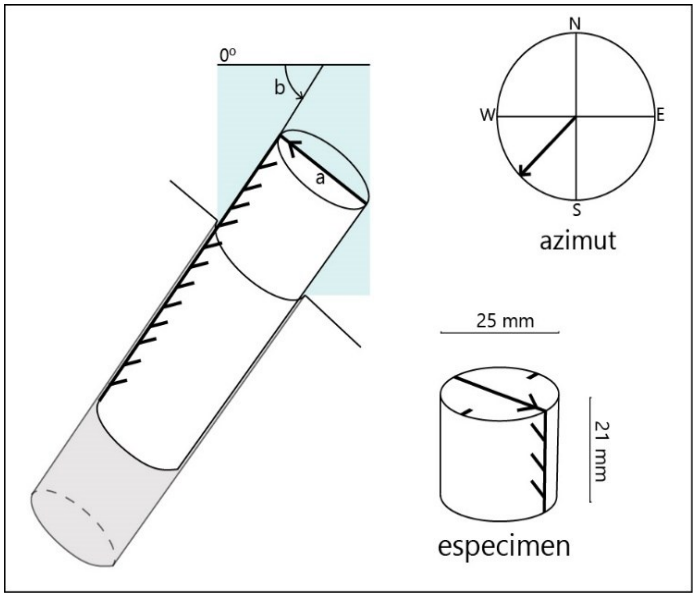


Figura 3.2: Esquema que presenta las marcas de orientación que se realizan in situ en el testigo orientado y que posteriormente se mantienen a lo largo de todo su procesado hasta la obtención de los especímenes estándar orientados para su medida de la ASM y para la realización del estudio paleomagnético.

Se ha querido comprobar (Fig. 3.3) si hay un posible condicionante estructural en el muestreo los testigos cilíndricos que se haya podido trasladar tanto al estudio de fábricas magnéticas como al estudio paleomagnético tal y como plantea Pueyo-Anchuela (2012) en su Tesis. Aunque la elección del plano de extracción de las muestras y la posición de la perforación es arbitraria, la distribución de los afloramientos y de los planos de estratificación, foliación y fractura (habitualmente seleccionados para el muestreo) no lo son, ya que se han formado según los patrones estructurales previos de las cuencas y los principales eventos tectónicos acontecidos en los Pirineos. En las áreas estudiadas, la dirección impuesta de los Pirineos es NE-SW (cuencas de Anayet, Erillcastell y Estac) y E-W (cuenca del Cadí). En la Fig. *3.3* se han representado en proyección estereográfica las orientaciones de todos los testigos cilíndricos. Se observa, un máximo en torno a la dirección N, que no guarda

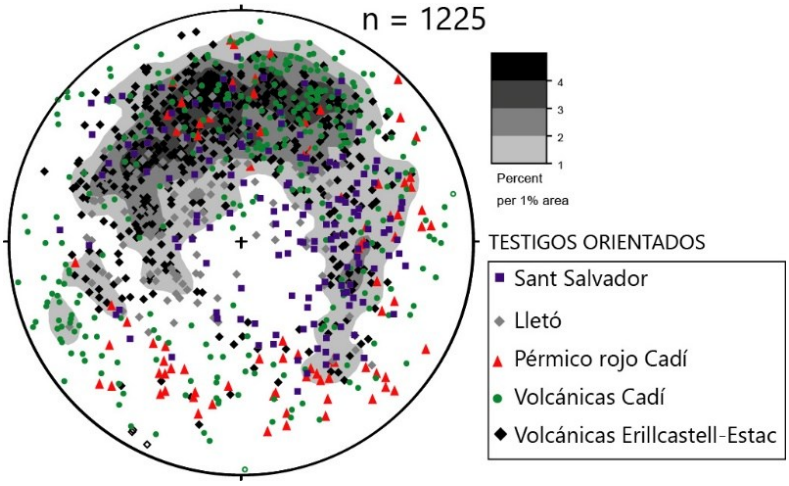


Figura 3.3: orientaciones de todos los testigos cilíndricos obtenidos en esta Tesis representados en proyección estereográfica (hemisferio inferior, red Schmidt) para cada zona de estudio.

relación con las direcciones obtenidas de los elipsoides de susceptibilidad magnética por lo que se descarta el condicionante metodológico en cualquiera de los estudios realizados en la presente Tesis.

Para el muestreo de las arcillas (*claystones*) rojas del Pérmico y puntualmente del Triásico se utilizó una nueva técnica de muestreo (the *oriented irregular fragments methodology),* atendiendo a la metodología desarrollada por Gracia-Puzo et al. (2021) en fragmentos sin orientar en rocas foliadas. La necesidad de emplear esta técnica surgió ante la imposibilidad de obtener muestras y especímenes orientados en las arcillas del Pérmico y Triásico. Esta litología en afloramiento se presenta compacta, pero tiene una elevada fisibilidad que impide la extracción de especímenes. Durante su extracción con los métodos estándares (perforadoras o herramientas manuales), estos especímenes se fragmentan imposibilitando la obtención de un fragmento lo suficientemente grandes para conservar las marcas de orientación para los estudios magnéticos posteriores. Por ello, se procedió a obtener pequeños fragmentos orientados irregulares extraídos con la mano en el campo, conservándose en bolsas de plástico precintadas. Posteriormente, en el laboratorio cada fragmento se introdujo en un cubo de metacrilato de 2 cm de arista con la cara orientada paralela a una de las caras del cubo y fijándolo con algodón (un material con un bajo comportamiento diamagnético que no afecta a la señal magnética de las muestras). Cabe destacar que también se ha conseguido abaratar el coste de esta técnica mediante la utilización de cubos estandarizados realizados con una impresora 3D a partir de materiales plásticos (Higuero et al., 2025 en prensa).

Medida del valor de susceptibilidad magnética media en campo

Durante todas las campañas de muestreo y de prospección magnética, se simultaneaban las tareas con la toma de datos de susceptibilidad magnética superficial mediante un susceptómetro de mano KT-20 (Georradis, Terraplus). Tener una noción *in situ* del valor de Km de las rocas permitió determinar si la orientación de muestras y la toma de datos estructurales se iba a realizar con brújula magnética (procedimiento más usual) o solar (cuando los valores de susceptibilidad magnética eran del orden de ~$1000 \cdot 10^{-6}$ S.I. por un elevado contenido de minerales ferromagnéticos *s.l* en las rocas. Este elevado contenido en minerales ferromagnéticos s.l. puede ser capaz de desviar la aguja de la brújula magnética. Así se evitó incorporar una desviación en el azimut de las muestras y medidas de datos que podría haber llegado a ser de hasta unos 25° con respecto a la dirección real. Adicionalmente, estos valores de Km registrados y posicionados con GPS se han empleado para: (i) la modelización de la anomalía magnética (ver apartado 5.6 del Capítulo 5), (ii) estudiar posibles relaciones entre este parámetro magnético y la densidad de las rocas (ver Simón Muzás et al., 2023a), y (iii) diferencias del Km medido en campo con el susceptómetro manual con el valor de Km obtenido en el estudio de fábricas magnéticas (ver apartado 5.3 del Capítulo 5).

La prospección magnética areal y longitudinal en la zona de Lletó

La prospección magnética se vio condicionada por la escarpada orografía y la vegetación de matorral bajo y bosque de pino albar. Este hecho obligó a recorrer la zona de estudio por pistas forestales. Así, el trazado de las prospecciones magnéticas lineales no fue perpendicular a la dirección de estratificación o N-S (situación ideal para posteriormente modelizar las anomalías magnéticas), sino que fue oblicua a ambas direcciones. La prospección magnética areal se llevó a cabo en dos zonas de ≈2.4 y 0.5 hm^2 aproximadamente para reconocer la distribución espacial de las anomalías.

El equipo empleado (Fig. 3.4) constó de i) un magnetómetro estático de protones (PMG-01, Gf instruments, República Checa) que mide la intensidad total del campo magnético de la Tierra en un punto fijo del suelo para controlar la variación diurna del mismo; y ii) un magnetómetro móvil de efecto Overhauser (GSM-19, Gemsys, Canadá) con un GPS integrado y dos sensores (precisión de 0.01 nT y

registro de datos cada 0.5 s) del Equipo de Investigación Geotransfer de la Universidad de Zaragoza. En ocasiones, también se midió el gradiente magnético vertical con un sistema de dos sensores incorporado en el magnetómetro móvil a una distancia de 0.5 m entre ellos.

Las metodologías clásicas de la prospección magnética en Geología y Arqueología han sido ampliamente detalladas en manuales y libros consultables (véase p.ej. Burger et al., 2006; Dentith y Mudge, 2014; Everett, 2013). Para el posterior procesado en gabinete se empleó el software Gravmag (Pedley et al., 1993) cuyos fundamentos teóricos de magnetismo se basan en Shuey y Pasquale (1973).

Figura 3.4: Realización de la prospección magnética lineal en la zona de Lletó, al fondo vista de la Sierra del Cadí.

3.1.3.-Preparación de las muestras en el laboratorio y análisis de especímenes

En el laboratorio, las muestras orientadas recogidas en campo se deben preparar para obtener especímenes estandarizados y submuestras necesarias para el estudio magnético de las rocas y la obtención de láminas delgadas o bloques pulidos orientados.

Los testigos cilíndricos a menudo presentan fracturas y roturas producidas durante su extracción en campo que están condicionadas por la litología, las características de la roca, su grado de alteración y deformación. Por ello, se reconstruyen aplicando una mezcla de silicato de sodio y sepiolita comúnmente denominada *silicato de sodio* en las fracturas, a modo de unión de los distintos pedazos del testigo. También suele ser necesario repasar el siglado y las marcas de las orientaciones para que no se pierdan las referencias durante su preparación y posterior análisis. Los bloques orientados en esta primera etapa, precisan del marcaje de las líneas de referencia para la realización de los cortes. Estas líneas, deben ser paralelas a la dirección de máxima pendiente del bloque y se deben realizar en la cara opuesta para que, al realizar el corte, la cara orientada siempre sea la de referencia en la obtención de los especímenes. Las rocas muestreadas al no presentar en general, superficies bien definidas, convierten esta etapa y la de corte en una tarea ardua.

Posteriormente, los testigos cilíndricos se cortan en especímenes estándar de 2.1 cm de largo por 2.5 cm de diámetro. Los bloques se cortan en especímenes estándar cúbicos de 2 cm de arista. Para el corte se emplean siempre sierras radiales y brocas de diamante refrigeradas (de acero no magnético).

Las submuestras empleadas en los análisis de mineralogía magnética se obtienen a partir de fragmentos de roca de 0.3 a 0.6 g y se trituran con un mortero de ágata. Se toman muestras representativas de la roca descartando zonas que muestren alteraciones superficiales. Estas submuestras se guardan en bolsas de plástico debidamente sigladas y selladas.

Análisis de la mineralogía magnética

El magnetismo de rocas (rock magnetism en inglés) engloba un conjunto de análisis y procedimientos que permiten caracterizar la mineralogía magnética de la roca estudiada. Su análisis permite determinar i) la presencia y contribución de cada uno de los minerales magnéticos (diamagnetismo, paramagnetismo y ferromagnetismo s.l.) al valor total de susceptibilidad magnética de la roca, y ii) caracterizar el portador ferromagnético de la magnetización. Es por tanto clave en cualquier estudio de fábricas magnéticas y paleomagnetismo.

a) Curvas de susceptibilidad magnética y curvas de magnetización inducida vs. temperatura

Las curvas de susceptibilidad magnética dependientes de la temperatura (k-T) y las curvas de magnetización inducida dependientes de la temperatura (M-T) registran, en el primer caso, la variación de la susceptibilidad magnética y en el segundo, de la magnetización inducida con el incremento progresivo de temperatura. Estos análisis se realizan a partir de muestras de polvo de roca.

Para la obtención de las curvas k-T (*Fig.* 3.5 *A)* se han empleado (Fig. 3.6) varios KLY-3S Kappabridges con horno CS-3 acoplado en concreto los del i) *Laboratorio de Fábricas Magnéticas* de la Universidad de Zaragoza, España, ii) *Pacific Northwest Paleomagnetism Lab* de la *Western Washington University*, Bellingham, USA; y del iii) *Laboratoire de Magnétisme des Minéraux et des Roches* del Observatoire Midi Pyrénées- CNRS (Université Paul Sabatier III), Francia. Este equipo abarca un rango de temperaturas de 40 a 700°C. Para el control del aparato se utiliza el *software* SUSTE (AGICO Inc., Czech Republic). Las medidas se llevaban a cabo en una atmósfera de Argón para evitar la neoformación de nuevos minerales por oxidación, principalmente óxidos de hierro.

En el *Laboratorio de Fábricas Magnéticas* de la Universidad de Zaragoza se han realizado además curvas de susceptibilidad magnética a baja temperatura (~77 K). Se ha empleado el mismo equipo junto

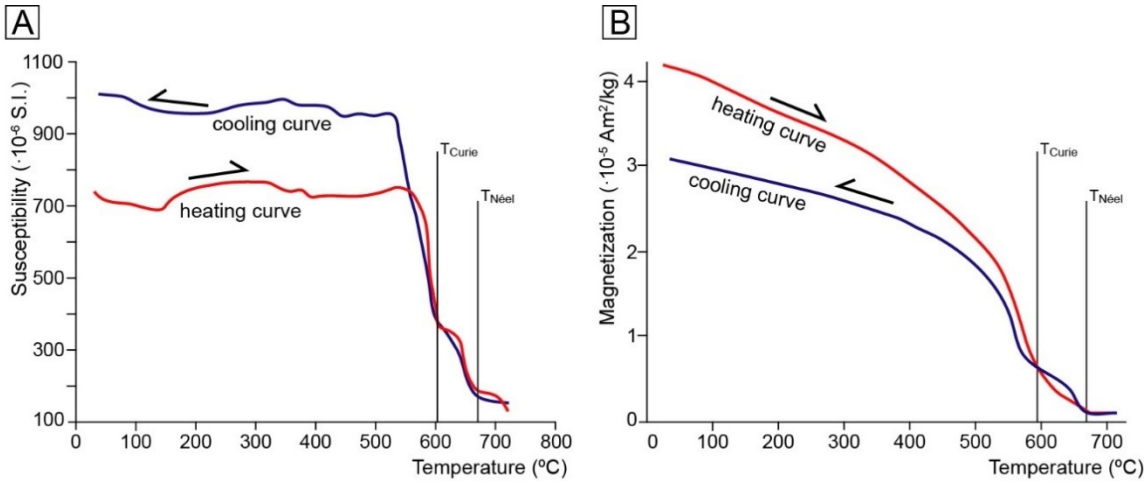


Figura 3.5: A) Ejemplo de curva de susceptibilidad magnética dependiente de la temperatura; B) Ejemplo de curva de magnetización inducida dependiente de la temperatura. En color rojo curva de calentamiento y en azul curva de enfriamiento. Se observan las caídas de temperatura de Curie y Néel de la magnetita y de la hematites respectivamente.

con la unidad CS-L y el software SUSTEL (AGICO Inc., República Checa) introduciendo nitrógeno líquido en vez de Argón gas.

Tras el análisis de las curvas k-T, es necesario realizar una corrección para poder calcular el valor de susceptibilidad volumétrica, permitiendo normalizar los valores de susceptibilidad magnética a los del espécimen con volumen estándar. Para ello, es necesario disponer de i) la medida del holder

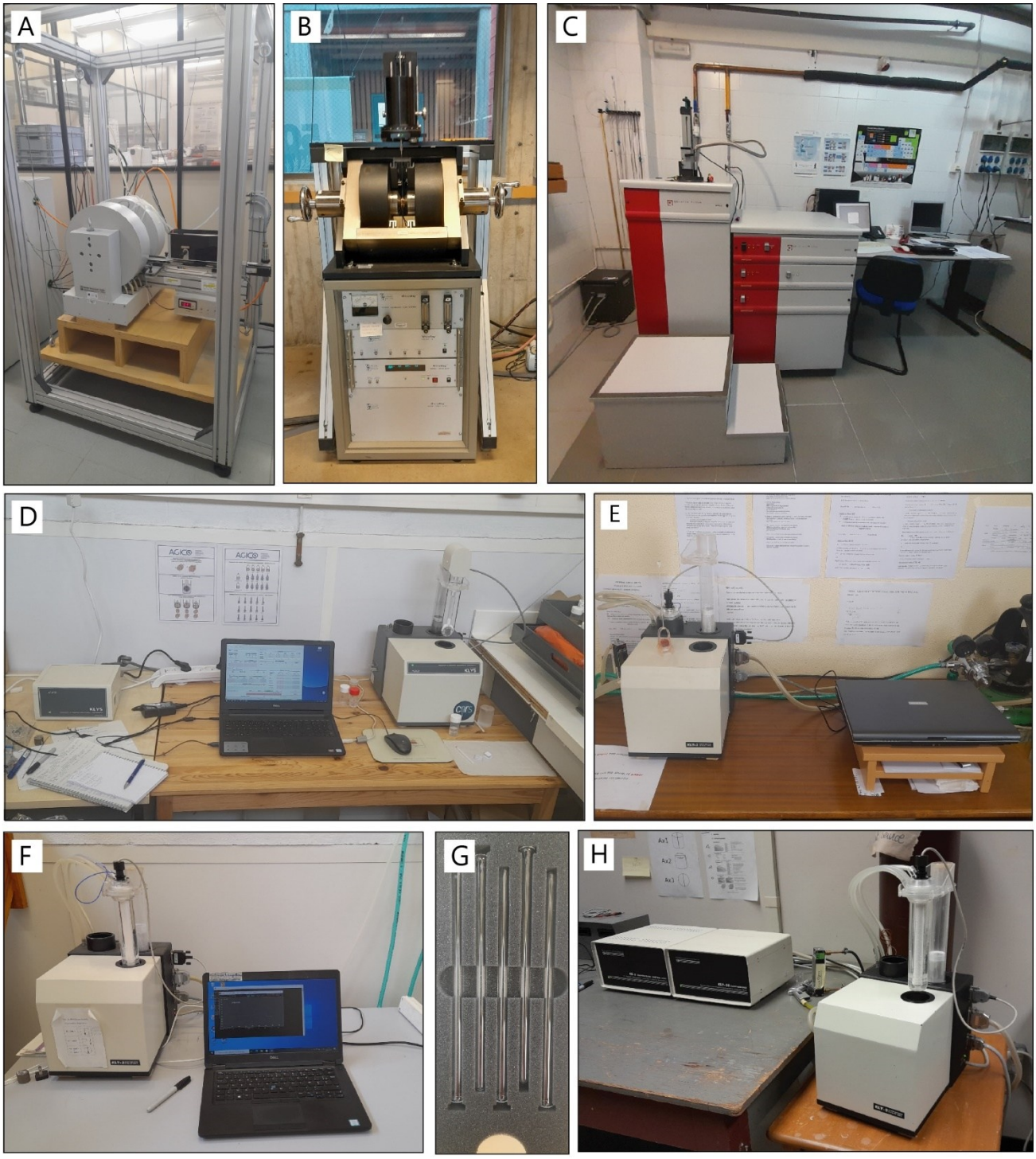


Figura 3.6: Equipo empleado para los análisis: A) balanza de traslación de campo magnético variable (MMAVFTB, Petersen Instruments) del Laboratorio de Paleomagnetismo de la Universidad de Burgos; B) VMS del Pacific Northwest Paleomagnetism Lab de la Western Washington University; C) VMS y MPMS XL con sensor SQUID del Servicio de Medidas Físicas de la Universidad de Zaragoza; D) KLY-5 del Laboratoire de Magnétisme des Minéraux et des Roches del Observatoire Midi Pyrénées- CNRS; E) KLY-3 S en modo manual (15 posiciones) del Laboratorio de Fábricas Magnéticas de la Universidad de Zaragoza; F)KLY-3S con horno CS-3 del Laboratoire Magnétisme des Minéraux et des Roches del Observatoire Midi Pyrénées- CNRS; G) holders donde se depositan las muestras en polvo para el análisis de las curvas k-T; y H) KLY-5 con horno CS-3 del Pacific Northwest Paleomagnetism Lab de la Western Washington University.

vacío (*freefurnace*) para sustraer este valor al de las medidas realizadas (muestra en polvo dentro del holder), y ii) la densidad promedio de las muestras. El procesado de todas las curvas se ha realizado con el *software* Cureval 8 (Chadima y Hrouda, 2012).

Las curvas k-T permiten reconocer la contribución paramagnética al valor de susceptibilidad magnética total al describir una curva hiperbólica según la Ley de Curie-Weiss con el incremento de temperatura. La contribución ferromagnética s. l. se caracteriza por presentar valores constantes seguidos de fuertes caídas en el valor de susceptibilidad cuando se alcanzan las T_C de los minerales presentes en la roca. Los incrementos de susceptibilidad en la curva de calentamiento y de enfriamiento son consecuencia de la oxidación de los minerales originales y la neoformación de nuevos minerales. Finalmente, cabe destacar que la presencia de impureza en la red cristalina de los minerales ferromagnéticos s.l. modifica las T_C de dichos minerales incrementándola o disminuyéndola y por ello se pueden identificar entorno a la Tc o incluso 100 y 200 °C por debajo (p.ej. magnetita con impurezas de titanio, p.ej. Butler, 1992).

Para la obtención de las curvas M-T *(*Fig. 3.5 B*)* se ha empleado *(*Fig. 3.6*)* el equipo i) MPMS3 del Servicio de Medidas Físicas de la Universidad de Zaragoza; y ii) la balanza de traslación de campo magnético variable (MMAVFTB, Petersen Instruments) del Laboratorio de Paleomagnetismo de la *Universidad de Burgos*. Se han realizado bajo un campo magnético constante de 38 mT desde los 27°C (temperatura ambiente) hasta alcanzar los 700°C.

En el Servicio de Medidas Físicas de la Universidad de Zaragoza se han realizado además curvas de magnetización a baja temperatura con la siguiente rutina: se ha enfriado la muestra hasta 5-6 K y se ha aplicado un campo de 3 T; posteriormente se ha dejado calentar hasta alcanzar la temperatura ambiente (300 K) y se ha aplicado nuevamente un campo de 3 T. Finalmente se ha vuelto a enfriar hasta los 5-6 K. El registro de medidas se ha realizado durante el calentamiento y el segundo ciclo de enfriamiento. Realizar medidas a baja temperatura permite reconocer las transiciones cristalográficas de Verwey y Morin características de minerales ferromagnéticos (magnetita y hematites, respectivamente).

Las curvas de magnetización inducida dependientes de la temperatura (M-T) permiten reconocer los minerales ferromagnéticos. Es esperable observar una disminución progresiva del valor de magnetización con el incremento de la temperatura con fuertes caídas en las Tc de los minerales portadores de la magnetización.

b) Curvas de magnetización remanente isoterma y curvas de backfield

Estos dos análisis permiten caracterizar la coercitividad o fuerza coercitiva de los minerales ferromagnéticos presentes en la roca. Estos experimentos son independientes de la temperatura y por tanto eluden la problemática de la oxidación de minerales y neoformación de nuevos durante el calentamiento.

Para la obtención de las curvas de magnetización remanente isoterma y de backfield se ha empleado i) el Micromag 3900 Vibrating Sample Magnetometer (VSM, Princeton Measurements Corp.) del *Pacific Northwest Paleomagnetism Lab* de la Western Washington University, Bellingham, USA, y ii) la balanza de traslación de campo magnético variable (MMAVFTB, Petersen Instruments) del Laboratorio de Paleomagnetismo de la *Universidad de Burgos*. Las muestras analizadas han sido polvo de roca.

Las curvas de magnetización remanente isoterma (IRM, Fig. 3.7 *A*) y de backfield se han realizado con la aplicación de un campo magnético progresivamente creciente midiendo en cada paso la magnetización remanente isoterma (IRM) adquirida por el mineral ferromagnético hasta alcanzar 1 T y

posteriormente con un campo inverso de intensidad creciente (curva de backfield). La curva de backfield se obtiene en la misma muestra de roca que se ha realizado una curva de la IRM aplicando el mismo procedimiento, pero con un campo magnético externo inducido con el sentido opuesto. Así, se puede obtener la coercitividad de la remanencia (Hcr) que es la intensidad de campo magnético necesario para desmagnetizar la muestra magnetizada con el procedimiento anterior (curva de la IRM) y es un valor también característico de cada mineral ferromagnético.

c) Ciclos de histéresis

Los ciclos de histéresis (Fig. 3.7 B) se obtienen de aplicar un campo magnético progresivamente creciente (unidades T) a una muestra de roca para posteriormente aplicar el mismo campo en sentido contrario. Para su visualización, se representa en un diagrama la magnetización inducida frente al campo magnético externo.

Para la obtención de los ciclos de histéresis se ha empleado (Fig. 3.8) el i) VMS y MPMS XL (Magnetic Properties Measurement System) Quantum Design (QD) con un sensor SQUID (superconductiong quantum interference devices) del *Servicio de Medidas Físicas* de la Universidad de Zaragoza, ii) la balanza de traslación de campo magnético variable (MMAVFTB, Petersen Instruments) del Laboratorio de Paleomagnetismo de la *Universidad de Burgos*; y el iii) Micromag 3900 Vibrating Sample Magnetometer (VSM, Princeton Measurements Corp.) del *Pacific Northwest Paleomagnetism Lab* de la Western Washington University, Bellingham, USA.

Las muestras para la obtención de los ciclos de histéresis se prepararon en polvo i) metidas dentro de cápsulas de gelatina diamagnética fijada con algodón; o ii) consolidadas a modo de pastilla. El análisis se llevó a cabo a 300 K y se aplicó un campo que oscila de 0 T a 1 o 4 T. Los datos obtenidos se han representado empleando una hoja de cálculo.

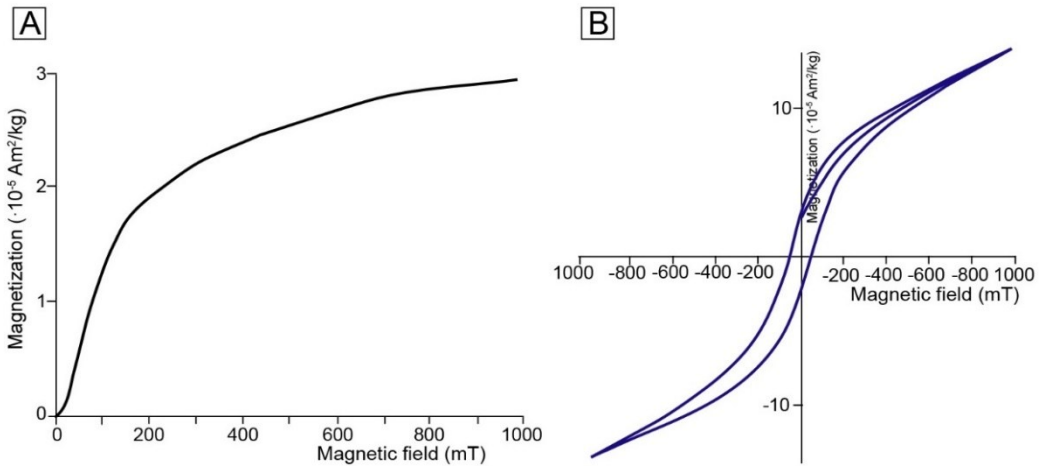


Figura 3.7: A) Ejemplo de curva remanente isoterma (IRM); B) Ejemplo de ciclo de histéresis.

d) Test de Lowrie

El test de Lowrie (1990) consiste en una desmagnetización térmica tras la adquisición de la magnetización remanente isoterma (IRM) y por ello, también se conoce como desmagnetización térmica de la IRM a lo largo de tres ejes ortogonales. Este análisis tiene en cuenta la magnetización inducida en función de la temperatura y del valor de coercitividad. El espécimen se somete a una rutina de desmagnetización térmica (Th) analizándose el valor de magnetización en un magnetómetro criogénico *2G* y calentándose a cada paso en un desmagnetizador térmico TD48. La diferencia radica en que entre cada paso de temperatura se somete al espécimen a campos magnéticos fijos de distinta intensidad a lo largo de sus tres ejes.

La rutina utilizada ha sido la imposición de campo de 2, 0.4 y 0.147 T en las rocas volcánicas y de 1.2, 0.3 y 0.1 T en las rocas detríticas rojas para los ejes Z, Y, y X del espécimen orientado, respectivamente. De este modo, se consigue filtrar a lo largo de cada uno de los tres ejes del espécimen; minerales con una coercitividad alta (eje z), media (eje y) y baja (eje x) y a la vez, con los pasos de temperatura crecientes de la desmagnetización térmica se consiguen identificar los puntos de Curie de la mineralogía ferromagnética s. l. asociada a cada eje.

El equipo empleado para la aplicación de campos ha sido un IM10–30 impulse magnetizer (ASC Scientific) y las medidas se han realizado con un JR6A spinner magnetometer (AGICO). Para la obtención del test de Lowrie (1990) se ha empleado i) magnetómetro 2G criogénico del Laboratorio de Paleomagnetismo de la *Universidad de Burgos*; y el ii) IM10–30 impulse magnetizer del *Laboratori Paleomagnètic del* Geociències Barcelona-CSIC, España.

e) Análisis de la Anisotropía de la Susceptibilidad Magnética a temperatura ambiente y a baja temperatura

Para la medida de la Anisotropía de la Susceptibilidad Magnética a temperatura ambiente (RT-AMS) se ha empleado el i) Kappabridge KLY-3S (AGICO Inc, República Checa) y posteriormente el KLY-3S del *Laboratorio de Fábricas Magnéticas* de la Universidad de Zaragoza (España); y el ii) Kappabridge KLY-5S (AGICO Inc, Czech Republic) del *Laboratoire de Magnétisme des Minéraux et des Roches* del Observatoire Midi Pyrénées - CNRS (Université Paul Sabatier), Francia. El KLY-5S ha permitido realizar medidas in-phase (procedimiento habitual) y out-of-phase.

El Kappabridge KLY-3S se ha utilizado en la modalidad de medida de 3 posiciones automáticas (brazo rotor acoplado) pero también en el modo manual de 15 posiciones (cambio manual de las posiciones en el *holder*) cuando se trataba de medir fragmentos irregulares orientados o por falta del brazo rotor. El Kappabridge KLY-5S se ha utilizado en la modalidad de medida de 3 posiciones automáticas. Las 3 posiciones vienen definidas por las marcas de orientación de los especímenes estandarizados. En la última posición el equipo mide adicionalmente el valor de susceptibilidad media del espécimen.

El análisis de ASM a baja temperatura (~77 K, LT-AMS) se ha realizado con el mismo equipo, en modalidad manual, pero añadiendo un protector térmico que recubre la cuba donde se introducen los especímenes. Los especímenes antes de analizarlos se sumergieron en nitrógeno líquido durante una hora. Las medidas se llevaron a cabo en 15 posiciones manuales y tras cada posición, el espécimen volvía a sumergirse en nitrógeno líquido durante 1 minuto para que volviera a enfriarse.

Para el análisis de los datos se ha utilizado en ambos equipos el *software* SUSAR (AGICO Inc, República Checa) en el modo automático de 3 posiciones; y el *software* SUSAM (AGICO Inc, República Checa) en el modo manual de 15 posiciones. Para la visualización y representación de los resultados se emplea el *software Anisoft 5.1.03* (Chadima y Jelinek, 2019).

Análisis del valor medio de susceptibilidad magnética

Es frecuente que interese conocer el valor medio de susceptibilidad magnética de una muestra de roca, ya sea un fragmento o una muestra en polvo. Conocer este valor permite en ocasiones descartar muestras cuyas propiedades magnéticas no son representativas de la roca estudiada. Para el análisis se ha utilizado el Kappabridge KLY-3S y el Kappabridge KLY-5S y el *software* SUSAM (AGICO Inc, Czech Republic).

f) Estudio paleomagnético: desmagnetizaciones térmicas (Th) y en campos alternos (AF).

El estudio paleomagnético se realizó en muestras de la cuenca del Cadí, donde se emplearon especímenes de rocas volcánicas (18 estaciones) y sedimentarias (10 estaciones) y en muestras de la cuenca de Estac donde tan sólo se analizaron especímenes de rocas volcánicas (11 estaciones). Todos los especímenes se midieron *(*Fig. 3.8*)* en un magnetómetro criogénico Superconducting Rock Magnetometer (2-G Enterprises) (2G, USA) SQUID (Direct current Superconducting Quantum Interference Device). en el: i) *Pacific Northwest Paleomagnetism Lab* de la *Western Washington University*, Bellingham, USA; ii) *Laboratorio Paleomagnético de la Universidad de Burgos*, España; y en el iii) *Laboratori Paleomagnètic del* Institut de Geociències Barcelona-CSIC, España. Los especímenes en la desmagnetización térmica (Th) se calentaron en un *TD48-DC,* en un TD48EU (ASC Scientific) y en un TSD-1 (Schondstedt). Los especímenes sometidos a desmagnetización por campos alternos (AF) se les aplicaron los campos en un JR-6 A spinner magnetometer (AGICO) y en un DTech D-2000 AF .

Figura 3.8: Equipo del Pacific Northwest Paleomagnetism Lab de la Western Washington University para la realización de un estudio paleomagnético: A) Magnetómetro criogénico (2G, USA) SQUID ; B) DTech D-2000 AF ; C) Horno TD48-DC para la Th; D) Dewar para el almacenamiento de nitrógeno líquido; E) Llenado de nitrógeno líquido del escudo magnético para enfriar especímenes.

La desmagnetización térmica (Th) se realizó en 16 o 18 pasos térmicos: la NRM a temperatura ambiente, 150, 275, 300, 330, 400, 450, 550, 575, 620 y 640°C y NRM a temperatura ambiente, 150, 200, 250, 300, 330, 400, 425, 450, 500, 525, 550, 580, 600, 620, 640, 660 y 680°C. La desmagnetización de campos alternos (AF) se realizó en 14 pasos en orden creciente: la NRM a temperatura ambiente, 2.5, 5, 7.5, 10, 15, 20, 25, 30, 40, 50, 60, 80, 100 and 120 mT. En caso de existir una discrepancia en la mayoría de las estaciones entre las componentes aisladas por desmagnetización térmica y las aisladas por AF para una misma estación, se aplicó la técnica de la desmagnetización a bajas temperaturas (ver siguiente Apartado).

Durante las desmagnetizaciones se midió en cada paso térmico, el valor medio de susceptibilidad magnética de los especímenes con el Kappabridge KLY2 (Geofyzika Brno, ahora AGICO) para monitorizar la posible creación de minerales magnéticos durante el calentamiento.

Aplicación de desmagnetización a bajas temperaturas (LTD) en el estudio paleomagnético

Con la LTD (Low-temperature demagnetization) se pretende enfriar el espécimen por debajo de la transición de Verwey (120K) y el punto isotrópico (135 K) lo que se consigue fácilmente con una inmersión en nitrógeno líquido (77 K). Durante una transición cristalográfica los muros de dominio se reorganizan y de este modo al alcanzar los 120 K se reduce la remanencia de la magnetita MD de la muestra entre la temperatura que se alcanza al sumergirla en nitrógeno líquido y la temperatura ambiente, haciendo posible aislar la componente paleomagnética (p.ej. Dunlop y Özdemir, 1997; Warnock et al., 2000; Borradaile et al., 2004a). La desmagnetización a bajas temperaturas (Low-temperature demagnetization, LTD) se realizó tras una prueba piloto en los especímenes de la cuenca de Estac que arrojaban componentes paleomagnéticas con una gran variabilidad de direcciones paleomagnéticas en especímenes de una misma estación de muestreo.

Se procedió a tomar dos especímenes por estación seleccionada y se sumergieron en nitrógeno líquido en dos ciclos consecutivos de 1 hora cada uno. Tras el primer ciclo de enfriamiento, se dejaron calentar los especímenes hasta alcanzar la temperatura ambiente en el interior de un escudo protector dónde el campo magnético es 0 y se midió su NRM en el magnetómetro criogénico. El segundo ciclo se repitió de igual modo. Posteriormente, de los dos especímenes seleccionados por estación, uno se desmagnetizó por campos alternos (AF) y otro térmicamente (Th).

3.1.4.-Estudio petrográfico y análisis de imagen

Láminas delgadas orientadas y análisis de imagen

Se han obtenido dos láminas delgadas ortogonales entre sí para cada muestra que se deseaba estudiar (146 láminas) en detalle. Estas láminas se han obtenido a partir de especímenes estándar cilíndricos y cúbicos. Las secciones para la obtención de las láminas se han marcado aplicando los principios básicos de la proyección estereográfica empleados en análisis estructural (Fig. 3.9 *B, C)*, particularmente la rotación de ejes horizontales. Una de las láminas delgadas siempre es subparalela al eje máximo de susceptibilidad magnética del elipsoide (K_1 o Kmax) y la otra es subperpendicular al eje mínimo (K_3 o Kmin). Siempre se realizaron las láminas delgadas una vez finalizado el estudio magnético de las rocas y en especímenes analizados.

Las láminas delgadas orientadas (146 láminas, Fig. 3.9 D, E) se han estudiado con un microcopio de luz transmitida Olympus AX-70 con una cámara acoplada Olympus DP28 para la toma de fotografías del Servicio de microscopía óptica e imagen de la Universidad de Zaragoza, España. Adicionalmente, se han empleado los microscopios ópticos disponibles en las Áreas de Geodinámica Interna y Petrografía y Geoquímica del Departamento de Ciencias de la Tierra de la citada Universidad.

La inspección visual se ha llevado a cabo manualmente con el microscopio óptico de luz transmitida y el análisis de imagen se ha hecho a partir de imágenes binarias obtenidas a partir de las fotografías en alta resolución de las láminas delgadas (partículas en color negro y fondo color blanco). La obtención de las imágenes binarias y el análisis de imagen se realizado con el software ImageJ (Schneider et al., 2012). El análisis ha consistido en obtener histogramas del ángulo del eje mayor del conjunto de partículas con respecto a la línea horizontal de referencia. Adicionalmente, se ha empleado el software Intercepts (Launeau y Robin, 1996) que realiza un conteo del número de segmentos que intersecan para un conjunto de objetos en una imagen a partir de un conjunto de líneas paralelas a lo largo de un número de direcciones. Intercepts permite obtener un diagrama de rosas que muestra el

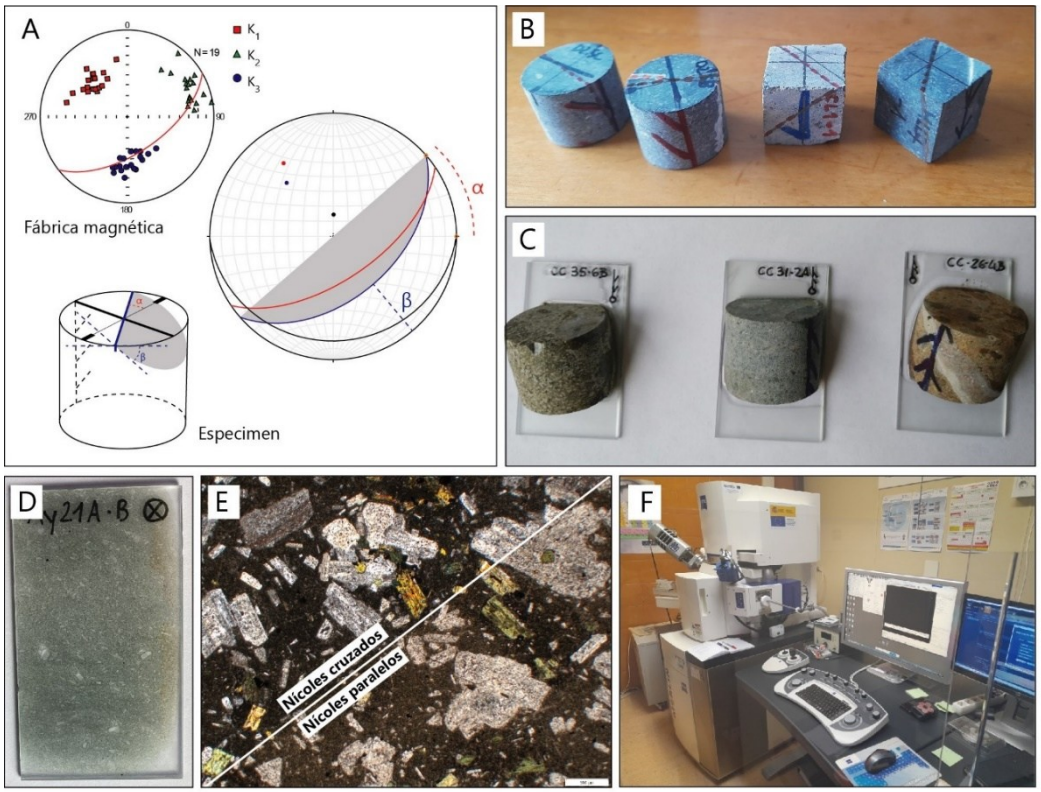


Figura 3.9: A) Procedimiento para marcar el plano a partir del cual se obtendrá la lámina delgada en el espécimen para el estudio microestructural; B) Especímenes con el plano de la lámina marcado listos para cortar; C) Especímenes cortados listos para obtener la lámina delgada; D) Ejemplo de lámina delgada; E) Imagen en microscopio óptico de luz transmitida, parte superior izquierda en nícoles cruzados y la inferior derecha en paralelos; F) Carl Zeiss MERLINTM field emission scanning electron microscope equipado con un detector energía dispersive de rayos X del Servicio de microscopia electrónica de materiales de la Universidad de Zaragoza, España.

número de intersecciones para cada dirección en un plano horizontal caracterizando la petrofábrica de la roca analizada.

Se han prescindido de las láminas delgadas cuando las observaciones se podían hacer directamente en el campo a escala de afloramiento o en visu: en muestras de mano, especímenes estándar o bloques pulidos orientados. Si ninguno de los procedimientos citados permitía reconocer una relación clara entre la petrofábrica y las fábricas magnéticas se optó por emplear el Field Emission Scanning Electron Microscope (FESEM).

Scanning Electrone Microscope (FESEM)

Se han estudiado 3 láminas delgadas mediante (Fig. 3.9 F*)* un Carl Zeiss MERLIN™ *field emission* scanning electron microscope (0.8 nm de resolución) equipado con un detector energía dispersiva de rayos X Oxford (EDS) del *Servicio de microscopia electrónica de materiales de la Universidad de Zaragoza*, España. Previamente se realizó un pulido metalográfico y un recubrimiento de carbono a las láminas seleccionadas. Las imágenes se han obtenido con un detector de electrones retrodispersados con angular selectivo (ASB). El voltaje de aceleración ha sido de 15 KV con una corriente de 625 pA. Los análisis semicuantitativos y los mapas composicionales se han llevado a cabo con un detector EDS (límite de detección del 0.1%). Estos análisis semicuantitativos, los mapas composicionales y las imágenes de alta resolución permiten la identificación mineral precisa de los minerales opacos que en microscopio de luz transmitida no son identificables y de otros minerales con un elevado grado de alteración.

3.1.5.- Tomografía computarizada de rayos X

Se ha empleado un equipo de tomografía computarizada de rayos X para realizar una primera aproximación a la exploración de la viabilidad de esta técnica en muestras de rocas hipovolcánicas con tamaño de grano de 100 μm de la cuenca de Anayet. Este equipo permite escanear y explorar las muestras en tres dimensiones gracias a un tubo de 160 Kv de potencia y un tamaño de punto focal de 0.4 m. El equipo empleado ha sido un Micro-nano CT (RX Solutions) modelo EasyTom-XL de la Euskal Herriko Unibertsitatea (UPV/EHU) del campus de Leioa (Bizkaia, España), con el software de procesado Volume Graphics (VG).

3.1.6.- Cartografía geológica

La cartografía geológica realizada de toda la zona de estudio se ha basado en la recuperación, revisión, corrección, compilación y digitalización de mapas cartográficos y datos inéditos del Dr. Josep Gisbert.

El Dr. Josep Gisbert puso a disposición las cartografías geológicas, borradores, esbozos y libretas de campo (Fig. 3.10) realizados por él mismo entre las décadas de los 70 y 80 del siglo pasado. La mayoría de estos documentos presentaban información inédita; tan sólo algunos de los documentos correspondientes al sector oriental de las cuencas del Carbonífero-Pérmico habían sido presentados parcialmente en su Tesis Doctoral (véase Gisbert, 1981).

Los documentos puestos a disposición y de los cuales se ha tenido acceso han sido:

- Mapa borrador de la cuenca del Carbonífero-Pérmico del Cadí a escala 1:20,000 basada en información recopilada directamente en el campo y a partir de fotografías aéreas a escala 1:33,000 (fotografías en blanco y negro del Servicio Geográfico del Ejército Español, vuelos 1960-1970). El mapa base es un mapa topográfico delineado a escala 1:25,000.

- Mapa geológico detallado a escala 1:25,000 de las unidades del Carbonífero, Pérmico y Triásico localizadas de los Pirineos Orientales llevados a cabo por Gisbert y colaboradores entre los años 1979 y 1984. El mapa base es un mapa topográfico delineado a escala 1:20,000.

- Libretas de campo de las zonas cartografiadas en los mapas anteriores con datos de estratificación y columnas estratigráficas.

El proceso de gestión, procesado y digitalización de la información ha constado de las etapas descritas a continuación:

1) Escaneado de los mapas en alta resolución y formato .jpg. en el Servicio de microscopia óptica e imagen de la Universidad de Zaragoza, España.

2) Georreferenciado manual de los mapas escaneados empleando la herramienta de georreferenciación del software QGIS Desktop 3.30.1. Para ello se dispuso la base topográfica georreferenciada de los mapas del IGN (Instituto Geográfico Nacional) y se buscaron puntos característicos (curvas de nivel, cimas de picos, entidades de población, resaltes rocosos, edificios singulares como ermitas, etc.) reconocibles en las cartografías inéditas y en la base topográfica del IGN para georreferenciar los mapas.

3) Digitalización total de los mapas ya georreferenciados trazando los contactos entre unidades, los elementos estructurales (ej. fallas) y los núcleos de población. Se añadió la red fluvial con los ríos y barrancos principales a partir de las bases disponibles en el IGN. Durante esta etapa, se fueron revisando las unidades y las cartografías, comparándolas y realizando las correcciones o modificaciones necesarias tomando como base las ortofotos a escala 1: 50,000 y 1:25,000 del IGN y las observaciones de campo realizadas durante el desarrollo de esta Tesis.

4) El mapa resultante se convierto en un fichero vectorial y se modificaron las tramas, colores y se añadió la leyenda geológica empleando el software Inkscape (versiones 1.2.2 y 1.3).

Este trabajo se llevó a cabo a lo largo de los tres primeros años de Tesis y ha quedado plasmado en el artículo Gisbert et al. (2024) consultable en la Parte 2 de la presente Tesis.

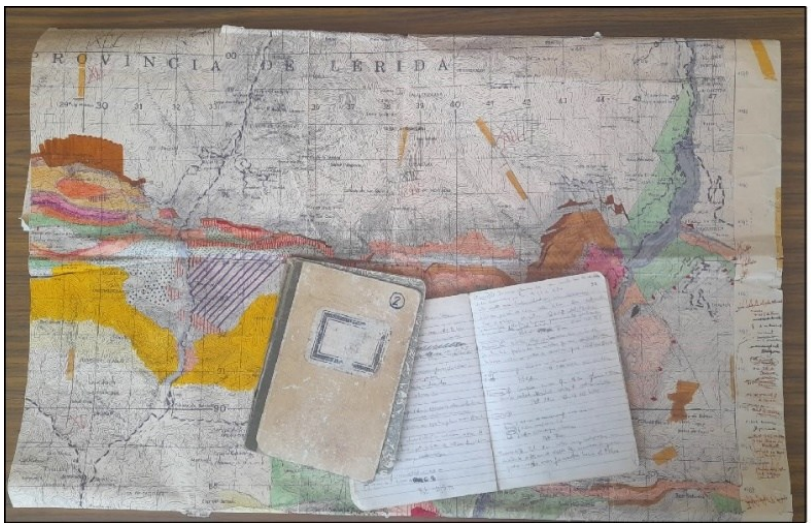


Figura 3.10: Libretas de campo y fragmento de mapa de las cuencas del Carbonífero superior-Pérmico propiedad de Josep Gisbert.

3..1.7.- Cartografía de fracturas y fallas

En algunas de las zonas de estudio se ha realizado una cartografía detallada del patrón de fracturas y fallas. Para ello se ha empleado el software QGIS Desktop 3.30.1 y como base las ortofotos a escala 1: 50,000 y 1:25,000 del IGN. Las fallas y fracturas se han contabilizado por dirección (0 a 180°) y también se ha sumado su longitud (metros) en función de la dirección (0 a 180°). Así se ha podido reconocer que familias eran las dominantes o las más penetrativas en las rocas estudiadas. Se han empleado las funciones incorporadas en la calculadora de campos del software QGIS Desktop 3.30.1.

3.2.- PROSPECCIÓN MAGNÉTICA

Los métodos geofísicos (ver Telford et al., 1990; Milsom et al., 2003; Hinze et al., 2013) permiten detectar las variaciones (o anomalías) espaciales y/o temporales de una propiedad. El método geofísico más antiguo y más ampliamente utilizado es la prospección magnética (Hinze et al., 2013) ya que es uno de los más económicos y el procesado y las correcciones de sus datos no presentan gran complejidad (Telford et al., 1990). Además, es un método que tiene múltiples aplicaciones, pero se emplea principalmente en el campo de la exploración de recursos de interés económico en la identificación de depósitos minerales metalíferos (oro, sulfuros; p.ej. Airo y Loukola-Ruskeeniemi, 2004), yacimientos de

petróleo y gas. También es utilizado para la exploración del subsuelo y así i) caracterizar fallas, límites o discontinuidades entre unidades, estructuras etc., (p.ej. Pueyo- Anchuela et al., 2010a; Calvín et al., 2014). ii) localizar objetos metálicos (conductos, cables etc.), iii) identificar y delimitar objetos o sustancias con una peligrosidad para el ser humano o los ecosistemas; y iv) localizar restos arqueológicos (p.ej. Diarte-Blasco et al., 2020) entre otros.

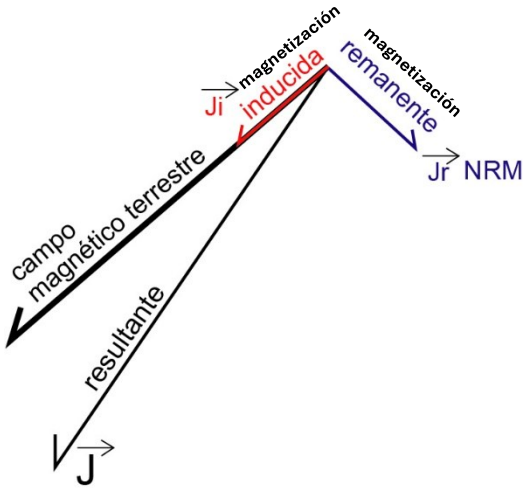


Figura 3.11: Esquematización de las magnetizaciones que resultan de un cuerpo ferromagnético s.l. con susceptibilidad magnética y remanencia ante la presencia del campo magnético terrestre.

La prospección magnética permite medir las variaciones del campo magnético terrestre que son consecuencia de la existencia de cuerpos en superficie o en el subsuelo con propiedades magnéticas lo suficientemente contrastadas con su entorno. En la superficie, el campo magnético terrestre depende del campo magnético generado en el interior de la Tierra y el contenido mineral de las rocas que determina el valor de k y su NRM. Además, la magnitud y la dirección de la magnetización están determinadas por la posición relativa del cuerpo causante de la magnetización y el punto de observación desde el cual se realiza la prospección y el contraste está condicionado por los materiales adyacentes al cuerpo causante de la magnetización (Hinze et al., 2013). Así, la susceptibilidad magnética (k) es la propiedad magnética fundamental en la que se basa la prospección magnética (Telford et al., 1990) junto también la remanencia (NRM). Se evidencia que la interpretación de los datos magnéticos es compleja (Telford et al., 1990) ya que resultan del contraste de las propiedades magnéticas de cuerpos subterráneos que son el efecto combinado de dos magnetizaciones vectoriales (Ji y Jr) que pueden tener magnitudes y direcciones diferentes (Fig. 3.11).

Aunque en prospección magnética se considera que se miden las variaciones del campo magnético terrestre (H) en realidad se mide la inducción magnética (B) también conocida como densidad de flujo magnético o campo magnético total. B es la intensidad del campo magnético (H) incluyendo el efecto de la magnetización (J o también expresada como M). B se puede expresar mediante las ecuaciones siguientes (Telford et al., 1990):

$$\mathbf{B = \mu_0 \cdot (H+M) = \mu_0\,(1+k)\cdot H = \mu \cdot \mu_0 \cdot H} \qquad \textbf{Ecuación 11}$$

$$\mathbf{B' = H' + 4 \cdot \pi \cdot M' = (1+4 \cdot \pi \cdot k')\cdot H' = \mu \cdot H'} \qquad \textbf{Ecuación 12}$$

H, M, H' y M' presentan la misma dirección. La Ecuación 11 expresa B considerando el origen del magnetismo como una corriente eléctrica y la Ecuación 12 expresa B' considerando el origen del magnetismo un par de cargas de signo opuesto. Independientemente de la ecuación, se observa que B y H están linealmente relacionados y μ toma un valor de ~1 en el aire por ello se trata indistintamente B como H. μ_0 es la permeabilidad en el espacio y su valor es $4 \cdot \pi \cdot 10^{-7}$ Wb/A·m. Las unidades para B del S.I. son Tesla (T) y para B' son el gauss (1 Gauss= 10^{-4} Tesla) siendo 1T = 1Newton/A·m= 1 Weber/m^2.

En prospección magnética las variaciones que se detectan son pequeñas y por ello la unidad utilizada son los nanotesla (nT) también conocidos como gamma γ; siendo 1 γ= 1nT=10^{-9} T.

Variaciones del campo magnético terrestre

Aparte de las variaciones de B debidas a la presencia de cuerpos en el subsuelo con propiedades magnéticas lo suficientemente contrastadas, hay que tener en consideración las variaciones diurnas, las producidas por tormentas solares o las debidas a la presencia de artefactos (tuberías, cables, señales de tráfico o postes de alta tensión cuando no son el objeto de estudio). Estas variaciones también quedan reflejadas en el registro de medidas, pero es fundamental filtrarlas para que la interpretación de resultados sea correcta. Las variaciones diurnas se originan por cambios en la fuerza y dirección de las corrientes que circulan en la ionosfera y las tormentas solares son producidas por la actividad de las manchas o erupciones solares que pueden persistir durante horas o días (Milsom et al., 2003). Para poder llevar a cabo la corrección de la variación de campo magnético terrestre diurna se dispone un magnetómetro fijo o de base en la zona a prospectar (Telford et al., 1990). Este magnetómetro se deja en un punto alejado de cualquier posible artefacto y durante toda la prospección, va realizando la toma de medidas. Posteriormente, durante el procesado de datos, la sustracción de la curva de medidas del magnetómetro fijo a la curva de medidas del magnetómetro móvil permite eliminar estas variaciones diurnas. En el caso de las tormentas solares es imprescindible previamente consultar los servicios estatales que tienen un registro preciso de la actividad solar y de la ionosfera (p.ej. Observatori de l'Ebre en https://www.obsebre.es/ca/) para evitar prospectar durante las jornadas en las que se producen tormentas solares.

Interpretaciones de la prospección de cuerpos con geometrías simples

Para la interpretación de los datos magnéticos se suelen utilizar interpretaciones previas (en caso de existir), datos geológicos como mapas, datos de dirección y buzamiento de las unidades y estructuras prospectadas y/o datos geofísicos como valores superficiales de susceptibilidad y NRM. La amplitud y la geometría de la anomalía magnética originada por un cuerpo presente en el subsuelo depende de su volumen, forma y a la profundidad a la cual se encuentre (Hinze et al., 2013). La polaridad de la anomalía depende del signo del contraste de magnetizaciones de los materiales presentes en el subsuelo que resulta de la sustracción de la magnetización de los materiales circundantes al valor de magnetización del cuerpo.

Además, hay que tener en cuenta que el cuerpo causante de la anomalía puede considerarse a efectos prácticos como un monopolo aislado, aunque no exista en magnetismo. Esta situación se da cuando el cuerpo (o dipolo) está lo suficientemente inclinado, de tal forma que su polo inferior no tiene efectos en la prospección magnética. El cuerpo se considera también como un dipolo aislado en el resto de casos, cuando el cuerpo tiene una geometría variable de esférica a elongada. La Fig. 3.12 muestra la geometría de la anomalía magnética para una sección N-S. Esta figura permite evidenciar la gran variabilidad de geometrías que puede adquirir la anomalía magnética en función de las características del cuerpo prospectado causante de la anomalía (Hinze et al., 2013).

Magnetómetro de precesión de protones con efecto Overhauser

En la presente Tesis, el equipo utilizado para la prospección magnética ha sido un **magnetómetro de precesión de protones con efecto Overhauser**. Estos equipos se desarrollaron tras la II Guerra Mundial a raíz del descubrimiento de la resonancia magnética nuclear y en las décadas posteriores, se implementaron con el efecto Overhauser (NOE acrónimo en inglés, Overhauser, 1953).

Los protones tienen un momento magnético neto que acoplado junto con su spin provoca en el protón una precesión alrededor de un campo magnético axial (Telford et al., 1990). Concretamente estos magnetómetros se fundamentan en el momento magnético del protón de hidrógeno y su precesión. El equipo genera una corriente polarizadora que crea un campo magnético considerablemente más intenso que el campo magnético terrestre y perpendicular a él, al cual se alinean los momentos

magnéticos de los protones de hidrógeno. Cuando se interrumpe la corriente, el campo magnético creado desaparece y los momentos magnéticos de los protones se realinean en la dirección del campo magnético terrestre (Milsom et al., 2003).

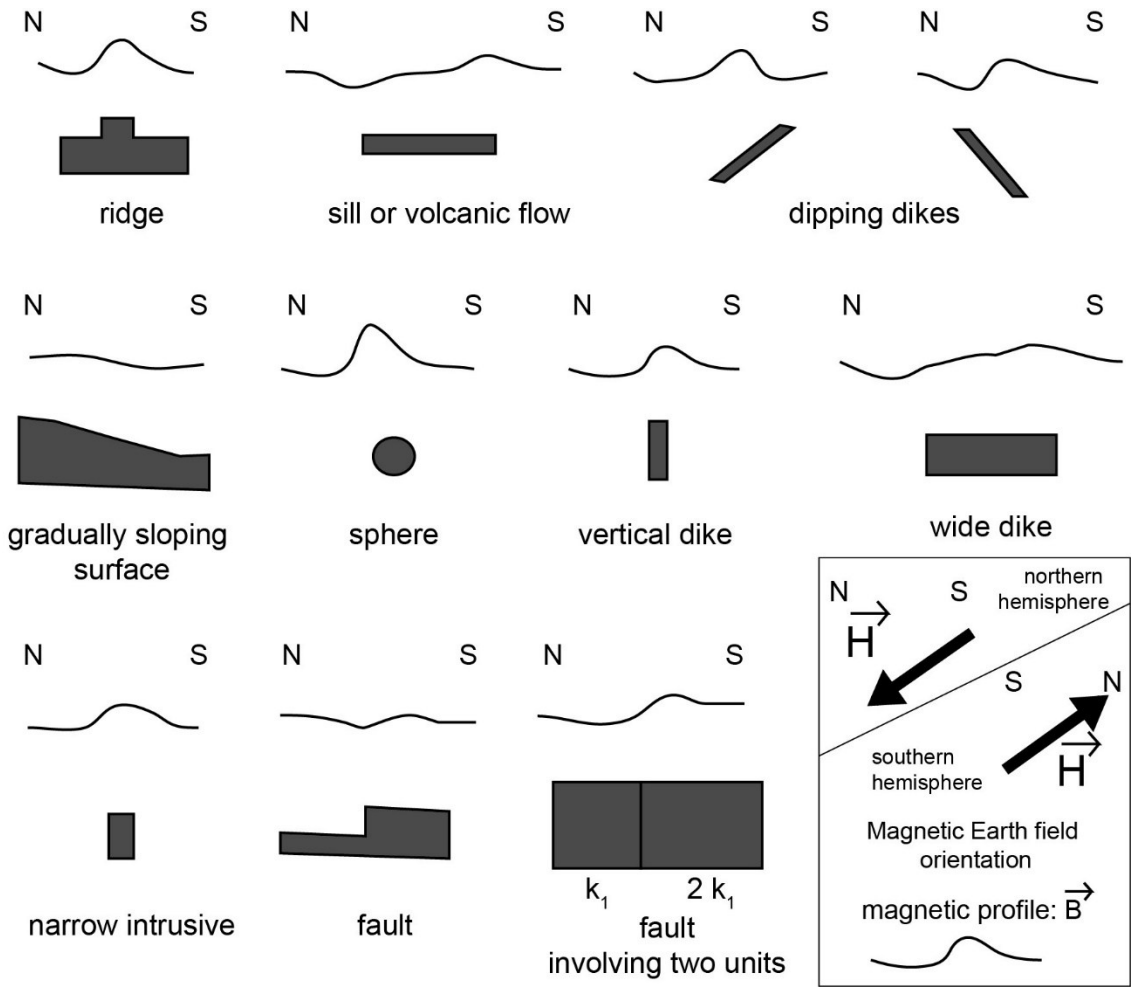


Figura 3.12: Esquematización de las principales anomalías magnéticas obtenidas en campo total B para cada caso de cuerpo geológico con valores de susceptibilidad positivos (k). H es el vector de campo magnético terrestre y su orientación, así como la orientación de todos los perfiles (N-S). Modificado de Hinze et al. (2013).

La precesión es un fenómeno que ocurre a escala subatómica. Los electrones orbitan alrededor de los núcleos con un momento angular L. Este momento angular tiene un momento magnético asociado que ante la aplicación de un H externo experimenta un par de fuerzas que empujan el momento angular hacia un lado (ΔL). Esto provoca que el vector del momento angular precese alrededor de la dirección de H (Fig. 3.13, Tauxe, 2008). Esta precesión de los protones es llevada a cabo a una velocidad angular conocida como frecuencia de precesión de Larmor y es proporcional al campo magnético H que actúa (Telford et al., 1990):

$$W = \gamma_p \cdot H \qquad \textbf{Ecuación 13}$$

Así, estos magnetómetros miden la frecuencia de precesión libre de los protones de hidrógeno cuando sus momentos magnéticos están alineados al campo magnético terrestre una vez que la corriente polarizadora se ha eliminado. γ_p es la relación giromagnética del protón, es decir la relación entre su momento magnético y su momento angular de giro, y es un valor conocido con una precisión de 0.001%; por ello, el campo magnético se puede determinar con la misma precisión (Telford et al., 1990). La frecuencia de precesión de los protones es aproximadamente de 2000 Hz cuando precesan entorno al campo magnético terrestre cuyo valor es de unos 50.000 nT (Milsom et al., 2003).

Por tanto, un magnetómetro de protones debe constar de una fuente de protones de hidrógeno (un recipiente con un líquido de hidrocarburo de bajo punto de congelación) alrededor del cual se enrolla una bobina de alambre de cobre a lo largo de la cual se crea la corriente polarizadora que es del orden de 1 A (Milsom et al., 2003).

La implementación del efecto Overhauser dota de mayor sensibilidad a este tipo de magnetómetros. En los equipos más recientes se pueden registrar hasta 5 medidas por segundo (p.ej. equipo Overhauser GSM-19 v7.0, GemSystems). El efecto Overhauser se consigue combinando el líquido de protones de hidrógeno con un líquido de electrones no apareados que se obtiene de vapores de metales alcalinos como el Cesio (Milsom et al., 2003). Estos electrones transfieren su polarización a los átomos de hidrógeno, generando una señal de precesión mucho más fuerte.

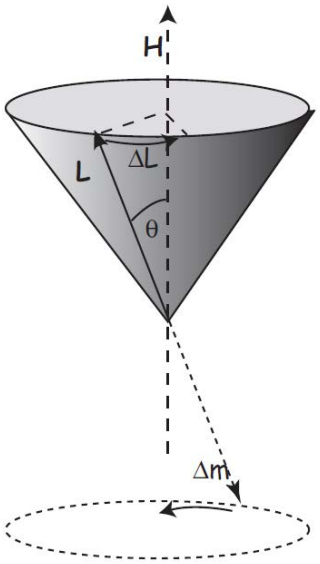


Figura 3.13: La órbita del electrón tiene un momento angular L que crea un momento magnético. En presencia de un campo H el momento magnético experimenta un par de fuerzas que provocan un cambio en el momento angular ΔL. La precesión de la órbita del electrón alrededor de H crea un momento magnético inducido Δm en sentido contrario a H (Tomado de Tauxe, 2008).

3.3.-LAS ROCAS VOLCÁNICAS Y VOLCANOCLÁSTICAS: CLASIFICACIÓN

Dentro de las rocas ígneas podemos distinguir las **rocas volcánicas** que se originan por una erupción volcánica en la superficie de la Tierra y las **rocas intrusivas o subvolcánicas** que se originan por el emplazamiento de los magmas bajo la superficie y su intrusión en rocas preexistentes. Si se hace referencia a la forma de emplazamiento del magma bajo la superficie se pueden distinguir los **sills** (sill en inglés) cuerpos tabulares que se forman cuando el cuerpo ígneo se dispone paralelo a la serie estratigráfica, penetrando entre las capas; los **diques** (dike o dyke), originados cuando el magma asciende e intruye la serie estratigráfica previa cortando las capas; y el **pitón** o plug, un caso particular de dique dónde se reconoce una morfología subcilíndrica (Gill, 2010). Dada la complejidad y la gran variabilidad de las volcanoclásticas s.l. existentes es necesario definir y acotar la terminología empleada en la presente Tesis.

3.3.1.- El término de rocas volcanoclásticas

El término *volcanoclástico o volcanosedimentario* engloba una gran variedad de rocas de origen complejo y variado que se caracterizan por tener una componente volcánica y otra sedimentaria en proporción variable. Es un término que sigue sin estar bien definido y dónde no se puede llevar a cabo

una clasificación genética debido a la limitación que presentan al no conocerse los variados orígenes y procesos que las originan (Fisher, 1961). A ello, se suma su complejidad textural, litológica y composicional y el inicio tardío de su estudio. Esto ha dado lugar a una gran variedad de clasificaciones y propuestas (ver Orton, 1996) sin que exista una clasificación universalmente aceptada. En las rocas objeto de estudio en la presente Tesis, se ha corroborado lo que ya observaron Gisbert (1981) y Bixel (1984), que la matriz y los fragmentos vítreos de estas rocas está preferentemente afectados por procesos de transformación y reemplazamiento (felsitización, zeolitización, silicificación, arcillitización, ferruginización y carbonatación, Gisbert, 1981) lo que dificulta su reconocimiento para su posterior clasificación.

En este apartado se revisan brevemente las principales clasificaciones para el conjunto de rocas y/o sedimentos *volcanoclásticos - volcanosedimentarios* para definir, acotar y adaptar la terminología dotándola de funcionalidad. No se pretende definir otra nueva clasificación o reinterpretar los términos ya que no es el objetivo de la presente Tesis.

El término global *volcanoclástico o volcanosedimentario* no está bien definido y cuenta con variados términos equivalentes. Una de las primeras revisiones de la terminología presente hasta ese momento fue realizada por Fisher (1961) que redefinió y clasificó este conjunto de rocas desde un punto de vista genético. En el término de rocas volcanoclásticas incluía rocas volcánicas que habían podido ser retrabajadas posteriormente a su emplazamiento o no. Cas y Wright (1987) definieron como volcanoclástico cualquier agregado fragmentario de parentesco volcánico independientemente de su origen, es decir, sin connotaciones genéticas. Es decir, cualquier roca o depósito que durante su formación se hubiese visto involucrados de forma directa o indirecta por procesos volcánicos tenía cabida en su definición. Einsele et al. (2000) equiparaba el término de sedimentos volcanoclásticos con el de depósitos de tefra y lo definía como todo conjunto de fragmentos volcánicos independientemente de su tamaño de grano, morfología, composición, origen y proceso de depósito que les daba lugar. Más recientemente, se ha establecido el término de rocas y depósitos volcanoclásticos primarios (White y Houghton, 2006) para incluir toda la gama de productos fragmentarios depositados directamente por erupciones explosivas o efusivas. Esta definición tiene un enfoque que sin ser genético ni descriptivo toma como punto de partida para su clasificación el único evento común para todos los fragmentos que constituyen este conjunto de rocas: el proceso de depósito. Si se tiene particularmente en cuenta la clasificación de Gisbert, (1981) que estudio las mismas rocas de la presente Tesis en las mismas zonas de estudio; definió las rocas volcanosedimentarias como el conjunto de rocas que presentan pruebas razonables de concurrencia de procesos volcánicos y sedimentarios en sus mecanismos de emplazamiento y consolidación. Su clasificación se basaba en criterios genéticos pues la gran complejidad de este conjunto de rocas, según su opinión, hacía inabarcable su clasificación en base a la composición (Gisbert, 1981).

De todo ello, podemos extraer que incluso el término global *volcanoclástico o volcanosedimentario* no presenta límites claros, pero incluye rocas que presentan características volcánicas y sedimentarias. En la presente Tesis, se ha incluido en este término cualquier roca o depósito que presentase una clara componente volcánica en sus fragmentos o minerales y una componente sedimentaria variable en mayor o menor medida.

3.3.2.- Clasificaciones de rocas volcanoclásticas

Los primeros intentos para establecer una clasificación para el conjunto de rocas que abarca el término volcanoclásticas se llevaron a cabo en los años 60 del siglo pasado. Fisher (1961) tras una revisión profunda de las clasificaciones y criterios aplicados hasta el momento, estableció una clasificación que se basaba en el origen primario de los fragmentos constitutivos de las rocas y, en

segundo término, en su tamaño de grano. Complementariamente, presentaba una categoría puramente descriptiva para aquellas rocas de dudoso o desconocido origen, pero en las cuales se reconocía una componente volcánica clara. Con este punto de partida, Fisher (1961) dividía este conjunto de rocas en:

-. **Autoclásticas**: rocas constituidas por fragmentos generados en chimeneas volcánicas (vents en inglés), por fricción de la lava al fluir en superficie o por explosiones internas de gas en el interior de flujos de magma una vez se han estancado.

-. **Piroclásticas**: rocas constituidas por fragmentos generados por una explosión volcánica y extruidos como partículas discretas de las chimeneas volcánicas. Estas rocas se caracterizan por no haber sido retrabajadas, es decir, no han sido desplazadas de su lugar de depósito original y redepositadas en otro lugar antes de su litificación.

-. **Epiclásticas**: rocas constituidas por fragmentos o sedimentos depositados mecánicamente (gravas, arenas, lodos etc.) que derivan de productos meteorizados y erosionados de rocas volcánicas preexistentes litificadas o solidificadas previamente.

Aparte de estos tres grandes conjuntos, incluía una clasificación monogenética equivalente para aquellas rocas cuyos fragmentos eran de origen desconocido y se realizaba en función del tamaño de grano de las partículas constitutivas de la roca (Fig. 3.14).

Predominant grain size (mm)	*Autoclastic*	*Pyroclastic*	*Epiclastic*	*Equivalent nongenetic terms*
	Flow breccia	Pyroclastic breccia	Epiclastic volcanic breccia	Volcanic breccia
256				
	Autobreccia	Agglomerate		
64				
	Intrrusion breccia	Lapillistone	Epiclastic volcanic conglomerate	Volcanic conglomerate
2				
			Epiclastic volcanic sandstone	Volcanic sandstone
1/16				
	Tuffisite	Tuff	Epiclastic volcanic siltstone	Volcanic siltstone
1/256				
			Epiclastic volcanic claystone	Volcanic claystone

Figura 3.14: Clasificación para las rocas volcanoclásticas según Fisher (1961).

La clasificación de Fisher (1961) representa una muy buena aproximación para la clasificación de las rocas volcanoclásticas s.l. pero tiene dos grandes inconvenientes. i) una clasificación genética requiere al usuario ser conocedor del origen de los fragmentos y granos de la roca, tarea nada fácil y a veces inviable dada la complejidad de estas rocas y de su historia geológica. Si las rocas no son de edades geológicas recientes, sus características primarias no son fácilmente identificables y los procesos secundarios pueden haber actuado pervasivamente sobre ellas; ii) no considera que las rocas volcanoclásticas puedan tener una componente sedimentaria, fenómeno muy común cuando los eventos volcánicos coexisten con procesos típicamente sedimentarios como procesos fluviales, aluviales o lacustres o como resultado del flujo magmático en superficie sobre el propio terreno que incorpora numerosos elementos como restos vegetales o sedimentos no consolidados durante su avance.

Otra clasificación de importancia para la presente Tesis al haberse realizado en las mismas rocas y depósitos estudiados en el área de los Pirineos Centro-Orientales es la de Gisbert (1981). Este autor propone una clasificación para rocas volcanoclásticas (Fig. 3.15) que se basa en los mecanismos de depósito de estas rocas, siendo en cierta medida una clasificación genética. Los tres tipos que incluye son:

.- **Rocas piroclásticas**: rocas cuyos mecanismos de emplazamiento han sido exclusivamente volcánicos y los procesos "sedimentarios" se han producido durante la diagénesis.

.- **Rocas mixtas o volcano-sedimentarias**: rocas con mecanismos de emplazamiento mixtos, los propiamente volcánicos y los sedimentarios, y sincrónicos. En este término incluye los lahares o los piroclastos que posteriormente han sido retrabajados etc.

.- **Rocas piroclásticas retrabajadas**: rocas en las cuales los mecanismos de emplazamiento son exclusivamente sedimentarios pero no pueden considerarse como rocas sedimentarias ya que las características de los materiales que las constituyen son volcánicas en mayor o menor grado.

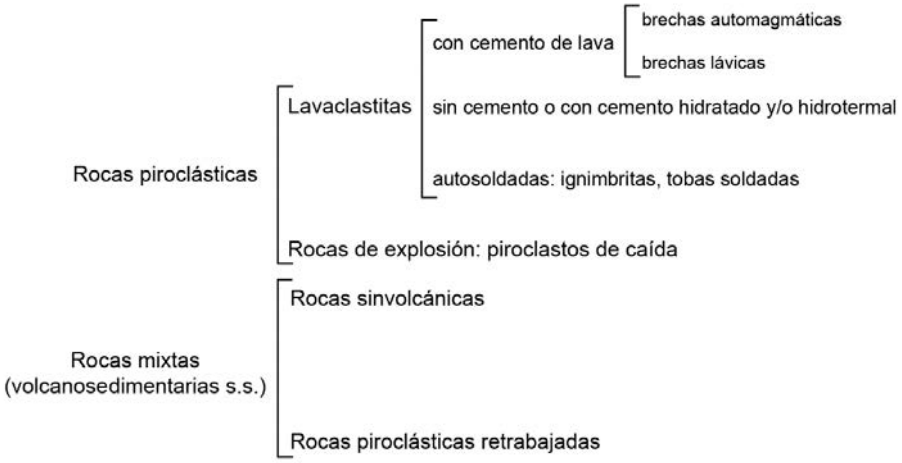


Figura 3.15: Clasificación según el mecanismo de depósito de las rocas volcánicas propuesta por Gisbert (1981).

Esta clasificación requiere que el usuario sea conocedor del mecanismo de emplazamiento de las rocas o depósitos, una tarea que puede resultar en ocasiones fácil de identificar como en el caso de un lahar o ignimbrita pero que en general y en el caso particular de rocas del Paleozoico no siempre es posible identificar. Gisbert (1981) incluye en esta clasificación y por tanto también dentro del término volcanoclásticas rocas con una variable proporción de componente sedimentaria, una característica fácilmente identificable en las rocas de las cuencas del Carbonífero superior-Pérmico y que resulta difícil poder obviar.

En la misma línea, Cas y Wright (1988) tienen en consideración la presencia de fragmentos de origen no magmático como parte constitutiva de las rocas volcanoclásticas. Hacen una distinción de los tipos de fragmentos existentes diferenciando entre:

-. **Fragmentos juveniles**: son fragmentos piroclásticos o hidroclásticos. Los primeros han sido generados durante una erupción volcánica explosiva causada o dominada por la desgasificación del magma; y los segundos son el resultado del magma caliente en contacto con agua superficial, situación común en las erupciones freatomagmáticas.

-. **Fragmentos accesorios o cognados**: son fragmentos derivados de rocas co-magmáticas más antiguas.

-. **Fragmentos accidentales**: son fragmentos que proceden de las rocas subyacentes, pueden ser de cualquier composición y origen.

A pesar de esta diferenciación genética de los fragmentos, Cas y Wright (1988) proponen emplear la clasificación del International Working Group (IWG) que es meramente descriptiva, basada en el tamaño de grano de las partículas constitutivas de las rocas: bloques o bombas para diámetros (ø) iguales o superiores a 64 mm; lapilli para ø entre 64 y 2 mm; ceniza volcánica para ø igual o inferior a 2 mm; y polvo volcánico para ø igual o inferior a 0.063 mm. El hecho de que estos autores tras una distinción genética de los fragmentos se decante finalmente por una clasificación descriptiva pone en evidencia la complejidad para definir tipos y establecer criterios en estas rocas.

En el actual milenio, White y Houghton (2006) establecieron una clasificación tan solo para rocas y depósitos volcanoclásticos primarios (Fig. 3.16). Estos autores redefinieron el término volcanoclástico, acotándolo con el adjetivo primario al conjunto de fragmentos de rocas depositados directamente por erupciones efusivas o explosivas. De este modo, excluían cualquier roca volcánica que hubiese podido ser posteriormente retrabajada o que presentase una componente sedimentaria. Las rocas volcanoclásticas no primarias las incluían dentro de un grupo denominado rocas volcanoclásticas sineruptivas resedimentadas y sugieren el uso de su clasificación para algunas de ellas. White y Houghton (2006) consideran como rocas sedimentarias con herencia volcánica aquellas rocas que tienen granos generados por la erosión de lavas o rocas piroclásticas litificadas, pero cuyos mecanismos de depósito son sedimentarios y, por tanto, no son rocas que proceden directamente de erupciones efusivas o explosivas. Para las rocas sedimentarias con herencia volcánica recomiendan emplear su nombre sedimentario con un término que denote su naturaleza composicional volcánica como podría ser el caso de una arenisca basáltica.

Process	Deposit adjective (noun)
Sedimentation from pyroclastic plumes and currents	Pyroclastic (various)
Deposition of fragments from lava, formed via air cooling	Autoclastic (autobreccia)
Deposition of fragments from lava, formed via water chilling	Hyaloclastic (hyaloclastite)
Mingling of magma with wet sediment, ~in situ deposition	Peperitic (peperite)

Figura 3.16: Clasificación de las variedades de rocas volcanoclásticas primarias según White y Houghton (2006).

El único evento común para todos los fragmentos de una roca volcanoclástica primaria y que es el punto de partida de la clasificación de White y Houghton (2006) es el proceso de depósito. Esta clasificación se basa en la terminología desarrollada por Fisher (1961) y la escala de tamaño de Wentworth y Williams (1932) ya detallada en la clasificación de Cas y Wright (1988).

En primer lugar, White y Houghton (2006) distinguen entre los distintos fragmentos que constituyen una roca volcanoclástica primaria:

-. **Clastos juveniles**: son clastos que derivan directamente del magma erupcionado.

-. **Clastos líticos del substrato** (*country rock*): son clastos procedentes de la roca del substrato, es decir, derivan de las rocas o sedimentos previos a la erupción y se incorporan durante el transporte y depósito de la roca volcanoclástica.

-. **Clasto compuesto**: son clastos constituidos por una mezcla mecánica de clastos juveniles y líticos, en ocasiones con presencia de clastos juveniles reciclados.

Partiendo de estos tres tipos de fragmentos constitutivos clasifican los depósitos volcanoclásticos en:

-. **Piroclástico**: depósito formado por plumas volcánicas o corrientes de densidad piroclásticas. El depósito de estos materiales ocurre por sedimentación en suspensión, por tracción o por enfriamiento o por la combinación de cualquiera de estos tres mecanismos.

-. **Autoclástico**: depósito generado como consecuencia de un vulcanismo efusivo, cuando el exterior de un domo o colada de lava se enfría y fragmenta en contacto con el aire, depositándose bajo la influencia del propio flujo continuo del domo o lava.

-. **Hialoclastita**: depósito formado como consecuencia de un vulcanismo efusivo, cuando el magma extruido a la colada de lava fluye, se enfría y se fragmenta en contacto con agua. Los fragmentos generados se depositan bajo la influencia del flujo de magma pero afectados por la dinámica del agua.

-. **Peperita**: depósito generado como consecuencia de la efusión e intrusión superficial de un magma a través de material clástico no consolidado. El magma o lava se fragmenta a medida que se desplaza y se mezcla con el material clástico y se produce un depósito in situ.

Esta clasificación establece claramente los procesos de depósito sin llegar a determinar con claridad qué criterios son los que permiten reconocer y distinguir entre unos depósitos u otros.

Finalmente, cabe mencionar que para las rocas volcánicas y volcanoclásticas existe una gran variedad de clasificaciones y es frecuente que atiendan a i) aspectos descriptivos como el tamaño de las partículas, ii) parámetros físicos (térmicos, higroscópicos, p.ej. Frolova, 2008) o iii) a la composición química (*International Union of Geological Sciences-IUGS*). Además, cuando se traducen los términos que generalmente se definen en inglés, no siempre recogen con precisión el significado original. Se han realizado esfuerzos para recoger esta terminología en lengua castellana con un significado equivalente al inglés (p.ej. Murcia et al., 2013).

3.3.3. Terminología empleada para las rocas volcánicas y volcanoclásticas

A priori, la utilización de una clasificación genética que atienda a los mecanismos de depósito es el enfoque que mejor se ajusta a los objetivos planteados para la presente Tesis ya que la ASM presenta una relación directa con la petrofábrica que a la vez es reflejo, entre otras, de los mecanismos de flujo y/o depósito. Sin ánimo de establecer una nueva clasificación para las rocas volcanoclásticas s.l. pues no es objetivo de esta Tesis y dada la problemática intrínseca que presenta el propio término de rocas volcanoclásticas s.l. como ha quedado patente en esta sección, se procede a exponer la terminología empleada extraída, y en ocasiones adaptada, de las clasificaciones anteriormente descritas:

- **Colada o flujo de lava (lava flow).** Su composición es la de una lava andesítica para las rocas estudiadas y no se reconoce ningún clasto o canto de origen sedimentario.

- **Intrusión o roca subvolcánica/hipovolcánica (intrusion).** Su composición es la de un magma andesítico pero su posición estratigráfica, su geometría, su mineralogía y textura en ocasiones traquítica evidencian un enfriamiento del magma subsuperficial.

- **Depósito autoclástico (autoclastic deposit).** Son depósitos donde tanto los cantos como la matriz son eminentemente volcánicos. Se distingue entre conglomerado o brecha según si los cantos tienen una mayor o menor redondez y se distingue algún canto litico. También incluye a los domos que presentan una textura de colada de lava pero que se han depositado con una morfología redondeada (dómica) lo que indica un corto desplazamiento del flujo de magma.

- **Depósito piroclástico (pyroclastic deposit).** Incluye todos los materiales volcánicos que son típicamente eyectados de un cono volcánico y que se han gradado atendiendo a su tamaño de grano: cinerita, lapilli, ignimbrita (son reconocibles las fiammes) y bombas.

- **Depósito compuesto (composite deposit).** Incluye cantos que se han generado por la mezcla de fragmentos volcánicos y sedimentarios y son los que claramente dominan con respecto a los puramente de origen volcánico.

También hay que destacar el uso recurrente de cinco términos que forman parte de la terminología clásica de rocas volcánicas y volcanoclásticas s.l. pero que o no han sido mencionados en las clasificaciones anteriormente descritas o es necesario acotar su significado:

-**Piroclasto s.l**. Son agregados formados durante una actividad volcánica explosiva y depositados por procesos de transporte que resultan de forma directa de esa actividad (Cas y Wright, 1988). Quedan excluidos todos los subproductos derivados de la actividad efusiva como los flujos lávicos. Un ejemplo de piroclasto s.l. sería una ceniza o una bomba (atendiendo por ejemplo a la clasificación de descriptiva de tamaños Cas y Wright,1988).

- **Ignimbrita.** Aunque posee un significado tanto litológico como genético se va a restringir en este caso al de un depósito formado a partir de flujos piroclásticos pumíticos con independencia del grado de soldadura o volumen implicado (Spark, 1973). En estas rocas se distinguen las *fiamme structures* en muestra de mano y/o en microscopio.

-**Lahar.** Es un depósito consolidado, dónde es distinguible una clara componente volcánica pero también sedimentaria. En la presente Tesis, el reconocimiento de restos vegetales calcinados es determinante para asignar este término ya que son indicativos de un flujo de origen volcánico caliente que se desplazó superficialmente arrasando la cobertera. Este depósito permite situar la zona en un punto cercano a la fuente emisora del producto volcánico. En el lahar identificado se reconocen cambios composicionales y de color paralelos a la estratificación y troncos carbonizados y silicificados presentan una orientación preferente y son de tamaño decimétrico a métrico. Se restringe este término a un depósito dominantemente volcánico tal y como sugieren Murcia et al. (2013) para su uso en castellano.

- Surge deposit. Es un depósito consolidado, dónde se distingue una gradación de tamaños de grano en función de las sucesivas avenidas de material volcanoclástico en una zona. Este depósito indica una llegada recurrente y masiva de material de origen volcanoclástica a la zona. Al estar granoseleccionado sitúa la zona en un punto intermedio a la fuente emisora del producto volcánico.

-**Domo.** Adoptando el significado propuesto por Gisbert (1981) es una masa de magma con una morfología dómica que se extiende a lo largo de una superficie en pendiente.

A continuación, se adjuntan imágenes de distintos tipos litológicos presentes en las cuencas Carbonífero superior-Pérmicas estudiadas para ilustrar al lector (Fig. 3.17, 3.18, 3.19, 3.20 y 3.21).

Litología:
Alternancia de cenizas y coladas de lava

Cuenca:
Erillcastell-Malpàs

Litología:
Ignimbritas (fiamme structures)

Cuenca:
Erillcastell-Malpàs

Litología:
Volcanoclástica s.l. estratificadas

Cuenca:
Erillcastell-Malpàs

Litología:
Alternancia de cenizas y rocas volcanoclásticas

Cuenca:
Erillcastell-Malpàs

Figura 3.17: Lámina de fotografías de las rocas volcánicas y volcanoclásticas de la cuenca de Erillcastell.

Litología:
Volcanoclástica s.l., Lahar con troncos carbonizados y vesículas de desgasificación

Cuenca:
Erillcastell-Malpàs

Litología:
Surge deposit (piroclastos)

Cuenca:
Estac

Litología:
Volcanoclástica s.l., conglomerado de cantos sedimentarios

Cuenca:
Erillcastell-Malpàs

Litología:
Colada andesítica

Cuenca:
Erillcastell-Malpàs

Figura 3.18: Lámina de fotografías de las rocas volcánicas y volcanoclásticas de la cuencas de Erillcastell y Estac.

Litología:
Brecha volcánica,
Depósito autoclástico

Cuenca:
Cadí

Litología:
Flujo lávico intrusivo

Cuenca:
Cadí

Litología:
Domo lávico,
depósito autoclástico

Cuenca:
Estac

Litología:
Surge deposit,
(piroclastos)

Cuenca:
Estac

Figura 3.19: Lámina de fotografías de las rocas volcánicas s.l. y volcanoclásticas s.l. de la cuenca de Estac y del Cadí.

Litología:
Sills andesíticos

Cuenca:
Anayet

Litología:
Colada andesítica

Cuenca:
Anayet

Litología:
Brecha lávica,
depósito autoclástico

Cuenca:
Anayet

Litología:
Colada andesítica,
pitón volcánico

Cuenca:
Anayet

Figura 3.20: Lámina de fotografías de las rocas volcánicas s.l. y volcanoclásticas s.l. de la cuenca de Anayet.

Litología:
Colada de lava con disyunción columnar

Cuenca:
Cadí

Litología:
Ignimbritas

Cuenca:
Cadí

Litología:
Colada de lava con disyunción columnar

Cuenca:
Cadí

Litología:
Conglomerado de cantos volcánicos

Cuenca:
Cadí

Figura 3.21: Lámina de fotografías de las rocas volcánicas s.l. y volcanoclásticas s.l. de la cuenca del Cadí.

4. CONTEXTO GEOLÓGICO

Fotografía: Vistas de los afloramientos Carbonífero superior-Pérmico en facies rojas y materiales volcánicos e hipovolcánicos en los picos de Anayet (en primer término) y Midi d'Ossau (al fondo). Cuenca de Anayet.

4.1.- MARCO GEOLÓGICO: LOS PIRINEOS

La Cordillera Pirenaica se localiza en el margen norte de la Península Ibérica y la constituyen un conjunto de alineaciones montañosas que discurren en dirección E-W a lo largo de aproximadamente 1000 km, desde Galicia al oeste hasta el cabo de Creus en el Mar Mediterráneo al este. La Cordillera Pirenaica constituye el extremo occidental del orógeno Alpino que resultó de la colisión de las placas de África y Europa entre el Cretácico superior y Mioceno (p.ej. Muñoz, 1992). Las rocas más antiguas de la Cordillera Pirenaica preservan estructuras generadas durante la orogenia Varisca y orogenias anteriores, desde el Cámbrico (p.ej. Haertevelt, 1970; Casas et al., 2019) que han condicionado su evolución posterior. La Cordillera Pirenaica representa un ejemplo excepcional de orógeno de colisión continental por sus excelentes condiciones de afloramiento y dimensiones.

Las alineaciones montañosas que constituyen la Cordillera Pirenaica tienen un origen común y han sufrido una misma evolución geodinámica a lo largo de los tiempos geológicos; si bien la Cordillera Pirenaica se subdivide tradicionalmente en dos unidades: Cordillera Cantábrica y Pirineo ístmico, siendo el límite entre ambas la Falla de Pamplona (p.ej. López-Gómez et al., 2019).

El Pirineo ístmico (Fig. 4.1) es un orógeno asimétrico de doble vergencia que se dispone en dirección WNW-ESE y cuya parte emergida se extiende a lo largo de 440 km desde el Golfo de Bizkaia al oeste hasta el Mar Mediterráneo al este. Esta cadena está compuesta por un conjunto de unidades cabalgantes con una vergencia dominante hacia el sur en su margen meridional y que son el resultado de dos orogenias, la Varisca acaecida en el Paleozoico y la Alpina en el Cenozoico, junto con dos ciclos rift-post rift principales que afectaron al basamento Varisco desde el Paleozoico tardío hasta el Mesozoico (p.ej. Barnolas y Pujalte, 2004).

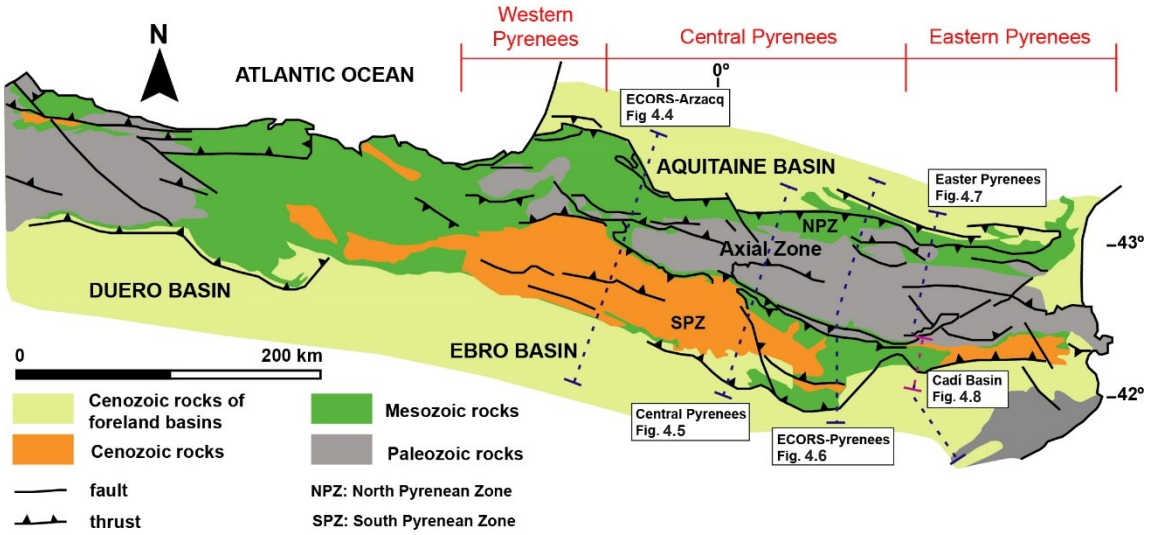


Figura 4.1: Mapa geológico simplificado del Pirineo dónde se observan las tres grandes unidades en las que se subdivide y las cuencas de antepaís que lo limitan a norte y sur. En rojo la subdivisión geográfica. Se han marcado el trazado de los cortes geológicos que aparecen en este capítulo (modificado de Gisbert et al., 2024).

El Pirineo ístmico (de aquí en adelante en la presente Tesis se mencionará como Pirineos) se estructura de norte a sur en tres grandes unidades (Mattauer, 1968): Zona Norpirenaica, Zona Axial y Zona Surpirenaica. Estas unidades se encuentran limitadas, a norte y sur, por dos cuencas de antepaís que presentan parte de sus sedimentos plegados: la cuenca de Aquitania y la cuenca del Ebro, respectivamente (Fig. 4.1). En la Zona Axial afloran rocas del basamento paleozoico y constituye la parte interna de los Pirineos. En la Zona Norpirenaica y Zona Surpirenaica afloran principalmente rocas mesozoicas y cenozoicas.

La **Zona Norpirenaica** (**ZNP**) está constituida por un conjunto de estructuras con una vergencia dominante hacia el norte y láminas de cabalgamientos que implican el basamento paleozoico y materiales mesozoicos (p.ej. Barnolas y Pujalte, 2004). Las unidades paleozoicas implicadas se encuentran en los Macizos Vascos en el extremo occidental de los Pirineos y los Macizos Norpirenaicos en su extremo oriental. El límite norte está bien definido por el Cabalgamiento Frontal Norpirenaico que dispone materiales mesozoicos y paleozoicos sobre los materiales cenozoicos de la cuenca de Aquitania. El límite sur con la Zona Axial lo define la Falla Norpirenaica, que se ha interpretado como la zona de sutura entre Iberia y Europa (p.ej. Barnolas y Pujalte, 2004; Floquet y Martín-Chivelet et al., 2019). A lo largo de esta falla afloran en superficie varios afloramientos de lherzolitas, que constituyen rocas procedentes del manto exhumadas durante el Cretácico (Lagabrielle et al., 2010, entre otros).

La **Zona Axial** está formada un conjunto de láminas de basamento alpinas y vergencia sur que generan un apilamiento antiformal (Muñoz 1992; Vergés y Martinez, 1988; Teixell, 1996, 1998) y alturas medias de 2000 m. La Zona Axial constituye el mayor afloramiento de rocas del Paleozoico en los Pirineos. Las láminas de cabalgamiento que forman la Zona Axial involucran rocas del Cámbrico y Paleozoico deformadas durante la orogenia Varisca cubiertas puntualmente de forma discordante por materiales del Carbonífero superior-Pérmico y Triásico. La Zona Axial es donde se encuentran las grandes cumbres de los Pirineos, siendo el pico Aneto (3404 m) la de mayor altitud.

La **Zona Surpirenaica** está constituida por un conjunto de láminas de cobertera mesozoica de vergencia principalmente sur cuyo nivel de despegue son las evaporitas y lutitas del Triásico superior (Facies Keuper). En ocasiones también involucran materiales de basamento. Su margen sur está definido por el Cabalgamiento Frontal Surpirenaico y se subdivide en tres subzonas (Barnolas y Pujalte, 2004): la Unidad Surpirenaica Occidental situada entre la Falla de Pamplona y el valle del Cinca; la Unidad Surpirenaica Central entre el valle del Cinca y el valle del Segre y la Unidad Surpirenaica Oriental entre la lineación estructural del valle del Segre y el Mar Mediterráneo.

La subdivisión geográfica (Fig. 4.1) del Pirineo de oeste a este es: **Pirineo Occidental** que corresponde al segmento de Euskadi, Navarra y Nouvelle Aquitaine, **Pirineo Central** que incluye al segmento de Aragón, la mitad occidental de la provincia de Lleida (Catalunya) y el sur de Occitanie y **Pirineo Oriental** que corresponde con la mitad oriental de las provincias de Lleida, Girona y el sur de Occitanie.La zona de estudio de la presente Tesis Doctoral se localiza en los Pirineos Centrales y Orientales y engloba parte del margen sur de la Zona Axial y parte septentrional de la Zona Surpirenaica (Fig. 4.1).

4.1.1-Los Pirineos dentro del contexto de la tectónica de placas

Las rocas que constituyen los Pirineos se han ido depositando progresivamente en un contexto de tectónica de placas que ha ido evolucionando. Este contexto se ha ido conociendo con la reconstrucción de los movimientos y de la posición de las placas tectónicas implicadas para cada periodo y han sido varios los modelos cinemáticos propuestos que tratan de dar respuesta a algunos de los principales eventos tectónicos.

Durante el Paleozoico se produjo la progresiva amalgamación de la mayor parte de los continentes dando lugar al supercontinente Pangea (p.ej. Franke, 2000; Gutiérrez-Alonso et al., 2011; Murphy et al., 2009). La colisión de dos de las grandes masas continentales, Laurasia y Gondwana, dió lugar un gran cinturón orogénico subdividido en tres segmentos (Matte, 2001) de oeste a este: el Allegheny, el Varisco y los Urales. En esta colisión y sutura continental se vieron además implicadas otras placas tectónicas de menor tamaño como Iberia (Matte, 2001) El segmento Varisco discurría por el norte de Gondwana, Iberia y Laurasia. Los eventos compresivos acontecidos a finales del Carbonífero

y relacionados con la orogenia Varisca deformaron las rocas depositadas hasta ese momento (Zwart, 1979).

A partir del Pérmico se inició la ruptura de Pangea generando un cambio en el escenario tectónico a gran escala. Se pasó de un régimen compresivo a un régimen transtensional y extensional (p.ej. Burg et al., 1994; Van Den Driessche y Brun, 1989; López-Gómez et al., 2019) salvo en zonas muy puntuales del orógeno donde se registró una deformación contractiva antes del rift Triásico (Pereira y Gama, 2017). Durante el Carbonífero superior-Pérmico temprano dominó la extensión en dirección ESE-WNW sincrónica al levantamiento y emergencia de porciones de la corteza y al depósito de las unidades del Carbonífero superior-Pérmico volcánico y sedimentario (Visser, 1992). Esto provocó la formación de un gran sistema de desgarre dextro (Fig. 4.2) que conectaba los tres segmentos del orógeno (Arthaud y Matte, 1977; Simancas, 2019). Además, simultáneamente se produjo el desmantelamiento del orógeno, el adelgazamiento de la litosfera implicada (Simancas, 2019) y la generación de un rift continental. Estos fenómenos tuvieron como respuesta local la generación de numerosas cuencas extensionales intramontañosas en distintas áreas, incluida Iberia cuyo desarrollo estuvo fuertemente condicionado por la orientación de los desgarres previos Variscos (ver por ejemplo Angrand et al., 2020). Contemporáneamente a este proceso y a la génesis de estas cuencas, se estableció una actividad magmática generalizada desde finales del Carbonífero y durante todo el Pérmico (Gisbert, 1981; Bixel, 1984; López-Gómez et al.,2019). Esta extensión Pérmica continuó a lo largo del Triásico constituyendo uno de los dos primeros ciclos de rift-post rift que afectaron al basamento Varisco (ver por ejemplo Barnolas y Pujalte, 2004; Capote et al., 2002).

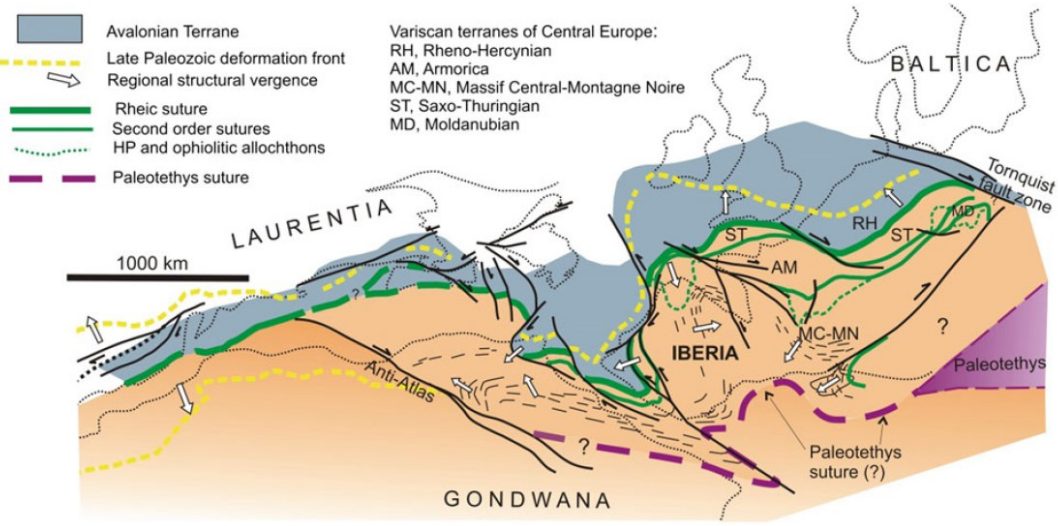


Figura 4.2: Reconstrucción del orógeno Varisco y las áreas implicadas en su evolución tardía durante el Pérmico. Se observan las suturas de los antiguos océanos y los frentes de deformación con la vergencia general de las estructuras (tomado de Simancas, 2019).

Desde el Jurásico superior hasta el Cretácico superior tuvo lugar la segunda etapa de rift-post rift en la cual la extensión es mayor debido a la expansión del océano Atlántico y apertura del golfo de Bizkaia (Rosenbaum et al., 2002). En el Albiense-Cenomaniense se registra el emplazamiento de cuerpos de lherzolitas procedentes de la exhumación del manto en las cuencas Mesozoicas localizadas cerca de la Zona Norpirenaica (Lagabrielle et al., 2010, entre otros). El mecanismo que favorece este emplazamiento se ha relacionado con: i) el fragmento de litosfera subducida que se volvió gravitacionalmente inestable y generó afloramientos de la astenosfera puntuales con el consiguiente magmatismo y metamorfismo de alta temperatura en el margen de la placa europea (Vissers et al., 2012); o con ii) la exhumación del manto durante la deformación transtensional por la separación entre las placas Iberia y Europa (Lagabrielle et al., 2010).

Durante el Cretácico superior y el Cenozoico, la colisión entre Iberia y Europa desencadena la formación de la Cordillera Pirenaica. A lo largo del Cenozoico la deformación en la placa Iberia migró del norte hacia el sur y posteriormente hacia el oeste (Braga y Cuhna, 2019). Durante el Paleógeno, la Zona Surpirenaica fue deformada y compartimentada en pequeñas subcuencas con sedimentación independiente. El progresivo depósito de materiales terrígenos y el levantamiento de la cordillera de los Pirineos propició a finales del Eoceno, el aislamiento de las áreas centrales y orientales de la Zona Surpirenaica con respecto al océano Atlántico.

La complejidad del fenómeno que desde el Mesozoico involucró la apertura del océano Atlántico junto con el golfo de Bizkaia y el desplazamiento de Iberia con respecto a Europa, ha suscitado un gran interés y existen varias propuestas que pueden resumirse en los siguientes tres modelos cinemáticos:

Modelo de movimiento direccional sinistro (Fig. 4.3 A) en el golfo de Bizkaia y a lo largo de la falla Norpirenaica con un polo de rotación de Iberia y Europa situado al norte de Europa (p.ej. Sibuet, 1989; Rosenbaum et al., 2002). En este modelo, el movimiento direccional sinistro entre África e Iberia con respecto a Europa se iniciaría durante el Jurásico medio-Cretácico temprano (170-120 Ma) acomodando más de 200 km debido a la expansión del fondo marino en el océano Atlántico. Posteriormente, se interpreta una evolución hasta una convergencia relativa entre Iberia y Europa cuya convergencia total tuvo lugar en el Cretácico superior (83 Ma). Entre los 67-55 Ma la convergencia cesó durante unos 10-15millones de años y posteriormente volvió a reanudarse alcanzando su tasa máxima durante el Eoceno-Oligoceno. El desplazamiento de Iberia se reanudó esta vez con un movimiento direccional diestro con un desplazamiento de unos 60-70 km durante el Eoceno que culminó con una convergencia hasta el Oligoceno. Finalmente, desde el Mioceno temprano la convergencia entre África y Europa fue lenta (Rosenbaum et al., 2002).

Modelo de apertura en tijera (Fig. 4.3 B) con un polo de rotación situado en el extremo sureste del golfo de Bizkaia que dio lugar a una convergencia en los Pirineos (p.ej. Roest y Srivastava, 1991; Sibuet, 2004; Vissers et al., 2012). Este modelo ya propuesto en los años cincuenta por Carey (1958) sugería una rotación aproximada de 35° en sentido antihorario de Iberia durante el Supercron Normal del Cretácico (Sibuet et al., 2004; Vissers et al., 2012). Algunos autores limitan esta rotación al Aptiense (Gong et al., 2008). En el modelo de apertura en tijera, el movimiento se inició en el Jurásico tardío-Cretácico temprano (Aptiense) con una extensión de 350 km en dirección N-S entre Iberia y Europa debido a la formación de los márgenes continentales septentrionales y meridionales del golfo de Bizkaia. Posteriormente, entre el Aptiense y el Campaniense (118-80 Ma) se produjo una expansión del fondo oceánico en el golfo de Bizkaia y océano Atlántico. Finalmente, desde el Santoniense (85 Ma) se produjo un acortamiento cortical en el área de los Pirineos debido a la subducción continental de Iberia bajo Europa (Sibuet, 2004).

Modelo de hiperextensión (Fig. 4.3 C) durante el Aptiense tardío (110 Ma) (p.ej. Jammes et al., 2009; Vergés et al., 2019). Este modelo, en la actualidad en auge, propone un movimiento direccional sinistro a lo largo del límite de Iberia y Europa que acomodó entre 300 y 500 km de desplazamiento desde el Jurásico tardío al Aptiense temprano. Posteriormente, en el Aptiense tardío- Albiense, se produjo un importante adelgazamiento litosférico en el límite entre las placas tectónicas, una exhumación local del manto y la rotación en sentido antihorario de Iberia con respecto Europa por la apertura del golfo de Bizkaia. Todo ello generó que el área afectada por la extensión estuviese afectada por fallas transformantes de dirección SW-NE. Finalmente, a partir del Santoniense (85 Ma) se produjo una inversión de las cuencas situadas en el área de los Pirineos y una convergencia entre Iberia y Europa (Jammes et al., 2009).

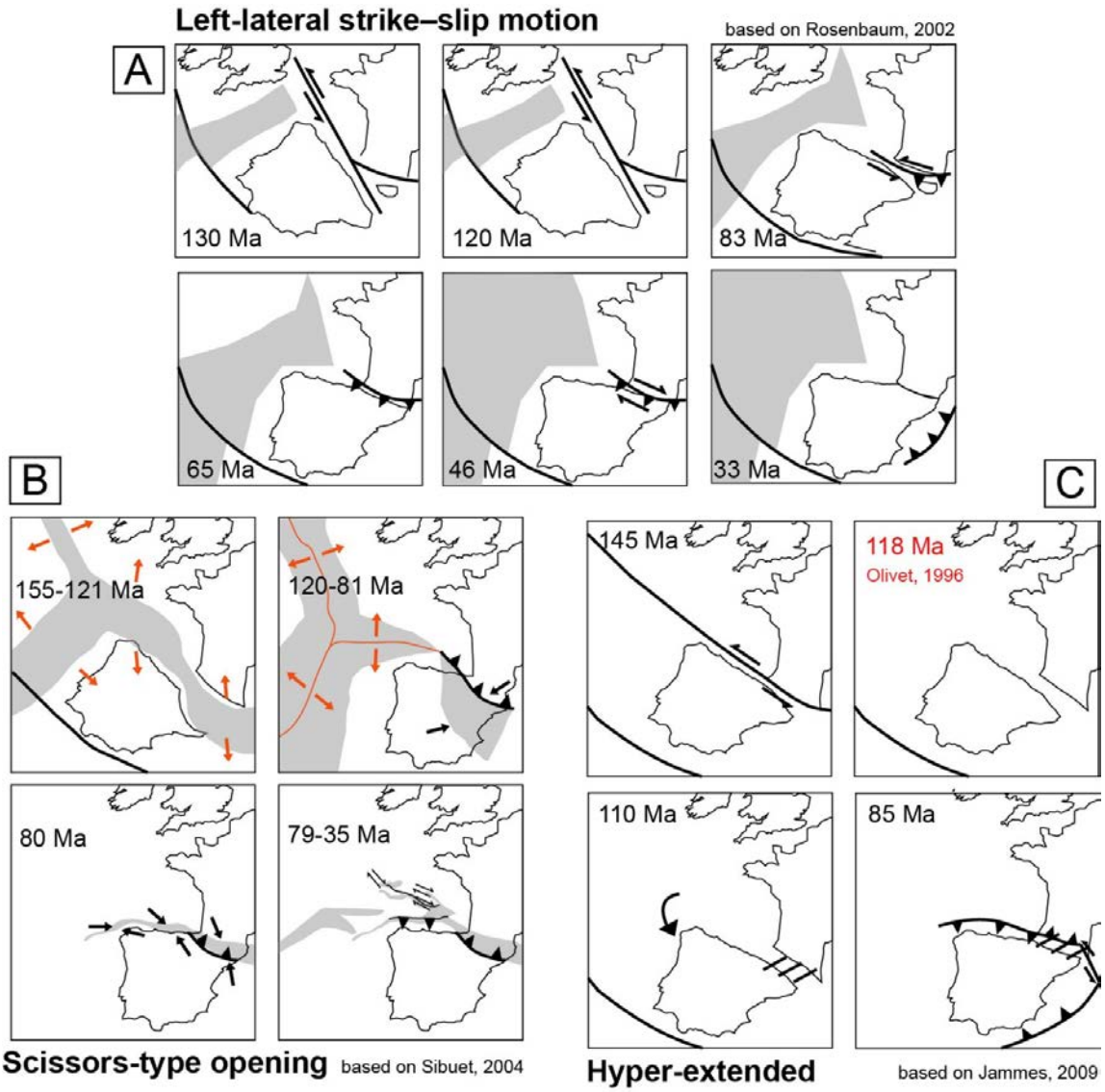


Figura 4.3: Esquematización de los tres principales modelos de apertura del golfo de Bizkaia y de la rotación de Iberia: A) Modelo de movimiento direccional sinistro, B) Modelo de apertura en tijera, y C) Modelo de margen hiperextendido. Las flechas naranjas son las direcciones de extensión, las flechas negras son las direcciones de convergencia, las zonas sombreadas son las áreas afectadas por extensión. También se han representado las fallas direccionales y los cabalgamientos. Elaborada a partir de Rosembaum (2002); Sibuet (2004) y Jammes (2009).

4.1.2-Estructura general del área de estudio

En la **mitad occidental de los Pirineos Centrales** (Fig. 4.4) se distinguen tres grandes láminas de cabalgamiento que implican materiales de basamento paleozoico que de techo a base son: **Lakora-Eaux-Chaudes**, **Gavarnie** y **Guarga** y un sistema de cabalgamientos que afecta a la cobertera: el sistema de **Larra-Monteperdido** (Teixell, 1996, 1998). En esta zona de los Pirineos, los pliegues y cabalgamientos tienen una dirección WNW-ESE y vergencia sur. A rasgos generales, el metamorfismo en las rocas es ausente o de grado bajo y la foliación alpina se desarrolla preferentemente en la Zona Norpirenaica (Teixell, 1996).

El **cabalgamiento de Lakora-Eaux-Chaudes** define el límite norte de la Zona Axial en este sector. Esta estructura dispone sobre las rocas del Paleozoico, rocas del Triásico y Mesozoico. En las inmediaciones se observa la terminación occidental lateral de la Zona Axial a modo de gran pliegue antiformal dónde el basamento varisco es cubierto por materiales del Cretácico superior (Teixell, 1996). Al sur de este cabalgamiento, se sitúa el **sistema de cabalgamientos de Larra-Monteperdido**, donde

materiales del Cretácico superior al Paleógeno reposan directamente sobre el Paleozoico, constituyendo las denominadas Sierras Interiores (p.ej. Muñoz, 2019). Este sistema se prolonga hacia el oeste de los Pirineos y se une con el cabalgamiento de Lakora-Eaux-Chaudes (Teixell, 1996).

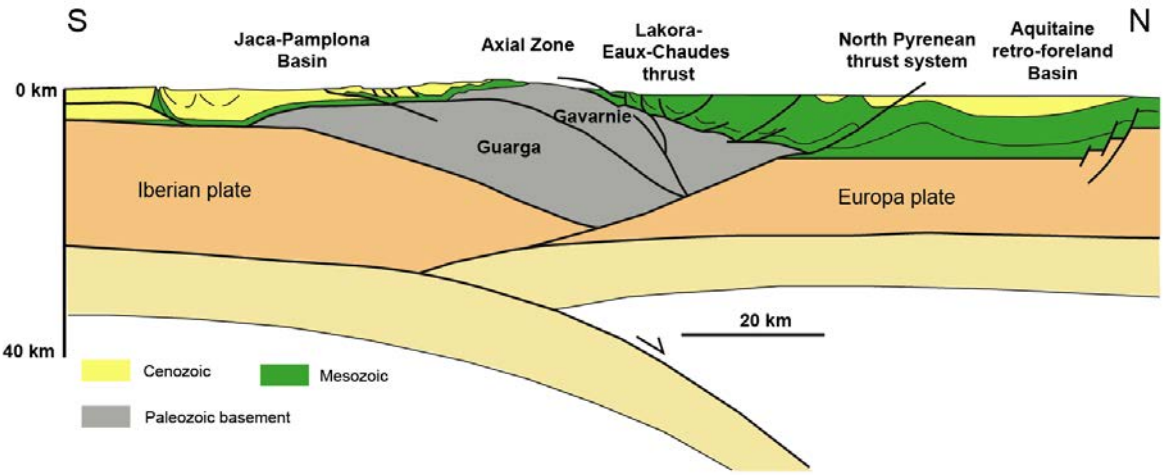


Figura 4.4: Corte geológico transversal del margen occidental de los Pirineos Centrales que muestra las principales estructuras. (Modificado de Teixell, 1998).

El **cabalgamiento de Gavarnie** es la estructura de mayor relevancia en este sector de los Pirineos (Muñoz, 2019). El manto de Gavarnie en este sector incorpora al norte la cuenca del Carbonífero superior-Pérmico del Aragón-Béarn (cuenca del Anayet, Séguret, 1972) y al sur la parte septentrional de la cuenca de Jaca-Pamplona. El cabalgamiento del Guarga incorpora la parte meridional de la Cuenca de Jaca-Pamplona, la cual presenta una geometría de sinforma asimétrica rellenada por materiales sinorogénicos (Teixell, 1996). A medida que progresaba la deformación, la cuenca de Jaca-Pamplona quedó integrada en el sistema de cabalgamientos de la Zona Surpirenaica.

Al sur de la cuenca de Jaca-Pamplona se encuentra el **cabalgamiento frontal surpirenaico** que es el frente de deformación del margen Sur de este sector de los Pirineos. El frente de deformación está definido por las Sierras Exteriores, una estrecha alineación donde delgadas sucesiones de rocas del Mesozoico y Cenozoico inferior se superponen a la cuenca de antepaís del Ebro a favor del cabalgamiento frontal surpirenaico. Al sur de este frente, en el borde norte de la cuenca de antepaís del Ebro, aparecen importantes formaciones terrígenas de conglomerados masivos que pasan hacia el sur y centro de la cuenca a sedimentos fluviales más finos. La formación de las Sierras Exteriores se ha relacionado con la actividad del cabalgamiento del Guarga (Teixell, 1996; Millán, 1996; Oliva-Urcia et al., 2012c).

Todo este conjunto, las Sierras Interiores, la cuenca de Jaca-Pamplona y las Sierras Exteriores constituyen la **Unidad Surpirenaica Occidental.** En esta transversal de los Pirineos se ha estimado un acortamiento total de 75 a 80 km (Teixell, 1996). El acortamiento estimado para las estructuras mencionadas con anterioridad, para el sistema de cabalgamientos de Lakora-Eaux-Chaudes y las láminas de Gavarnie y Guarga es de 55 km, lo que supone el 43% del total (Teixell, 1996). Estas estructuras estuvieron activas al menos hasta el Mioceno, siendo el cabalgamiento de Lakora el primero en actuar, iniciando su actividad en el Cretácico tardío y con un desarrollo principal durante el Eoceno temprano y Medio (Labaume et al., 1986; Teixell, 1996).

En los **Pirineos Centrales** (Fig. 4.5) se diferencian cuatro grandes láminas de basamento paleozoico que de techo a base son: **Gavarnie**, **Millares**, **Bielsa** y **Guarga** (Martínez-Peña y Casas-Sainz, 2003) y las láminas de cobertera **del Cotiella** y la parte occidental de la **Unidad Surpirenaica Central** (USPC).

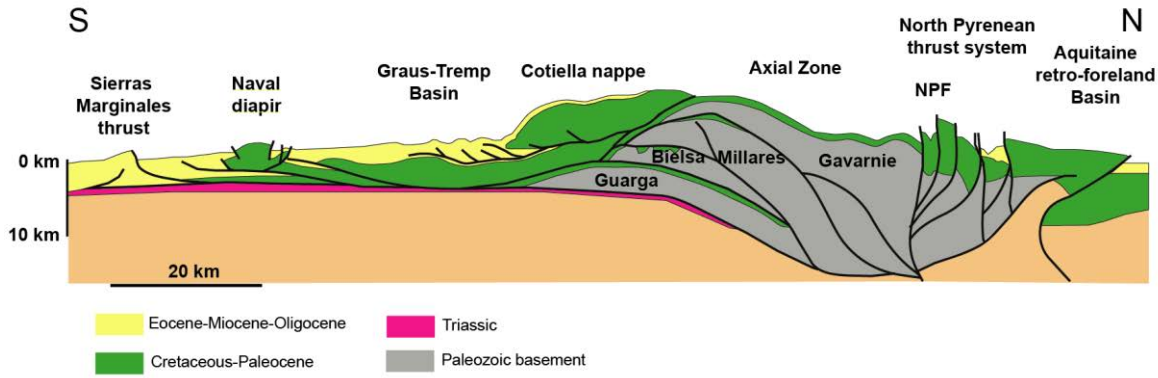


Figura 4.5: Corte geológico transversal de los Pirineos Centrales que muestra las principales estructuras. (Modificado de Martínez-Peña y Casas-Sainz, 2003).

En esta área de los Pirineos, las rocas del Paleozoico de la Zona Axial están intensamente plegadas: las rocas del Cambro-Ordovícico presentan pliegues recumbentes y las rocas del Devónico y Carbonífero se caracterizan por presentar pliegues vergentes al sur con foliación de plano axial asociada. En este sector de la Zona Axial aparecen varias intrusiones de cuerpos ígneos de edad Carbonífero superior-Pérmico, principalmente granodioritas y leucogranitos (Martínez-Peña y Casas-Sainz, 2003). Todas estas rocas están implicadas en el **manto de Gavarnie**, junto con una delgada sucesión de rocas del Pérmico, Triásico y Cretácico superior que reposa discordante. La Falla Norpirenaica constituye el límite norte del manto de Gavarnie. Al norte de esta estructura aparecen las potentes sucesiones del Mesozoico de la Zona Norpirenaica (hasta 1000 m de espesor). Éstas se caracterizan por estar deformadas por pliegues verticales con esquistosidad de plano axial asociada y estar individualizadas por fallas con inclinaciones elevadas (Martínez-Peña y Casas-Sainz, 2003).

El **manto del Cotiella** contiene un conjunto de cabalgamientos que se sitúan al sur del manto del Gavarnie e implica rocas del Mesozoico, Paleoceno y Eoceno cuyo nivel de despegue son las evaporitas del Triásico superior (facies Keuper). El manto presenta una geometría sinforme en dirección E-W. Éste se extiende frontalmente hasta la cuenca de Graus-Tremp, que es la continuación lateral de la cuenca de Jaca-Pamplona. Este manto se ha interpretado como la continuación occidental del manto de Bòixols (Martínez-Peña y Casas-Sainz, 2003) y recientemente se ha relacionado con tectónica salina (López-Mir et al., 2015). En bloque inferior **del manto del Cotiella** se dispone la cuenca de Graus-Tremp (Séguret, 1972).

Por debajo del manto del Cotiella se encuentran las **láminas de Millares y Bielsa**. Estas láminas implican rocas del Paleozoico y Mesozoico. Además, la lámina de Bielsa involucra un cuerpo intrusivo granodiorítico del Carbonífero, el granito de Bielsa, cubierto por areniscas plegadas del Pérmico al Triásico inferior que se disponen discordantes. El cabalgamiento basal de esta lámina se ha interpretado como una posible ramificación del cabalgamiento de Gavarnie (Martínez-Peña y Casas-Sainz, 2003). El **cabalgamiento del Guarga** también se extiende hasta esta zona de los Pirineos, en su parte occidental. La **Unidad Surpirenaica Central** está formada por las unidades de **Cotiella-Bòixols, Montsec y Serres Marginals 1 y Serres Marginals 2** (Séguret, 1972; Martínez-Peña y Casas-Sainz, 2003).

En esta transversal de los Pirineos se ha estimado un acortamiento total 103 km. Para los cabalgamientos de Millares y Bielsa el acortamiento total estimado es de más de 10 km (Martínez-Peña y Casas-Sainz, 2003).

Hacia el este, en los **Pirineos Centro-Orientales** se distinguen tres láminas de cabalgamiento principales que implican el basamento paleozoico que de techo a base son: **Nogueres, Orri** y **Rialp** (Fig.

4.6, Muñoz, 1992; Saura y Teixell, 2006). Aquí, el sistema de láminas de cobertera de la **Unidad Surpirenaica Central** (USPC) presenta su mayor extensión y está formada por los cabalgamientos: **Bòixols**, **Montsec** y **Serres Marginals** (Muñoz, 1992; García-Senz, et al., 2024).

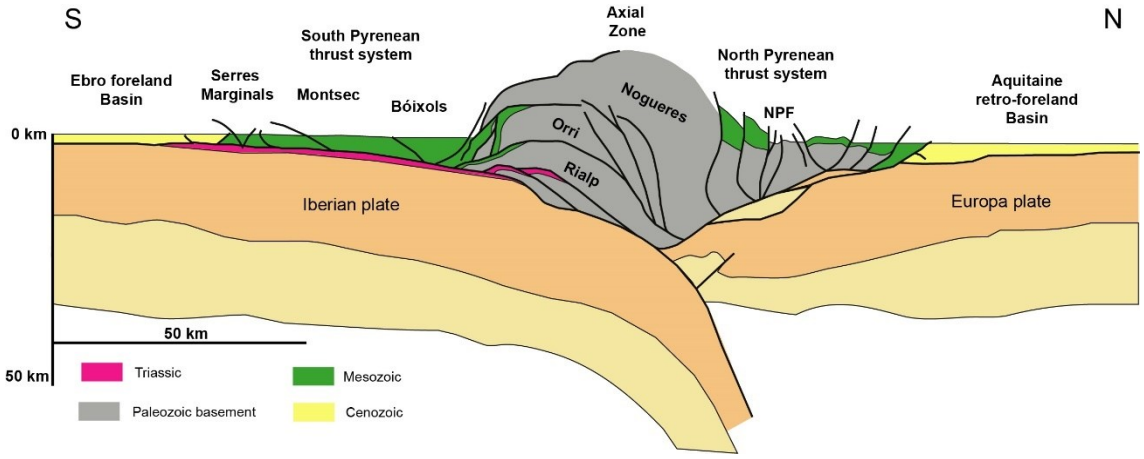


Figura 4.6: Corte geológico transversal de los Pirineos Centro-Orientales que muestra las principales estructuras (Modificado de Muñoz, 1992).

Al norte, en las inmediaciones de la Falla Norpirenaica, se localiza un metamorfismo de alta temperatura originado por el adelgazamiento cortical sincrónico o inmediatamente posterior a la formación de las cuencas del Cretácico (Muñoz, 1992). Además, en esta zona también se observan afloramientos de rocas granulíticas procedentes de la corteza inferior y rocas mantélicas ultrabásicas del manto superior (lherzolitas; Muñoz, 1992 y referencias ahí citadas).

En los materiales del basamento de la Zona Axial, se registra foliación alpina asociada a pliegues de dirección E-W en las calizas del Devónico y en los sedimentos detríticos del Triásico. La foliación Varisca se reconoce principalmente en los materiales Cambro-Ordovícicos y Ordovícicos y se encuentra plegada por las estructuras de la orogenia Alpina (Muñoz, 1992).

El **cabalgamiento de Gavarnie** es el más septentrional del conjunto y constituye la estructura basal del manto de les Nogueres, formado por rocas desde el Cambro-Ordovícico hasta el Carbonífero medio y por cuerpos ígneos intrusivos como los batolitos de Bacies, Queragut, y La Maladeta y los cuerpos gneísicos de Astón y Ospitalet (Mapa Estructural de Catalunya, 1:250.000, Institut Cartogràfic i Geològic de Catalunya, https://www.icgc.cat).

Al sur del manto de les Nogueres aflora el Manto de l'Orri cuyo cabalgamiento basal no llega a aflorar en superficie. El Manto de l'Orri está formado por rocas de edad principalmente Cambro-Ordovícica (p.ej. Gil-Peña y Barnolas, 2004) y por láminas de cabalgamiento formadas por rocas del Silúrico y Devónico (p.ej. lámina de Llavorsí; Casas et al., 1989).

Al sur del Manto de l'Orri se encuentra la Zona de les Nogueres, que está dividida en un conjunto de láminas cabalgantes que se denominan de base a techo: Arcalís-Espaén, Freixe, Erdo-Gotarta y Castells (Saura y Teixell, 2006). Estas láminas implican materiales desde el Cambro-Ordovícico hasta el Triásico y constituye la zona de las *têtes plongeantes* (Séguret, 1972).

En esta transversal, la USPC es la prolongación más meridional de todos los Pirineos. El **manto de Bòixols** implica la serie del Triásico, Jurásico y Cretácico inferior de unos 5000 m de potencia junto con rocas del Paleoceno, Eoceno inferior y localmente conglomerados discordantes del Eoceno superior-Oligoceno (Muñoz, 1992; García-Senz, 2004). La deformación de este manto se inició a finales del Santoniense y continuó durante el Cretácico superior (Vergés y Muñoz, 1990). El **manto de Montsec** implica rocas del Triásico, Jurásico, Cretácico con una potencia total de 2000 m (Muñoz, 1992) y rocas del Paleoceno, Eoceno inferior y medio que describen una geometría sinclinal. En el margen norte del

Manto de Montsec, se disponen los conglomerados del Eoceno superior-Oligoceno en contacto con el manto de Bòixols (Barnolas y Pujalte, 2004). La edad de emplazamiento del cabalgamiento del Montsec es pre-Luteciense (Vergés y Muñoz, 1990). El **manto de Serres Marginals** constituye el Frente Surpirenaico e implica rocas del Triásico y un conjunto de escamas con una delgada cobertera de materiales del Mesozoico y del Eoceno superior-Oligoceno inferior que disminuyen su espesor progresivamente hacia el sur (Muñoz, 1992 y referencias ahí incluidas, Muñoz, 2019). El cabalgamiento basal del manto de las Serres Marginals se emplazó entre el Eoceno temprano- Eoceno tardío (Vergés y Muñoz, 1990). Los cabalgamientos del sistema de Serres Marginals se desarrollaron en una secuencia de break back sincrónica al emplazamiento del cabalgamiento principal de Serres Marginals, durante la sedimentación de los conglomerados del Eoceno superior-Oligoceno, cuando la cuenca del Ebro, se rellenó con una potente sucesión de sedimentos sintectónicos (Vergés y Muñoz, 1990; Vergés et al., 2019).

En esta transversal de los Pirineos se ha estimado un acortamiento total de 147 km para todo el conjunto (Muñoz, 1992).

En los **Pirineos Orientales,** las tres láminas de basamento son la prolongación lateral de **Nogueres**, **Orri** y **Rialp** (Fig. 4.7). Lateralmente la USC se constriñe y los cabalgamientos que se prolongan hacia el este se denominan **Pedraforca Superior** y **Pedraforca Inferior** (Vergés y Martínez, 1988; Vergés et al., 1995).

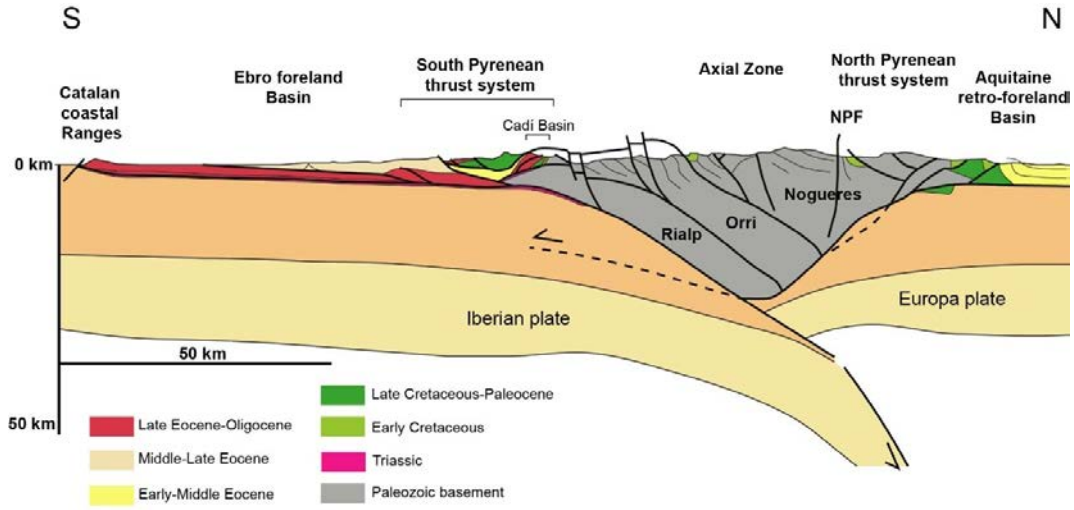


Figura 4.7: Corte geológico transversal de los Pirineos Orientales que muestra las principales estructuras (modificado de Vergés, 1995).

En este sector de los Pirineos se observa la continuación de las principales estructuras de los Pirineos Centrales y su cambio lateral. Por ejemplo, el cabalgamiento de Gavarnie ha ido perdiendo progresivamente desplazamiento desde el margen occidental de los Pirineos Centrales hasta los Pirineos Orientales. En los Pirineos Orientales a este cabalgamiento se le ha atribuido un desplazamiento sur de unos pocos centenares de metros y se ha sugerido su continuación como la falla de Soldeu (Soler et al., 1998 y referencias ahí incluidas, Mapa Cartogràfic Catalunya de l'Institut Cartogràfic i Geològic de Catalunya, https://www.icgc.cat); en otros casos su prolongación es menor y no se extiende más allá del batolito de Marimanha (Losantos et al., 1986, Mapa geológico de los Pirineos 1:400.000, IGME, BRGM) Más al sur, la prolongación del manto de l'Orri involucra rocas de edad principalmente Cambro-Ordovícica que flanquean granitos como el de Andorra-MontLuis y el de Sant Llorenç y los complejos gneísicos de Carançà y el Canigó entre otros. Al sur del Manto de l'Orri en este sector es dónde se encuentra la sucesión del Carbonífero superior-Pérmico de la cuenca del Cadí. Por debajo y sin llegar a aflorar se prolongan los **cabalgamientos de l'Orri y de Rialp**. Al sur del manto de l'Orri algunos autores (Mapa Cartogràfic Catalunya de l'Institut Cartogràfic i Geològic de Catalunya, https://www.icgc.cat)

describen la **lámina del Cadí**, que implica una delgada sucesión del Mesozoico formada por Triásico y Cretácico superior junto con una sucesión de 6 km de espesor de materiales del Paleoceno y Eoceno (Vergés y Martínez, 1988; Muñoz, 2019). En ocasiones, la lámina del Cadí también implica el basamento paleozoico del Devónico y del Carbonífero inferior y medio aflorante (Casas et al., 1989, Mapa Cartogràfic Catalunya de l'Institut Cartogràfic i Geològic de Catalunya, https://www.icgc.cat). De este modo, es la lámina del Cadí la que incorpora en su parte centro-oriental la cuenca de piggy-back de Ripoll que contiene sedimentos del Eoceno inferior que se depositaron sincrónicamente al emplazamiento del manto del Pedraforca inferior, y de sedimentos del Eoceno medio-Oligoceno siendo el equivalente estructural del manto de les Nogueres del Pirineo Central (Muñoz, 1986; Vergés y Muñoz, 1990). Otros autores no optan por esta diferenciación y estos materiales los consideran como parte del manto de l'Orri (Mapa geológico de los Pirineos 1:400.000, IGME, BRGM).

En esta transversal se encuentra el **Sistema de Cabalgamientos Surpirenaicos** (Fig. 4.8) que constituye la Unidad Surpirenaica Oriental (USO) una franja estrecha constituida por **el manto del Pedraforca inferior y el manto del Pedraforca superior**. El manto del Pedraforca inferior está constituido por rocas del Cretácico superior, facies Garumn y Eoceno inferior que se dispone discordante por encima del Jurásico; el manto del Pedraforca superior está formado principalmente por Cretácico inferior sobre Triásico y Jurásico y en su extremo oriental corresponde con el Macizo del Pedraforca (Vergés y Martínez, 1988). Por debajo de estos mantos, discurre, según la interpretación antes considerada, el manto del Cadí a modo de sinclinal de dirección E-W de ligera vergencia sur que pliega los mantos del Pedraforca que son coetáneos con la ruptura del cabalgamiento frontal de Vallfogona (Muñoz, 2019).

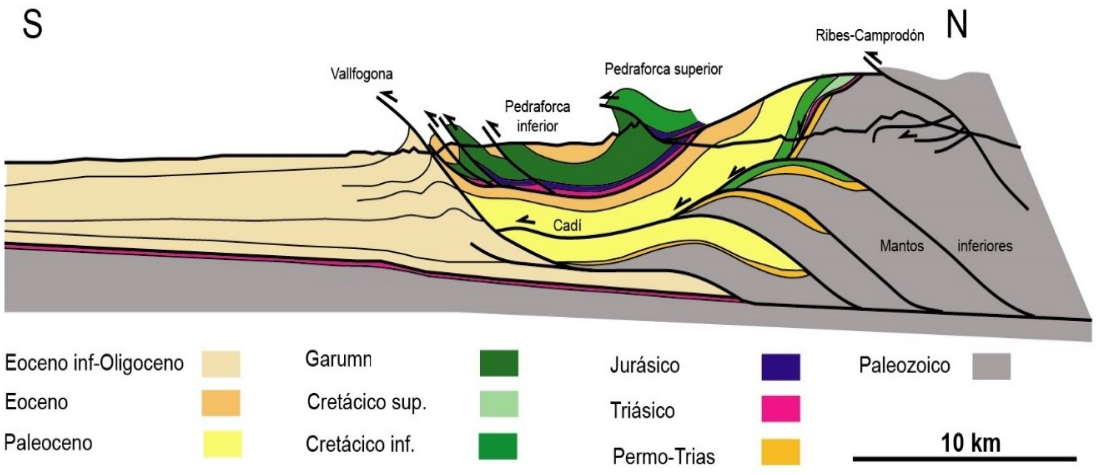


Figura 4.8: Corte geológico compensado del margen sur del Pirineo Oriental (modificado de Vergés y Martínez, 1988) donde se observa el apilamiento antiformal de los cabalgamientos alpinos. Su posición dentro del corte principal se puede consultar en la Fig. 4. 7. Aquí la denominación de mantos inferiores según el autor, se ha utilizado para todos aquellos mantos que implican el basamento Varisco.

Al Sistema de Cabalgamientos Surpirenaicos Orientales se le atribuye una edad Cretácico tardío-Oligoceno (Séguret, 1972; Muñoz, 1992) y su nivel de despegue son las evaporitas y lutitas del Triásico (Vergés et al., 1995). El límite sur de este sistema de cabalgamientos es el Cabalgamiento de Vallfogona que ponen en contacto este sistema de cabalgamientos con los materiales de antepaís deformados de la cuenca del Ebro (Vergés y Martínez, 1988).

Los tres cortes transversales del Pirineo de Teixell (1998); Martínez-Peña y Casas-Sainz (2003) y Muñoz (1992) muestran un decrecimiento lateral de acortamiento y de apilamiento antiformal de las láminas de basamento de la Zona Axial hacia el oeste. Estas variaciones laterales a lo largo de los Pirineos y la variación del número de láminas de cabalgamiento implicadas en el apilamiento antiformal se han

interpretado como posibles terminaciones laterales de estas láminas cabalgantes o por la influencia de la estructura Varisca previa en las distintas áreas; pero es una cuestión que sigue sin estar bien definida, así como la magnitud que puede asociarse a la deformación interna de las láminas (foliación).

4.2.- CUENCAS DEL CARBONÍFERO SUPERIOR-PÉRMICO ESTUDIADAS: ESTRATIGRAFÍA, ESTRUCTURA Y VULCANISMO

Las cuencas del Carbonífero superior-Pérmico que se han estudiado en este trabajo son de oeste a este: cuencas de Anayet, Erillcastell, Estac y Cadí (Fig. 4.9). Todas ellas se encuentran a lo largo de una banda discontinua situada en el margen sur de la Zona Axial a intervalos constantes de entre 32-38 km. También se encuentran cuencas del Carbonífero superior-Pérmico aisladas en los Macizos Vascos y en el margen norte de los Pirineos (Fig. 4.9). Las cuencas del Carbonífero superior-Pérmico de los Pirineos se originaron tras la finalización de la tectónica compresiva Varisca y el inicio de un régimen extensional. Posteriormente, sufrieron la compresión Pirenaica.

Estas cuencas se caracterizan por tener una correlación escasa entre las edades obtenidas de los registros palinológicos y de flora (Gisbert, 1981; Lloret, 2018) y las edades absolutas obtenidas en las rocas volcánicas (Pereira et al., 2014).

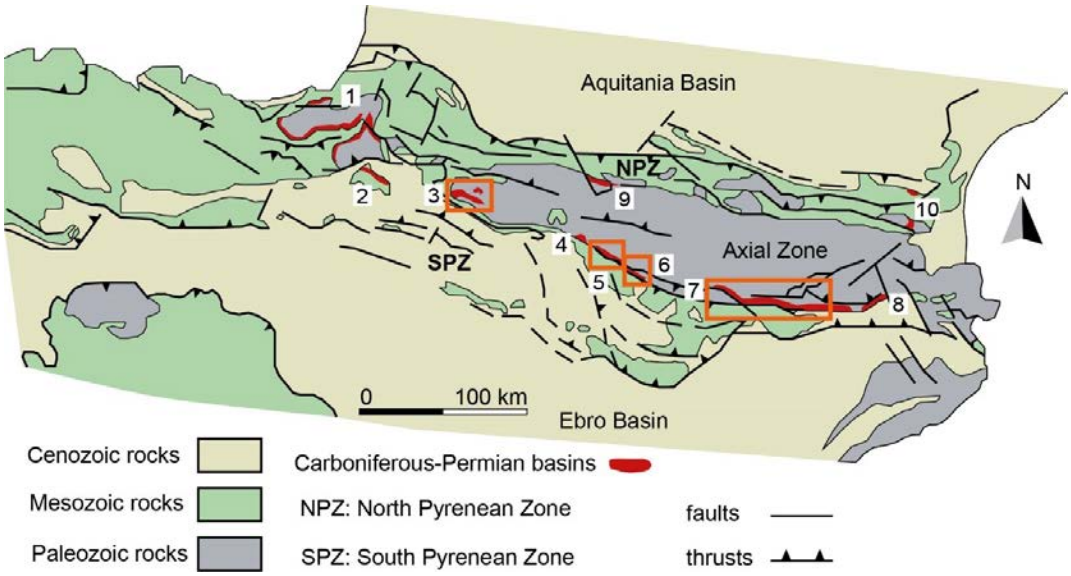


Figura 4.9: Mapa geológico simplificado de los Pirineos donde se muestra la localización de las cuencas del Carbonífero-Pérmico: 1 – Zona de los Macizos Vascos, 2- Cuenca de Pamplona, 3- Cuenca del Aragón-Béarn (Midi d'Ossau y Anayet), 4- Cuenca de Castejón-Laspaúles, 5- Malpàs-Erillcastell, 6- Estac-Sort, 7- Cadí, 8- Castellar de n'Hug-Camprodón, 9- Central francesa, y 10- Oriental francesa. Recuadradas en naranja las cuencas estudiadas en la presente Tesis.

En este trabajo se han homogeneizado los nombres de las cuencas del Carbonífero superior-Pérmico estudiadas para evitar ambigüedades. Se han escogido los siguientes nombres teniendo en cuenta las localidades o accidentes geográficos cercanos a ellas más importantes. Así, el sector estudiado de la cuenca del Aragón-Béarn se denomina cuenca de Anayet, la cuenca de Malpas-Erillcastell se denomina cuenca de Erillcastell, la cuenca de Estac-Sort se nombra cómo cuenca de Estac y la cuenca del Cadí es la también denominada por algunos autores (Saura y Teixell, 2006) como cuenca de Gramós.

4.2.1.-Estratigrafía de las cuencas Carbonífero superior-Pérmicas estudiadas

Las características estratigráficas de las cuencas del Carbonífero superior-Pérmico estudiadas coinciden con las de otras cuencas de la misma edad situadas en otros sectores de los Pirineos y de la Cordillera Ibérica.

La descripción estratigráfica se ha enfocado en resaltar y describir las particularidades de cada una de las cuencas estudiadas, concretamente las relativas a los materiales volcánicos, ya que son numerosos los trabajos (por ejemplo, López-Gómez et al., 2019; Rodríguez-Méndez, 2016) que presentan la descripción estratigráfica general de la serie definida en los Pirineos Orientales por Gisbert (1981); también consultable en la presente Tesis (Gisbert et al., 2024) y en la Tesis Doctoral del mismo autor (Gisbert, 1981).

El basamento Paleozoico

El basamento Paleozoico lo constituyen rocas desde el Cambro-Ordovícico hasta el Carbonífero inferior, aunque recientemente también se han atribuido edades del Ediacárico a rocas de los Pirineos Orientales (p.ej. Padel et al., 2018).

La serie preVarisca del Cambro-Ordovícico (600-460 Ma) es una sucesión monótona que consta de una alternancia de lutitas y areniscas con ocasionales intercalaciones de cuarcitas, microconglomerados o calizas que se caracteriza por ser eminentemente azoica (Hartevel, 1970). Estas rocas afloran principalmente a lo largo de grandes extensiones domáticas (p.ej. domos de l'Orri, de la Rabassa y del Garona) en los Pirineos Orientales y Centro-Orientales. Están implicadas en los mantos de cabalgamiento de les Nogueres y l'Orri. En ocasiones no presentan grandes evidencias de metamorfismo (p.ej. esquistos, pizarras, cuarcitas) pero en otras se hace evidente un elevado grado de metamorfismo con la presencia de esquistos, mármoles o migmatitas (Laumonier et al., 2008). En los Pirineos Orientales la serie está bien definida bajo la denominación de Grupo Canaveilles y Grupo Júfols (en el tramo inferior y superior de la sucesión Cambro-Ordovícica respectivamente). En los Pirineos Centrales tan sólo aflora el Grupo Júfols (Laumonier et al., 2008).

Los materiales del Ordovícico superior al Carbonífero inferior presentan afloramientos más extensos en los Pirineos Occidentales y Centrales. El Ordovícico superior se inicia con una sedimentación continental (Fm. Conglomerados de la Rabassa, Simón-Muzás et al., 2024b y referencias ahí incluidas), seguida de las pelitas y grauvacas de la Fm. Cava, calizas fosilíferas y pelitas calcáreas de la Fm. Estana, pelitas de coloraciones oscuras de la Fm. Ansovell y finalmente las cuarcitas de la Fm. Cuarcita de Bar (Hartevelt, 1970). Las rocas del Silúrico, en general, lo constituyen afloramientos de pizarras negras ricas en graptolitos y calizas negras con orthoceras. Las rocas del Devónico y Carbonífero inferior forman una serie comúnmente de tipo siliciclástica más potente en los Pirineos Occidentales (3-4 km de potencia). En los Pirineos Orientales esta serie es eminentemente carbonatada con un espesor de 1 km (Laumonier et al., 2008). El tramo superior de la sucesión lo constituyen las rocas del Devónico superior y del Carbonífero inferior que son depósitos predominantemente carbonatados.

La sucesión Varisca sinorogénica la constituyen las rocas del Carbonífero medio (325-310 Ma; Laumonier et al., 2008). Éstas lo forman un flysch de pelitas, areniscas y conglomerados que lateralmente pasa en los Pirineos Occidentales y en el sector meridional de los Pirineos a calizas. Esta sucesión predomina en los Pirineos Occidentales y en la mitad occidental de los Pirineos Centrales implicados en el manto de Gavarnie.

La sucesión del Carbonífero superior-Pérmico

La sucesión del Carbonífero superior-Pérmico aflora en parte de las cuencas estudiadas en esta Tesis (Fig. 4.9). Esta sucesión está constituida principalmente por sedimentos fluviolacustres y volcánicos de composición calco-alcalina ácida a intermedia (p.ej. Lago et al., 2004) que se disponen discordantemente sobre el basamento Varisco (Gisbert, 1981) y se denominaron inicialmente *molasas posthercinianas.* Posteriormente, en las cuencas de Laspáules, Erillcastell, Estac y la mitad occidental de

la cuenca del Cadí se definieron cuatro formaciones de base a techo de la sucesión: la Fm. Aguiró de edad Westphaliense, las Fms. Erillcastell y Malpàs, ambas de edad Stephaniense y la Fm. Peranera del Pérmico (según la nomenclatura antigua de los pisos del Carbonífero, ver Mey et al., 1968). Estudios detallados de cartografía y estratigrafía llevados a cabo en las cuencas de Erillcastell y Estac (Nagtegaal, 1969) y del Cadí (Hartevelt, 1970) permitieron establecer la distribución espacial de estas Formaciones y sus características estratigráficas. Otra distinción de esta sucesión en series es la de Séguret (1972): *série volcanique* y *série charbonneuse* ambas atribuidas al Stephaniense*, serie lie de vin* al Stephaniense-Pérmico *y série rouge brique* al Pérmico superior y al Triásico.

En la actualidad, la nomenclatura más seguida es la definida por Gisbert (1981) que consta de cuatro unidades litoestratigráficas que de base a techo son: Unidad Gris (UG), Unidad de Tránsito (UT), Unidad Roja Inferior (URI) y Unidad Roja Superior (URS). La columna estratigráfica modelo (Fig. 4.10, Gisbert, 1983) que aún sigue vigente es la que se levantó en el sector occidental de la cuenca del Cadí por ser allí dónde afloran mejor todas las unidades (UG, UT, URI, URS).

Las cuencas estudiadas (Figs. 4.9, 4.11 y 4.12) presentan un mismo patrón de subsidencia y distribución de depocentros y depósitos. Este patrón sigue el modelo de depocentro-umbral definido por Gisbert (1981) para estas cuencas en el cual los depocentros están regularmente espaciados y separados por áreas o umbrales donde sólo afloran las red beds continentales del Pérmico (Fig. 4.11, Fig. 4.12).

Las Figs. 4.13, 4.14, 4.15, 4.16 y 4.17 muestran distintas vistas y detalles de los materiales de las unidades estratigráficas estudiadas. Las Figs. 4.18, 4.19, 4.20 y 4.21 (Fig. 4.22 leyenda de las unidades geológicas) corresponden a áreas de los afloramientos del Carbonífero superior-Pérmico extraídas de Gisbert et al. (2024) para facilitar la lectura de la descripción estratigráfica expuesta. El mapa completo puede consultarse en el citado artículo.

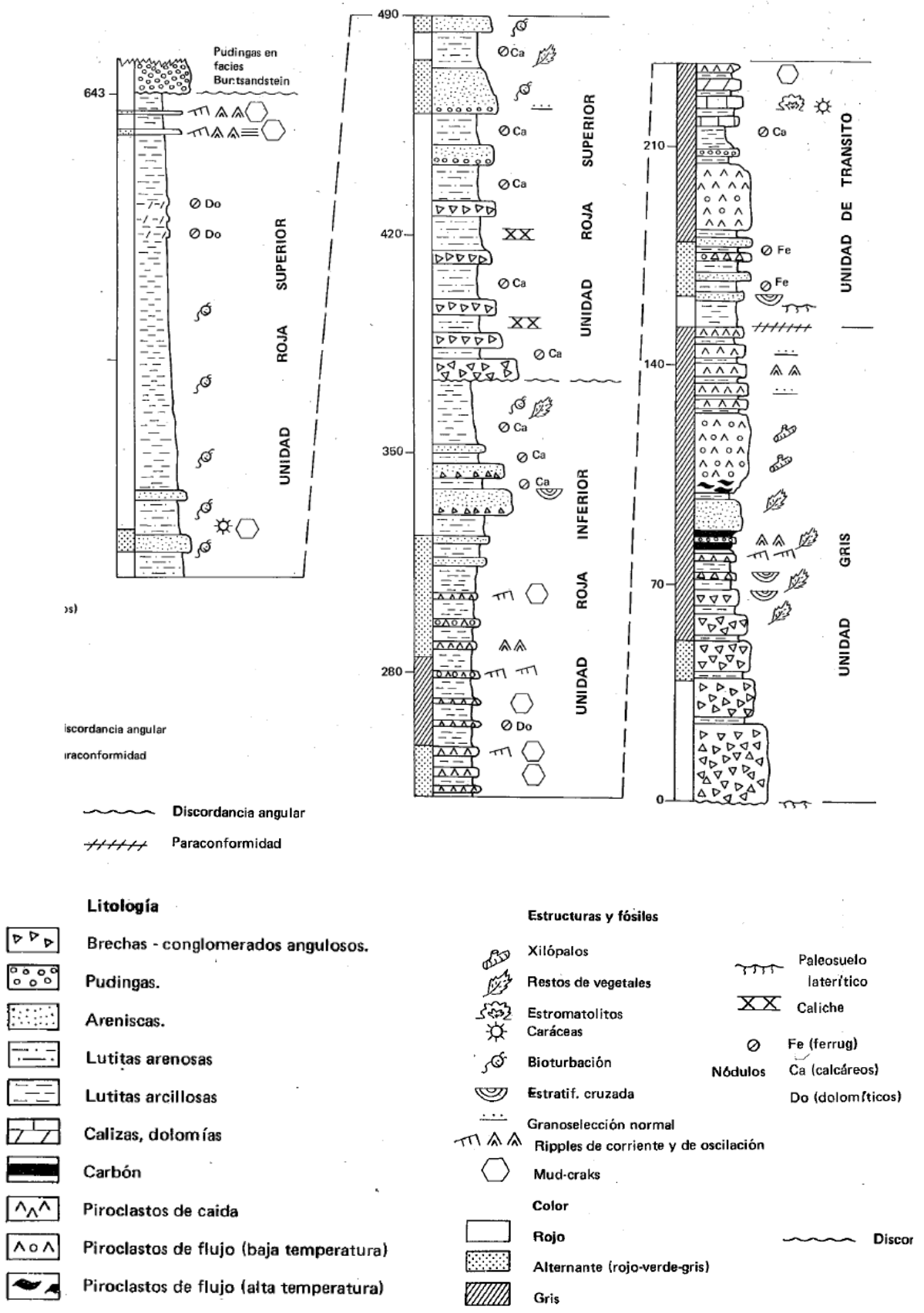


Figura 4.10: Columna estratigráfica modelo de la serie del Carbonífero superior-Pérmico de los Pirineos levantada en el sector occidental de la Cuenca del Cadí (tomado de Gisbert, 1983).

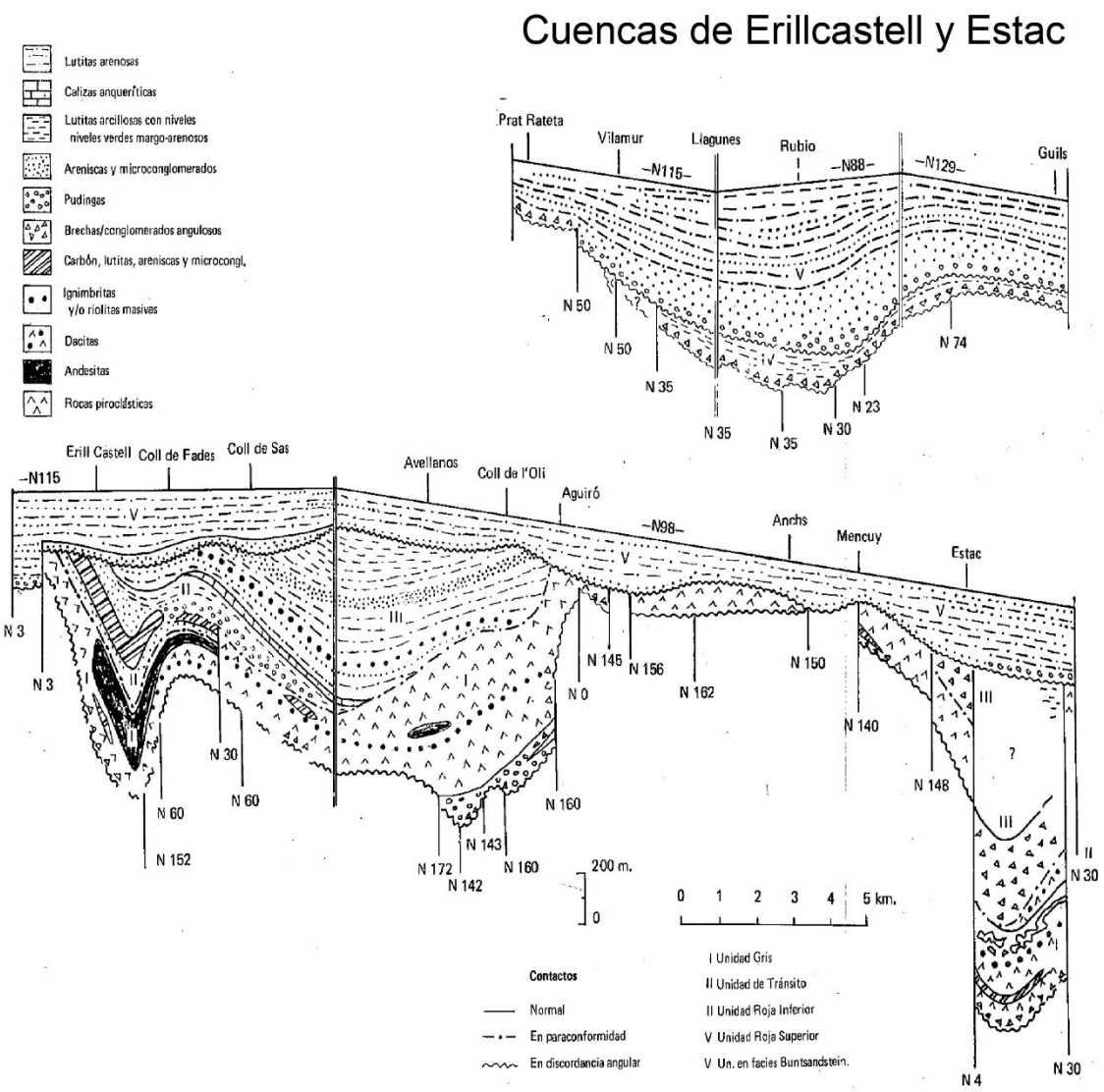


Figura 4.11: Panel estratigráfico que muestra la distribución de unidades y facies en las cuencas de Erillcastell y Estac así como la posición de las principales fallas (eg. N142). Las localidades y principales puertos (coll en catalán) se han indicado en la parte superior del perfil (tomado de Gisbert, 1983).

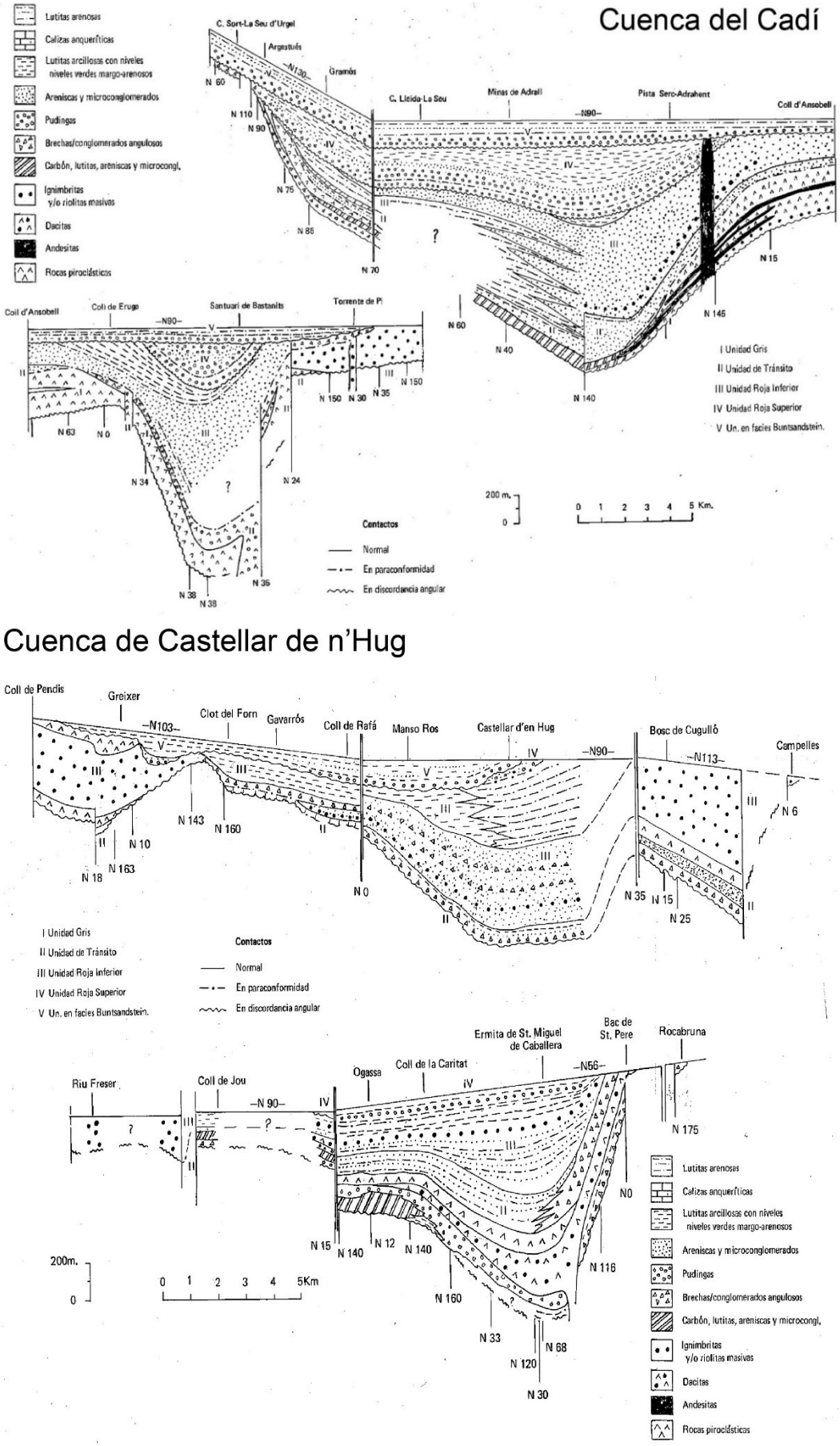


Figura 4.12: Panel estratigráfico que muestra la distribución de unidades y facies en la cuenca del Cadí. En la presente Tesis, la cuenca de Castellar de n'Hug corresponde con el sector oriental de la cuenca del Cadí. Se puede observar la posición de las principales fallas (eg. N140). Las localidades y principales puertos (coll en catalán) se han indicado en la parte superior del perfil (tomado de Gisbert, 1983).

A continuación, se describen las unidades descritas por Gisbert (1981) en las cuencas estudiadas:

Unidad Gris (UG)

La Unidad Gris (UG) (Figs. 4.13 , 4.14 y 4.15) representa la unidad con los afloramientos de rocas volcánicas y volcanoclásticas s.l. de mayor extensión y volumen en todas las cuencas de esta edad del Pirineo (Gisbert, 1981) a excepción de la cuenca del Anayet donde el vulcanismo se registra contemporáneo a las unidades URI y URS.

- En la **cuenca de Anayet** la UG es difícilmente diferenciable de la unidad suprayacente, la Unidad de Tránsito (UT), y por ello los mapas geológicos existentes las cartografían conjuntamente (p.ej. Valero-Garcés et al., 1991; Rodríguez-Méndez et al., 2016). Pero la distinción estratigráfica existe y en esta cuenca la UG está constituida por un tramo basal de brechas seguido de un tramo de coladas andesíticas y piroclastos que presenta una potencia de afloramiento de 30 m (Valero-Garcés, 1986). Esta unidad aflora en el extremo oriental donde aparece plegada por un anticlinal de dirección E-W (Rodríguez-Méndez et al., 2016).

- En la **cuenca de Erillcastell** la serie se inicia por un tramo de conglomerados, seguido de areniscas y tobas descrito por primera vez en el sector oriental de la cuenca, en las inmediaciones de la localidad de Aguiró (Fm. Aguiró, Mey et al., 1968) y ausente en el sector occidental (Nagtegaal, 1969).

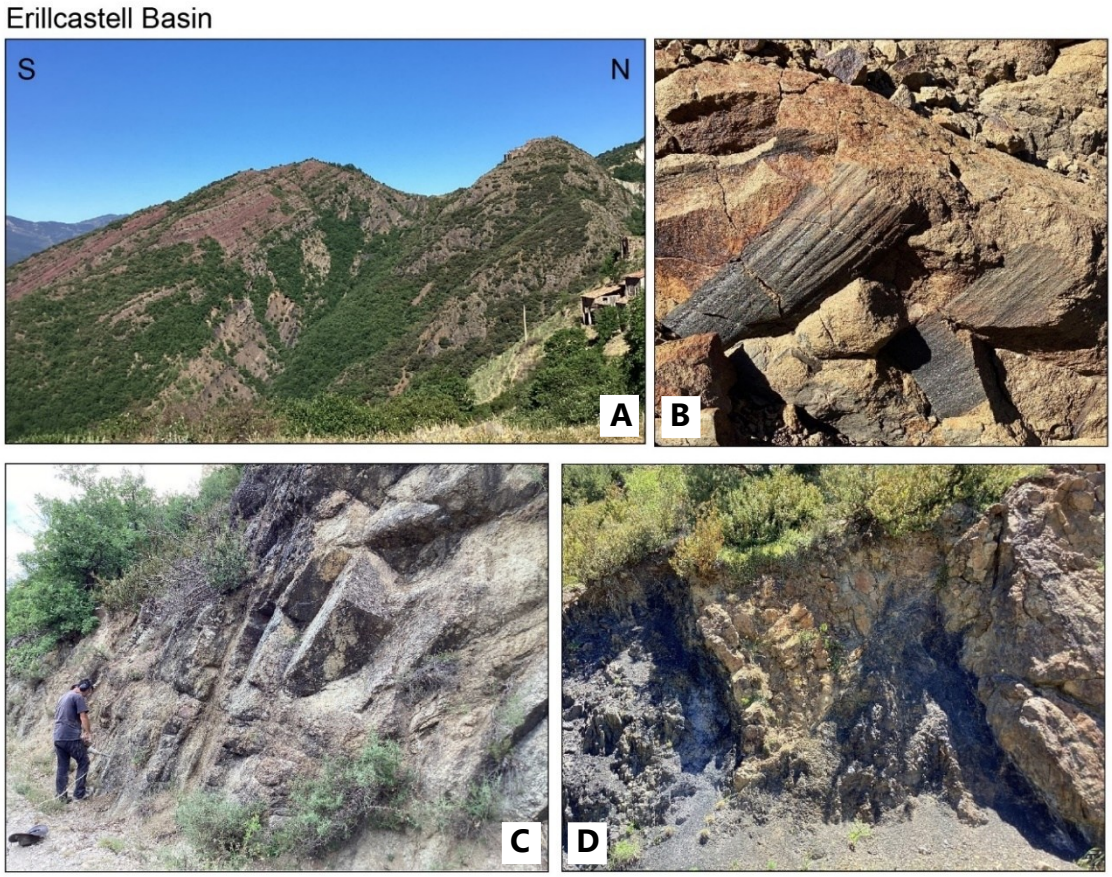


Figura 4.13: Afloramientos de las rocas volcánicas y volcanoclásticas de la UG en la cuenca de Erillcastell. A) Rocas volcánicas, principalmente coladas (izquierda de la imagen) y por encima y discordantes la UT y la URI (mitad derecha de la imagen en colores rojizos).; B) Restos vegetales carbonizados en las rocas volcanoclásticas s.l. en el Coll de Fades; C) Coladas andesíticas del sector de Erillcastell en el sector de Benés. Se observa el diaclasado de enfriamiento propio de las coladas; D) Alternancia de rocas volcánicas s.l. de la zona de Peranera donde se distinguen niveles ricos en carbón (color oscuro).

Por encima, se dispone la secuencia de rocas volcánicas (Fm. Erillcastell, Mey et al., 1968) compuesta por tobas, tobas brechificadas de colores claros y oscuros y por una capa de basaltos andesíticos oscuros. La secuencia volcánica se distribuye a lo largo de una banda E-W de unos 12 km desde los núcleos de Erillcastell a Aguiró y se le atribuye un espesor máximo de 550 m (Nagtegaal, 1969); reposando encima de la Fm. Aguiró o en caso de estar ausente, directamente sobre el basamento preVarisco (Nagtegaal, 1969).

- En la **cuenca de Estac** la UG es la que presenta mayor potencia. La litología volcánica dominante son las ignimbritas. Esta unidad se inicia una sucesión de rocas sedimentarias, conglomerados y brechas (Fm. Aguiró, Mey et al., 1968) que en su tramo medio y superior presenta paquetes de areniscas intercalados a la cual se superponen las rocas volcánicas (Soriano et al., 1996; Gisbert et al., 2024) o en ocasiones reposa directamente sobre el basamento pre-Varisco. El espesor atribuido a la sucesión sedimentaria es de 50 m (Mey et al., 1968) y a la volcánica de unos 1000 m, disminuyendo a espesores entre 60 y 200 m en los afloramientos aislados situados al oeste de la población de Estac (Soriano et al., 1996). La sucesión volcánica (denominada como Fm. Erillcastell, Mey et al., 1968) empieza con un tramo inferior de brechas riolíticas, seguidas de *surge deposits* interestratificados por niveles de ignimbritas. El tramo superior lo constituye el mayor volumen de rocas volcánicas y está dominado por paquetes de ignimbritas de 10 a 60 m de espesor y de composición dacítica a riolítica que presentan a su techo piroclastos (Soriano et al., 1996 y referencias ahí citadas).

- En la **cuenca del Cadí** es dónde la UG muestra el mejor ejemplo de variabilidad litológica, grado de conservación y mayor exposición y extensión de los afloramientos de rocas volcánicas y volcanoclásticas s.l.. En esta cuenca la unidad se inicia con brechas basales de cantos de litologías volcánicas (Fm. Aguiró, Mey et al., 1968) que evidencian que la actividad volcánica era sincrónica a la génesis de la cuenca (Gisbert, 1981). Estas mismas brechas también se han descrito en la cuenca del Anayet (Valero-Garcés, 1986) y en la de Estac (Soriano et al., 1996).

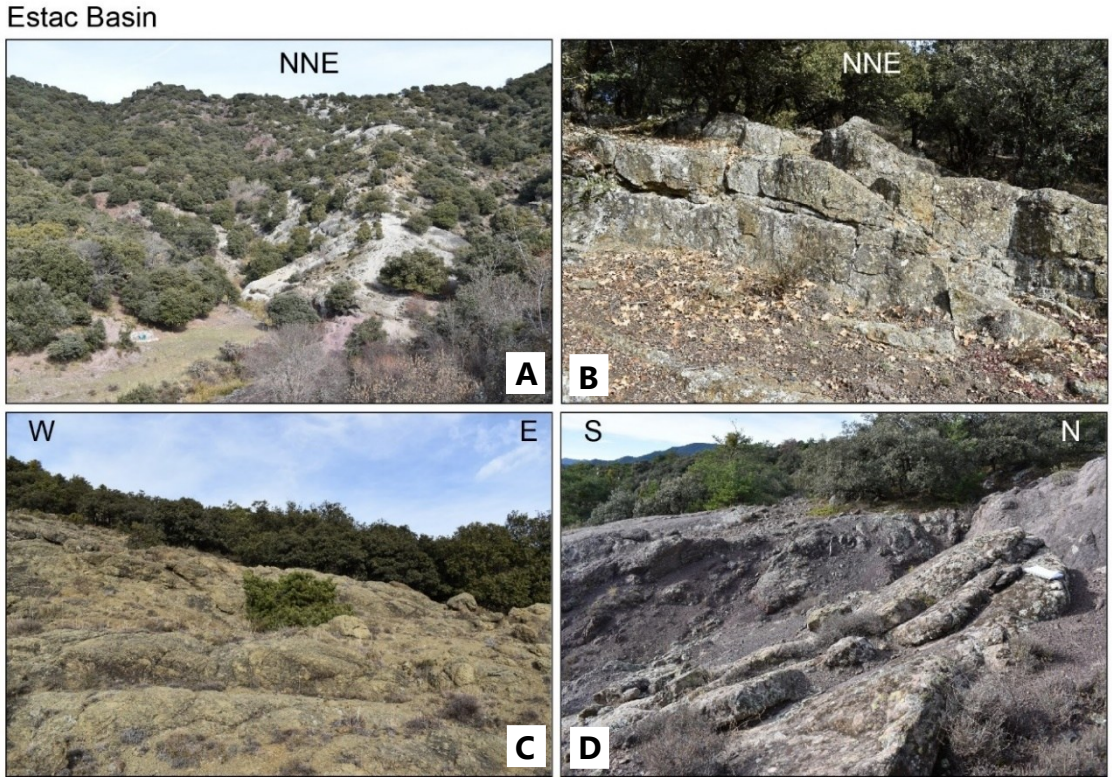


Figura 4.14: Afloramientos de las rocas volcánicas y volcanoclásticas de la UG en la cuenca de Estac. A) Rocas volcanoclásticas de la base de la sucesión en las inmediaciones de Estac; B) Rocas volcanoclásticas estratificadas en la carretera de Estac; C) Vista de las ignimbritas fuertemente alteradas (coloraciones amarillentas); D) Domo dacítico a techo de la UG con el paleorrelieve original de las coladas.

Se ha establecido una relación temporal entre los distintos depósitos de la UG presentes en esta cuenca (Gisbert,1981, la toponimia se puede consultar en la Fig. 1 del subapartado 5.2.1,):

- Las rocas andesíticas de la cubeta de Cava-Querforadat representan el tramo inferior de la sucesión.
- El volumen más importante de rocas volcánicas se encuentra en el tramo inferior y medio representado por las coladas de andesita y aglomerados volcánicos y localmente ignimbritas situado en los alrededores de Coll de Vanses. Las coladas de andesitas se presentan en cuerpos estratiformes con espesores de 3 a 20 m que presentan un diaclasado paralelo a la estratificación cada 10-15 cm y diaclasado curvo. En base a observaciones de campo (elevado espesor de roca volcánica masiva que no guarda relación con las pautas estructurales de la región) este autor teoriza sobre un posible centro de emisión no aflorante en las inmediaciones.
- Las rocas dacíticas depositadas a techo de la unidad afloran en los alrededores del Santuario de Bastanits en la zona oriental de la cuenca. Este afloramiento se ha relacionado temporalmente con la UT (unidad suprayacente) por las semejanzas petrológicas entre las litologías volcánicas, respaldado a su vez por la desaparición de la sucesión sedimentaria de la UT hacia el este de la cuenca.

En la cuenca del Cadí también afloran manifestaciones intrusivas como los pitones dacíticos del Norte de Prats d'Aguiló y de Querforadat.

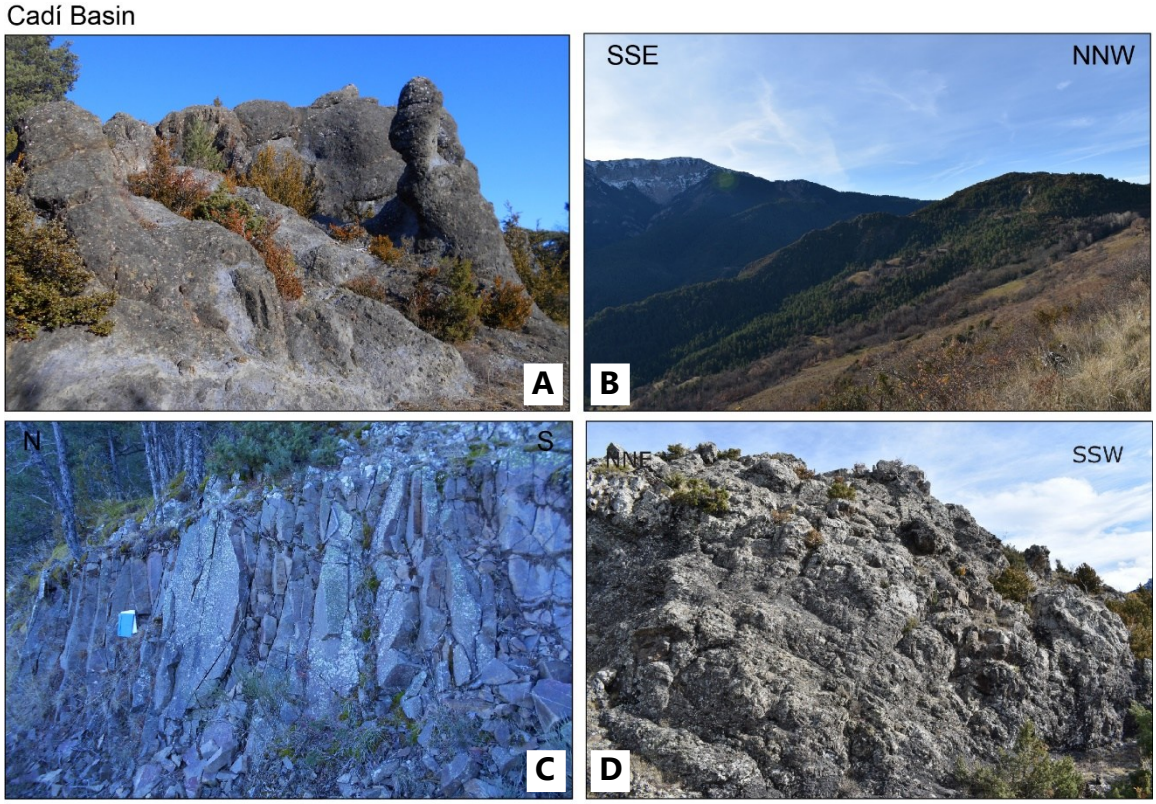


Figura 4.15: Afloramientos de las rocas volcánicas y volcanoclásticas de la UG en la cuenca del Cadí. A) Rocas volcanoclásticas conglomeráticas de las inmediaciones de Ansovell; B) Las rocas volcánicas s.l. de la zona de Lletó generan un abrupto escarpe, detrás y nevada, la Sierra del Cadí constituida por calcáreas del Cretácico superior y del Eoceno; C) Coladas andesíticas del sector de Coll de Vanses. Se observa el diaclasado de enfriamiento subvertical a favor del cual la roca se ha deteriorado y fracturado; D) Rocas volcánicas s.l. de la zona de Lletó de tipo brechoide.

Las edades obtenidas para las rocas volcánicas de la UG de la cuenca del Cadí a partir de dataciones radiométricas en circones son: la datación de $^{206}Pb/^{238}U$ ha arrojado una edad de 304.0±1.5Ma en rocas del área de Coll de Vanses y una edad de 300.4± 1.4 Ma en rocas volcánicas de la

cubeta del Querforadat (Pereira et al., 2014). En la cuenca de Estac las ignimbritas han arrojado en $^{206}Pb/^{238}U$ edades de 296.2±3.1Ma. En la cuenca de Erillcastell las edades $^{206}Pb/^{238}U$ edad de 296.1±4.0Ma (Pereira et al., 2014).

Unidad de Tránsito (UT)

.- En la **cuenca de Anayet** la UT aunque cartografiada conjuntamente con la UG se distingue estratigráficamente por un primer tramo de cuerpos andesíticos y paquetes de piroclastos con una potencia de afloramiento superior a 200 m y un tramo superior mayormente piroclástico (Valero-Garcés, 1986). Las litologías sedimentarias atribuidas a esta unidad son areniscas, conglomerados, capas de carbón, lutitas, tobas y calizas (cartografía inédita, autoría J. Gisbert, ver Capítulo 5, Apartado 5.3). En esta cuenca solo aflora en su extremo oriental donde aparecen plegadas por un anticlinal de dirección E-W (Rodríguez-Méndez et al., 2016).

.- En la **cuenca de Erillcastell** la unidad está compuesta principalmente por areniscas, argilitas con carbón y lutitas (Fm. Malpàs, Mey et al., 1968) y hacia el SW de Erillcastell reposa sobre tobas y tobas brechoides de la unidad subyacente. En los alrededores de la localidad de Peranera reposa sobre andesita basáltica (Nagtegaal, 1969). El contacto con la unidad subyacente es gradual y conforme. El material clástico de las areniscas de esta unidad deriva casi en su totalidad de las rocas volcánicas de la UG. Hacia el oeste la UT es fosilizada por la discordancia de la base del Buntsandstein y se le ha atribuido un espesor máximo de 500 m extendiéndose unos 8 km en dirección E-W, paralela al eje de la cuenca (Nagtegaal, 1969).

.- En la **cuenca de Estac** la UT (Fm. Malpas, Mey et al., 1968) tan sólo aflora al sur con una potencia atribuida de 80 m reposando directamente sobre el basamento preVarisco y por debajo del Triásico inferior. Esta unidad es exclusivamente detrítica, formada en su tramo basal por areniscas intercaladas con lutitas, en su tramo medio por lutitas con capas de carbón y en su tramo superior por calizas oscuras con intercalaciones de argilitas (Soriano et al., 1996). La única manifestación volcánica que se reconoce son ocasionales láminas de ceniza volcánica y en su limite superior un domo dacítico.

.- En la **cuenca del Cadí** la UT (Fm. Malpàs, Mey et al., 1968) tan sólo aflora en la mitad occidental de la cuenca en una banda continua de dirección NW-SE a W-E desde la localidad de Argestués hasta las inmediaciones de la localidad de Ansovell. Presenta continuidad sedimentaria con la unidad suprayacente. Litológicamente en la parte central de la cuenca está formada por un tramo de hasta 286 m de espesor atribuido (300 m según Hartevelt, 1970) de areniscas grises y verdosas y lutitas en secuencias granocrecientes que hacia el este disminuyen de espesor hasta desaparecer. En la parte occidental (desde el río Segre hasta Argestués) está domina por lutitas, cineritas y calizas (Hartevelt, 1970; Gisbert, 1981). La componente volcánica en esta unidad es anecdótica, tan sólo se registran intercalaciones de niveles de cenizas en la sucesión sedimentaria.

Unidad Roja Inferior (URI)

Es una unidad que destaca en el paisaje por su color rojizo (ver Figs.4.16 y 4.17).

.- En la **cuenca de Anayet** la URI (Fig. 4.17) está formada por escasos niveles de piroclastos, una toba de 15 cm de espesor en la zona de Canal Roya y tobas carbonatadas en Campo de Troya (localización de la toponimia mencionada en el Apartado 5.3, sección 5.3.2). Las areniscas de esta unidad presentan restos de cenizas depositadas sincrónicas a su sedimentación. Los sedimentos detríticos gruesos son conglomerados, microconglomerados rojos de cantos de cuarcíticos, arenosos y volcánicos

y areniscas rojas y los finos son areniscas de grano fino y lutitas arcillosas. las lutitas arcillosas son laminadas, masivas o intercaladas entre bancos de areniscas. La potencia atribuida a esta unidad es variable de unos 150 m al este de la cuenca de Aragón-Béarn hasta unos 200 m al oeste (Valero-Garcés, 1986).

.- En la **cuenca de Erillcastell** esta unidad (Fig. 4.11, Fm. Peranera, Mey et al., 1968 definida en esta cuenca en las inmediaciones del río Peranera), está formada por lutitas rojizas y grisáceas y areniscas conglomeráticas que se disponen en concordancia sobre la formación subyacente (Nagtegaal, 1969 y referencias ahí incluidas). El espesor máximo atribuido es de alrededor 700 m en la zona de Las Iglesias y su extensión lateral en dirección E-W es de unos 13 km. En toda la cuenca esta unidad aparece truncada por la discordancia de la base del Buntsandstein (Nagtegaal, 1969).

.- En la **cuenca de Estac** la URI (Fig. 4.16, Fm. Peranera, Mey, 1968) tan sólo aparece al este y está constituida por una sucesión de 70 m de potencia de conglomerados rojos con cantos principalmente procedentes del basamento y de origen volcánico, areniscas y limolitas interestratificadas (Soriano et al., 1996).

.- En la **cuenca del Cadí** la URI siempre está en continuidad sedimentaria con la UT excepto cuando reposa sobre rocas volcánicas de la UG. Las rocas volcánicas que la conforman son riolitas y dacitas, tobas e ignimbritas. Las rocas sedimentarias forman un tramo basal muy extendido por toda la cuenca, con numerosas intercalaciones volcánicas, niveles de cineritas y tobas en la serie detrítica. Este tramo también desarrolla costras ferruginosas y nódulos de óxidos de hierro o carbonatos. El tramo

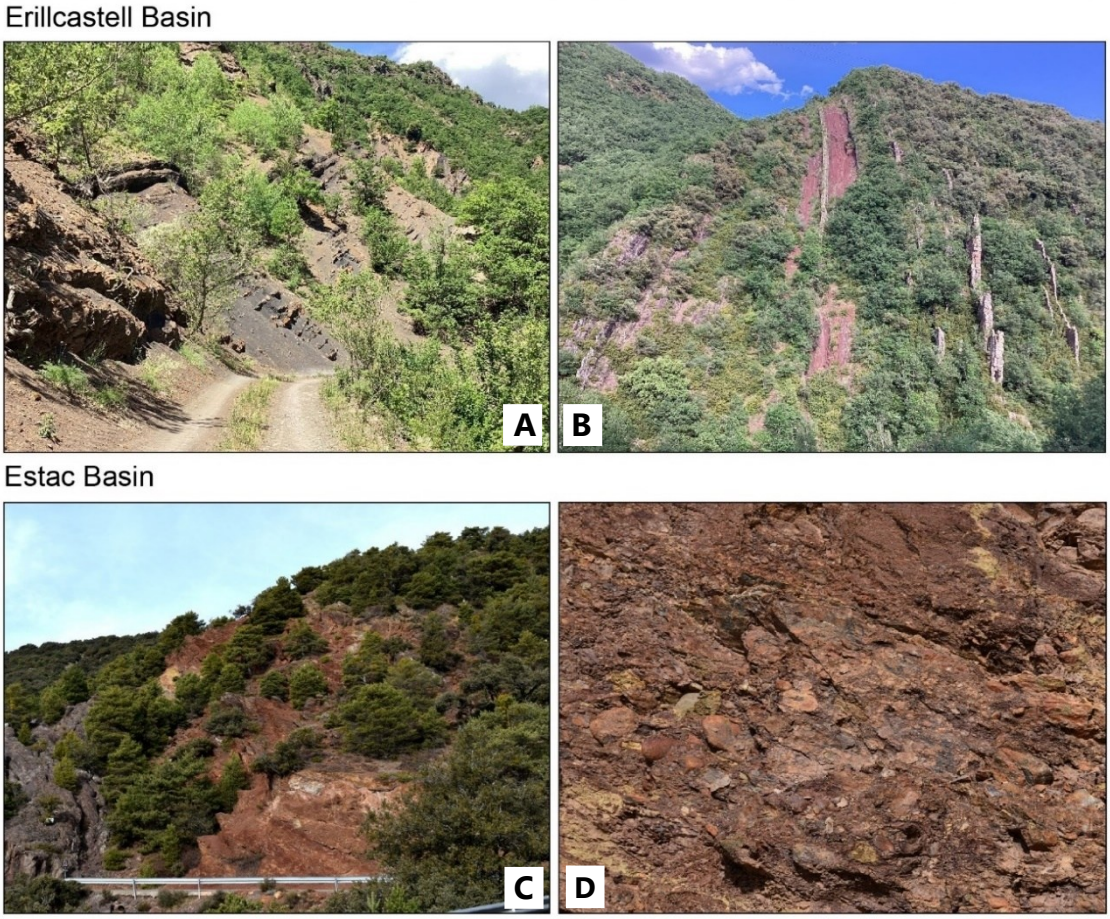


Figura 4.16: Afloramientos de las de la URI en las cuencas de Erillcastell y Estac. A) Aspecto de la URI en el barranco de Malpas, se observa la alternancia de areniscas, capas carbonosas y lutitas; B) Aspecto de la URI en la cuenca de Erillcastell; se observa la disposición subvertical de las capas con los resaltes de las areniscas y microconglomerados; C) Contacto entre la UG y la URI en la cuenca de Estac. A la izquierda en tonos morados el domo dacítico que se dispone a techo de la UG, a la derecha la potente serie de las red beds del Pérmico; D) Detalle de un tramo conglomerático de la URI en la cuenca de Estac.

superior aflora de forma más puntual y presenta una menor representación de rocas volcánicas y escasez de costras y nódulos de hierro. Los sedimentos detríticos son los dominantes: lutitas, areniscas y conglomerados de cantos angulosos todos de tonalidades rojizas excepto puntualmente de coloraciones grises en la zona central de la cuenca. La URI al este, en la zona de Gréixer-Coll de Pendis, se manifiesta como un depósito de rocas volcánicas tipo riolita (Gisbert, 1981).

Unidad Roja Superior (URS)

.- En la **cuenca de Anayet** el volumen principal de rocas ígneas está asociado a la Unidad Roja Superior (URS). Estas manifestaciones ígneas incluyen rocas hipovolcánicas (como el pitón del pico Anayet y los sills del margen norte del Pico Arroyetas) con manifestaciones efusivas a modo de coladas en las inmediaciones del Pico Falso Anayet (localización de la toponimia mencionada en el Apartado 5.3, sección 5.3.2). Se han diferenciado seis unidades volcánicas dentro del conjunto intrusivo (Valero-Garcés,1986):

- Pitón subcónico de 300 m de potencia.
- Cuerpo de roca volcánica andesítica de morfología planar que se extiende hacia el oeste con 200 m de potencia.
- Lacolito extendido al SW del pitón y menos de 100 m de potencia.
- Sill de 50 m de potencia que se extiende desde el pitón hacia el este formando la plana donde en la actualidad reposan los Ibones orientales de Anayet.
- Sill vertical al sur de la plana de los Ibones de Anayet cuya posición actual se le atribuye a la tectónica y pasa a facies más brechoides.
- Sill horizontal masivo en su parte central que hacia el SE pasa a facies brechoides.

El contacto de este conjunto intrusivo con las rocas encajantes de la UT y la URI es mecánico en el borde oriental y meridional. Las rocas sedimentarias son conglomerados brechoides, conglomerados, microconglomerados, areniscas, lutitas masivas y carbonatos de origen lacustre. A la URS se le atribuye una potencia máxima de 700 m (Valero-Garcés, 1986).

.- En la **cuenca de Erillcastell** y en la **cuenca de Estac** no se registran afloramientos de la URS.

.- En la **cuenca del Cadí** la URS (Fig. 4.12) se dispone discordante sobre la URI y se distribuye en dos área sin continuidad entre ambas. Las rocas volcánicas son tobas y piroclastos interestratificados, roca volcánica masiva y el cuerpo intrusivo de Sant Salvador que corta las unidades inferiores y la propia URS (Gisbert, 1981; Bixel, 1984) y anteriormente interpretado por algunos autores como rocas volcánicas de la UG (Hartevelt, 1970).

Las rocas sedimentarias de la URS en la zona oriental se extienden a lo largo de 4.5 km. Están formadas por dos secuencias de conglomerados angulosos, areniscas, lutitas y costras calcáreas: una secuencia basal de 100-120 m de potencia y granodecreciente terminando a techo en lutitas; una secuencia superior formada por conglomerados y areniscas con una potencia de 150-180 m. En la zona occidental donde aflora la URS desde el área de Sant Salvador hacia el extremo oeste, se extiende a lo largo de 17 km. Aquí está formada por conglomerados, areniscas, lutitas, costras calcáreas y margas dolomíticas y se organiza en dos secuencias: una secuencia basal granodecreciente con espesor máximo de 80 a 100 m y una secuencia superior con un tramo basal conglomerático de espesor máximo 100 m con un tramo superior de 320 m de espesor máximo de lutitas con margas dolomíticas a techo. Más hacia el oeste, tan sólo se reconoce una única secuencia dominada por lutitas (Gisbert, 1981).

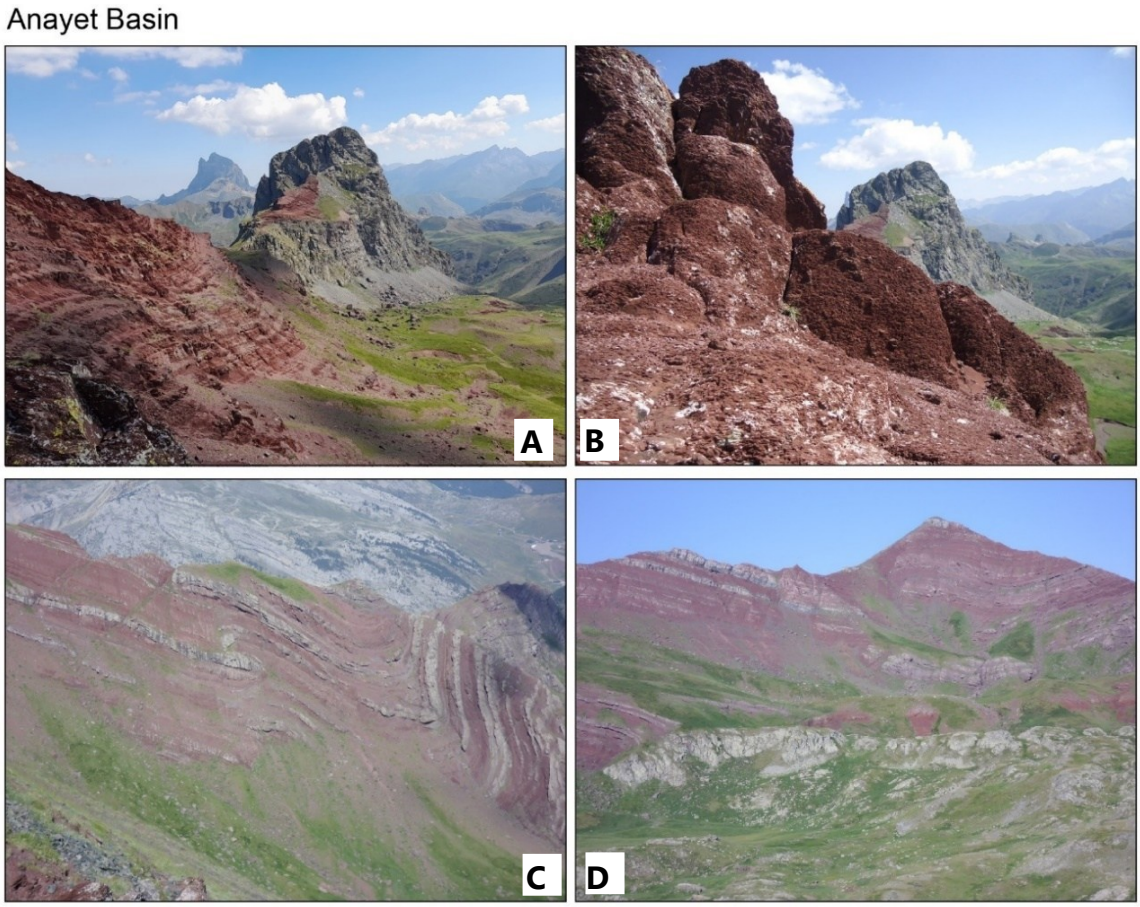


Figura 4.17: Afloramientos de las rocas volcánicas del Pérmico y de las red beds de la URI en las cuenca de Anayet. A) Vista del pico Anayet y sus inmediaciones: en el primer plano las red beds de la URI, detrás el pitón de Anayet y detrás la caldera volcánica del Midi d'Ossau; B) Red beds de la URI frente al pico Anayet. Se observa en las lutitas la foliación alpina; C) Pliegues en la URS donde destacan los niveles volcánicos entre las red beds; D) Vista del Falso Anayet constituido por rocas sedimentarias y volcánicas de la URI. A sus pies y de color blanquecino el lacolito andesítico.

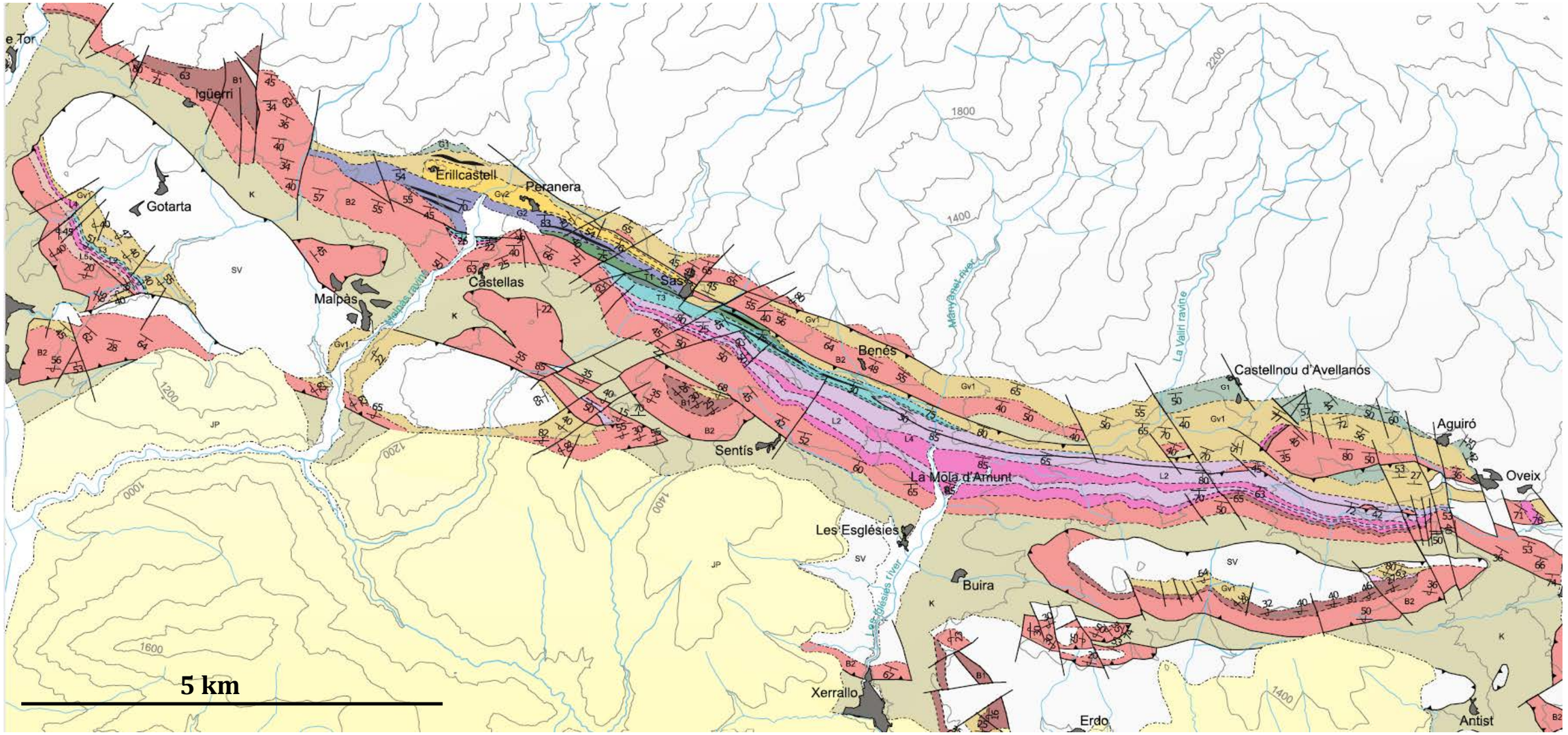


Figura 4.18: Mapa geológico del área de la cuenca de Erillcastell (Gisbert et al., 2024). Leyenda en la Fig. 4.22, mapa completo consultable en Gisbert et al. (2024).

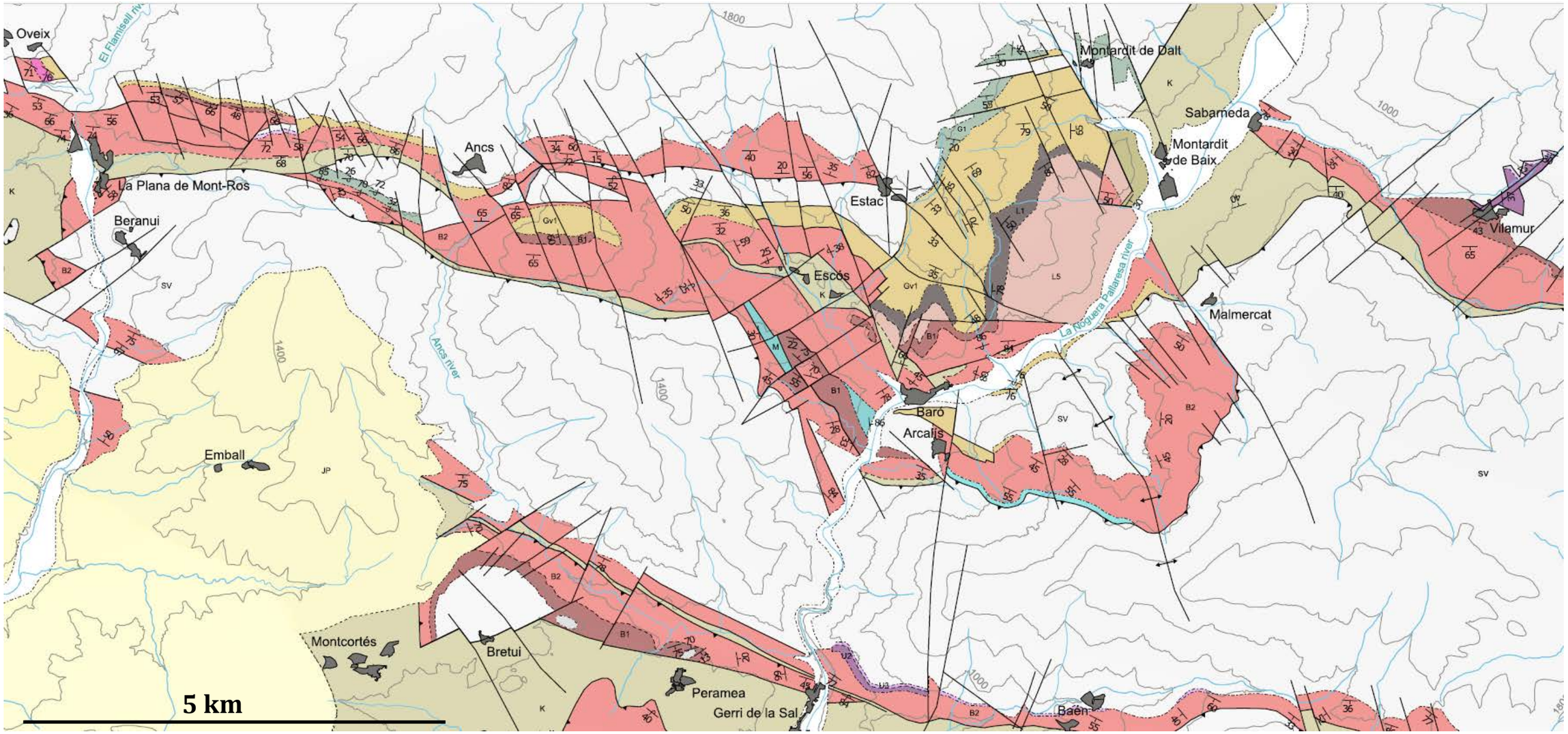


Figura 4.19: Mapa geológico del área de la cuenca de Estac (Gisbert et al., 2024). Leyenda en la Fig. 4.22, mapa completo consultable en Gisbert et al. (2024).

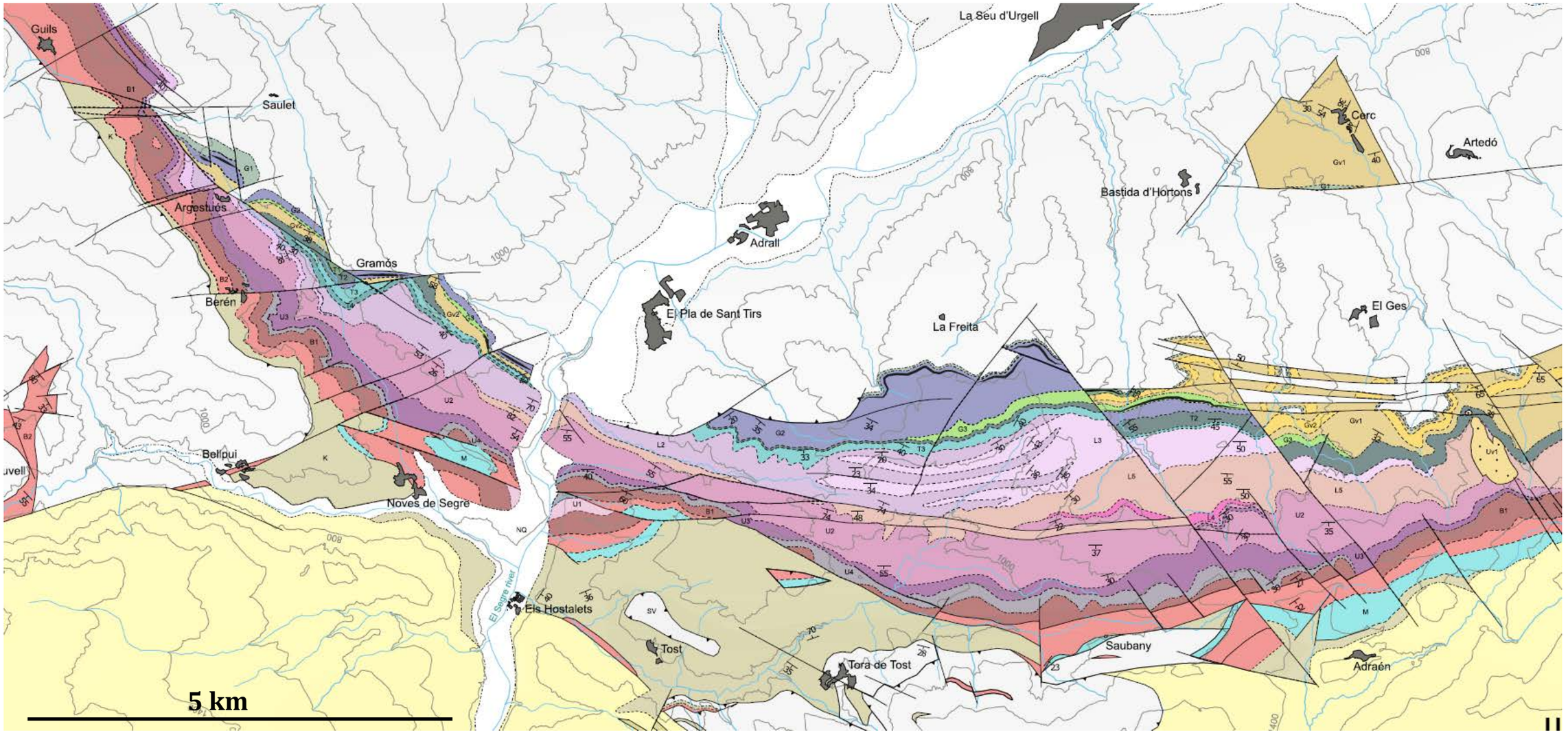


Figura 4.20: Mapa geológico del área de la cuenca del Cadí occidental (Gisbert et al., 2024). Leyenda en la Fig. 4.22, mapa completo consultable en Gisbert et al. (2024).

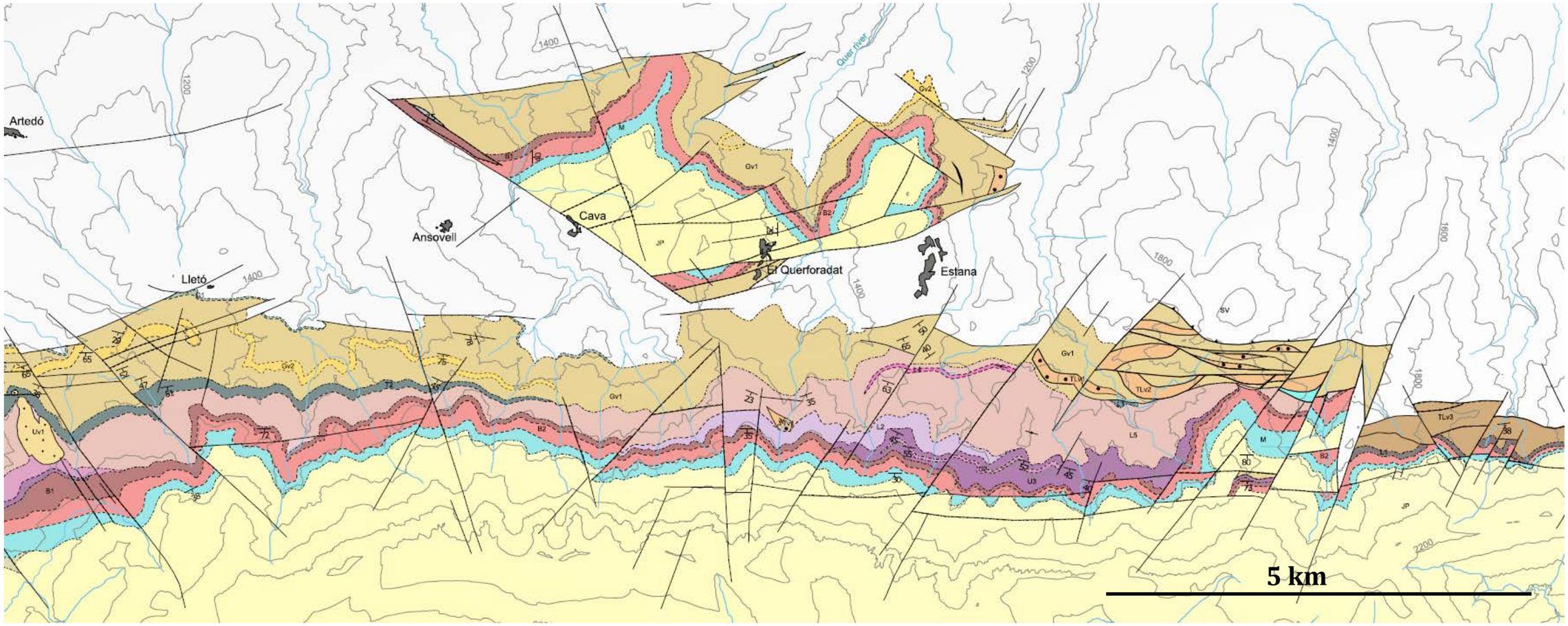


Figura 4.21: Mapa geológico del área de la cuenca del Cadí oriental (Gisbert et al., 2024). Leyenda en la Fig. 4.22, mapa completo consultable en Gisbert et al. (2024).

GEOLOGICAL MAP LEGEND

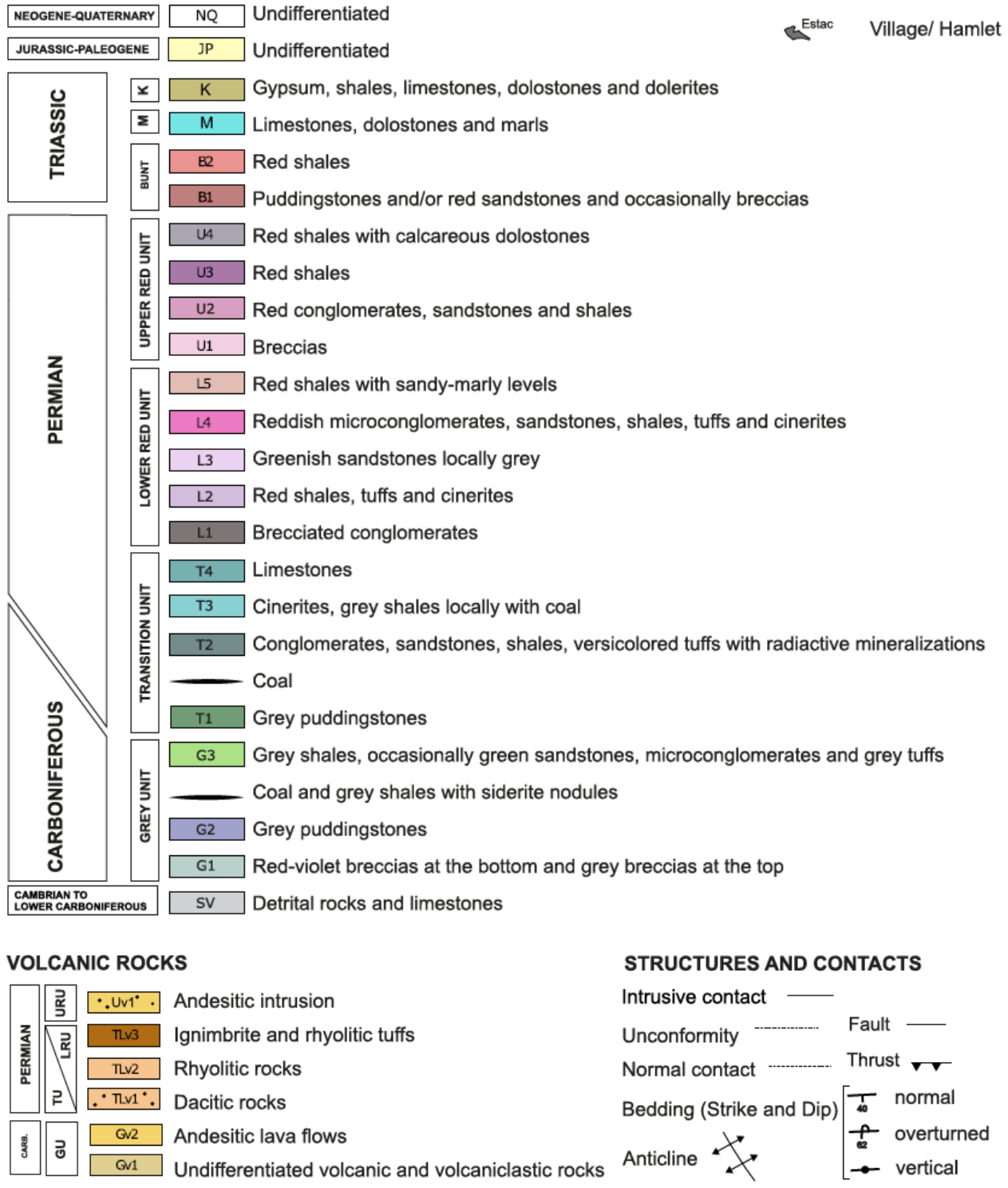


Figura 4.22: Leyenda del mapa geológico de los materiales del Carbonífero superior, Pérmico y Triásico del margen sur de la Zona Axial de los Pirineos. Tomado de Gisbert et al. (2024).

4.2.2-Posición estructural y estructura de las cuencas Carbonífero superior-Pérmicas estudiadas

Las cuencas estudiadas presentan una estratigrafía y vulcanismo similar; sin embargo, tanto las estructuras que las afectan como la posición estructural actual son muy diferentes debido a variaciones tanto laterales como longitudinales derivadas fundamentalmente de la estructuración durante la orogenia Alpina. De las cuatro cuencas estudiadas, solo las cuencas de Erillcastell y Estac presentan una posición estructural equivalente.

Cuenca de Anayet

En la mitad occidental de los Pirineos Centrales, concretamente en el margen sur de la Zona Axial, se sitúa la cuenca del Carbonífero superior-Pérmico del Aragón-Beárn. (Fig. 4.9). Esta cuenca se divide comúnmente en las subcuencas de Oza al oeste y la subcuenca de Anayet al este (p.ej. Rodríguez-Méndez et al., 2016). En la presente Tesis se ha estudiado el sector que incluye el pico Anayet y sus inmediaciones que hemos denominado como cuenca de Anayet. Esta cuenca se ha interpretado con una geometría de tipo pull-apart y está elongada en dirección WNW-ESE (Rodríguez-Méndez et al., 2019).

En las inmediaciones la cuenca de Anayet los materiales del Devónico superior y Carbonífero inferior se presentan como unidades aisladas de varios kilómetros de extensión, intensamente plegados y con vergencias de pliegues variables (Valero Garcés, 1986). En este conjunto la deformación disminuye hacia techo.

En los materiales sedimentarios y volcánicos del Carbonífero superior-Pérmico se hace evidente la impronta alpina pero aún son reconocibles estructuras estrechamente ligadas a la génesis de la cuenca (Valero-Garcés, 1986; Rodríguez-Méndez et al., 2019). Por ejemplo, aún son distinguibles los márgenes de la cuenca. El margen norte se ha definido a partir del alineamiento WNW-ESE de las rocas volcánicas interestratificadas en los sedimentos del Pérmico (Rodríguez-Méndez et al., 2019). El margen sur se ha interpretado como una falla de gran extensión, en origen distensivo y cuyo bloque superior se hundía hacia el norte condicionando el depósito de los materiales de relleno de la cuenca y que se reactivó posteriormente como inversa durante la compresión Pirenaica (Ríos Aragüés et al., 1987; Rodríguez-Méndez et al., 2013). A estas fallas de borde se les atribuye un movimiento direccional dextro (Valero Garcés, 1986; Rodríguez-Méndez et al., 2019).

En la cuenca de Aragón-Béarn se reconocen cuatro sistemas de fallas: uno dominante de dirección WNW-ESE y tres secundarios NE-SW, E-W y NW-SE (Valero-Garcés, 1986). Los sistemas WNW-ESE y E-W son anteriores a la generación de la cuenca ya que se ha observado que controlaban la sedimentación de los materiales del Carbonífero superior-Pérmico (Bixel, 1984; Valero-Garcés, 1986). En la Cuenca de Anayet otros autores distinguen tres sistemas de falla principales de dirección N10°E, N50°E y WNW-ESE, siendo el primer sistema el mejor desarrollado (Rodríguez-Méndez et al., 2016). El origen de las fallas N010E no se relaciona con la génesis de la cuenca, ya que también se han encontrado al sur en materiales del Cretácico superior y Eoceno en la Zona Surpirenaica (Rodríguez-Méndez et al., 2016). Las fallas N50°E son transversas a la cuenca y la compartimentan. De este sistema, la falla situada más al oeste es la que constituye el límite entre las cuencas/subcuencas de Anayet y Oza (Rodríguez-Méndez et al., 2019). Estas fallas transversas han condicionado la sedimentación de los materiales volcánicos y sedimentarios de la cuenca, aunque algunas ya dejaron de ser activas durante el depósito de las red beds del Pérmico. La falla del límite oeste está cubierta por la Unidad Roja Superior (URU) y la falla central por la Unidad Roja Inferior (LRU). Estas fallas transversales se les atribuye una edad varisca con una posterior reactivación durante la génesis de la cuenca (Rodríguez-Méndez et al., 2019). Finalmente, el sistema WNW-ESE que domina en la zona meridional de la cuenca (Valero-Garcés, 1986) constituye las fallas de borde que la delimitan.

En la cuenca de Anayet dominan pliegues kilométricos de dirección WNW-ESE vergentes al sur y con una foliación de plano axial de edad alpina asociada (Valero Garcés, 1986; Ríos Aragüés et al., 1987; Gil et al., 2002 y referencias ahí citadas; Rodríguez-Méndez et al., 2016) que buza entre 40-60° N (Ríos Aragüés et al., 1987; Gil et al., 2002). Estos pliegues (Fig. 4.23) se han interpretado como resultado del efecto contrafuerte de los materiales contra el bloque inferior de la falla de borde sur durante el transporte de las láminas de cabalgamiento hacia el sur (Gil et al., 2002).

El cambio de régimen de la cuenca de transtensión a extensión se atribuye alrededor de los 259 Ma (Rodríguez-Méndez et al., 2016) prolongándose en el Triásico. El acortamiento general de toda el área se produjo en dirección de norte a sur durante la compresión alpina (Rodríguez-Méndez et al.,

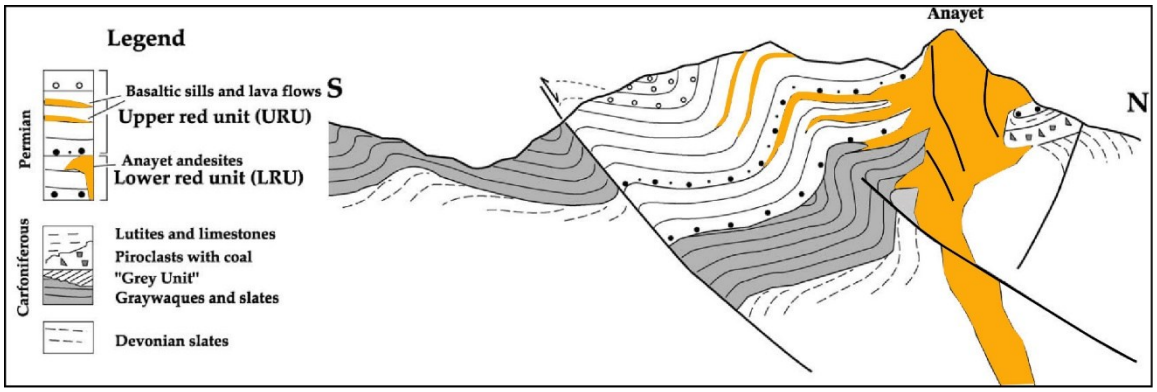


Figura 4.23: Corte geológico de la cuenca de Anayet, en naranja se ha destacado las rocas volcánicas s.l. (modificado de Gil et al., 2002).

2016).

Cuencas de Erillcastell y Estac

En el margen sur de la Zona Axial de los Pirineos Centro-Orientales, se sitúan, de oeste a este, las cuencas del Carbonífero superior-Pérmico de Laspaúles, Erillcastell y Estac; las dos últimas estudiadas en esta Tesis (Fig. 4.11).

Frecuentemente, los afloramientos de las zonas de Erillcastell y Estac se han interpretado como una sola cuenca formada por dos subcuencas (Martí, 1991) aunque posteriormente, también han sido consideradas como dos cuencas independientes (Soriano et al., 1996).

Las láminas de cabalgamientos de base a techo que afectan la zona donde se sitúan las cuencas de Erillcastell y Estac son: Rialp, Erta y el conjunto de láminas menores con una geometría en dúplex que forman el manto de les Nogueres (Soriano et al., 1996; Saura y Teixell, 2006).

En estas cuencas, los materiales que constituyen el basamento son rocas sedimentarias y metamórficas de bajo grado con edades desde el Cámbrico hasta el Carbonífero inferior (p.ej. Saura y Teixell, 2006). Este basamento junto con estas cuencas y los materiales del Triásico, forman parte del frente del manto de les Nogueres, todos ellos implicados en varias láminas de cabalgamiento que fueron invertidas a modo de *têtes plongeantes* durante la orogenia Alpina (Séguret, 1972; Soriano et al., 1996). La geometría de estas *têtes plongeantes* varía longitudinalmente, así como la foliación asociada a las mismas. En la zona de Laspaúles, la foliación está bien desarrollada y presenta un buzamiento medio de 60°N que afecta tanto a los materiales del basamento, como a los materiales del Carbonífero superior-Pérmico y Triásico. También se reconoce una foliación de plano axial y asociada a los anticlinales de las *têtes plongeantes* que presenta buzamientos en torno a 40°S (Séguret, 1972; Izquierdo-Llavall et al., 2013a).

Hacia el este, en la cuenca de Erillcastell, aún se reconoce esta doble disposición de la foliación (buzando a norte y sur). En la cuenca de Estac, sin embargo, la foliación apenas es observable; solo buza al sur y deja de estar presente al este del río Noguera Pallaresa (Séguret, 1972). Del mismo modo, se observa que la geometría de las *têtes plongeantes* varía. En el sector occidental, las *têtes plongeantes* están asociadas al buzamiento de las láminas de cabalgamiento hacia el sur y con forma de anticlinal basculado, mientras que en el sector oriental las láminas cabalgantes tienen buzamientos relativamente bajos hacia el S.

En las cuencas de Erillcastell y Estac se reconocen los mismos cuatro sistemas de fallas, aunque la representatividad de unos u otros es variable en función de la cuenca. La familia principal en ambas cuencas es la de dirección NNW-SSE y las otras familias que se reconocen son la NNE-SSW, ENE-WSW y NW-SE (Gisbert et al., 2024). En la cuenca de Erillcastell estas tres últimas familias tienen la misma representación, en cambio, en la cuenca de Estac la de dirección NW-SE está subrepresentada con respecto a las otras dos.

En la **cuenca de Erillcastell** (Fig. 4.24) la *tête plongeante* principal implica los materiales volcánicos y sedimentarios del Carbonífero superior-Pérmico, siendo en los materiales sedimentarios donde se reconoce la foliación que también está presente en las rocas detríticas del Devónico, Pérmico y Triásico de la zona. La sucesión desde el Carbonífero superior al Triásico está invertida con una inclinación de 20 a 50° hacia el N (Séguret, 1972; Saura y Teixell, 2006). Esta cuenca está incorporada en la lámina de cabalgamiento de Erta y está deformada internamente por un abanico de retrocabalgamientos (Saura y Teixell, 2006).

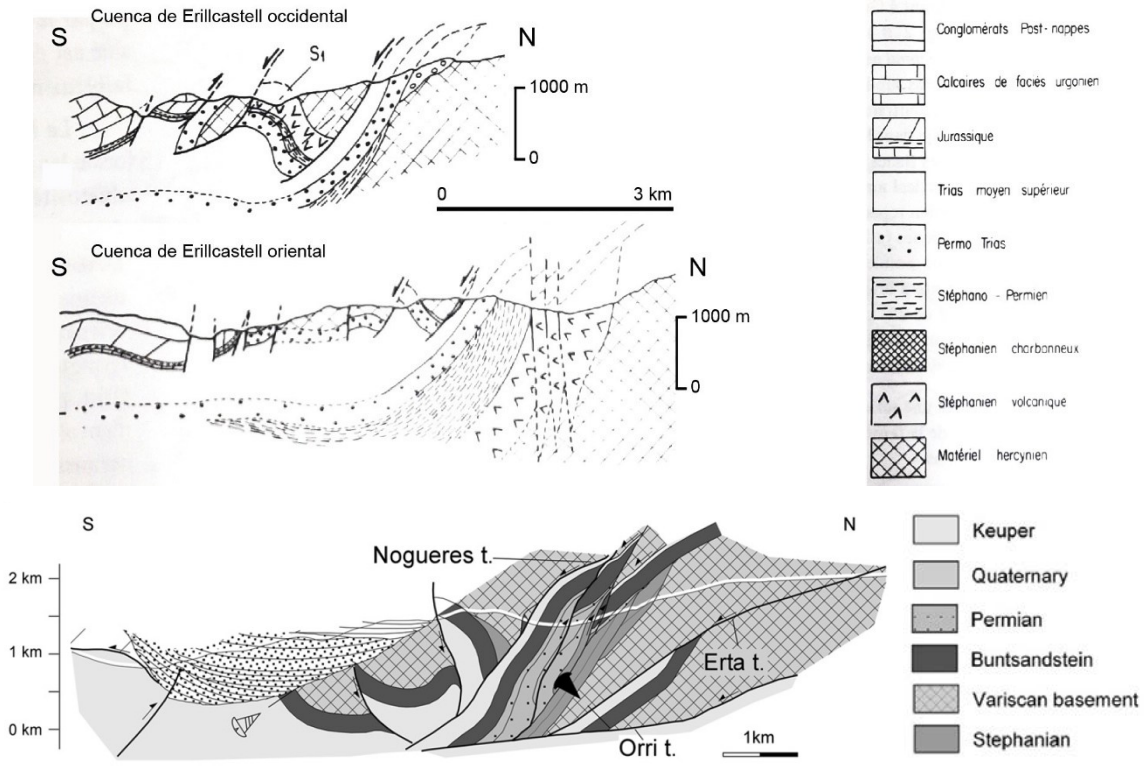


Figura 4.24: Cortes geológicos de la cuenca de Erillcastell (Tomados de Séguret; 1972 y Saura y Teixell, 2006).

En la **cuenca de Estac** (Fig. 4.25) la *tête plongeante* principal es también la que implica los materiales volcánicos y sedimentarios del Carbonífero superior-Pérmico. Cuando la foliación es reconocible, se registra en los sedimentos del Pérmico y Triásico (Séguret, 1972). Esta cuenca también está incorporada en el manto de Erta y se ha interpretado que la estratificación original de la cuenca estaba inclinada al norte debido a la acción de una falla de borde (Saura y Teixell, 2006).

En la zona, el desplazamiento de los cabalgamientos de Rialp y Erta se ha estimado de 100 a 400 m al SSW (Soriano et al., 1996) y para el de Nogueres de 11 km hacia el SSW (Muñoz, 1992). Las láminas

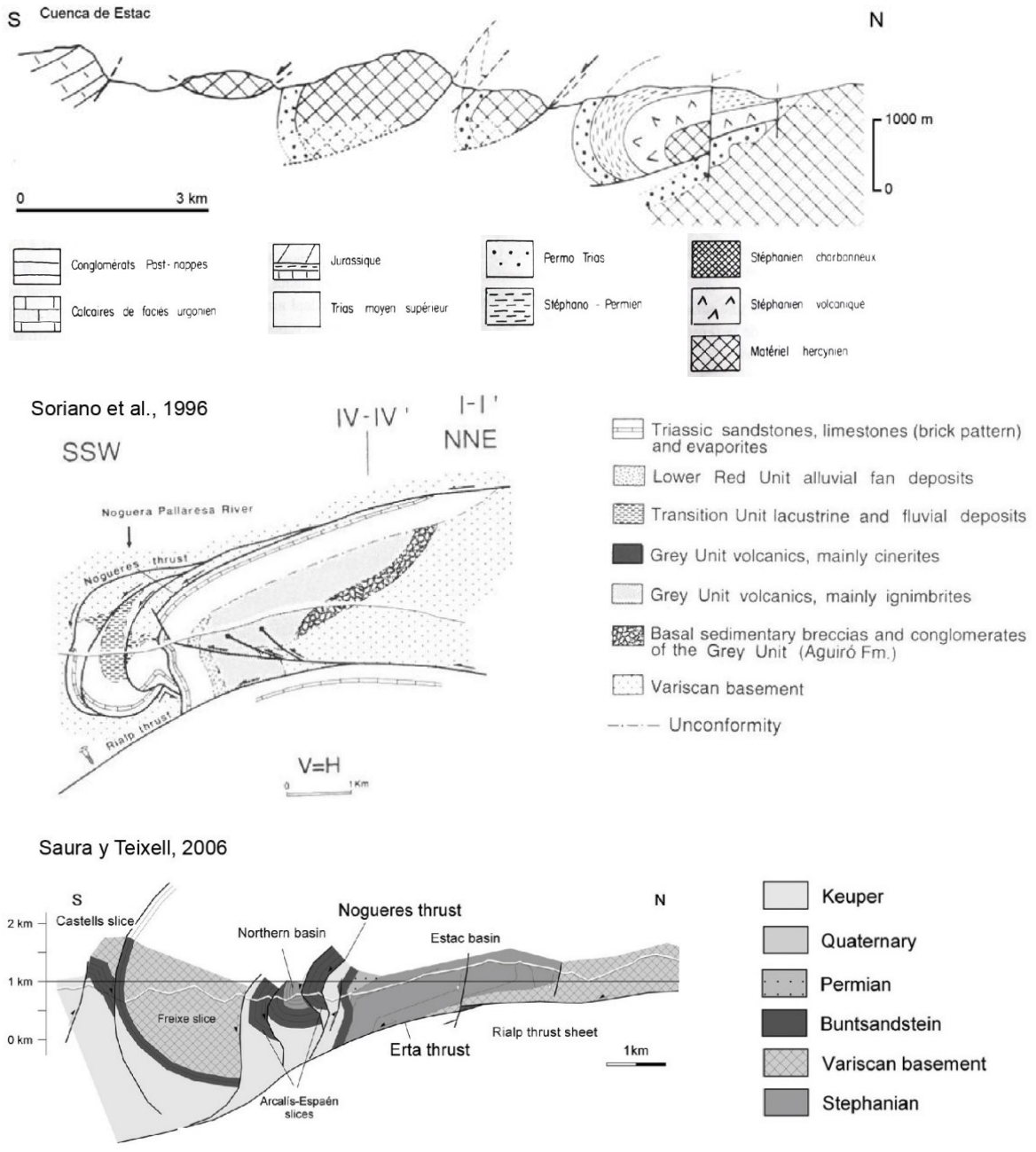


Figura 4.25: Cortes geológicos de la cuenca de Estac (tomados de Séguret, 1972; Soriano et al., 1996 y Saura y Teixell, 2006).

cabalgantes de la parte frontal dell manto de Nogueres presentan su bloque superior completamente invertido (Soriano et al., 1996; Saura y Teixell, 2006).

Cuenca del Cadí

En el margen sur de la Zona Axial de los Pirineos Orientales se sitúa la Cuenca del Cadí (Gisbert, 1981; Bixel, 1984, Fig. 4.9).

El basamento que aflora en las inmediaciones está constituido principalmente por rocas del Cambro-Ordovícico y Ordovícico superior (Simón-Muzás et al., 2024b). Estas rocas presentan pliegues de dirección E-W con una foliación de crenulación de plano axial o de fractura muy variable en su dirección y buzamiento pero que frecuentemente buza 45°N (Hartevelt, 1970). Adicionalmente, en estos materiales también se reconocen sobreimpuestos unos pliegues suaves de dirección N-S (Hartevelt, 1970).

En la Cuenca del Cadí los materiales del Carbonífero superior-Pérmico tanto sedimentarios como volcánicos se encuentran distribuidos en tres grandes unidades estructurales: dos cubetas aisladas en el basamento Varisco de pequeñas dimensiones al norte y un extenso afloramiento al sur que se prolonga de este a oeste a lo largo de unos 30 km (Hartevelt, 1970; Gisbert, 1981; Speksnijder, 1984). La posición estructural de estos afloramientos ha sido objeto de discrepancias; algunos autores los incorporan en el Manto del Cadí (p.ej. Vergés y Martínez, 1988; Muñoz, 1992; Vergés et al., 1995) cuyo límite norte es la prolongación del cabalgamiento de Serra Cavallera (Muñoz, 1986) pero en la actualidad parece haber consenso y se ha retomado su posición dentro del frente del manto de l'Orri (ver Mapa de les Unitats majors de Catalunya, 1:1000000, Mapa Estructural de Catalunya, 1:250.000, visor del Geològic de Catalunya, Institut Cartogràfic i Geològic de Catalunya, https://www.icgc.cat, Saura y Teixell, 2006).

La cuenca del Cadí se ha interpretado como una cuenca cuya génesis está ligada a fallas de borde que presentan un movimiento de strike-slip (p.ej. Gisbert, 1981; Speksjnider, 1985) o a fallas extensionales normales (Saura y Teixell, 2006; Gretter et al., 2015). En la actualidad, los márgenes de la cuenca no se conservan, pero algunos autores reconocen el afloramiento de la falla norte en las inmediaciones de la localidad de La Seu d'Urgell expuesto por una falla de edad Miocena (Saura y Teixell, 2006). Esto les permite determinar que la falla de margen norte fue activa tan sólo durante la sedimentación de los materiales de la UG y UT y está fosilizada por la URI (Saura i Parramon, 2004). Además, le atribuye a la falla meridional un papel más importante en la génesis de la cuenca y en la sedimentación de las unidades y sus cambios laterales (Saura y Teixell, 2006).

En la cubeta occidental tan sólo afloran rocas volcánicas con alguna intercalación carbonatada plegadas en dos sinclinales y un anticlinal de ejes N055. El margen sur es una falla de dirección E-W que dispone los materiales del Dévonico en contacto con los del Cambro-Ordovícico. En la cubeta oriental afloran rocas volcánicas de la UG y URI y rocas del Triásico en facies Buntsandstein y Muschelkalk, Cretácico superior y Eoceno. Estas unidades constituyen en esta cubeta una estructura domática con una falla en el margen N de dirección N085 fosilizada por rocas del Triásico (Gisbert, 1981). En la sucesión de rocas volcánicas y volcanoclásticas que se extiende en dirección E-W se pueden distinguir dos sectores: i) una estrecha banda septentrional con un intenso plegamiento con ejes E-W que afecta a la UG cuyo origen se atribuye al movimiento de las fallas de dirección E-W a N085E que la flanquean; ii) una extensa banda basculada hacia el S (Hartevelt, 1970) de materiales de la UG, UT, URI y URS con inclinaciones muy variables, las más habituales de 30 a 65°S (Gisbert, 1981).

En los afloramientos de las rocas del Carbonífero superior-Pérmico y en las inmediaciones no se registra foliación alpina (Choukroune y Séguret, 1973). Se reconocen tres sistemas de fallas: un sistema de dirección dominante E-W y dos sistemas NE-SW y NNW-SSE secundarios (Gisbert, 1981; Gisbert et al., 2024). Se ha observado que la familia principal está desplazada por las otras dos familias y que en general todas ellas presentan desplazamientos normales (Gisbert, 1981).

En la cuenca del Cadí la deformación alpina ha generado además del emplazamiento de cabalgamientos (Figs. 4.20 y 4.21), la inversión de fallas subverticales y la generación de pequeños cabalgamientos de rocas del basamento sobre los afloramientos volcánicos del Carbonífero superior-Pérmico (Gisbert, 1981).

En rasgos generales, se le atribuye a la Cuenca del Cadí un grado de deformación interna mucho menor que a las cuencas del Carbonífero superior-Pérmico de Erillcastell y Estac (p.ej. Séguret, 1972; Choukroune y Séguret, 1973; Saura y Teixell, 2006).

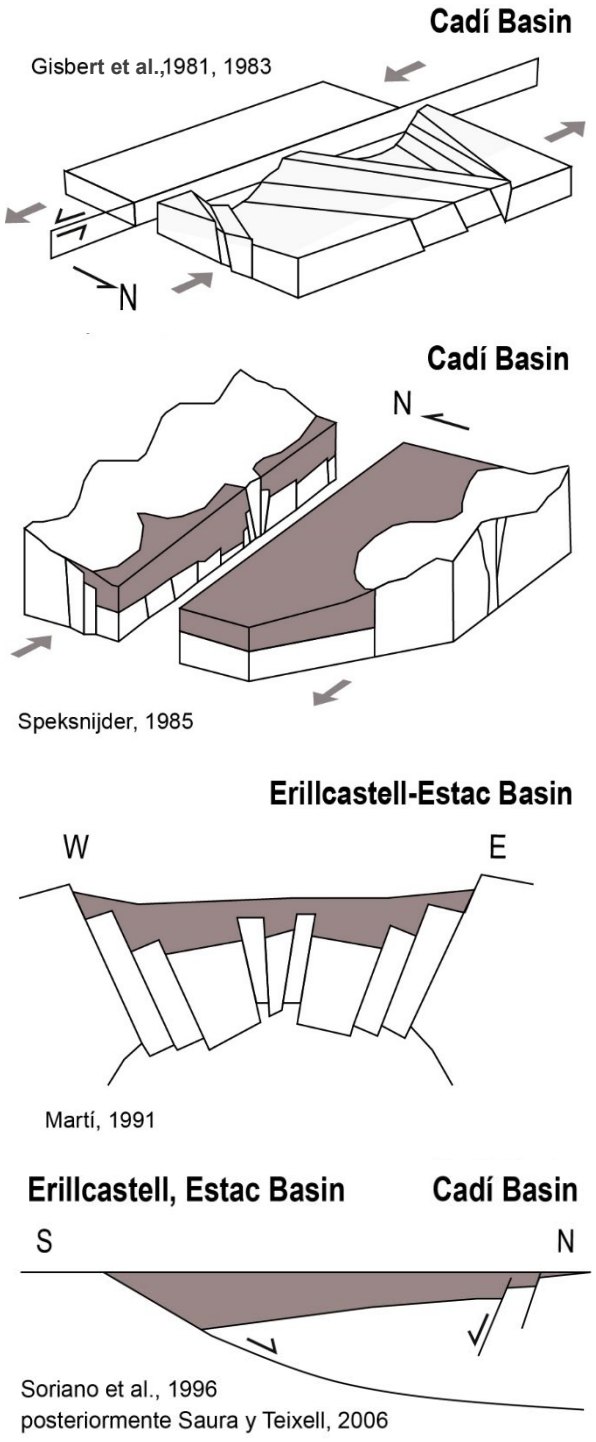


Figura 4.26: Modelos de cuenca propuestos por diversos autores para las cuencas del Carbonífero superior-Pérmico del margen sur de la Zona Axial de los Pirineos.

4.2.3-Modelos genéticos de las cuencas del Carbonífero superior-Pérmico de los Pirineos

Las cuencas del Carbonífero superior-Pérmico se generaron dentro del contexto geodinámico imperante a finales del Paleozoico. Este contexto era inicialmente extensional y estaba dominado por el desarrollo de un rifting a lo largo del gran sistema direccional que recorría todo el orógeno (segmentos Allegheny, Varisco y Urales) situado en la zona de sutura del supercontinente Pangea. Posteriormente a lo largo del Pérmico temprano, este régimen fue evolucionando hacia un contexto transtensional (López-Gómez et al., 2019).

En los Pirineos, se desarrolló un conjunto de cuencas intramontañosas elongadas de pequeñas dimensiones (7 a 15 km aproximadamente de longitud) que algunos autores identifican como graben y semi-graben (Soriano et al., 1996; Bixel y Lucas, 1983; Saura y Teixell, 2006) o como cuencas de strike-slip (cuencas de tipo pull-apart; Valero-Garcés, 1986: Speksnijder, 1985; Gisbert, 1981). Estas cuencas fueron rellenadas por sedimentos detríticos de tipo aluvial y fluvio-lacustre procedentes de la erosión del cinturón orogénico varisco junto con un variado tipo de productos volcánicos volcanoclásticos, subvolcánicos resultantes de los grandes episodios volcánicos producidos de forma simultánea a su formación y relleno (Bixel, 1984; Gisbert, 1981).

Los distintos modelos propuestos para la génesis de estas cuencas se basan en el análisis de las variaciones de espesor de las unidades detríticas y volcánicas registradas, las discordancias presentes en ellas, los datos estructurales y/o los modelos analógicos realizados (Fig. 4.26):

1-Soula et al. (1979) proponen que las cuencas del margen norte de la Zona Axial, en la vertiente francesa, se originaron por una

fracturación del basamento en dirección E-W a favor de una cizalla simple sinistra que propició el desarrollo de dos grandes sistemas de fracturas conjugadas en dirección NNW-SSE y WNW-ESE.

2-Gisbert (1981, 1983) propone un modelo para la cuenca del Cadí condicionado por fallas direccionales de dirección E-W y sentido sinistro que actúan bajo un régimen compresivo durante el Carbonífero tardío-Pérmico temprano y bajo un régimen distensivo durante el Pérmico medio y terminal.

3-Bixel y Lucas (1983) proponen para las cuencas de los Macizos Vascos y cuenca del Aragón-Béarn un mecanismo de semi-graben de dirección N-S y E-W desarrollados bajo un régimen transtensivo dextro durante el Carbonífero tardío y sinistro durante el Pérmico. La sedimentación estaría controlada por fallas extensionales de dirección NE-SW.

4-Speksnijder (1985) propone para la cuenca del Cadí un conjunto de fallas direccionales dextras que dieron lugar a graben asimétricos a lo largo de una misma dirección estructural E-W. El régimen tectónico presentaba episodios alternantes de transtensión, durante los cuales se producía el depósito de las rocas volcánicas, y transpresión, durante los cuales las fallas normales se invertían favoreciendo el plegamiento y erosión de la sucesión estratigráfica y generando las discordancias presentes.

5- Martí y Mitjavila (1988) proponen un modelo de formación de calderas volcánicas para las cuencas orientales del margen sur de los Pirineos (cuencas de Erillcastell, Estac y Cadí). En este modelo, la fracturación que delimita las cuencas y las compartimenta favorecería el ascenso del magma y su acumulación en cámaras magmáticas superficiales. Estas cámaras colapsarían tras la salida del magma y la pérdida de presión a favor de las fracturas desencadenando una subsidencia generalizada con hundimiento de bloques y formación de las cuencas.

6-Soriano et al. (1996) proponen para las cuencas de Erillcastell y Estac un modelo de graben asimétricos o semigraben generados bajo un régimen extensional por la acción de fallas normales de dirección E-W situadas en los márgenes norte y sur de las cuencas. Este modelo fue seguido posteriormente por Saura y Teixell (2006) y ampliado a la cuenca del Cadí.

4.2.4-Vulcanismo y geoquímica de las cuencas Carbonífero superior-Pérmicas de Anayet y Pirineos Centro-Orientales

Los materiales volcánicos, hipovolcánicos y volcanoclásticos s.l. de las cuencas del Carbonífero superior-Pérmico de los Pirineos se encuentran interestratificados en la serie sedimentaria o formando grandes acumulaciones. Su disposición, composición y variabilidad litológica evidencian que se emplazaron y/o depositaron en un entorno definido por la presencia de edificios volcánicos activos y en contacto con depresiones lacustres. Además, en los márgenes de las cuencas se situaban abanicos aluviales y áreas favorables para la formación de carbón (Gisbert, 1983) cuyo contenido es reconocible en los materiales volcanoclásticos.

El **vulcanismo del Carbonífero superior-Pérmico** inferior posee una afinidad geoquímica calco-alcalina y se registra en las cuencas del Cadí, Erillcastell, Estac y en áreas del Aragón-Béarn (zona del Midi d'Ossau). Los dos términos petrográficos son dacitas/riolitas y andesitas (Gisbert, 1981; Bixel, 1984). Las dacitas o riolitas se reconocen en la base de la sucesión constituyendo depósitos de ignimbritas que conservan troncos y vegetación fosilizada calcinada o domos de pequeño tamaño con magma de origen cortical. Las andesitas se encuentran en forma de coladas de afinidad calco-alcalina y en algunos casos con términos toleíticos, ambas de origen mantélico (Bixel, 1984).

Si atendemos a la distribución de los tipos litológicos en función de las cuencas estudiadas se evidencia lo siguiente (Gisbert, 1983):

- Durante el depósito de la UG, acumulación de ignimbritas riodacíticas y coladas andesíticas en sectores de las cuencas de Erillcastell y del Cadí (zona de Coll de Vanses).

- Durante el depósito de la UT, depósito ignimbritas de similar composición a las de la UG junto a domos y coladas dacíticas en las cuencas de Estac y el sector oriental del Cadí (zonas de Bastanist, Prat d'Aguiló y Camprodón). Adicionalmente, también se reconocen manifestaciones andesíticas en el sector oriental del Cadí (zona de Campelles).

En conjunto, el vulcanismo de este periodo fue inicialmente efusivo de tipo andesítico calcoalcalino y evolucionó a un vulcanismo efusivo más puntual durante el depósito de la URI llegándose incluso a relacionar con intrusión somera de magmas graníticos procedentes del granito de Andorra-Mont Luis situado al norte de la cuenca del Cadí, en la margen derecha del Segre (Gisbert, 1981). En esta misma cuenca los edificios volcánicos se han situado orientados en dirección NNW-SSE coincidentes con la dirección de depósito y drenaje de los aluviones (Bixel, 1984).

En las andesitas de la UG de la cuenca del Cadí se ha observado una alteración hidrotermal de tipo sin- o tardi-magmática a temperaturas inferiores a 400°C (Bixel, 1983) con respecto a rocas efusivas más alejadas de los centros eruptivos que parecen sufrir una alteración por procesos hidrotermales o diagenéticos más tardíos (Gisbert, 1983 y referencias ahí incluidas).

El **vulcanismo del Pérmico medio-superior** (Gisbert, 1983) se corresponde con el depósito de la URS con manifestaciones de andesitas en la cuenca del Aragón-Béarn (cuenca de Anayet) y con el emplazamiento del intrusivo de Sant Salvador de tipo andesita basáltica en la cuenca del Cadí (Gisbert, 1981). Las andesitas de la cuenca de Anayet se han interpretado como rocas efusivas (Mirouse, 1966) o como rocas subvolcánicas de tipo sill (Schwarz, 1962) geoquímicamente de tipo calcoalcalino (Bixel y Lucas, 1983).

Si atendemos a la distribución de los tipos litológicos en función de las cuencas estudiadas se evidencia lo siguiente (Gisbert, 1983):

- Durante el depósito de la URI y la URS, aparecen manifestaciones volcánicas riodacíticas e ignimbritas riolíticas en el sector oriental del Cadí (zona de Gréixer y Campelles). Las riolitas de este episodio se emplazan a modo de domos extrusivos e ignimbritas, la orientación de estos domos es NW-SE y E-W que coinciden con los ejes de drenaje de los depósitos de sedimentos detríticos rojos (Bixel, 1984). También se producen intrusiones a modo de sills, diques o lacolitos como el complejo del Anayet (lacolito que se propaga a modo de sills en los laterales junto al edificio volcánico) que tiene un origen cortical (Bixel, 1984) y el del cuerpo intrusivo de Sant Salvador (Serra del Esquerps). En ambos casos estas intrusiones son traquiandesitas alcalinas-transicionales (Bixel, 1984; Lago et al., 2004).

En conjunto se distingue una diferenciación estructural a lo largo de los Pirineos que condicionó la localización de los focos de emisión y el depósito de los materiales volcánicos: una dirección estructural E-W en los Pirineos Occidentales y NW-SE para los Pirineos Orientales (Bixel,1984).

5. RESULTS

5. RESULTADOS

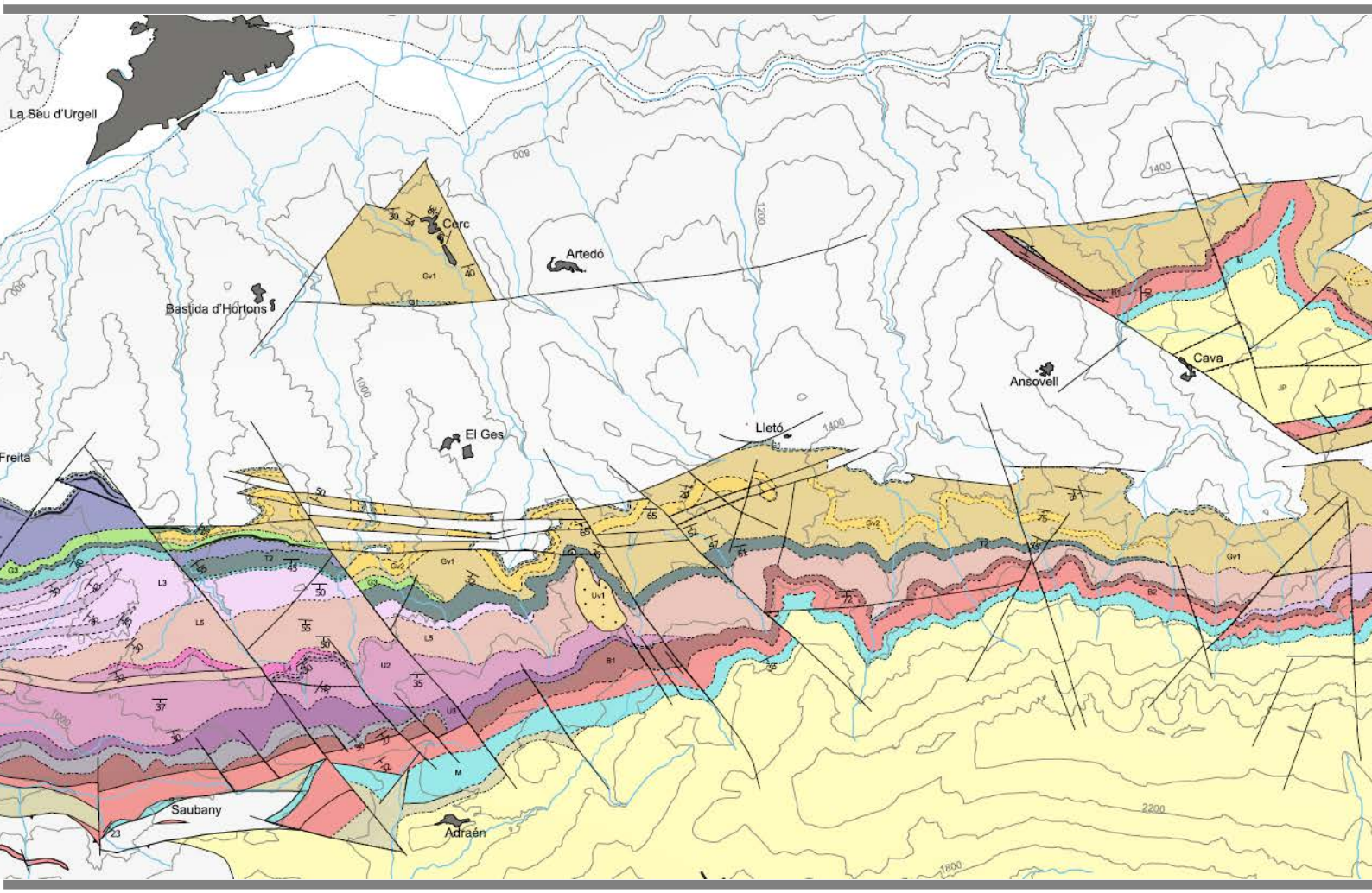
The original numbering of the figures of each paper has been respected

La numeración original de las figuras de cada artículo se ha respetado

Fotografía: Superior. Vistas del pico Anayet (a la derecha), de la sucesión detrítica, red beds, del Pérmico (a la izquierda) y en la parte central los Ibones de Anayet rodeados de rocas subvolcánicas. Cuenca de Anayet. Inferior. Vistas de los afloramientos Carbonífero superior-Pérmicos y Triásicos junto a la localidad de Castellnou d'Avellanós. Cuenca de Erillcastell.

5.1. DETAILED CARTOGRAPHY AND STRATIGRAPHY

5.1. CARTOGRAFÍA Y ESTRATIGRAFÍA DETALLADA



5.1.1.- Geology of the Late Carboniferous, Permian and Early Triassic basins of the Eastern Pyrenees

Josep Gisbert[a] , Ana Simón-Muzás[a], Antonio Casas-Sainz[a], Ruth Soto[b]

a *Departamento de Ciencias de la Tierra, Geotransfer-IUCA, Universidad de Zaragoza, 50009, Zaragoza, Spain*
b *Instituto Geológico y Minero de España (IGME), CSIC, Unidad de Zaragoza, 50006, Zaragoza, Spain*

JOURNAL OF MAPS (2024). Received 26 October 2023; Accepted 15 February 2024

We present a detailed geological map of the Upper Carboniferous, Permian and Triassic rocks of the southern border of the Axial Zone in the Eastern Pyrenees. These units were deposited in three intra-mountain, terrestrial basins, characterized by the emplacement/deposition of volcanic, sub-volcanic and volcaniclastic units (ca. 1000 m thick) together with continental red beds. The map is based on unpublished drafts, sketches and structural data. This previous information was complemented with new structural, petrologic and stratigraphic data. The geological map is presented together with three cross-sections, a detailed lithological description, and a stratigraphic correlation panel to help understand the stratigraphy, volcanism and structure and, ultimately, the geometry and origin of the highly subsident areas of this segment of the chain in post-Variscan times. The geological map gives new clues for reconstructing the geometry of these basins and the distribution of the volcanic episodes during the Late Carboniferous and Permian.

Keywords: Late Carboniferous; Permian; Triassic; Volcanism; Pyrenees; Axial Zone

The geological map and Supplementary material of this article can be accessed online at

https://zaguan.unizar.es/record/133104?ln=es

The original numbering of the figures has been respected

La numeración original de las figuras se ha respetado

1.Introduction

The Pyrenees is one of the most studied mountain chains worldwide, and numerous maps synthesize its overall geology (mainly made by ICGC, Institut Cartogràfic i Geològic de Catalunya; see also Ternet et al., 2008; 1:250,000), large-scale structures (Choukroune and Séguret, 1973), stratigraphy (Soler i Sampere et al., 1972), paleomagnetic data (López Berdonces et al., 2008; Porquet et al., 2017) or rather deal with the particular features of specific areas (Puigdefábregas, 1975; Rodríguez-Méndez et al., 2013). In spite of this large amount of information, the southern sector of the Axial Zone in the Eastern Pyrenees is shown with low level of detail in many published geological maps. This is mainly due to the presence of Upper Carboniferous-Permian volcaniclastic and volcanic rocks. These rocks, because of their sharing characteristics sedimentary and igneous features altogether, require a thorough understanding of their original mineralogy, facies arrangement and stratigraphic frame (Gisbert, 1981; Martí, 1986) in order to be correctly mapped. These Upper Carboniferous and Permian units were deposited in a series of sedimentary basins that can be recognized along the southern margin of the Axial Zone. These basins are, from west to east, the Erillcastell-Estac, Cadí and Castellar de n'Hug basins, and they constitute key areas (due to their good exposure, lithological variety and thickness of series) to understand the volcanic episodes linked to the late Paleozoic break-up of Pangea and its geodynamic consequences. Precisely, the present-day Pyrenean zone is one of the weakness zones along which the supercontinent broke apart during Permian through Cretaceous times (Soto et al., 2019).

The main objective of this work is to help understand the stratigraphy, volcanism and structure of the Late Carboniferous-Triassic Erillcastell-Estac, Cadí and Castellar de n'Hug basins in the frame of the Eastern Pyrenees, in order to establish a reliable frame to define consistent basin models for this particularly interesting stage of Earth's history. To this aim, we present: (1) a detailed lithological description of these units deposited during the late-orogenic to post-orogenic period of the Variscan orogeny in the southeastern Pyrenees; (2) a cartography (originally at 1: 25,000 scale) of the different lithologies corresponding to the different stages, showing their lateral facies changes; and (3) a high-resolution cartography of fractures and faults, together with 641 bedding data that allow us to define the structural architecture of the study area. Some of the information collected during the 70s and 80s is very valuable due to the impossibility of its current acquisition because of the growth of the vegetation canopy during the last three decades linked to the reduction of extensive livestock farming. The cartographic relationships between the Upper Carboniferous, Permian and Triassic units are presented in a geo-referenced map attached to this article.

2. Location and geological settings

The study area covers the outcrops of the Upper Carboniferous, Permian and Triassic materials of the southern border of the Axial Zone in the Eastern Pyrenees, totaling a length of nearly 150 km along an E-W direction.

The Pyrenees are a WNW-ESE trending, asymmetric, doubly-vergent orogen with a dominant southwards vergence. They are limited by the Aquitaine and Ebro foreland basins to the north and south, respectively (Fig. 1) and by the Mediterranean Sea and the Atlantic Ocean eastwards and westwards, respectively. The Pyrenees are commonly subdivided from north to south into the North Pyrenean Zone, the Axial Zone and the South Pyrenean Zone (Mattauer, 1968). Mesozoic and Cenozoic rocks dominate in the North- and South-Pyrenean Zones, and it is in the Axial Zone where the Paleozoic rocks, that constitute the basement of the chain, crop out. Rocks belonging to the Axial Zone have experimented the effects of two different orogenic processes: the Variscan orogeny during Carboniferous time (Barnolas and Pujalte, 2004) and the Alpine orogeny during the Late Cretaceous-Cenozoic time interval (Muñoz, 1992; Vergés et al., 2002). These orogenic processes post-date two rift-post-rift cycles during the Paleozoic and the Mesozoic. Structures related to these stages are often preserved, but sometimes they

are difficult to interpret because of the superposition of extensional and compressional features along the geological evolution. The present-day structure and topography of the chain is mainly the result of the Cenozoic Pyrenean compression, that generated an antiformal stack made up of several thrust sheets mainly composed of Paleozoic rocks. In the Eastern Pyrenees these thrust sheets are named, from bottom to top, Rialp, Orri, Erta and Nogueres (Muñoz,1992). The dominant transport direction of thrust sheets is toward the SSW (Saura and Teixell, 2006). The Paleozoic rocks were affected during the Late Carboniferous- Permian time by volcanic episodes linked to Late-Variscan, crustal- or lithospheric-scale faults along which magma ascent took place. These faults are found throughout Iberia (Aldega et al., 2019 and references therein, Arthaud and Matte, 1977; López- Gómez et al., 2019), and show several directional maxima (NW-SE, NE-SW and E-W). During the post- Variscan period, small intra-mountainous basins were originated and filled with volcanic and sedimentary rocks (Gisbert, 1986). Subsequently, during the Pyrenean compression, most of these basins were inverted and/or transported southwards in the hanging wall of some of the above-mentioned basement thrust sheets (e.g. the Cadí, Erillcastell-Estac basins in the Orri thrust sheet).

A detailed description of the stratigraphy of the Upper Carboniferous-Permian volcanic and sedimentary rocks appears in section 4.1, following Gisbert's (1981) work.

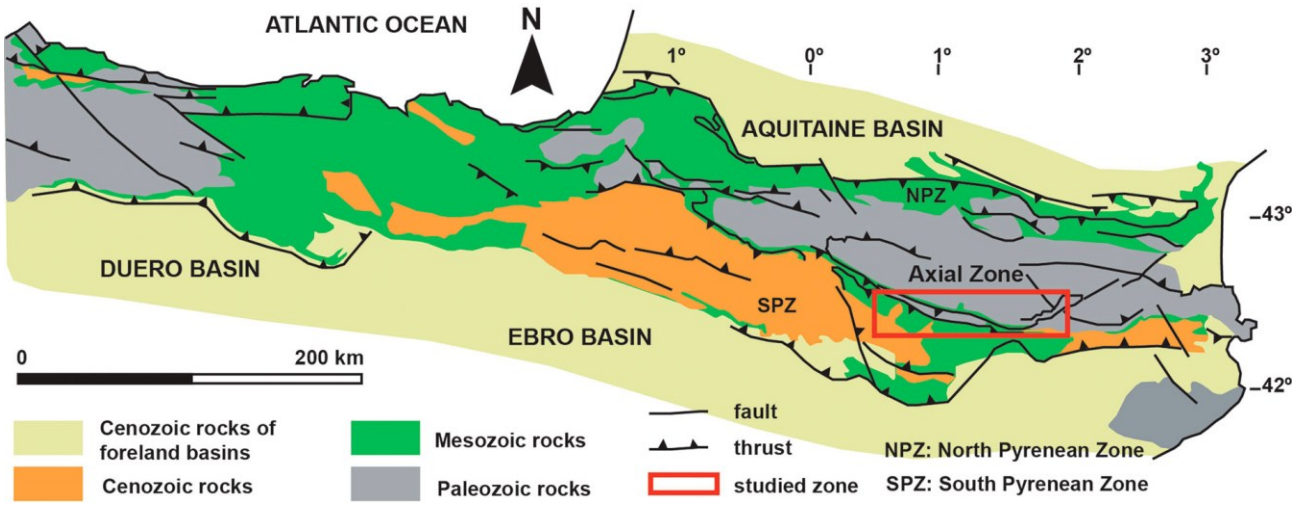


Figure 1: Location of the mapped zone (squared in red) in the Pyrenees (modified from Izquierdo-Llavall et al., 2014a).

3. Materials and methods

3.1. Original unreleased material

The cartography presented in this work is mainly based on drafts, sketches, structural data and detailed unpublished maps carried out in the study area during the 70s and 80s by Josep Gisbert and co-workers. Only the cartography of the easternmost zone was included in Gisbert (1981). The cartographies and data used are listed below.

- Sketch map (Fig. 2(1)) of the Late Carboniferous- Permian Cadí basin in scale 1:20,000 based on information collected directly on the field and aerial photograph interpretation (black and white photographs in scale 1:33,000 of the Geographic Service of the Spanish Army, flights 1960–1970). The geological information was plotted on a delineated topographic map in scale 1:25,000.

- Detailed geological map in scale 1:25,000 (Fig. 2 (2)) of the Upper Carboniferous, Permian and Triassic units located in the study area. Gisbert and co-workers carried out this work between 1979 to 1984 on a delineated topographic map in scale 1:20,000.

- Bedding attitude dataset georeferenced on a topographic base map.

3.2. Cartography georeferencing and digitization

The workflow to digitize and georeferencing all the above mentioned data followed three steps: (1) scanning of data in high resolution, jpg format, (2) georeferencing the scanned data using the georeferencing tool available on QGIS Desktop 3.30.1 software (available online at https://qgis.org), and (3) elaboration of the final digitized cartography.

The georeferencing of the different maps was done using topographic map sheets downloaded from the IGN (Instituto Geográfico Nacional, official website: https://centrodedescargas.cnig.es/CentroDescargas/ index.jsp) in scale 1:25,000 (MTN25 raster, time zone 31 UTM) and in a Cloud Optimized GeoTIFF format. The reference coordinate geographic system used was ETRS89/UTM zone 31 EPSG: 25831. The georeferencing tool in the QGIS software allows to georeference a raster or an image file by assigning it equivalent and characteristic points also appearing in equivalent georeferenced documents or maps (i.e. topographic maps). The digitization (Fig. 2(3)) was done directly on the georeferenced scanned maps tracing the contact lines between units, structural elements (i.e. faults) and geographic elements (villages and hamlets). In the last step, the map was converted to a vector file with Inkscape (1.2.2 and 1.3 versions) software.

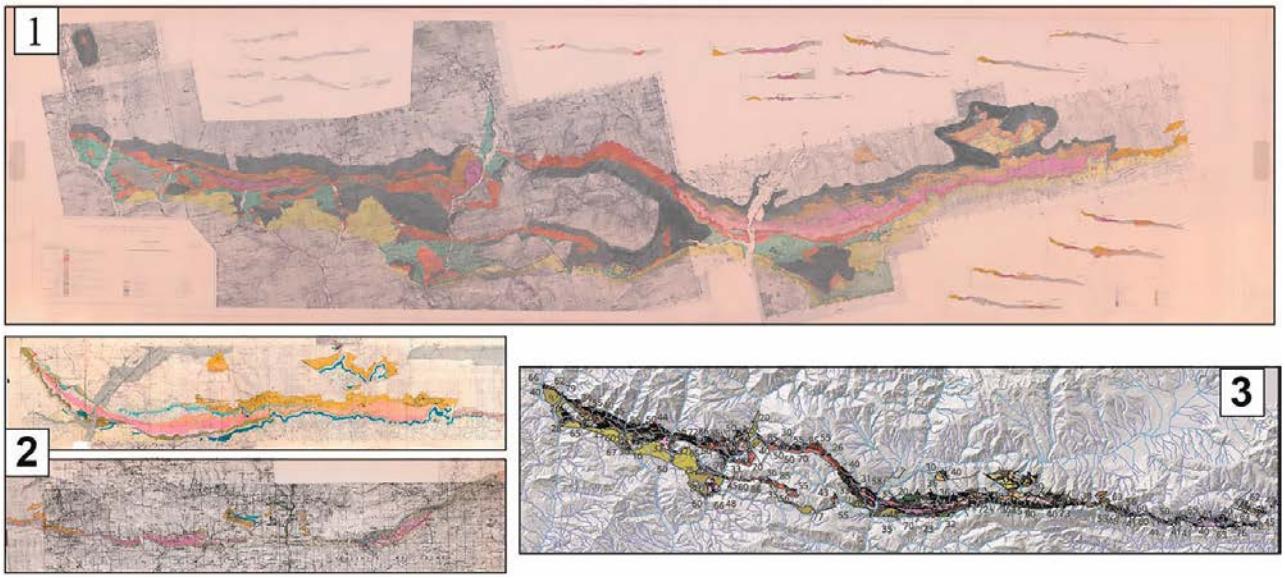


Figure 2: Original cartographies and sketches (Gisbert, 1981 and unpublished documents by this author): (1) General cartography of the studied zone (1 × 1 km orthogonal grid), (2) detailed sketches from the Cadí basin and Castellar de n'Hug zone (1 × 1 km orthogonal grid). (3) Digitization carried out in the present work.

3.3. Revision and elaboration of the final cartography

Historical and recent orthophotos were consulted to check the stratigraphic contacts between units and the main fault traces. Orthophotos were downloaded from the IGN (Instituto Geográfico Nacional, official website: https://centrodedescargas.cnig.es/ CentroDescargas/index.jsp) in scales 1: 50,000 and 1: 25,000, ETRS89 in a COG or ECW format. Structural data acquired in the field specifically for this work were also added and some of the contacts were slightly corrected after field inspection.

4. Results

The resulting geological map represents a new product showing much more resolution and detailed information than previous works done in the studied area. Moreover, it shows lithological changes of several stratigraphic units that represent indispensable information to better understand the Late Carboniferous- Permian geodynamic evolution and volcanism in the Pyrenean chain.

According to their facies distribution, thickness changes and/or structural patterns, three Late Carboniferous- Permian basins can be distinguished in the mapped area: (1) Erillcastell-Estac (also known as Malpàs-Sort), (2) Cadí and (3) Castellar de n'Hug. They have traditionally received the name of nearby villages (e.g. Erillcastell, Malpàs, Estac or Sort) or remarkable topographic features (e.g. Cadí Range). The Late Carboniferous-Permian Ogassa basin, located farther east, is not included in the study area. In order to avoid confusion, the different basins are referred to with their most common names.

4.1. Stratigraphy

The stratigraphic units distinguished on the main map are (i) pre-Variscan basement rocks, (ii) post-Variscan, Upper Carboniferous-Permian lithostratigraphic units, and (iii) Triassic rocks. The pre-Variscan basement rocks are constituted by units deposited before the Variscan orogeny, which took place during the Early Carboniferous. They include Cambro-Ordovician shales and sandstones, Ordovician conglomerates, quartzites, shales and greywackes, Silurian black shales, Devonian limestones, marls and shales and Lower Carboniferous conglomerates, sandstones and shales (Sanz-López, 2004). The post-Variscan Upper Carboniferous-Permian lithostratigraphic units in the Pyrenees were originally defined by Gisbert (1981) in the Cadí basin. In the study area, these lithostratigraphic units can be also followed in the Erillcastell-Estac and Castellar de n'Hug basins (Fig. 3). The along-strike thickness variations, lateral continuity and stratigraphic boundaries of these units between the three studied basins are shown in the correlation panel (Supplementary material), that shows thickness data

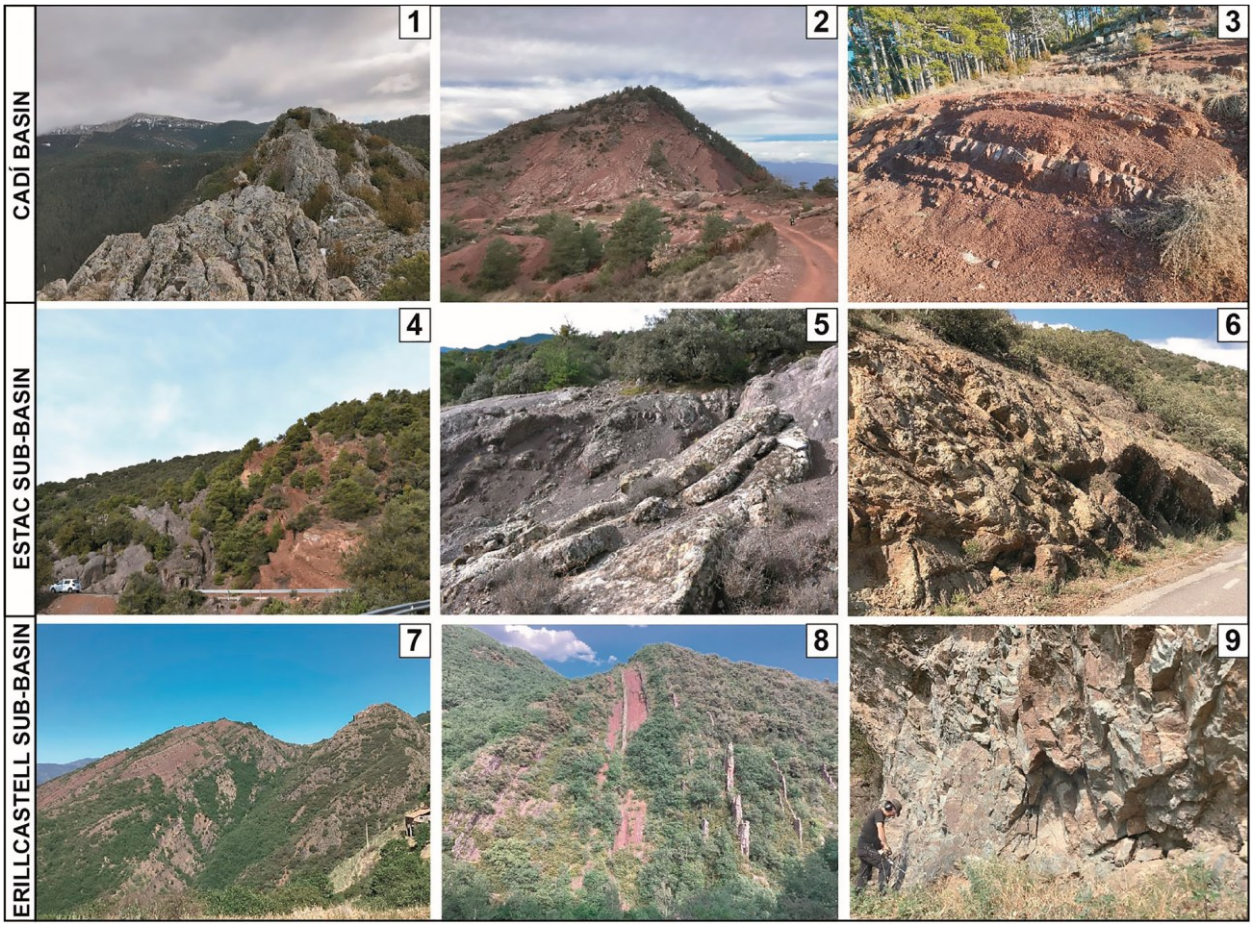


Figure 3: Different views of the landscapes and outcrops from the Cadí basin, Estac and Erillcastell sub-basins: (1) Andesitic intrusive body in the foreground. The Cadí Range at the background; (2) General view of the red bed succession (LRU and URU); (3) Detail of an outcrop of the LRU: an alternation of reddish siltstones, shales and sandstones is observed; (4) General view that shows the limit between the lava flows (left) and the red bed succession (right); (5) Detail of an outcrop of the volcanic lava flows of the upper GU; (6) Detail of an outcrop of the volcanic lava flows of the lower GU; (7) General view of the red bed succession (left) and the lava flows (right) next to the Peranera hamlet. (8) Close-up view of the red bed succession showing vertical bedding where the sandstone levels stand above the forest; (9) Detail of a lava flow outcrop.

obtained from their detailed mapping. Fig. 4 shows a synthetic lithological sketch where the units defined by Gisbert (1981) are correlated with the formations and volcanic episodes proposed by other authors.

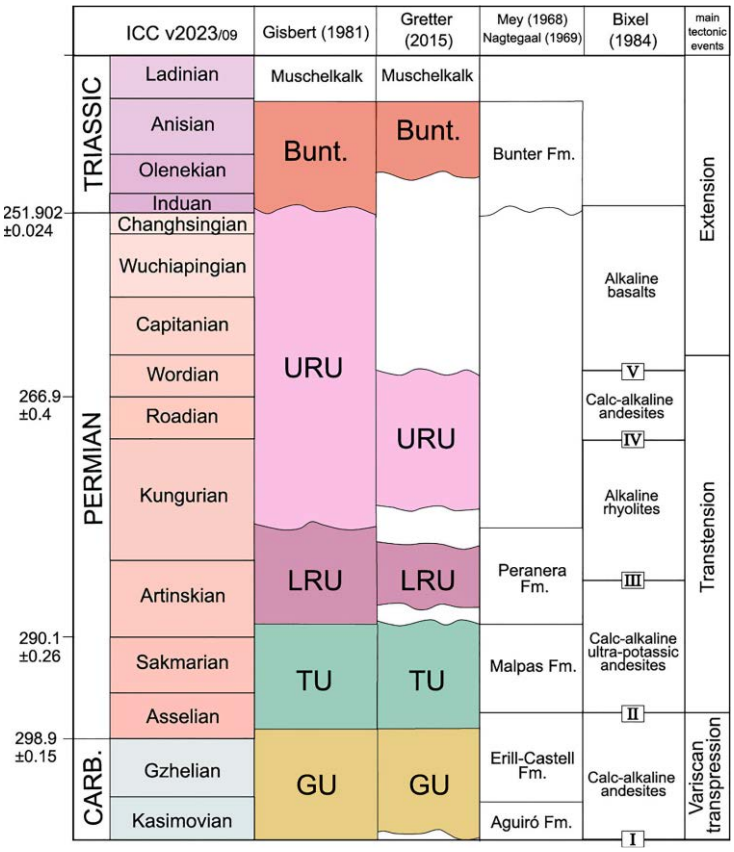


Figure 4: Synthetic lithostratigraphic sketch that correlates the units defined by Gisbert (1981) with the formations, ages and volcanic episodes proposed by other authors (modified from López-Gómez et al., 2019).

A brief description of the Upper Carboniferous, Permian and Triassic units is presented here following Gisbert (1981). This detailed description in each unit allows us to recognize the above-mentioned stratigraphic features related to lateral facies variations necessary to constrain the evolution of these basins. **- Gray Unit (GU).** This unit is composed of detrital (breccias, conglomerates and sandstones) and lacustrine (laminated shales and coal) sediments and volcanic rocks. Volcanic rocks are composed by cinerites, volcanic tuffs, ignimbrites, volcanic agglomerates and andesitic lava flows whose combined thicknesses range between 20 and 130 m in the central area. Toward the top of the unit, there are volcanic tuffs with more acidic composition. The GU is considered Stephanian B and part of Stephanian C according to the paleoflora studies carried in the lacustrine sediments (Gisbert, 1981). Recent absolute dating of rocks of this unit from the Castellar de n'Hug basin indicates an Ordovician age (Martí et al., 2019). However, more studies would be needed to better constrain their age and/or to validate the lateral correlation between these rocks in the Cadí and Castellar de n'Hug basins. **- Transition Unit (TU).** This unit crops out in the western half of the Cadí basin. It appears in paraconformity or low-angle unconformity with the overlying unit and disappears toward the east due to a lateral pinchout of the volcanic rocks. It consists of conglomerates, alternating greenish and gray sandstones, shales and coal with intercalations of red and greenish ignimbrites and volcanic tuffs. The detrital deposits are arranged in fining-upwards megasequences topped by lacustrine limestones or shales with calcified anhydrite nodules. The Carboniferous- Permian limit is located within this unit (Gisbert, 1981). **- Lower Red Unit (LRU)**. It overlies the TU in sedimentary continuity or paraconformity where the GU is mainly composed by large accumulations of volcanic rocks. The LRU is composed of detrital (microconglomerates, sandstones and shales) and volcanic (volcanic tuffs and ignimbrites) rocks. **- Upper Red Unit (URU)**. This unit always presents an unconformity at its base overlying the previously described units or the pre-Variscan basement rocks. It is formed by detrital (breccias, conglomerates, sandstones and shales) and volcanic (volcanic tuffs and spilitized basalts) rocks. **- Buntsandstein facies (Lower Triassic).** This unit presents a basal contact that is often an angular unconformity and rarely a paraconformity. It mainly consists of alternating conglomerates and sandstones, sandstones, and red shales. The latter show intercalations of sandstones at its basal, intermediate and upper part, respectively. **- Muschelkalk facies (Middle Triassic).** This unit is composed by limestones, dolostones and marls. **- Keuper facies (Upper Triassic).** This unit is composed by shales, gypsum, dolostones and dolerites.

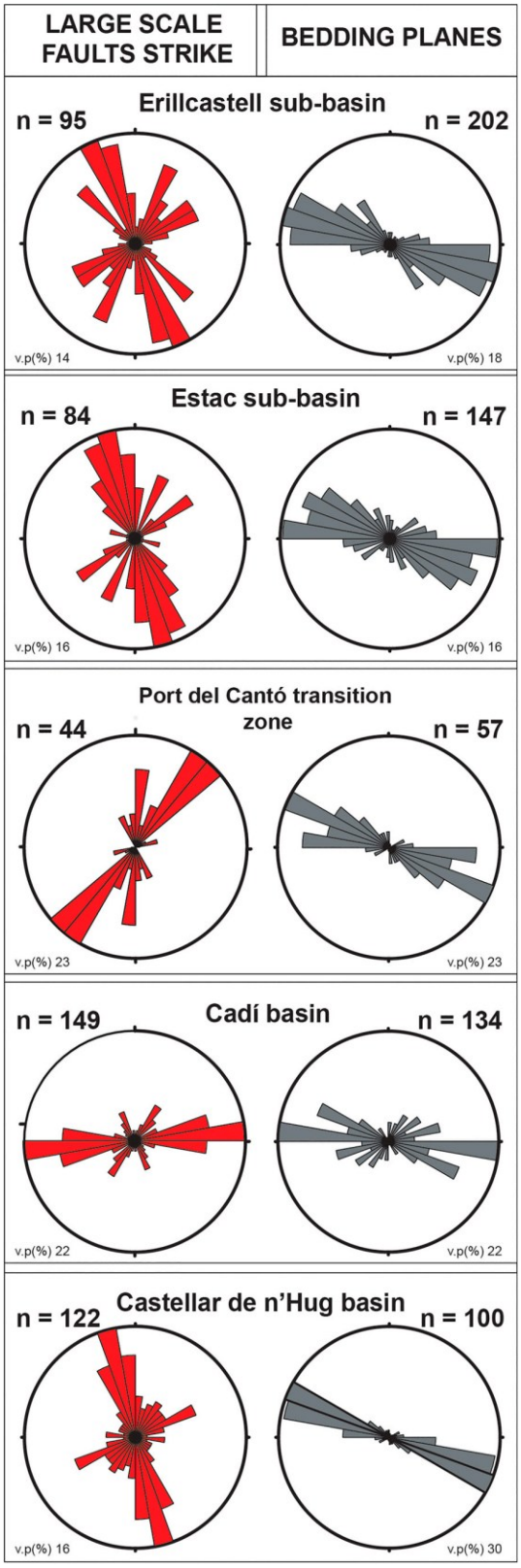


Figure 5: Rose diagrams of the large-scale faults strikes and bedding planes for each basin, sub-basin and for the Port del Cantó transition zone. V.p (%): value in % of total perimeter, n = number of faults or bedding planes.

4.2. Structure and cross sections

The study area is located in the southern edge of the Pyrenean Axial Zone. This location has conditioned its overall structure mainly acquired during the Alpine orogeny (Saura and Teixell, 2006). Three cross-sections accompanying the main geological map were elaborated to show the current geometry and the interpretation at depth of the present-day structure of the three basins (Supplementary material). Measured bedding planes (641 planes in total) show an overall azimuth of beds oriented WNW-ESE within the three basins (Fig. 5). Besides, an E-W secondary maximum of bedding planes is observed in the three basins, being the main trend in the Cadí basin.

The Erillcastell-Estac basin is cut by several thrust surfaces that are related to forelandward-rotated synformal anticlines known as *têtes-plongeantes* (Séguret, 1972), also observed toward the west (Izquierdo-Llavall et al., 2013a). In the Erillcastell sub-basin, the Upper Carboniferous-Permian units are thinner and the number of thrust sheets higher with respect to the Estac sub-basin. In some cases, slaty and pressure-solution cleavage develop in the pelitic and calcareous levels, respectively.

The geological structure admits different interpretations. In cross-sections I and II, we have considered the presence of a basal thrust sheet that could be also reinterpreted as a parautochthonous unit with a disposition similar to that of cross-section III.

The structure of the Cadí and the n'Hug basins is simpler in relation to the Erillcastell- Estac basin. The Cadí and Castellar de n'Hug basins present a south-tilted sedimentary succession (average 45°, see cross section) where major normal faults (also tilted) can be recognized. These faults affect mainly the pre-Variscan basement and the GU. In general, in these two basins these pre-compressional features are better preserved than in the Erillcastell-Estac basin.

The overall tilting of the sedimentary succession allows us to observe fault systems oblique to the main structural trend. The map-scale faults shown in the geologicalmap (Supplementary Material) are distributed in four sets (Fig. 5): (i) the NNW-SSE main strike direction is observable in the three basins despite the fact that in the Cadí basin it is minoritary; in the Port del Cantó transition zone, located between the Estac subbasin and the Cadí basins, this trend is not observed;

(ii) the NE-SW to NEE-SWW strike direction is observed in all the basins and it is the main set in the Port del Cantó transition zone; (iii) the E-W strike direction in only observable in the Cadí basin where it is majoritary; (iv) the N-S strike direction is clearly distinguishable in the Port del Cantó transition zone and it is masked by the E-W set in the Estac subbasin and Castellar de n'Hug basin.

As a whole, fracturing in the South-Pyrenean Late Carboniferous-Permian basins can be interpreted as the result of an E-W to WNW-ESE extension direction that created a conjugate system of normal faults showing a N-S dominant strike. After generalized southward tilting, the east-dipping faults acquired an approximate NE-SW strike whereas the westwardsdipping faults acquired an approximate NW-SE strike. These faults, clearly represented in our map, are significant in basin evolution because they controlled the flow of volcanic and volcaniclastic materials during the Late Carboniferous-Permian times (Simón-Muzás et al., 2022). In addition, the WNWESE to W-E set would correspond to the borders of the basins showing Pyrenean direction.

4.3. Basin geometry and synthesis

The presented map gives a 2D image (along an E-W direction) of the Late Carboniferous-Permian-Early Triassic basins of the Eastern Pyrenees and their sedimentary and structural setting. This is an outstanding view, that, in spite of the information missing along the third dimension (in this case, the direction parallel to the dip direction), allows us to extract some interpretations related to the geological evolution of this sector of the Variscan orogen, predating the break-up of Pangea.

In the first place, the thickness of the volcanic and volcaniclastic products in relation to the purely sedimentary series is not disproportionate. Furthermore, the depocenters of the sedimentary and the volcanic filling are often superimposed. These two features suggest that the basins were controlled by tectonic processes rather than by pure volcanic features such as caldera collapses, interpreted in other cases of volcanic subsidence. In the second place, the location of depocenters along the studied area follows a somewhat regular pattern, as shown in the correlation panel accompanying the geological map. The depocenters are regularly spaced and separated by areas where only the red bed units can be recognized. Interestingly, these threshold areas show a lower number of faults oblique or perpendicular to the main trend of the chain, as described in the previous section. Finally, the fault pattern that can be obtained from the map view (supported in some cases by field observations) is consistent with a double fracture system: (i) one of these major systems is parallel to the Pyrenean trend and cannot be directly inferred because of the bias imposed by the outcrop pattern (also parallel to the Pyrenean orientation), (ii) the second one can be determined from the map view (see rose diagrams) and indicates a conjugate system compatible with an approximately E-W extension responsible for thickness changes and the location of the main depocenters along the Pyrenean trend.

5. Conclusions

The detailed geological map of the Upper Carboniferous, Permian and Triassic units along the southern border of the Axial Zone in the Eastern Pyrenees provides an integrated study with unreleased, new information that gives an accurate framework of the tectonic context contemporary with the sedimentation of the Upper Carboniferous-Permian units and their subsequent evolution.

The detailed mapping, accompanied by a stratigraphic correlation panel and three cross sections, permits to define the geometry of the different sub-basins and their arrangement along the southern border of the Axial Zone, thus providing the basis for future basin interpretation. The geological map also provides the clues for analyzing the role of the different structures: faults associated with the basinal period and thrusts linked to the Cenozoic compressional stage. The 641 bedding data measurements complete the structural picture of this large area.

Software

For georeferencing the documents and the elaboration of the final digitized cartography QGIS Desktop 3.30.1 software was used. The geological map was improved by editing the vector file with Inkscape 1.2.2 and 1.3 software versions. Fig. 1–5 were produced with Inkscape 1.2.2 and Inkscape 1.3 software versions. Geolocation and geographical information The mapped area is located in the Eastern Pyrenees, between approximate coordinates x: 311,405.292/ y: 4,704,486.924 and x: 430,084.877/ y: 4,676,267.652.

We have used ETRS89 as the geodetic reference system with UTM zone 31N, EPSG: 25831. Coordinates

Erillcastell sub-basin Estac sub-basin
xmin 311834.17 xmin 332424.41
ymax 4703427.45 ymax 4695265.72
xmax 331723.21 xmax 346904.10
ymin 4691794.80 ymin 4687517.50
Cadí basin Castellar de n'Hug basin
xmin 358964.67 xmin 396109.32
ymax 4690392.40 ymax 4686609.86
xmax 395181.45 xmax 429284.259
ymin 4683275.26 ymin 4679746.84

The Spanish geographic reference information is available at Instituto Geográfico Nacional (IGN) http://centrodedescargas.cnig.es/ BTN200 2014–2018 CC-BY 4.0 ign.e

Acknowledgements. The authors would like to acknowledge the use of Servicio General de Apoyo a la Investigación – SAI, Universidad de Zaragoza that scanned the old maps. Thanks to Maria Jesús Hernández and José A. García Anquela for helping in the elaboration of the cartographies carried out during the 80s. We are grateful to reviewers Carlos Galé, Giedre Beconyte, Michelangelo Martini and the Editor Monica Pondrelli for their careful revision of the manuscript.

5.2. AMS AS A FLOW MARKER IN VOLCANIC AND VOLCANICLASTIC S.L. ROCKS

5.2. LA ASM COMO MARCADOR DE FLUJO EN ROCAS VOLCÁNICAS Y VOLCANOCLÁSTICAS S.L

5.2.1.- Axial longitudinal flow in volcanic materials of the Late Carboniferous-Permian Cadí Basin (Southern Pyrenees) determined from anisotropy of magnetic susceptibility

Ana Simón-Muzás[a*], Antonio M. Casas-Sainz[a], Ruth Soto[b], Josep Gisbert[a], Teresa Román-Berdiel[a], Belén Oliva-Urcia[c], Emilio L. Pueyo[b], Elisabet Beamud[d]

a Departamento de Ciencias de la Tierra, Geotransfer-IUCA, Universidad de Zaragoza, 50009 Zaragoza, Spain
b IGME, Instituto Geológico y Minero de España, Unidad de Zaragoza, 50006 Zaragoza, Spain
c Departamento de Geología y Geoquímica, Universidad Autónoma de Madrid, 28049 Madrid, Spain
d Paleomagnetic Laboratory CCiTUB - Geosciences Barcelona (Geo3Bcn), CSIC, 08028 Barcelona, Spain

JOURNAL OF VOLCANOLOGY AND GEOTHERMAL RESEARCH (2022). Received 11 February 2021; Accepted 26 November 2021

The aim of this work is the application of the anisotropy of magnetic susceptibility (AMS) to the study of volcanic materials from the Late Carboniferous-Permian Cadí Basin (southern Pyrenees) in order to (i) explore the limits of this technique in ancient volcanic materials that have undergone strong chemical alteration and a complex tectonic evolution and (ii) provide new insights on the deposition of volcanic materials in this tectonically controlled sedimentary basin. To establish a comparison with the petrofabric of rocks, AMS was complemented with observations and orientation analyses at the outcrop scale, in oriented polished blocks and in thin sections under the microscope. High resolution sampling (620 specimens from 56 sites located in five transects along a sequence 150 m thick) allowed to characterize the volcaniclastic and lava flow series. The AMS results show a fairly constant average magnetic lineation oriented WNW-ESE (in situ and tilt-corrected) and two secondary maxima (N-S to NE-SW in some areas). The magnetic mineralogy analyses indicate the contribution of paramagnetic and ferromagnetic (magnetite, Tc 580°C) phases to susceptibility. The magnetic fabric has a close relationship with the spatial distribution and orientation of the mineral and grain components of the studied rocks, mainly controlled by depositional processes, with a negligible contribution of the tectonic imprint. Therefore, the magnetic lineation (i.e. K_1 axes) can be reliably used as a paleoflow indicator. Nevertheless, it was not possible to establish a clear correspondence between lithological and magnetic fabric types. The results obtained indicate that the AMS approach represents a powerful tool to infer the paleoflow pattern in ancient volcanic and volcaniclastic rocks, even under a priori unfavourable conditions.

Keywords: Magnetic fabrics, Volcaniclastic, Volcanism, Late Carboniferous-Permian, Pyrenees

Available in:

https://zaguan.unizar.es/record/110621?ln=es

1. Introduction

The Late Palaeozoic (Late Carboniferous and Permian), together with the Late Cretaceous, is one of the stages with stronger volcanic activity at planetary scale. This activity concentrated in particular areas of the Earth, where volcanic products were either linked to fissural magmatism or volcanic cones (e.g. He et al., 2007; Jerram et al., 2016). In the western part of the Late Palaeozoic Variscan orogen (Iberian arc, Pastor-Galán et al., 2012, 2015, and references therein), Late Carboniferous-Permian volcanic deposits are well preserved in some parts of the Iberian Chain and the Pyrenees (Bixel and Lucas, 1983; Calvín et al., 2014; Lago et al., 2004, 2005; Pereira et al., 2014; Van der Voo, 1969). In particular, the Pyrenean range preserves a good record, exceptional outcrops and a variety of volcanic products (e.g. Gisbert, 1981; Martí, 1986). This volcanism has been linked to Late-Variscan crustal- or lithospheric-scale faults (Aldega et al., 2019 and references therein; Arthaud and Matte, 1977) and in some cases it could also represent the link between the Variscan and Cimmerian cycles (Druguet et al., 2014; Pereira et al., 2014; Pereira et al., 2015). Volcanic products were deposited in small, variably spaced intra-mountain basins (e.g. Gisbert, 1981; Valero-Garcés, 1990) (Fig. 1A). These basins show a complex tectonic evolution, whose analysis is difficult because depositional features are frequently masked by the subsequent Pyrenean (Late Cretaceous to Cenozoic) compression. Furthermore, most of these basins were inverted and/or transported southwards in the hangingwall of basement thrust sheets (e.g. Izquierdo-Llavall et al., 2014a; Saura, 2004). Many geodynamic aspects remain poorly

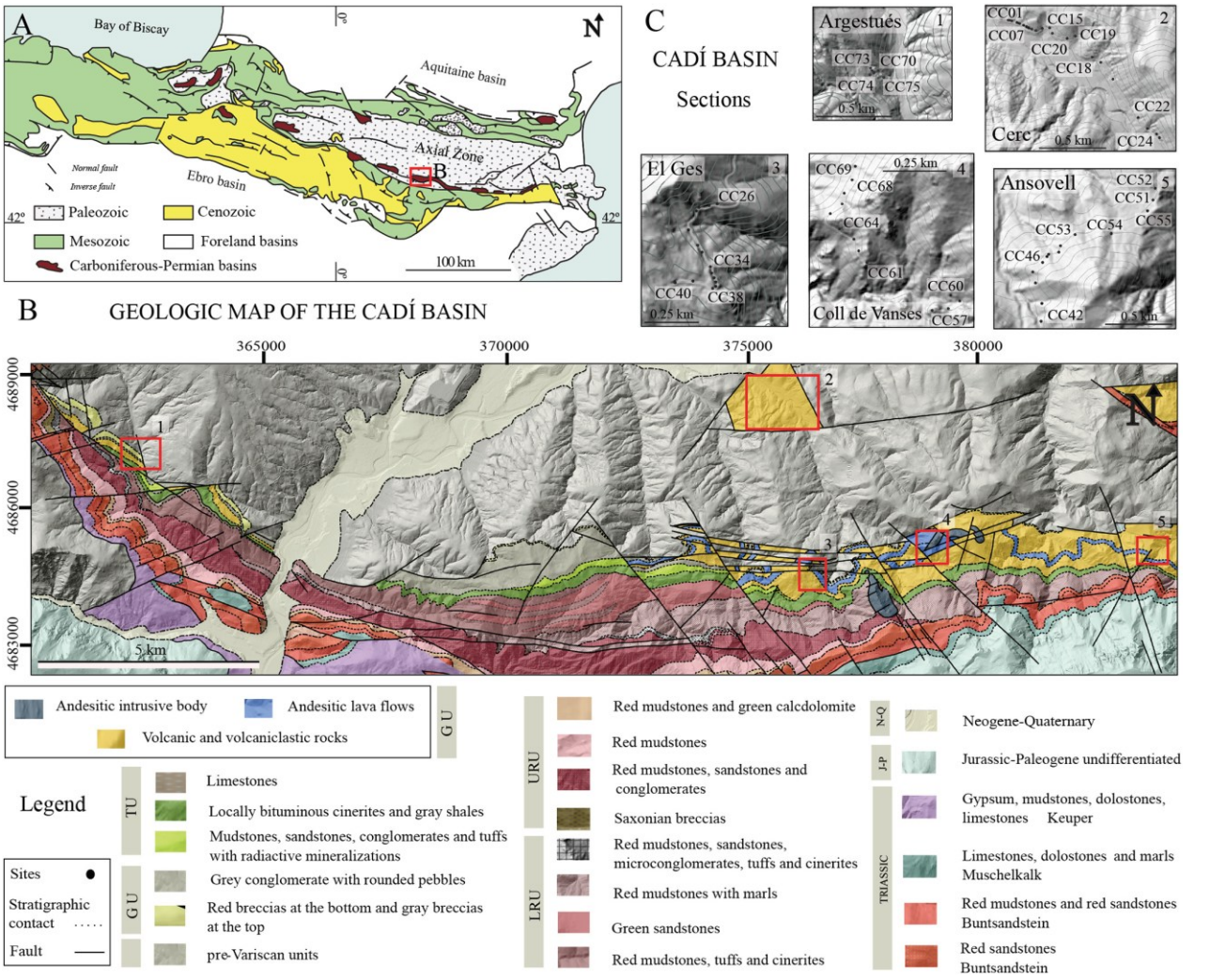


Figure 1: A) Geological map of the Pyrenees and situation of the Carboniferous-Permian basins; the Cadí basin squared in red (Modified from Izquierdo-Llavall et al., 2014a). B) Geological map digitized from Gisbert (1981). Red squares indicate position of the studied sections represented in C). C) Studied sections and position of sampling sites: 1) Argestués, 2) Cerc, 3) El Ges, 4) Coll de Vanses and 5) Ansovell. In the legend: GU - Grey Unit. TU - Transition Unit. LRU - Lower Red Unit. URU – Upper Red Unit. J-P – Jurassic-Paleogene. N-Q – Neogene- Quaternary.

understood and are nevertheless crucial to understand the geodynamic consequences of the Pangea amalgamation and the Late Palaeozoic Pangea break-up during the progressive fracturing of the Variscan chain.

The Cadí Basin is one of the most remarkable Late Carboniferous-Permian basins of the Pyrenean range because of its exceptional exposures and the diversity of volcanic products (Fig. 1B). Lava flows and volcaniclastic materials reflected a variety of temperatures and depositional conditions that occurred during their sedimentation (Gisbert, 1981; Martí, 1986). Classical structural techniques applied to lava flows and volcaniclastic materials can help to decipher their flow patterns and to locate the possible source areas (Bullock et al., 2018; Cas et al., 2011; Coward, 1980; Schmincke, 1967; Smith, 2002; Waters, 1960). However, these techniques are time-consuming and difficult to apply depending on the outcrop conditions. Several decades ago, the application of the analysis of the anisotropy of magnetic susceptibility (AMS) to volcanic rocks emerged successfully (e.g. Cagnoli and Tarling, 1997; Cañón-Tapia et al., 1995, 1996; Cañón-Tapia, 2004b; Ellwood, 1978; Incoronato et al., 1983; Knight et al., 1986; MacDonald et al., 2012; Ort et al., 2015; Paquereau-Lebti et al., 2008; Porreca et al., 2003; Soriano et al., 2008; Urrutia-Fucugauchi et al., 1984). It represents a fast, simple and verifiable technique that helps to decipher the internal texture of lava flows and pyroclastic deposits and can therefore indicate the flow directions and in some cases the flow sense at different scales (e.g. Cañón-Tapia, 2004b). AMS application in volcanic and pyroclastic rocks offers therefore a reliable, statistically sound determination of magma source and the possibility of reconstructing the evolution of the volcanic processes along time. However, it is important to take into account the limitations of AMS deriving from the possible existence of composite magnetic fabrics and/or mineral artifacts (Ort et al., 2015).

In this work we apply AMS and rock magnetism techniques as well as classic structural and microstructural analyses to volcanic and pyroclastic materials of the Cadí Basin, where flow directions are poorly known. This study will contribute to increase the knowledge of the geodynamic constraints of this Late Palaeozoic basin, strongly controlled by tectonics and volcanism. In fact, several hypotheses, favouring (i) a volcanic-related origin with subordinate control by regional faults (Martí and Mitjavila, 1987, 1988), or a purely tectonic control to sedimentation and volcanic product deposition, either by (ii) strike-slip faults of Pyrenean direction associated to secondary, normal perpendicular systems (Gisbert, 1981), or (iii) by normal faults defining grabens parallel to the Pyrenean trend and alternation of transtension and transpression (Speksnijder, 1985). Our approach can also give clues for reconstructing the paleoflow pattern and the tectonic context in equivalent Late Carboniferous-Permian basins at the scale of the southwestern European peri-Tethyan realm.

2. Geological setting

2.1. The Pyrenean range and the Variscan orogen

The Pyrenean range is a double vergence orogen located at the northern boundary of the Iberian Peninsula. It extends in an E-W direction, from the Mediterranean Sea to the Atlantic Ocean, and is integrated in the Alpine Chain system (e.g. Muñoz, 2019 and references therein). This range represents the suture between the European and Iberian plates and was formed between the Late Cretaceous and the earliest Miocene. The Pyrenean range is composed of a set of thrust units with a dominant southern vergence in its southern side. It is traditionally subdivided in three zones, defined by Mattauer (1968): North Pyrenean Zone, Axial Zone where the Palaeozoic basement crops out, and the South Pyrenean Zone. The Pyrenean range is the result of two orogenies, Variscan and Alpine, that occurred during the Palaeozoic and Cenozoic, respectively, and twomain rift-postrift Late Palaeozoic-Mesozoic cycles affecting the Variscan basement (e.g. Barnolas and Pujalte, 2004; Capote et al., 2002). The Alpine

orogeny lasted in the Pyrenees from the Late Creataceous to the Miocene due to the convergence between the European and Iberian plates (e.g. Muñoz, 1992).

The Variscan orogenic belt resulted from the collision between Laurussia and Gondwana and formed the Late Palaeozoic Pangea supercontinent (e.g. Franke, 2000; Gutiérrez-Alonso et al., 2011; Murphy et al., 2009). The Variscan evolution included, according to different authors, the development of the Cantabrian orocline (Gutiérrez-Alonso et al., 2011; Johnston et al., 2013), the Pangaea self-subduction (Gutiérrez-Alonso et al., 2008) or the transient continental magmatic arc developed in the Eurasian convergent plate margin above the subducted Paleotethys oceanic plate related to the Cimmerian cycle (Pereira et al., 2017). The late- to post-Variscan orogenic evolution was characterized by extension and thinning associated with orogenic collapse (e.g. Burg et al., 1990; Faure et al., 2002). A dextral transtensional to extensional regime affected the Variscan belt during the Late Carboniferous and Permian (e.g. Burg et al., 1994; Van Den Driessche and Brun, 1989) except in some parts of the belt, where a contractional deformation previous to the deposition of the Triassic basins has been registered (Pereira and Gama, 2017). In the Pyrenees, this stage is recorded by syn-tectonic sedimentary sequences deposited from probably Kasimovian (Pereira et al., 2014) to Middle-Permian, Wordian, (Mujal et al., 2016) in a set of small intra-mountain E-W elongated basins. These basins show similar subsidence patterns (i.e. in terms of the distribution of the depocenters and deposits) and have been interpreted as graben or half-graben continental troughs (e.g. Bixel and Lucas, 1983; Gisbert, 1981; Martí, 1986). This process was coeval with an exceptional episode of intra plate magmatism characterized by the emplacement of thick volcanic and sub-volcanic bodies (sometimes hundreds of meters thick) (e.g. Gisbert, 1981; Lago et al., 2004; Martí, 1986). Eruptions were coeval with chronological link between deep-seated processes in magma chambers (i.e. granodiorites and dacitic dykes located to the North of these basins in present day coordinates) and they (i.e. rhyolitic ignimbrites and andesitic flows) have been recently established (e.g. Pereira et al., 2014).

At present, most Pyrenean Late Carboniferous-Permian basins are distributed along the southern edge of the Axial Zone, limited to the South by Alpine thrusts that acted as normal or wrench faults during the Late Carboniferous-Early Permian (Gisbert, 1981; Saura and Teixell, 2006). They are aligned in a discontinuous WNW-ESE (i.e. Pyrenean trend) band at constant intervals of about 32–38 km (Fig. 1A). A previous AMS analysis was carried out in the Castejón- Laspaúles Basin, located to the West of the Cadí Basin, in equivalent Late Carboniferous-Permian pyroclastic and andesitic rocks, obtaining a NW-SE-trending flow pattern (Izquierdo-Llavall et al., 2014a). Bixel and Lucas (1983) describe the existence of volcanic calderas and dome structures in the eastearn sector of the Cadí Basin (eastwards of the studied area) that could control the magma ascent and the setting of volcanic buildings.

2.2. Structure of the Cadí Basin

The Cadí Basin is a WNW-ESE basin, approximately 30 km long, located in the Eastern Pyrenees (Fig. 1A). During the Alpine orogeny, this basin was incorporated in the Orri unit (Muñoz, 1992; Saura and Teixell, 2006), a basement south-vergent thrust sheet involving Palaeozoic materials and an unconformable Triassic cover that forms part of the antiformal stack of the Pyrenean Axial Zone (e.g. Muñoz, 1992). The Cadí Basin is an example of intra-mountainous basin where Late Carboniferous-Permian series are at present aligned along an E-W continuous outcrop and reach thicknesses of several hundreds of meters with a good preservation and exposure of the volcanic materials (Gisbert, 1981; Martí, 1986). The basin has been interpreted as an asymmetric graben limited by extensional faults to the north and south (Saura and Teixell, 2006), although none of its bounding faults are exposed at present. The Late Carboniferous-Permian rocks of the Cadí Basin crop out along a south-dipping

monocline (average dips between 30 and 65° S) interpreted as the southern limb of a basin-scale anticline associated with the Alpine Orri thrust (Saura and Teixell, 2006). In a closer look, (between traverses 3 and 4, Fig. 1), hectometer-scale WNW-ESE asymmetric folds can be also inferred from the geological map (Gisbert, 1981). There are also other outcrops (Cerc section, Fig. 1C), where Late Carboniferous-Permian rocks describe a syncline in the downthrown side of a Miocene normal fault (Saura, 2004). This small graben is surrounded by Ordovician rocks and is tightly folded with an ENE-WSW (N055E) axis. A pervasive set of NW-SE faults with displacements between 10 and 100 m can be also inferred from the cartographic distribution of outcrops (see also Gisbert, 1981).

2.3. Stratigraphy

The stratigraphic subdivision of the Late Palaeozoic continental successions in Iberia is still under discussion and, because of their continental origin, most of them lack precise dating (e.g. Gretter et al., 2015; Lloret et al., 2018; Mey et al., 1968; Nagtegaal, 1969). Gretter et al. (2015) have recently done a detailed sedimentological and stratigraphical analysis of the Late Palaeozoic sequences cropping out in the Cadí Basin and adjacent basins in the context of the western peri-Tethyan palaeogeography. In this work, we follow the stratigraphic subdivision proposed by Gisbert (1981) of the Late Carboniferous-Permian rocks in the Southern Pyrenees (Fig. 1B): Grey Unit, Transition Unit, Lower Red Unit and Upper Red Unit. The Grey Unit (GU) lies unconformably on the Variscan basement materials. This unit starts with breccias, sandstones, conglomerates, grey siltstones and layers of coal. This sedimentary sequence passes laterally to volcano-sedimentary and pyroclastic rocks with interbedded andesitic lavas. The Transition Unit (TU) is characterized by conglomerates, sandstones and siltstones commonly containing ostracods, charophytes and stromatolites (the latter linked to ankeritic limestones) at its top. In this unit, sedimentary rocks present frequent lateral changes to pyroclastic rocks with dacitic interbedded lavas. The Lower Red Unit (LRU) is mainly composed by siltstones, sandstones, acid tuffs and red volcaniclastic microconglomerates. In the Cadí Basin these sedimentary rocks interfinger with ignimbrites and interbedded banded rhyolites. Finally, the Upper Red Unit (URU) contains red conglomerates, sandstones, siltstones with carbonate nodules and lacustrine deposits. These rocks are arranged in two sequences with interbedded volcanic bodies at the bottom.

This work focuses exclusively on volcanic and volcaniclastic rocks from the GU and TU of the Cadí Basin. All the sampling sites are located in the Grey Unit (GU), except (perhaps) for sites CC75 and CC74 (Argestués section) that possibly belong to the Transition Unit (TU) because a paleosol was found below their stratigraphic position. According to Gisbert (1981), the GU deposited in a sedimentary environment with small alluvial fans at the basin borders and small lakes developed between volcanic structures. The TU corresponds to fluvial (ephemeral rivers) and lacustrine environments.

To identify the different lithological types in the volcaniclastic rocks, White and Houghton's (2006) classification was followed. According to this classification ignimbrites and a lahar (containing carbonized logs) are included in pyroclastic deposits.

3. Methodology

The methodology used includes fieldwork and sampling planification and execution (performed after careful analysis and re-elaboration of existing geological maps by means of aerial images), laboratory work (here including magnetic mineralogy analysis, AMS analyses and thin section observations under the microscope), and interpretation of the whole dataset, especially including stereoplot representations. Special attention was paid to check if (1) there is a relationship of the

magnetic fabric with the defined lithological type or (2) a variable spatial pattern that would be an indicator of a preferential direction of flow or deformation.

3.1. Sampling

The sampling campaigns were designed to carry out five detailed transects in N-S and NE-SW directions in the Cadí Basin with a total of 56 sampling sites: Argestués (4 sites), Cerc (17 sites), El Ges (7 sites), Coll de Vanses (13 sites) and Ansovell (15 sites) sections (see Fig. 1B, C and Table 1 for location). The sampling products correspond to the oldest Late Carboniferous-Permian rocks, i.e. the volcanic and volcaniclastic rocks of the Grey and Transition Units. Three lithological types were sampled; 1) autoclastic deposits (12 sites), 2) andesitic lava flow (22 sites), and 3) pyroclastic deposits, here including ignimbrites (22 sites).

Site		ETRS 89 UTM 31 Latitude (X)	Longitude (Y)	N	Lithology	K1 in situ	Conf. Ang.	K3 in situ	Conf. Ang.	Km (10^{-6})	e (10^{-6})	Pj	e	T	e	Ellipsoid type	S0 (Dip direction)
Cerc	CC1	375,347.19	4,688,784.81	9	lava flow	180/40	12/5	86/04	16/10	289	55.57	1.011	0.004	−0.368	0.125	prolate	174/30
	CC5	375,418.01	4,688,763.67	7	pyroclastic	202/46	1.6/0.9	053/40	6.6/0.4	1004	73.53	1.024	0.003	−0.372	0.152	prolate	174/30
	CC6	375,427.19	4,688,761.06	9	autoclastic	149/49	56/7	332/42	22/06	404	128.9	1.008	0,003	−0.037	0.312	oblate	174/30
	CC7	375,455.72	4,688,748.34	9	pyroclastic	279/31	9/4	174/23	20/3	365	46.54	1.007	0,002	0.155	0.271	triaxial	153/28
	CC8	375,475.6	4,688,740.21	12	autoclastic	096/23	14/05	213/47	62/13	518	265.9	1.012	0.004	−0.287	0.405	prolate	153/28
	CC10	375,489.3	4,688,731.75	8	pyroclastic	038/27	37/13	238/61	25/02	255	39.3	1.011	0.004	0.394	0.52	oblate	100/20
	CC13	375,542.41	4,688,710.92	22	lava flow	254/21	30/9	027/61	15/9	262	32.71	1.007	0.002	0.063	0.448	oblate	205/36
	CC14	375,586.03	4,688,726.58	13	pyroclastic	227/58	11/06	116/13	42/5	338	77.72	1.008	0.003	−0.092	0.220	prolate	194/42
	CC15	375,638.34	4,688,730.21	10	lava flow	274/23	20/13	076/66	37/16	222	74.52	1.006	0.002	0.048	0.215	triaxial	–
	CC16	375,667.53	4,688,684.82	20	lava flow	331/41	16/09	186/43	12/09	485	109	1.01	0.008	0.188	0.360	oblate	050/36
	CC18A	375,819.43	4,688,672.79	5	pyroclastic	228/86	52/23	111/02	24/12	705	608	1.022	0.011	0.295	0.449	oblate	300/45
	CC18B	375,819.43	4,688,672.79	6	pyroclastic	291/13	15/07	188/46	11/03	267	50.57	1.014	0.004	0.48	0.262	oblate	300/45
	CC19	375,937.86	4,688,524.63	8	lava flow	198/58	07/04	070/21	12/05	218	52.17	1.01	0.002	0.186	0.382	triaxial	300/45
	CC20	375,997.7	4,688,488.47	6	pyroclastic	310/04	25/21	041/05	36/12	258	92.63	1.01	0.004	−0.123	0.342	triaxial	322/44
	CC22	376,259.48	4,688,099.64	9	lava flow	185/37	07/03	339/50	08/04	3880	426.2	1.031	0.003	0.022	0.223	triaxial	165/33
	CC23	376,324.71	4,688,023.29	16	pyroclastic	123/30	09/07	309/60	33/08	1335	700.5	1.017	0.009	−0.162	0.331	prolate	115/40
	CC24	376,389.55	4,687,984.94	15	pyroclastic	101/56	27/15	220/18	49/15	328	146.5	1.013	0.007	0.139	0.471	triaxial	092/60
El Ges	CC26	376,514.62	4,684,781.72	16	pyroclastic	309/04	24/14	161/86	35/21	218	56.92	1.013	0.004	0.146	0.490	oblate	330/30
	CC34	376,492.95	4,684,501.86	11	pyroclastic	064/46	09/08	329/04	57/08	800	467.7	1.014	0.003	−0.542	0.139	prolate	170/72
	CC35	376,501.7	4,684,483.38	19	autoclastic	094/05	29/08	185/11	12/08	329	58.62	1.01	0.002	0.323	0.285	oblate	180/90
	CC36	376,508.86	4,684,464.26	13	pyroclastic	090/20	25/06	358/07	16/09	1053	488	1.02	0.008	−0.131	0.492	triaxial	180/80
	CC37	376,508.25	4,684,448.06	18	lava flow	276/02	18/07	15/80	13/07	575	102	1.045	0.008	−0.329	0.178	prolate	180/90
	CC38	376,496.13	4,684,438.83	8	autoclastic	090/08	16/10	192/57	27/07	1121	585	1.024	0.01	−0.177	0.297	triaxial	180/90
	CC41	376,311.15	4,684,394.55	14	pyroclastic	285/4	14/8	15/09	31/12	1278	231	1.018	0.005	−0.021	0.264	triaxial	210/32
Ansovell	CC42	383,130.08	4,684,809.1	19	lava flow	114/27	19/8	253/56	27/5	399	180.6	1.007	0.002	−0.147	0.381	triaxial	204/45
	CC43	383,133.50	4,684,885.79	9	pyroclastic	266/15	7/4	115/73	27/4	441	53.62	1.008	0.001	−0.018	0.48	prolate	–
	CC44	383,106.44	4,684,973.54	9	lava flow	252/24	18/2	1/36	9/1	6784	2446	1.022	0.003	−0.31	0.201	prolate	210/48
	CC45A	383,094.11	4,685,020.4	7	lava flow	318/02	12/7	225/58	39/4	699	60.47	1.022	0.009	−0.169	0.232	triaxial	190/65
	CC45B	383,094.11	4,685,020.4	8	lava flow	99/38	4/0	194/07	8/2	374	29.53	1.005	0	0.017	0.038	triaxial	190/65
	CC46	383,136.68	4,685,061.45	6	autoclastic	310/37	14/7	150/51	13/3	384	27.3	1.005	0.002	−0.171	0.353	triaxial	235/48
	CC48	383,162.32	4,685,096.34	10	lava flow	101/33	22/8	288/56	24/4	1894	4920	1.016	0.002	0.145	0.429	triaxial	–
	CC49A	383,206.16	4,685,105.28	8	lava flow	101/55	4/1	265/34	58/4	938	115	1.014	0.003	−0.272	0.447	prolate	295/35
	CC49B	383,206.16	4,685,105.28	8	lava flow	133/62	72/3	313/28	6/2	771	44.38	1.018	0.005	0.77	0.094	oblate	295/35
	CC50	383,213.46	4,685,132.81	9	lava flow	98/47	22/10	269/43	22/9	325	52.53	1.008	0.002	0.036	0.175	triaxial	190/75
	CC51	383,609.54	4,685,328.82	7	pyroclastic	005/32	59/38	108/19	52/37	2147	478.9	1.055	0.019	−0.194	0.285	triaxial	169/26
	CC52	383,619.36	4,685,379.19	5	pyroclastic	158/61	19/08	057/06	33/07	4440	852.4	1.04	0.009	0.037	0.601	oblate	250/78
	CC53	383,275.42	4,685,180.32	10	pyroclastic	273/20	4/2	180/8	13/3	338	30.28	1.004	0.001	−0.352	0.237	prolate	235/85
	CC54	383,430.49	4,685,184.96	11	autoclastic	260/26	5/3	44/59	9/5	632	54.8	1.013	0.003	0.126	0.113	triaxial	270/78
	CC55	383,585.93	4,685,282.34	11	autoclastic	14/32	12/4	109/9	10/4	386	128	1.009	0.001	0.039	0.226	triaxial	270/78
Coll de Vanses	CC57	379,223.56	4,684,827.07	14	lava flow	240/23	16/09	051/67	20/08	501	284.8	1.026	0.01	−0.108	0.312	triaxial	160/52
	CC58	379,291.87	4,684,834.9	10	autoclastic	182/34	29/08	346/55	28/11	3076	2630	1.023	0.009	−0.254	0.257	prolate	180/47
	CC59	379,340.49	4,684,867.05	12	lava flow	058/13	31/10	172/61	33/10	525	98.78	1.034	0.01	0.169	0.527	triaxial	180/47
	CC60	379,302.23	4,684,890.47	15	pyroclastic	272/02	15/08	175/70	10/08	1045	352.3	1.027	0.007	−0.08	0.311	triaxial	180/47
	CC61	378,948.31	4,685,029.97	15	lava flow	092/24	06/03	347/30	06/03	322	28.43	1.011	0.001	−0.032	0.149	triaxial	160/60
	CC62	378,913.47	4,685,079.55	22	autoclastic	135/59	18/13	022/13	72/14	1044	994.1	1.024	0.024	−0.051	0.412	prolate	160/55
	CC63	378,893.05	4,685,129	7	autoclastic	274/06	09/05	180/31	31/04	1873	3196	1.014	0.006	0.084	0.368	triaxial	–
	CC64	378,831.97	4,685,172.6	11	lava flow	251/44	14/07	006/24	20/07	460	137.6	1.012	0.002	−0.246	0.406	prolate	130/86
	CC65	378,793.6	4,685,237.35	8	autoclastic	102/08	21/04	010/17	26/05	563	175.9	1.012	0.007	0.257	0.518	oblate	180/65
	CC66	378,843.03	4,685,278.37	11	lava flow	226/54	43/14	109/18	73/16	2025	2547	1.01	0.003	−0.312	0.305	prolate	205/54
	CC67	378,852.14	4,685,323.97	9	lava flow	115/13	17/10	012/47	15/06	549	225	1.018	0.006	0.051	0.257	triaxial	177/42
	CC68	378,885.43	4,685,379.93	13	lava flow	122/15	45/04	029/10	08/05	302	50.47	1.017	0.005	−0.084	0.345	oblate	183/63
	CC69	378,899.21	4,685,437.78	6	autoclastic	055/12	19/08	146/05	10/04	1564	236	1.026	0.004	0.338	0.347	oblate	194/29
Argestués	CC70	362,096.11	4,687,048.53	13	pyroclastic	288/04	26/03	25/57	04/02	181	8.68	1.015	0.005	0.727	0.727	oblate	207/38
	CC71	362,073.35	4,687,035.42	9	pyroclastic	288/20	11/03	160/59	31/05	149	14.75	1.009	0.002	−0.191	0.356	triaxial	180/31
	CC74	362,035.35	4,687,023.28	5	pyroclastic	124/09	17/09	234/65	60/12	65	3.57	1.007	0.005	0.07	0.25	triaxial	202/35
	CC75	362,140.21	4,686,998.23	20	pyroclastic	070/24	09/06	306/52	10/06	202	21.71	1.015	0.004	0.419	0.247	oblate	200/45

Table 1: Magnetic parameters (AMS) for the sampling sites in the Cadí Basin. N: number of specimens; Lithology: classification in lithological type; K_1 and K_3-mean (trend and plunge) of the magnetic lineation and of the pole to the magnetic foliation (Jelinek, 1977) in situ; Conf Ang: major and minor semi-axes of the 95% confidence ellipse (Jelinek, 1977); Km: magnitude of mean magnetic susceptibility (10−6 S.I); Pj: corrected anisotropy degree (Jelinek, 1981); T shape parameter (Jelinek, 1981); e: standard deviation; Ellipsoid type: magnetic susceptibility ellipsoid type; S0: bedding plane (dip direction/dip).

The samples were directly obtained in the field as cylindrical cores with gasoline and battery-powered drill machines cooled with water (33 sites) or as oriented blocks taken with extraction tools (23 sites). In the block sites, one to four blocks per site were taken and in the 33 drilled sites an average value of eight cores per site was obtained. A higher number of samples (one to two samples per core) was obtained to ensure the representativeness of the AMS results, as proposed in the studies of other intrusive rocks (Pueyo et al., 2004). Sampling was conditioned by the quality and the distribution of the outcrops. All samples were oriented with a magnetic or a solar compass, and sampling localities were positioned with a GPS. Oriented cores and blocks were cut to 2.1 cm-long, 2.5 cm-diameter standard cylinder specimens and 2 cm edge standard cube specimens, respectively, using a radial saw and a diamond drill bit (non-magnetic steel). Bedding or flow planes were measured in most sampling sites. A total of 620 standard specimens (averaging 11 specimens per site) were obtained.

3.2. Magnetic mineralogy

Four types of analyses were performed to determine the magnetic mineralogy of sampled rocks: 1) temperature-dependent magnetic susceptibility curves at room temperature and at low temperature (~77 K), 2) temperature-dependent induced magnetization curves, 3) isothermal remanent magnetization (IRM) and backfield acquisition curves and 4) hysteresis loops. These experiments were carried out to characterize the main magnetic carriers of the AMS and their relative contribution (i.e. ferromagnetic versus paramagnetic fraction).

Temperature-dependent magnetic susceptibility curves were carried out in seven samples from different sites, except in one case (CC35), where lithological variability required two curves. The selection criterion was based on the magnetic fabric results (susceptibility value, k) obtained with the AMS measurements. The KLY-3S Kappabridge combined with a CS-3 furnace (temperature range 40–700°C) and the software SUSTE (AGICO Inc., Czech Republic) were used for this analysis. Moreover, two samples were selected to perform temperature-dependent susceptibility curves at low temperatures (~77 K)with the aim of ensuring their main paramagnetic behaviour. For this purpose, the samples were cooled in liquid nitrogen and analysed in the CS-L unit of the KLY-3S Kappabridge using the software SUSTEL (AGICO Inc., Czech Republic). The temperature-dependent susceptibilities curves were represented using the software Cureval 8 (Chadima and Hrouda, 2012).

Temperature-dependent induced magnetization curves (up to 700°C in constant field of 38 mT), isothermal remanent magnetization (IRM) and backfield acquisition curves (progressively increasing fields up to 1 T and then reverse fields of increasing intensity) and hysteresis loops (at room temperature with a maximum applied field of 1 T) were performed by means of a magnetic variable field translation balance (MMAVFTB, Petersen Instruments) in the Paleomagnetism Laboratory of the University of Burgos, Spain, on representative specimens of pyroclastic deposits, autoclastic deposits and lava flows (CC23–4A, CC35-2A and CC61-9A, respectively) from three different traverses. The data were processed using the software Analyzer 1.0 (Leonhardt, 2006).

3.3. Analysis of RT-AMS

Anisotropy of magnetic susceptibility (AMS) measurements at room temperature (RT-AMS)were conducted at the Magnetic Fabrics Laboratory of the University of Zaragoza, Spain, using a Kappabridge KLY-3S (AGICO Inc., Czech Republic). The AMS is a technique that defines the spatial variation of magnetic susceptibility (k) by applying a low intensity magnetic field in different orientations around a core or cubic specimen. Magnetic susceptibility (k) of a rock is the relationship between the applied magnetic field (H) and the induced magnetization (M), $M = k \cdot H$. Magnetic

susceptibility (k) is dimensionless (in the International System) and it can be expressed as a second-rank symmetric tensor and represented geometrically by an ellipsoid with three orthogonal principal axes $K_1 > K_2 > K_3$ (see Tarling and Hrouda, 1993 for further details). AMS, and therefore the magnetic ellipsoid orientation, depends on the preferred orientation of the magnetic carriers within the rock (i.e., ferromagnetic, paramagnetic and diamagnetic minerals, Borradaile and Jackson, 2004b). The magnetic susceptibility ellipsoid was firstly defined by Nye (1957) and three parameters are typically used for its characterization (Jelinek, 1981); (i) mean susceptibility (K_m or K_{mean}), expressed as $K_m= (K_1+K_2+K_3)/3$, (ii) corrected anisotropy degree (Pj) expressed as $\ln(Pj)= \sqrt{2((\ln(K_1/K))2 + (\ln(K_2/ K))2 + (\ln(K_3/K))2)1/2}$, and (iii) shape parameter (T) expressed as $T= 2(\mu_2 - \mu_3)/(\mu_1 - \mu_3) -1$ where $\mu_1 = \ln K_1$, $\mu_2 = \ln K_2$, $\mu_3 = \ln K_3$ y $\mu_m = (\mu_1 + \mu_2 + \mu_3)/3$. In this work we will consider the T = 0.2 and T = −0.2 values as the boundaries between oblate (s.l.) ellipsoids, triaxial ellipsoids and prolate (s.l.) ellipsoids, but in some cases where the analysed sites present particular patterns of spatial distribution of the principal axes, regardless of the T value, we take into account its geometry for the classification. This is shown later on (see Fig. 5) where studied sites are also classified according to their lithological type. Because of the different volume of cylinders and cubes, a volume correction (1.37 ratio) was applied for the latter in the calculation of the bulk susceptibility.

The susceptibility tensor was calculated, including statistical confidence angles (e_{12}, e_{13}, e_{21}, etc.), with the software SUSAR (AGICO Inc., Czech Republic). The AMS values for all specimens from each site were processed and represented using the software Anisoft 5.1.03 (Chadima and Jelínek, 2019).

3.4. Analysis of LT-AMS

The paramagnetic behaviour is exponentially enhanced at low temperatures according to the Curie-Weiss law: $Kp = C/T - \theta$; Kp is the paramagnetic susceptibility, C is a constant and θ is the paramagnetic Curie temperature (Tc) (see, e.g. Oliva-Urcia et al., 2009, 2011a and references therein). To isolate the paramagnetic subfabric from the total fabric, five sites from different transects (5 to 6 specimens per site), were analysed at low temperature in the Kappabridge KLY–3S. A thermal protection was integrated around the measuring coil to protect the instrument from the cooled samples (~77 K) as in Issachar et al. (2016). The low-temperature-AMS (LT-AMS) measurement routine includes an 1-h cooling of the samples at 77 K by immersion in liquid nitrogen and measurements in the four positions required by the KLY–3S. Between each position, the analysed specimen was immersed again 10 min in liquid nitrogen. A pure paramagnetic sample measured at low temperature (77 K) must show an increase of its susceptibility of approximately 3.8 times with respect of its susceptibility at room temperature (Ihmlé et al., 1989) but when ferromagnetic s. l. minerals are present this ratio diminishes.

3.5. Image analysis and petrographic study

The purpose of these analyses is to compare the magnetic fabric results with the preferred mineral orientations and structures (rock fabric). The petrographic study was carried out at three scales: mesoscale analysis at outcrop scale,macroscopic study in oriented polished blocks and finally microscopic analysis in oriented thin sections. The image analysis of mineral grains was performed in five samples (sites CC05, CC06, CC34, CC44, CC70). These samples were selected in order for the three lithological types and the different transects studied to be represented. For each oriented block, 2D orientation analyses were performed in thin sections (microstructural scale) and polished cuts (mesostructural scale), in two perpendicularly oriented planes. Preferred textural orientations, or AMS results (when crystals or grains were not visible) were used as a guide for tracing the perpendicular to foliation, parallel to lineation plane and the perpendicular-to foliation, perpendicular-to-lineation plane. ImageJ software (Schneider et al., 2012) was used to quantify the preferred shape orientations of the

different components (Fe oxides, plagioclases, mafic minerals, pyroxenes and amphiboles, and mineral agglomerates) defining the petrofabric of the studied samples.

3.6. Microstructural study

A systematic microstructural analysis was performed to better constrain the contribution of the tectonic imprint to the overall measure of AMS. A total of 56 thin sections, one for each site, were analysed under the microscope. Thin section planes are perpendicular to the magnetic foliation (i.e. they contain K_{min} axes) and parallel to the magnetic lineation (i.e. they contain K_{max} axes). The orientation of the thin sections was done according to the application of the classical stereographic projection techniques in Structural Geology (see Phillips, 1977).

To decipher the influence of the tectonic imprint in the studied rocks, a qualitative classification of the thin sections (and hence the sampling sites) was performed. This classification takes into account the presence or absence of tectonic structures (e.g. tectonic foliation, microfaults or crushed clasts), and the modification of the original orientation of grains (primary fabrics) due to tectonic, secondary features. Type A includes thin sections that do not show any tectonic overprint; Type B groups thin sections that present localized, no-pervasive foliations (e.g. rough cleavage defined by iron oxides); Type C includes thin sections that show tectonic features such as fractured or shear clasts or more pervasive foliation; finally, Type D corresponds to thin sections with a strong tectonic imprint: penetrative foliations, mineral grains reorientations associated with this foliation, microfaults and sheared clasts. We have paid specific attention to differentiate those foliations of primary origin (i.e. formed during the deposition of ignimbrites), from the tectonic ones. Fortunately, orientation of regional cleavage also helps in this task because in the southern border of the Axial Zone of the Pyrenees shows a systematic northwards dip (Izquierdo-Llavall et al., 2013b), opposite to the dip of primary foliation or bedding in most sites.

4. Results

4.1. Rock magnetic characterization

Almost all temperature-dependent magnetic susceptibility curves show that magnetic mineralogy consists of a mixture of paramagnetic and ferromagnetic phases (Fig. 2). The paramagnetic behaviour can be inferred from the concave-hyperbolic shape at the beginning of the heating curves (Curie-Weiss law, e.g. Parés and Van der Pluijm, 2002) (Fig. 2B, C and D). Following Hrouda (1994), Hrouda et al. (1997) method, the paramagnetic contribution to the total susceptibility has been estimated between 45% (sample CC26-2C) and 100% (samples CC35-IRM). In the remaining five samples, the paramagnetic contribution is dominant, ranging between 71% and 92%.

The ferromagnetic behaviour is pinpointed by the abrupt drop in the heating curve between 580 °C and 600°C (Fig. 2B, C and D) taking into account that the Curie temperature of magnetite is 580°C (this behaviour is not followed by sample CC35-4B). Furthermore, an abrupt increase in susceptibility at 500°C evidences the neoformation of magnetite during heating in sample CC26-2C (Fig. 2B). Temperature dependent magnetic susceptibility curves are not reversible, and cooling paths show susceptibilities one order of magnitude higher than heating paths, confirming the formation of ferromagnetic phases during heating (Fig. 2A).

In the temperature-dependent induced magnetization curves (Fig. 3C), there is a drop in the magnetization value at 560°C and 580°C (Tc of magnetite) in samples CC61-9A and CC23–4A (much more abrupt) respectively a second, weaker drop at 675°C (Tc of haematite) in samples CC23–4A and

CC35-5B. If we pay attention to the acquisition of isothermal remanent magnetization (IRM) and backfield curves (Fig. 3A and B), in samples CC23–4A and CC61-9A, saturation is not reached at 1 T and in sample CC35-5B, it is reached at 100 mT. The hysteresis loops display a more linear trend in samples CC35-5B and CC61-9A than in sample CC23–4A,which shows a wasp-waisted hysteresis (Fig. 3D).

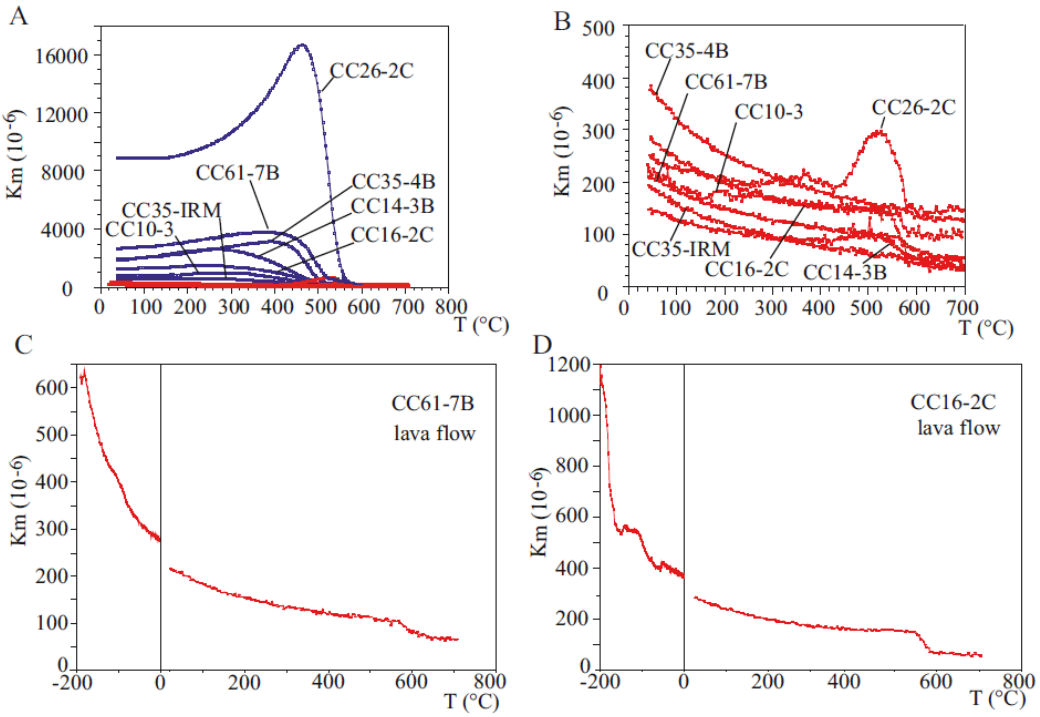


Figure 2: A) Temperature-dependent susceptibility curves (40 to 700 °C) of heating (in red) and cooling (in blue) for the seven analysed curves, where non-reversibility of curves can be observed. B) Enlargement of the heating curves, where a dominant paramagnetic behaviour can be observed. C) and D) Heating curves (−195 to 700 °C) of two selected samples that show a mixture of paramagnetic and ferromagnetic contributions. Highlight that the break between the low and high temperature dependent susceptibility curves is probably due to the heterogeneities of the sample.

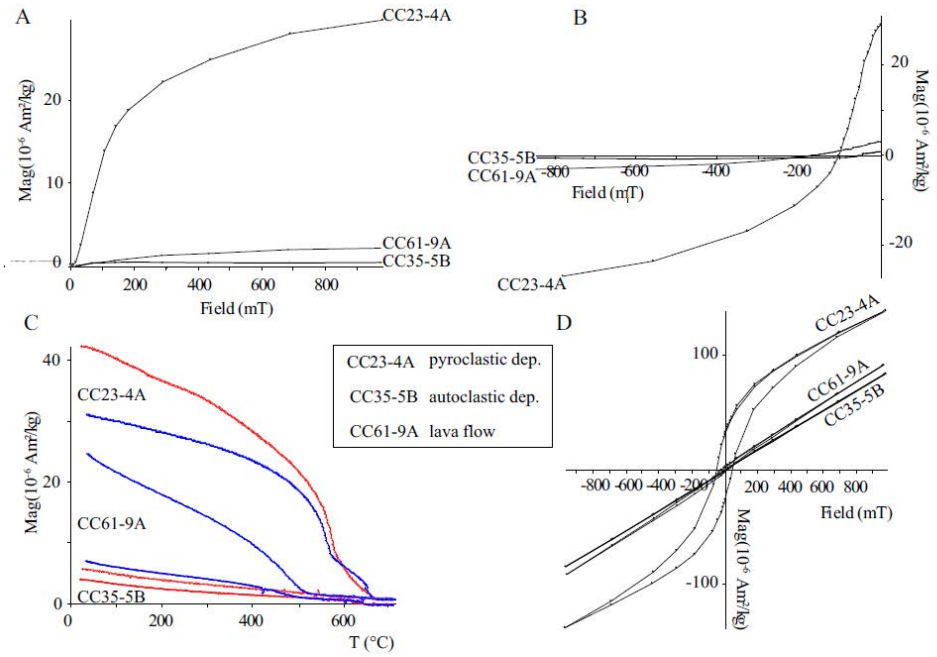


Figure 3: Magnetic rock study for analysed samples: A) IRM curves. B) Backfield curves. C) Temperature-dependent induced magnetisation curves. D) Hysteresis loops

The mean value of Km for all sites is 926.84 × 10^{-6} SI, ranging between 6784 × 10^{-6} (site CC44, lava flow) and 65 × 10^{-6} SI (site CC74, pyroclastic deposit). The mode value corresponds to 218 × 10^{-6} SI). The autoclastic deposits are the only lithological type that do not show Km values under 300 × 10^{-6} SI (Table 1). If we pay attention to Km values for individual data specimens (see Fig. 6C) the mode is rather low, 276.7 × 10^{-6} SI, although the values range between 44 × 10^{-6} SI to 9060 × 10^{-6} SI. The Km average value is high even though the Km mode value is low because the histogram is asymmetric towards the highest values.

4.2. Magnetic fabrics: RT-AMS

Regarding the characterization of the magnetic ellipsoid, the corrected anisotropy degree Pj is low in all sampled sites (Table 1), with values typical of weakly deformed sediments (Pj < 1.1). The mean value of Pj at the site level is 1.017, with a maximum value of 1.055 (site CC51) and a minimum of 1.004 (site CC53) (Table 1). The parameter T shows triaxial magnetic ellipsoids for most sites (27 sites) despite the wide variability of values (Table 1, Fig. 4 and Fig. 5). Km-Pj and Km-T diagrams show no correlation between Km, Pj or T, or between these three parameters and the sampled lithology (Fig. 4).

A high variability of magnetic fabrics has been obtained independently of the studied section and the stratigraphic position of sites (Table 1). In order to interpret this variety, we have considered Pj and T values (Fig. 6D) from individual specimens for each traverse. The Argestués and El Ges transects show the highest Pj values (in all cases lower than 1.05). In all the studied transects, most of the Pj values are lower than 1.02. There is not a relationship between the lithological type and the Pj and T parameters at sampling site level.

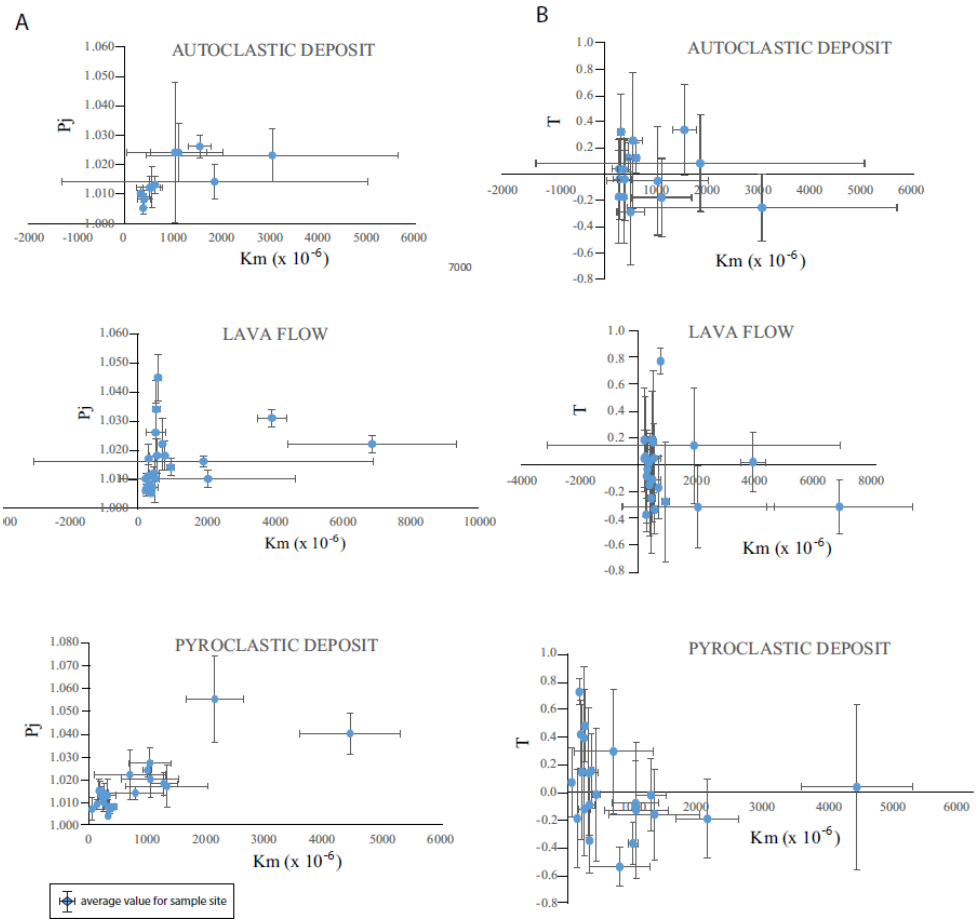


Figure 4: Diagrams of themagnetic ellipsoid parameters depending on lithological types: A) Corrected anisotropy degree (Pj) versus bulk magnetic susceptibility (Km). B) Shape parameter (T) versus magnetic susceptibility (Km). Averaged values from each sampled site.

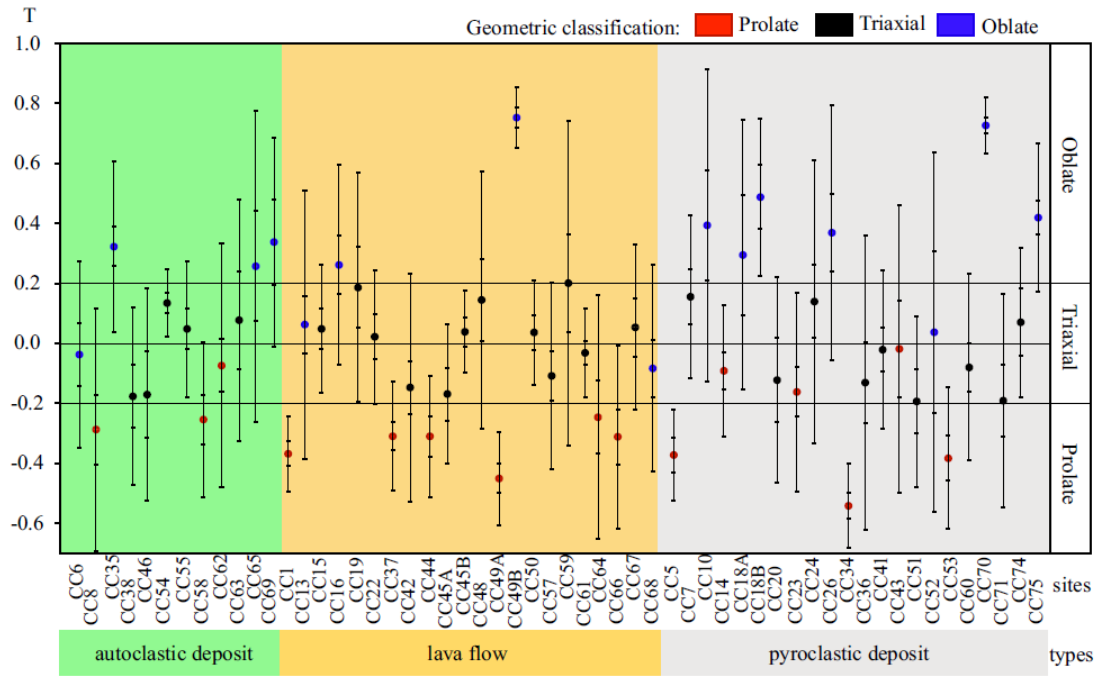


Figure 5: Type of magnetic ellipsoid per site according to T parameter (whiskers show standard error and standard deviation). In sites where geometry is clearly defined the geometric classification is used. Colors: red (prolate), black (triaxial) and blue (oblate). Explanation in the text.

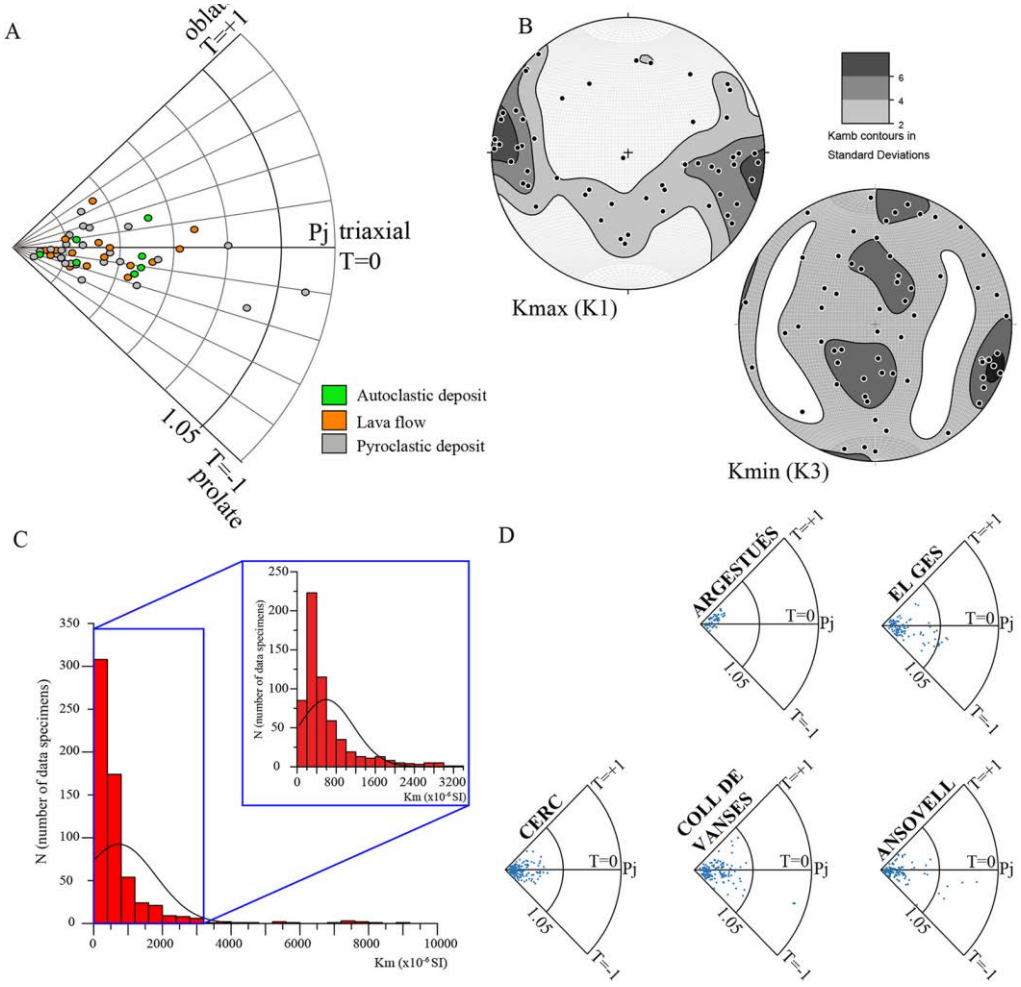
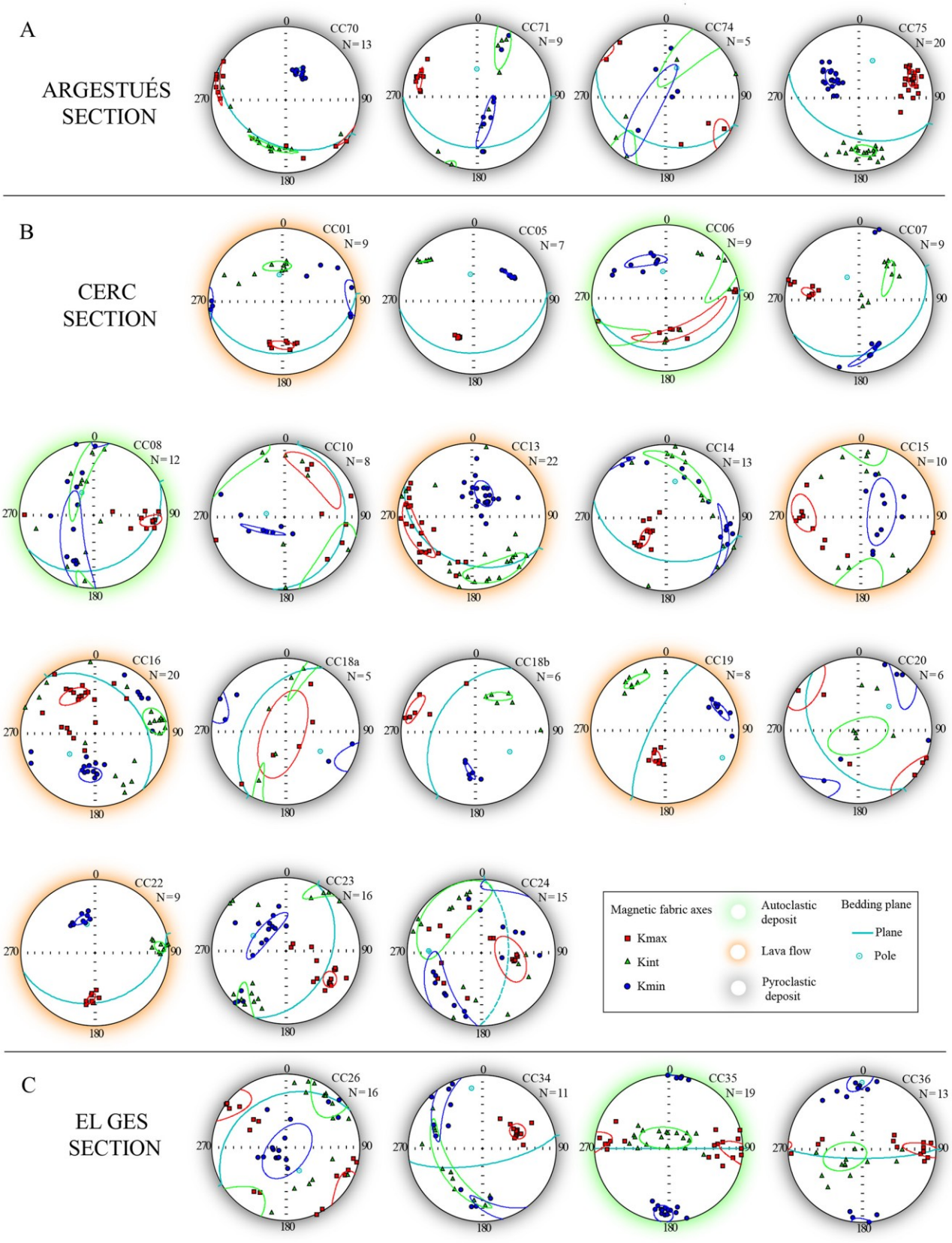
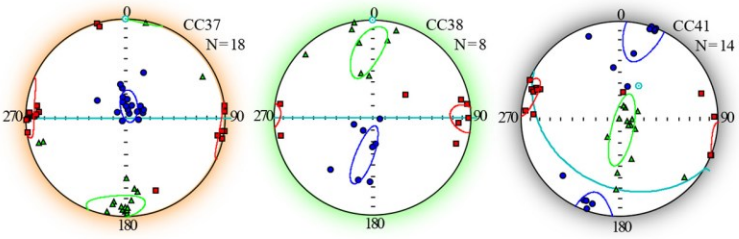


Figure 6: ar Pj-T plot (sampling sites means value). B) Density diagrams of magnetic axes, mean value from sampling site, in situ. C) Histogram of mean susceptibilities of the data specimens. D) Polar Pj-T plots (data from specimens from each studied traverses).

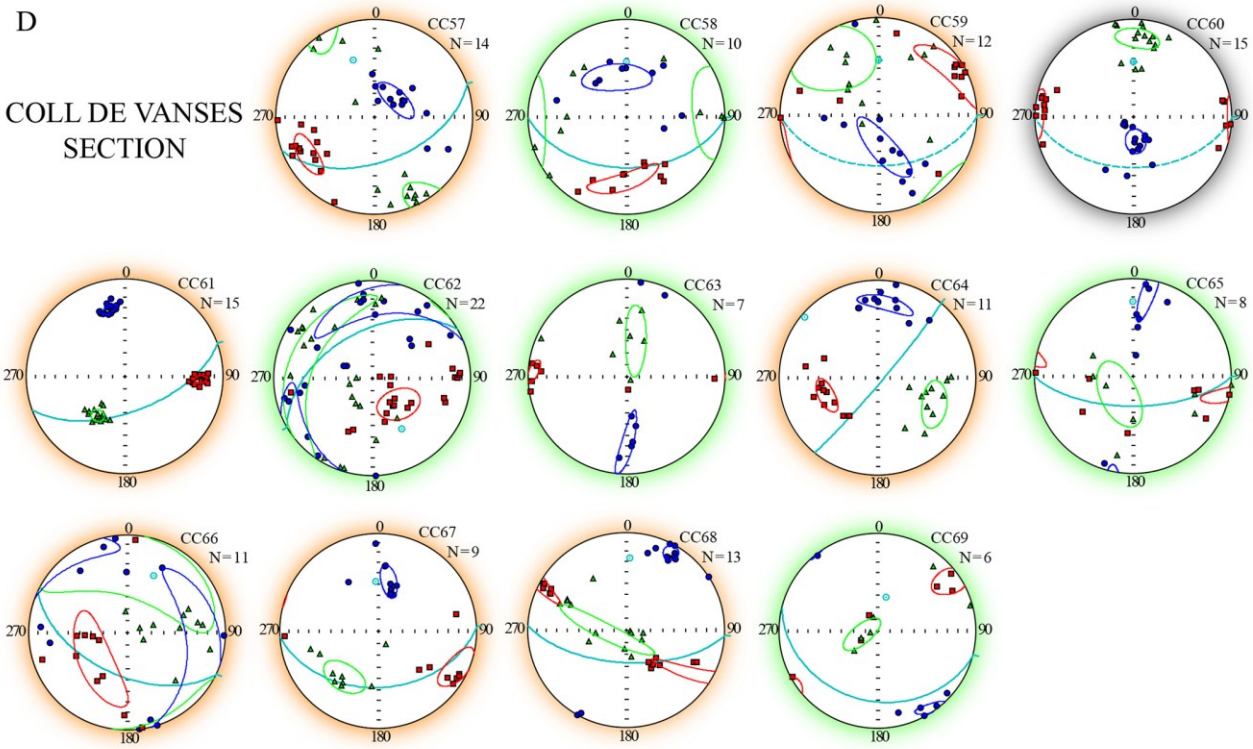
The lithological types do not present a characteristic magnetic fabric type (Fig. 6A and 7). Most sites feature magnetic ellipsoids with a tight clustering of K_3 (Table 1) and 86% of sites show a well-defined magnetic lineation (confidence angle associated with K_1, $e_{12} < 30°$). Sites with poorly defined magnetic lineation correspond to lava flows and falling pyroclasts (Table 1). In most sites magnetic lineation (K_1) is located within or close to the measured bedding plane and K_3 axes are clustered around the bedding pole, both considering site means (Fig. 6B) or individual samples (Fig. 7). After bedding restoration, the maxima of K_1 are subhorizontal and better grouped than in the non-restored stereoplots in all locations, except for the Cerc and Ansovell sections (Figs. 8 and 9). After bedding correction, the distribution of K_1 shows a dominant WNW-ESE direction in the Argestués, Coll de Vanses and El Ges sections (Fig. 9). In the Cerc section, after bedding restitution, K_1 axes are distributed in two subhorizontal maxima, WNW-ESE and NNE-SSW, and K_3 axes are subvertical. There are not differences in orientation of K_1 axes related to their stratigraphic position along the transect (Fig. 9). In the Ansovell section, after bedding restitution, K_1 axes show a high directional variability following two maxima around the NW-SE direction and, again, there is not a defined pattern related to their spatial position along the section (Fig. 9). If we consider the whole dataset, an overall pattern showing a dominant WNW-ESE direction for K_1 can be defined (Fig. 9).


A
ARGESTUÉS SECTION
CC70 N=13
CC71 N=9
CC74 N=5
CC75 N=20
B
CERC SECTION
CC01 N=9
CC05 N=7
CC06 N=9
CC07 N=9
CC08 N=12
CC10 N=8
CC13 N=22
CC14 N=13
CC15 N=10
CC16 N=20
CC18a N=5
CC18b N=6
CC19 N=8
CC20 N=6
CC22 N=9
CC23 N=16
CC24 N=15
Magnetic fabric axes
Kmax
Kint
Kmin
Autoclastic deposit
Lava flow
Pyroclastic deposit
Bedding plane
Plane
Pole
C
EL GES SECTION
CC26 N=16
CC34 N=11
CC35 N=19
CC36 N=13



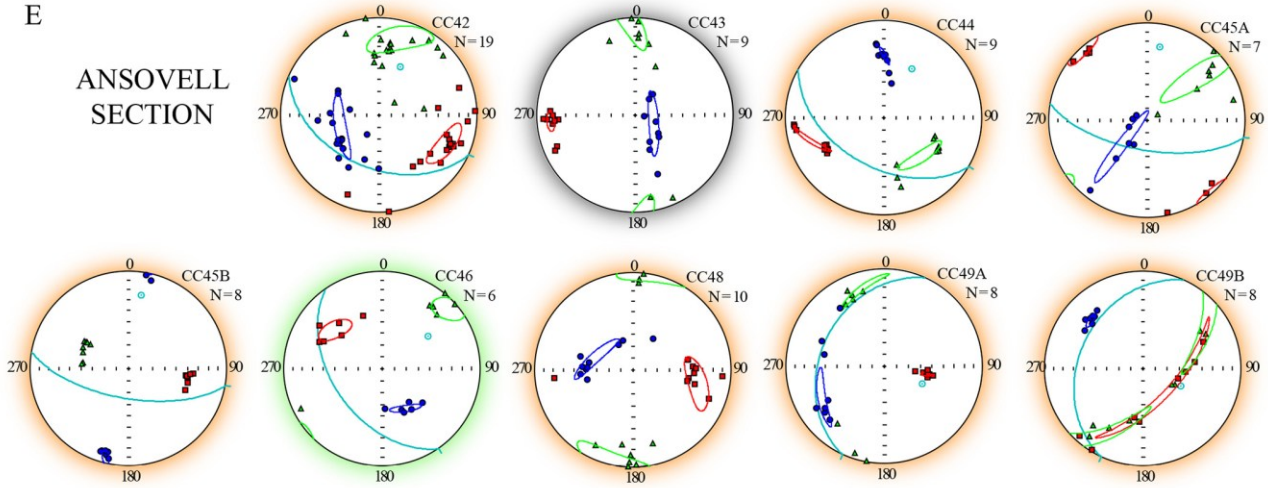
D

COLL DE VANSES SECTION



E

ANSOVELL SECTION



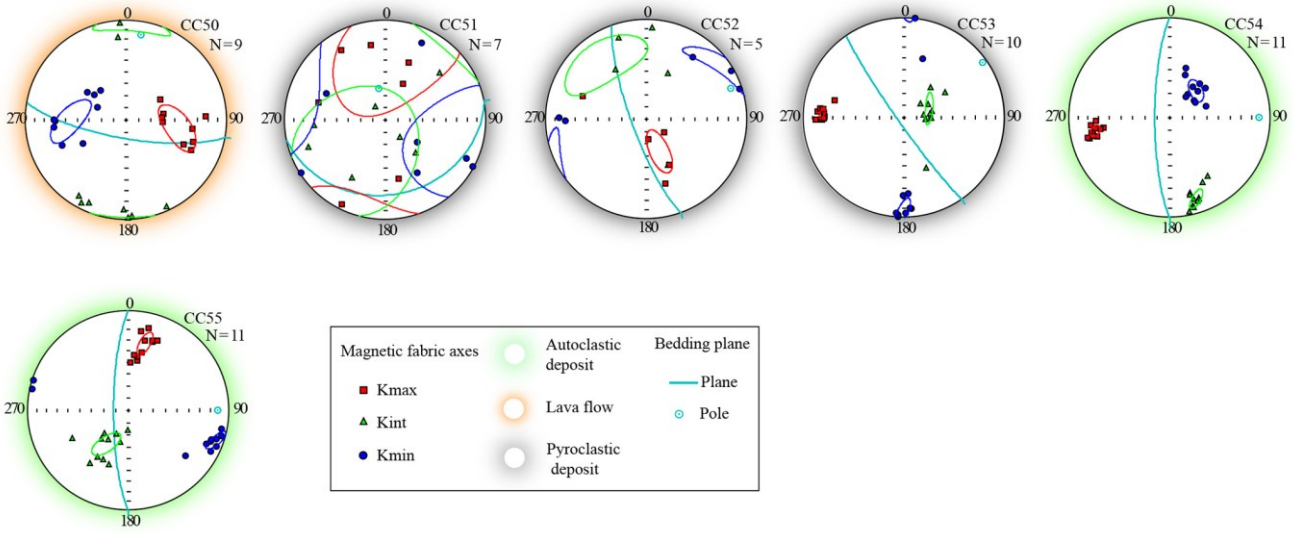


Figure 7: AMS ellipsoids obtained for each sampling site with 95% confidence ellipses (Jelinek, 1977). The projection of the bedding plane and its pole is represented. A) Argestués section. B) Cerc section. D) Coll de Vanses section. E) Ansovell section.

4.3. Magnetic fabrics: LT-AMS

The LT-AMS was carried out in five representative sites (Fig. 10) from different lithologies and orientations of the magnetic fabric at room temperature. In the analysed samples, the Km-LT/Km-RT ratio per site ranges between 2.64 and 1.20 indicating the influence of the ferromagnetic behaviour (Fig. 10B). Nonetheless, sample CC07 (pyroclastic deposit) presents a behaviour close to the pure paramagnetic one. In all the analysed sites, the LT-AMS results overlap the RT-AMS magnetic fabric, and the magnetic parameters Pj and T do not show significant differences (Fig. 10A).

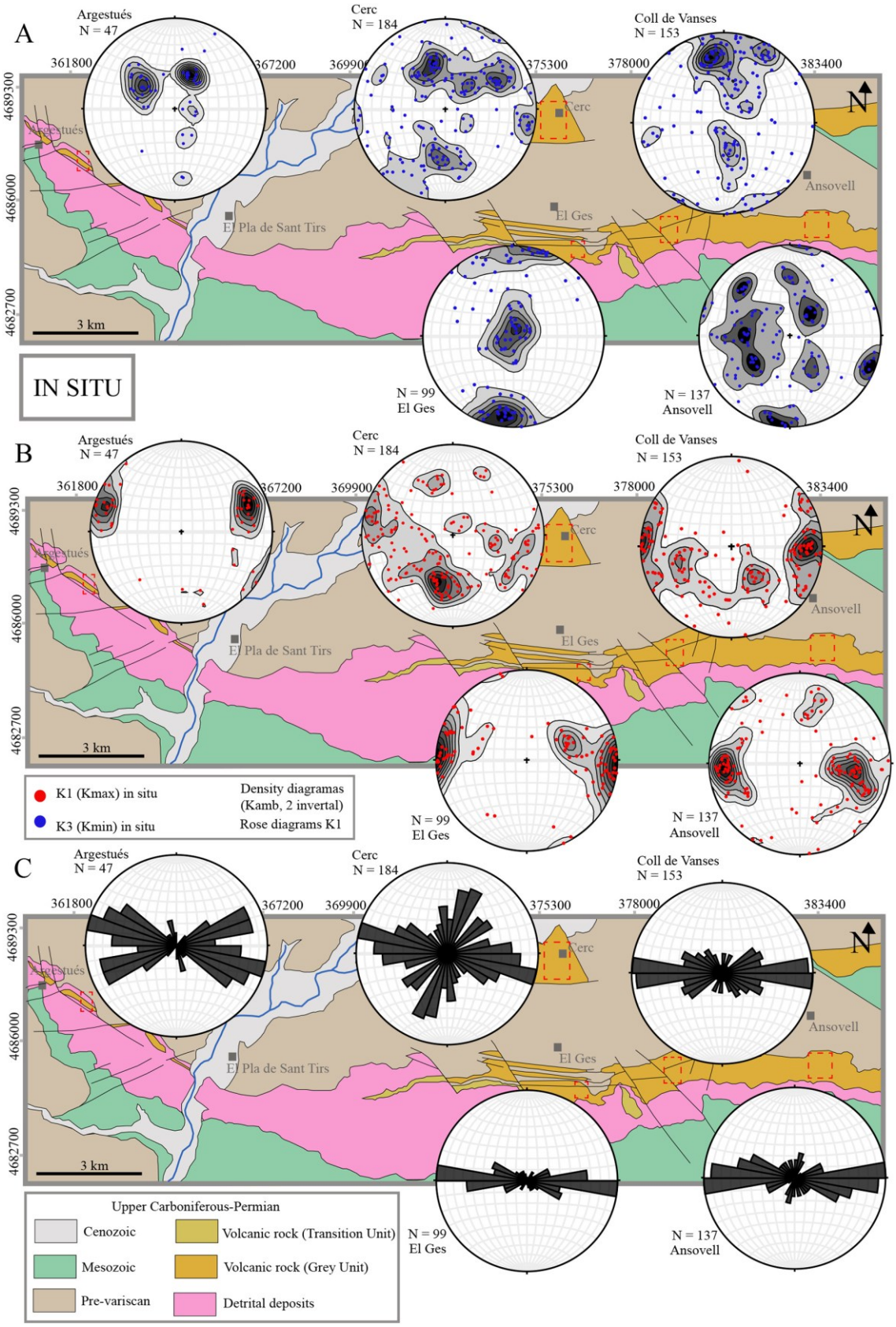


Figure 8: Fig. 8. Density diagrams (Kamb contours, 2% interval) of magnetic axes, data from individual specimens: A) K_3 (K_{min}) axes in situ. B) K_1 (K_{max}) axes in situ. C) Rose diagrams of K_1 (K_{max}) axes in situ.

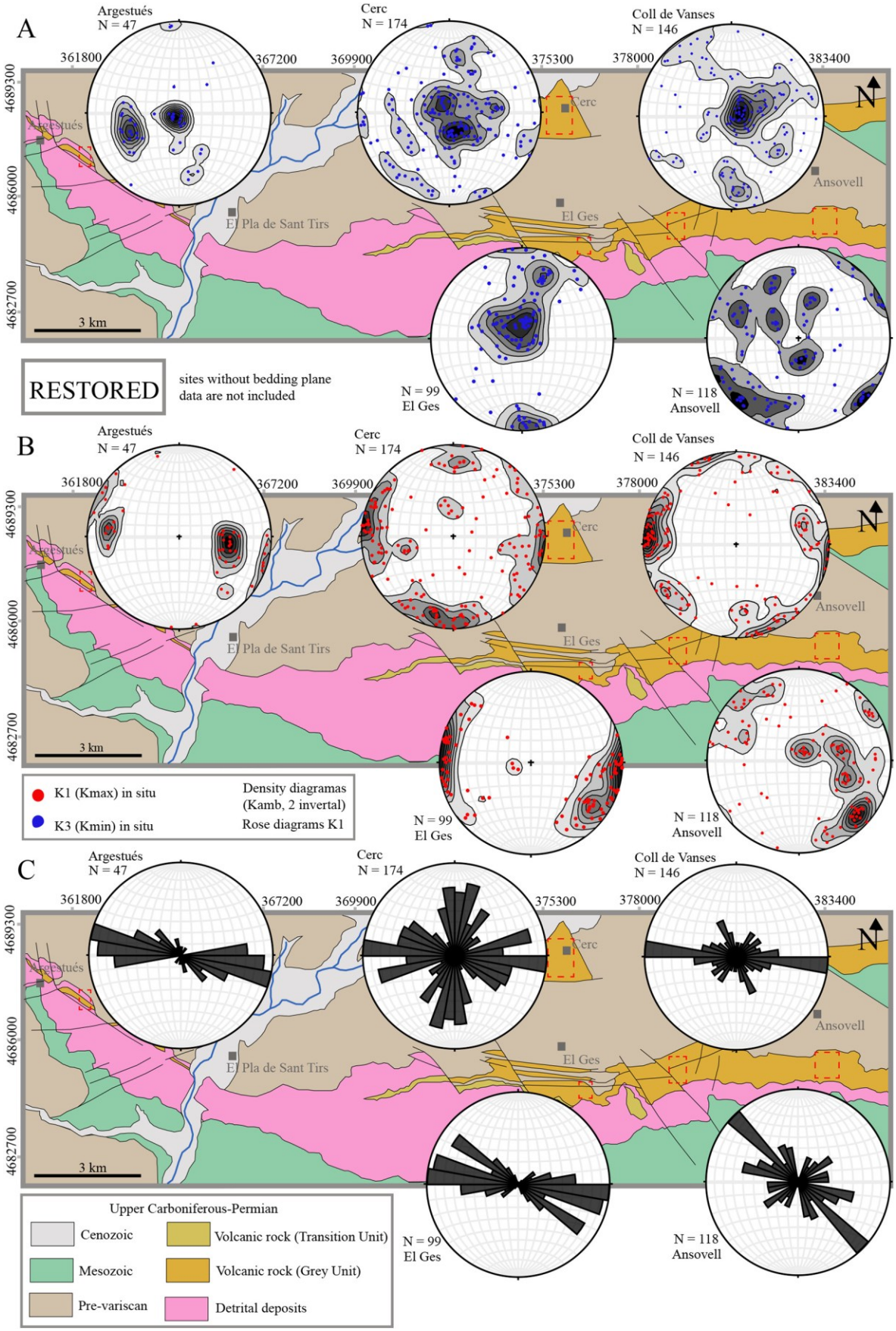


Figure 9: density diagrams (Kamb contours, 2% interval) of magnetic axes, data from individual specimens: A) K_3 (K_{min}) axes restored (tilt-corrected). B) K_1 (K_{max}) axes restored. C) Rose diagrams of K_1 (K_{max}) axes restored (tilt-corrected).

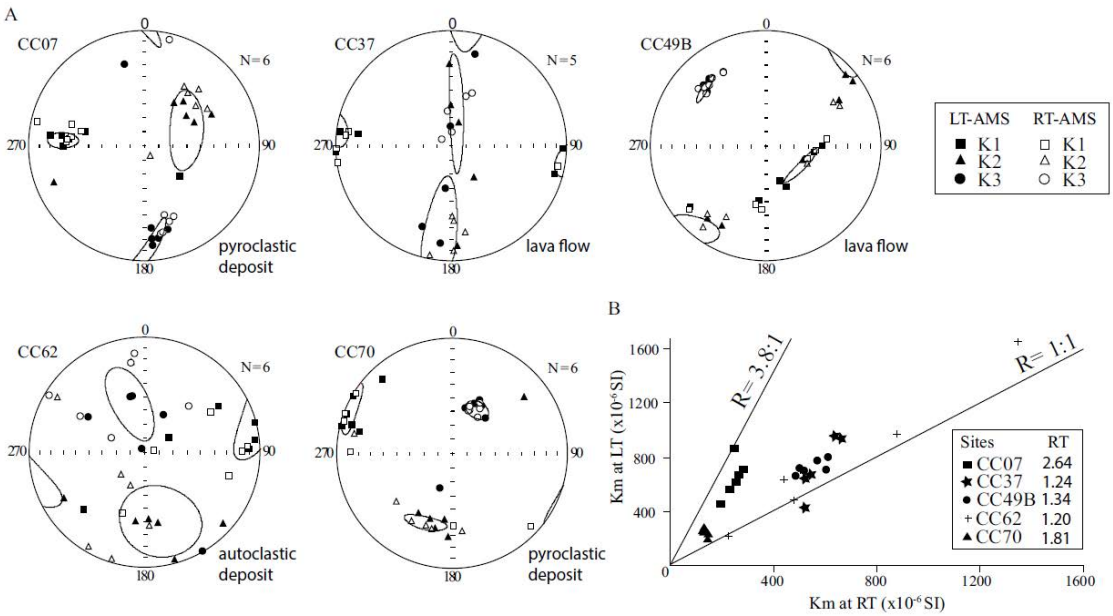


Figure 10: Comparison between RT-AMS (white symbols) and LT-AMS (black symbols) and for RT-AMS, 95% confidence ellipses (Jelinek, 1977) for each sampling site. B) Ratio between the magnetic susceptibility at low and room temperature (LT/RT).

4.4. Microstructural study

The detailed study in thin section of the rocks has allowed: 1) to clearly define the relationship between the petrofabric and the magnetic fabric; 2) to identify the minerals responsible for the petrofabric; and 3) to know the contribution of the tectonic imprint that could potentially modify the original magnetic fabric. Identification of minerals was based upon the habit of crystals, because all the rocks are intensely altered: 1) plagioclases show a partial to total alteration to carbonate; and 2) mafic minerals (amphiboles and pyroxenes) are abundant and totally replaced by phyllosilicates (specially chlorite).

In the samples corresponding to lava flows, plagioclase crystals define the main fabric of the rock (Fig. 11 sample CC48). In some thin sections, the crystals show imbrication or different (even perpendicular) preferred orientations. Furthermore, less abundant, mafic minerals are also aligned with the plagioclases (Fig. 11 sample CC37). Many Fe oxides are present in the thin sections, distributed randomly and dispersed (Fig. 11 sample CC65) or surrounding the faces of the mafic minerals (Fig. 11 sample CC22). The matrix of the samples usually presents a recrystallization and a partial alteration to carbonate.

In the pyroclastic deposits, ignimbrites are abundant and are characterized by a good orientation of grains, showing elongate, fine-grained juvenile clasts aligned parallel to the flow foliation (Fig. 11 sample CC53). The latter can be defined by concentration of opaque minerals, probably resulting from the early alteration of these rocks.

According to the classification proposed (Fig. 11, see the classification criteria in Subsection 3.6. Microstuctural study), 32 sampling sites present an exclusively primary fabric (Type A), 16 sampling sites present a petrofabric with localized, non-pervasive foliation or fracture planes (Type B), seven sampling sites show a tectonic imprint (Type C), that can locally modify the primary fabric, and produce

a reorientation of the minerals, and finally, only one sampling site shows a clear tectonic fabric (Type D) with a penetrative foliation that cannot be related to flow.

In thin sections of Type A (Fig. 11), the plagioclase and/or mafic minerals are well aligned. This can be seen, for example, in CC05 (pyroclastic deposit), CC20 (ignimbrite), CC35 (autoclastic deposit), CC49B (lava flow), and CC54 (autoclastic deposit). Even in cases of strong alteration, the orientation of the petrofabric can be identified (e.g. CC14, lava flow). In Type B, the primary fabric is not modified by tectonic features (e.g. CC08, autoclastic deposit, CC52, pyroclastic deposit). Sites CC10 (pyroclastic deposit), and CC58 (autoclastic deposit) are examples of Type C fabrics, where the primary orientation is not modified, in spite of showing more secondary structures. Only one thin section shows a Type D fabric with a penetrative foliation (CC60 pyroclastic deposit) with a tectonic foliation that cannot be related with a flow foliation and shows a tectonic imprint that probably developed under favorable lithological/ structural conditions.

5. Discussion and interpretation

5.1. Magnetic properties and magnetic carriers

During the last thirty years it has been demonstrated that AMS is a statistically robust method to characterize the fabrics of deposits of volcanic and volcaniclastic materials such as lava flows and pyroclastic deposits (e.g. Cañón-Tapia and Pinkerton, 2000; Le Pennec et al., 1998; Ort et al., 2015; Porreca et al., 2003). The application of this technique to numerous volcanic deposits around the world has highlighted that the analysis of AMS should be used with caution when determining flow directions because of: (i) problems derived from magnetic mineralogy, that must be carefully checked, (ii) the modification of primary fabrics by subsequent tectonic processes, (iii) the dispersion in the distribution of flow directions, showing interferences that can be compensated by sampling a sufficient number of sites, (iv) the heterogeneity of magnetic fabrics (shape of the ellipsoid at the sample and site scale, etc.) that can be a drawback when interpreting their geometry. Measurements of the magnetic fabrics of lavas and pyroclastic deposits have shown that the characterization of the magnetic carriers to the AMS is needed, especially in rocks yielding high Km ($\cdot 10^{-2}$), to avoid an incorrect interpretation of magnetic lineations not related with flow (e.g. Cañón-Tapia, 2004a and references therein; Ort et al., 2015; Pioli et al., 2008; Trippanera et al., 2020). In this work, the mean value of susceptibility for all sites is low when compared with other volcanic rocks in the literature. The mode value obtained is 218×10^{-6} SI, mostly fitting within the paramagnetic domain (Enkin et al., 2020). Conversely to other examples of igneous rocks, Km values do not show a clear relationship with the considered lithological types, what supports the heterogeneous origin and mineralogical variety of the different volcanic products, to which the diagenetic alteration, with probable crystallization of new phases, is also added. The characterization of the magnetic mineralogy from the thermomagnetic curves indicates that the minerals that define the AMS of the studied rocks are a mixture of phases providing paramagnetic and ferromagnetic (magnetite determined from its Tc of 580°C and a very minor contribution of haematite) contributions. In any case, the paramagnetic contribution to susceptibility is high in all the lithologies (autoclastic deposits, pyroclastic deposits and lava flows) and allows us to be confident about the matching between the mineral preferred orientation and the AMS data. Original paramagnetic minerals (phenocrysts of plagioclase, amphiboles and pyroxenes) are often replaced by other paramagnetic phases such as phyllosilicates and a matrix also containing phyllosilicates. Temperature-dependent susceptibility curves are irreversible (Fig. 2A) evidencing the neoformation of new mineralogical phases (probably magnetite) during heating. Since volcanic rocks are thermally stable, this behaviour can reflect mineralogical alteration and creation of new mineralogical phases after their generation and deposit. This is observed in all lithological types: samples of pyroclastic deposit (CC10–3, CC14- 3B and

CC26-2C), autoclastic deposit (CC35-4B and CC35-IRM) and lava flow (CC16-2C and CC61-7B). The irreversibility of the curves is also observed in the temperature-dependent magnetization curves, significant in the samples of autoclastic deposit and lava flow (CC35-5B and CC61-9A, respectively) but negligible in the sample of pyroclastic deposit (CC23–4A). Saturation at 100 mT in sample CC35-5B and the no saturation at 1 T in samples CC23–4A and CC61-9A in the isothermal remanent magnetization

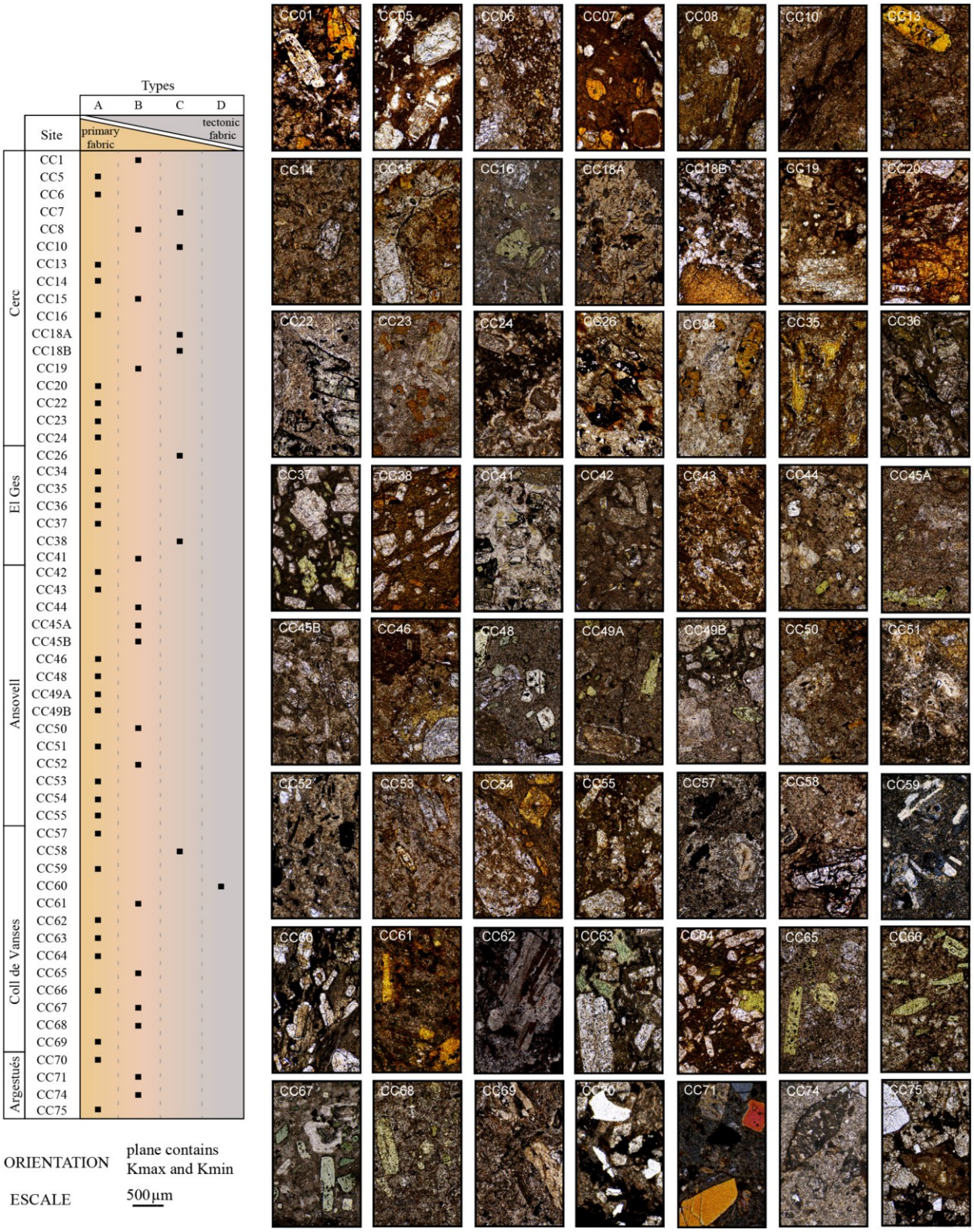


Figure 11: from the microstructural study: classification of the sampling sites according to the contribution of the tectonic imprinting and details of thin sections.

(IRM) and backfield curves indicates that there are magnetic minerals with low and high coercivity, magnetite and haematite, respectively, in the three analysed lithologies. The wasp-waisted hysteresis can be also related to the presence of different magnetic phases (CC23–4A, Fig. 3D) (Weil and Van der Voo, 2002 and references therein), and the dominance of the paramagnetic contribution is shown by the linear trend of hysteresis loops (CC35-5B and CC61-9A, Fig. 3D). As we have stated, the corrected anisotropy degree Pj is low in all sampled sites, and the parameter T shows triaxial magnetic ellipsoids for most sites, even if we assume a very restricted range for this category (Fig. 5). Km-Pj and Km-T diagrams show no correlation between Km, Pj or T and the sampled lithology (Fig. 4) indicating the neglectable influence of magnetic mineralogy in the AMS. The LT-AMS results indicates the existence of two behaviours, paramagnetic (samples with a significant increase in Km at low temperature) and ferromagnetic (samples with a lower increase in Km at low temperature). Remarkably, all the analysed samples show similar orientations of AMS axes at room and low temperature, what is a good indicator of the reliability of the results.

5.2. Magnetic fabrics and petrofabrics

To check the consistency of data and the relationship between magnetic fabrics and petrofabrics (and also to detect possible magnetic mineralogy artifacts), we compared AMS results with image and petrographic analyses. Our final aim in this case is to verify the reliability of AMS as a paleoflow indicator in the Cadí Basin.

The results obtained show that in most samples there is a close relationship between the magnetic fabric and the mineral or grain orientations. In samples CC05 (Fig. 12A) and CC06 (Fig. 12B) a preferred orientation of minerals, mainly plagioclase crystals, in two perpendicular sections, was recognized. This allows to define the plane of the petrographic anisotropy (but not the dominant lineation, that can be qualitatively defined as very close to the direction of one of the sections, according to the shape of grains in the two perpendicular cuts). The plane of the petrographic anisotropy contains the K_1 and the K_2 magnetic anisotropy axes and its pole is located close to K_3 (Fig. 12A and B, respectively). In sample CC05, the magnetic foliation is oblique to the bedding plane measured in field but in sample CC06 both planes are overlapped. In sample CC70 (Fig. 12E), image analysis precludes observing a preferred orientation of particles in any section but graded bedding and alignment of the oxides that constitute the matrix are observed in thin section. The plane defined by oxides, subparallel to the bedding plane measured in the field (Fig. 12E), contains the K_1 and the K_2 axes and its pole is close to K_3. In sample CC34C, the preferred orientation of mineral grains (mafic minerals) is observed only in one section and shows a subhorizontal ENE-WSW direction, slightly oblique to the E-W trending K_1 axes (Fig. 12C). Finally, sample CC44B shows preferred orientation of plagioclase crystals, observed in polished and thin sections, whose relationship with the magnetic fabric is not straightforward. In any case it should be noted that K_1 axes fall within the bedding plane directly measured in the field and K_3 is close to its pole (Fig. 12D).

At outcrop scale, some structures, related to the flow of volcanic and volcaniclastic materials, were recognized, namely oriented fossil tree logs of metric size within a lahar and compositional changes parallel to bedding. In the Argestués section a lahar deposit was described by Gisbert (1981) as an unconsolidated pyroclastic, matrix-supported material including carbonized and silicified logs. In this deposit, the magnetic fabric presents the maximum axes (K_1) clearly clustered in a WNW-ESE direction. This result shows that K_1 is sub-parallel to the paleocurrent inferred from the orientation of logs within the deposit, N130E, carried out for the present work and slightly oblique to data obtained in a previous work (Martí and Gisbert, 1983) (Fig. 13A and B, site CC71) although the detailed interpretation of the

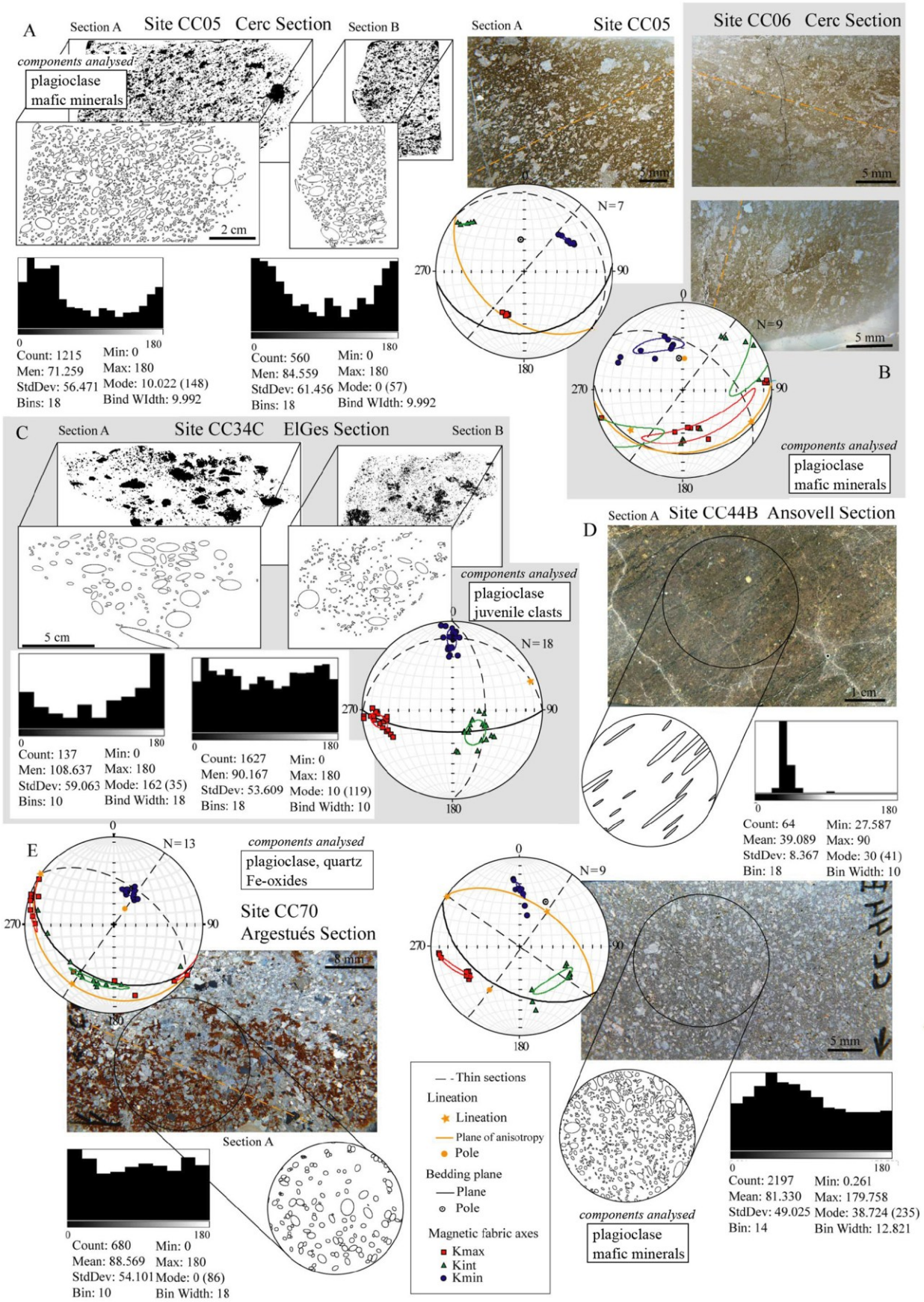


Figure 12: Image analysis and petrographic study. The following features are shown in each case: fitting particles to ellipses from a binary image by means of ImageJ software; histograms that present the preferred orientation of ellipses according to the angle between its long axis and a horizontal reference line (measured anticlockwise); comparison between the magnetic ellipsoid and the plane of anisotropy (qualitatively defined as very close to the direction of the studied sections). Samples: A) CC05 B) CC06; C) CC34C, D) CC44B and E) CC70. Note that sample CC34C does not correspond to site CC34 but to a sample specifically taken for this analysis.

outcrop is probably not so straightforward, since the axes of logs are not perfectly contained in the bedding plane, and one of the clusters could be perpendicular to the flow direction.

In the southern zone of the Cerc section, a pyroclastic flow deposit shows a primary compositional banding. In this case, maximum axes (K_1) are clearly clustered within the plane defined by the compositional changes and minimum axes (K_3) are well-grouped perpendicular to its plane. In other sites, where a compositional banding was recognized (CC18, CC24 and CC64); maximum axes (K_1) are within or close to this plane but not as clearly as in site CC23 (Fig. 13C and D).

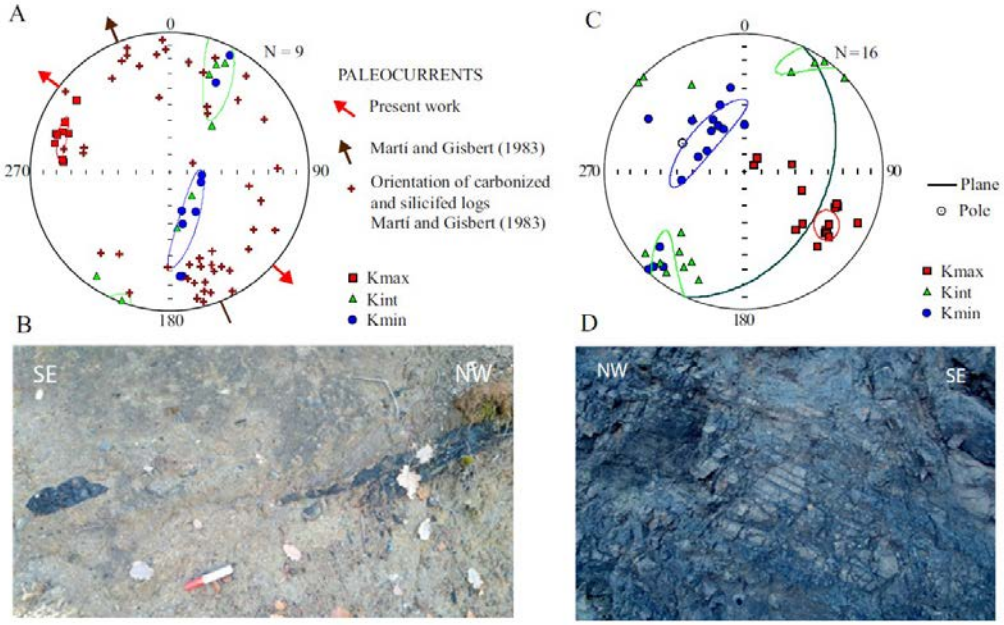


Figure 13: A) Magnetic fabric (site CC71), paleoflows and orientations of fossil logs. Schmidt net, lower hemisphere stereoplot. B) Carbonized logs from site CC71, Argestués section. C) Magnetic fabric (site CC23), bedding plane and pole of the compositional banding. Schmidt net, lower hemisphere stereoplot. D) Compositional banding from site CC23, Cerc section.

Therefore, considering these observations, and the consistency observed between magnetic fabrics and flow directions from the systematic thin sections shown in Fig. 12, we can conclude that, for the studied case, the magnetic lineation (i.e. K_1 axes) can be used as a paleoflow indicator.

5.3. Interpretation of paleoflow directions

Together with a detailed description of axes directions, magnetic fabrics were compared according to the Pj and T parameters (Fig. 6). It has not been possible to assign a clear correspondence between the three lithological types and Pj and T values (Fig. 6A). In the same way, our results do not permit to see significant AMS differences based on the different site location across the Cadí Basin. In other words, there is a remarkable homogeneity in paleoflow directions both in the horizontal (along strike) and in the vertical (during the time of accumulation of volcanic materials (Fig. 9). Regarding our AMS results, the number and location of volcanic foci are not easy to define. Moreover, the existence of intrusive bodies along the basin axis supports the hypotheses of multiple, aligned vents (see, e.g. Le Corvec et al., 2013; Toprak, 1998, see also discussion about this subject in the next subsection).

The interpretation of AMS data from volcanic and volcaniclastic rocks is not straightforward and several aspects must been taken into account according with previous studies (e.g. Cañón-Tapia, 2004a; Ort et al., 2015). For instance, magnetic fabrics in pyroclastic deposits can reflect changes in flow behaviour due to distance from the vent and changes in velocity (Ort et al., 2015). Besides, in lava flows the degree of anisotropy can vary according with the thermal and shearing history of the rock (e.g.

Cañón-Tapia and Pinkerton, 2000). Our AMS results show a robust magnetic lineation oriented WNW-ESE (i.e. flow direction) both in situ and corrected (i.e. restoring data to the horizontal) coordinates (Figs. 8, 9). In 15 sites containing 174 specimens, K_3 axes are not close to the vertical after bedding restitution (as expected for a restored primary fabric), conversely to the 41 sites containing 446 specimens that show vertical K_3. Those 15 sites do not show differences related to mineral carriers and discrepancies between K_3 axes and the poles to bedding could be caused by imprecise measurements of bedding orientation, due to the characteristics of the studied materials, fractures, their complexity and exposure conditions. Nevertheless, the low variation between the orientations of the magnetic lineation (K_1 axes) in situ and restored is also due to the similarity between the strike of bedding and the trend of the lineation. This adds a plus to the reliability in the determination of the trend of the magnetic lineation, that in this way does not rely on the precise determination of bedding in each site. Another question to highlight is that there is not a clear imbrication of K_1 axes (they present a subhorizontal position), as it happens in other examples of volcanic flows (Dedzo et al., 2011; Hillhouse and Wells, 1991; Knight and Walker, 1988; see also Herrero-Bervera et al., 2002). For that reason, it was not possible to define the sense of flow from our data (see next subsection for a discussion on this topic).

5.4. Regional implications for the Late Carboniferous-Permian Cadí Basin

The formation of the supercontinent Pangea during the Late Palaeozoic resulted from the collision between Laurussia, Gondwana and also several peri-Gondwana microcontinents (e.g. Avalonia, Armorica, Iberia; Elter et al., 2020; Gutiérrez-Alonso et al., 2008; Padovano et al., 2014). The location of these peri-Gondwana microcontinents between both plates and their irregular boundaries have been postulated to generate coeval transpressional and transtensional tectonics during collision with a complex pattern of shear zones (Arthaud and Matte, 1977; Ballèvre et al., 2018; Dias et al., 2017; Elter et al., 2020; Gutiérrez-Alonso et al., 2004, 2008; Martínez Catalán, 2011; Neubauer and Handler, 2000; Padovano et al., 2011, 2014). During the Late Carboniferous-Permian times, this tectonic scenario in Western and Central Europe, characterized by a major strike-slip component, led to the formation of more than 70 rift basins coeval with a widespread magmatic event involving the extrusion of thick volcanic successions (McCann et al., 2006). In Iberia, two important intracontinental strike-slip shear zones have been identified: the sinistral antithetic Coimbra-Cordoba Shear Zone whose motion occurred before the intrusion of c. 306–303 Ma plutons (Pereira et al., 2010; Pereira et al., 2017) and the dextral Pyrenees Shear Zone (Arche and López-Gómez, 2005; Elter et al., 2020; Gretter et al., 2015). Along the Pyrenean Axial Zone most evidences indicate a general tectonic regime dominated by dextral transpression (e.g. Ábalos et al., 2002; Antolín-Tomás et al., 2009; Druguet et al., 2014; García-Sansegundo, 2004; Gleizes et al., 1998; Leblanc et al., 1996; Román-Berdiel et al., 2004). However, the geodynamic evolution of the Late Palaeozoic-Early Mesozoic small fault-bounded basins from northeastern Iberia is still controversial. One particular feature of these basins is the emplacement of thick volcanic and volcaniclastic rocks interbedded with Late Carboniferous-Permian sediments reflecting a close relationship between tectonism, volcanism and clastic sedimentation (e.g. Gisbert, 1981; Gretter et al., 2015; Lloret, 2018; Martí, 1986). The flow pattern obtained from AMS in the volcanic and volcaniclastic rocks of the Cadí Basin allows discussing the hypotheses proposed for the origin and evolution of this particular basin, filled with a significant thickness of magma-derived deposits.

In the Cadí Basin there is a general agreement on the influence of strike-slip faulting during the Late Carboniferous-Permian (Gisbert, 1981; Speksnijder, 1985; respectively), and both sinistral and dextral displacements have been documented along its major E-W striking faults. Gisbert (1981) underlined the significance of the E-W (N090- 085E) toWNW-ESE (N135–140E) and NE-SW (N035E) major fracture systems present in the Late Carboniferous-Permian rocks, but poorly represented in the upper Permian levels and pre-Late Carboniferous Variscan basement. During the Late Carboniferous

and Early Permian, some of these fractures had a sinistral transcurrent displacement and were subsequently re-activated during the Pyrenean compression (Late Cretaceous-Miocene, Gisbert, 1981). Speksnijder (1985) proposed that the Cadí Basin would have been controlled by an E-W strike-slip fault system with alternate stages of transtension and transpression. This geodynamic scenario would be responsible for the generation of normal faults and grabens and favoured (i) the magma ascent and lava flow emplacement during transtension and (ii) the inversion of normal faults, erosion and generation of unconformities at the basin borders and their corresponding paraconformities at the basin center during transpression. Major faults would reach the base of the crust and the spreading of mainly andesitic lavas would occur through them. A migration of the basin depocenter in space and time towards the east can be inferred from observation of sediment thickness along strike, together with eastward paleocurrent directions along the basin axis (Speksnijder, 1985; Gretter et al., 2015).

Our AMS results provide a clear pattern for the main flow direction, defined by K_1 axes is WNW-ESE direction (in situ and tilt-corrected) and two secondary N-S maxima (slightly NNE-SSW in Cerc section, both in situ and restored) and NE-SW in El Ges, Coll de Vanses and Ansovell sections. In this way, flow directions seem to keep a close relationship with the sets of syn-sedimentary faults described by Gisbert (1981). The main flow direction oriented WNW-ESE is consistent with the geometry of the Cadí Basin, compartmented by subvertical fault planes whereby the magma flow was channelized, principally through faults showing N035 and N135–140 direction and not through the main N085–090 set.

Unlike other contexts of inverted sedimentary basins where AMS can be interpreted in terms of extension directions perpendicular to master faults (see e.g. García-Lasanta et al., 2018 and references therein), the results obtained in volcaniclastic rocks in the Cadí Basin rather seem to have a stronger imprint inherited from their depositional history (i.e. the initial anisotropy of the petrofabric prevails over their diagenetic/tectonic history). This supports an interpretation relating paleoslopes and magnetic fabrics (e.g. Cañón-Tapia et al., 1996), that, in their turn can be related to tectonic features. Within a basin bounded by E-W toWNW-ESE normal faults, a different set of N-S striking normal faults would create a paleotopography stepped in an E-W direction that would channelize the flow of volcaniclastic products.

Focusing on the origin of the volcanic materials, Martí and Mitjavila (1987) established a model for the Cadí Basin in which an initial strike slip regime gave way to a passive volcanic caldera mechanism. In early stages, the geometry of this basin was conditioned by the late fracturing of the Variscan orogen and the output of magma took place through the faults that delimited basin boundaries. Subsequently, basin subsidence continued because of a progressive pressure loss of the magmatic chamber due to initial eruptions, causing a chamber collapse and the massive extrusion of magma. In this way, this collapse triggered the magma transfer from the subsoil to the surface. Our data can fit with this model, but the particular constancy in the prevailing flow direction, parallel to the basin axis throughout its history, constrains the location of magma chambers, either to (i) the (one or both) longitudinal ends of the basin, out of the study area, where volcanic features are difficult to find or (ii) vents aligned along the basin axis (see e.g. Toramaru, 1988), a hypothesis that integrates also the intrusive features described by Bixel (1984). In this case, the faults perpendicular to the basin axis would provide the large-scale landscape features necessary for the flowing of magma and deposition of pyroclasts along a preferred direction during the period of volcanic activity. For the first hypothesis (end of- basin foci), if we take into account the migration of the basin depocentre in space and time towards the east (based on sediment thickness variations along strike and paleocurrent directions along the basin axis, Speksnijder, 1985), it seems reasonable (and due to the absence of other markers) to venture the position of the possible sources of emission of the materials at the western margin of the Cadí Basin

(Fig. 14). Nonetheless, Bixel (1984) describes the existence of volcanic calderas and dome structures in the eastearn sector of the Cadí Basin (eastwards of the studied area). This occurrence, together with the facies transition and the lahar event, distal deposits in the westernmost sector of the basin, rather point to a westwards-directed paleoslope and paleoflow. This hypothesis is more consistent with volcanic features, and can be also compatible with the higher subsidence and depocenter location towards the East, since this movement could be compensated by higher filling rates, controlled by magma ascent and the setting of volcanic buildings (as shown by Bixel, 1984).

The comparison of results obtained in the Cadí Basin in terms of providing the palaeoflow direction with similar data from other southwestern peri-Tethyan, Late Carboniferous-Permian basins can only be done with the Castejón-Laspaúles Basin (Izquierdo-Llavall et al., 2014a), where similar results were obtained. The application of this approach in equivalent Late Carboniferous-Permian basins would contribute to understand the interplay between tectonics and volcanism during this stage and to definitively solve the problem of the location of source areas for the Cadí (and other) volcanic basin.

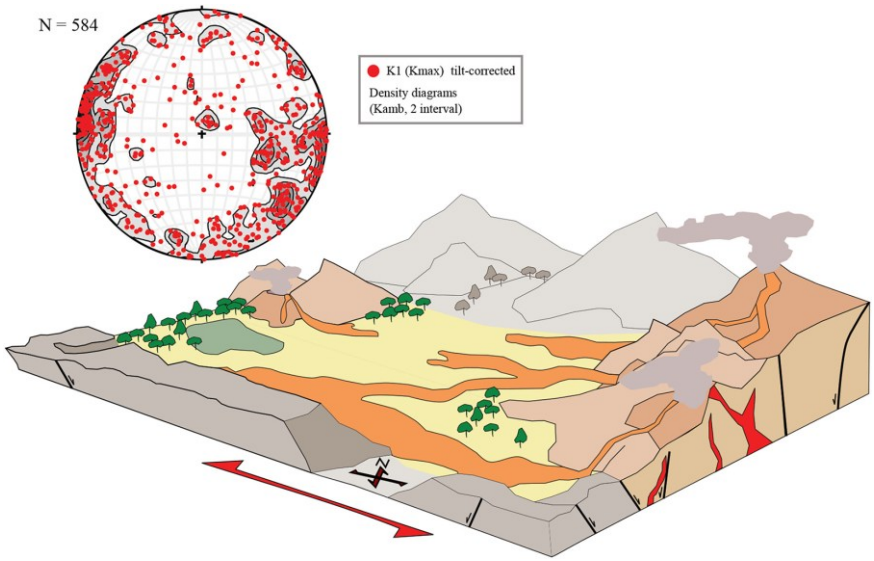


Figure 14: Interpretation of the Cadí basin during Late Carboniferous-Permian times. Red arrow indicates the direction of lava and volcaniclastic flow obtained from the magnetic study. Only E-W outcrops remains, the rest is unknown (grey colour). Density diagrams (Kamb contours, 2% interval) of K_1 (K_{max}) axes tilt-corrected.

6. Conclusions

Magnetic fabrics in the Cadí Basin were acquired during the emplacement and deposition of the volcaniclastic materials and lava flows. The contribution of Cenozoic deformation (N-S compression) to the original, primary fabric is negligible in most samples (as inferred from observations of thin sections). The magnetic lineation (K_1 axes) shows a general trend parallel to the flow direction or within its plane (equivalent to the bedding plane), what supposes a remarkable applicability of AMS analysis in other ancient deposits of this kind, even if the original mineralogy has been strongly altered, or if the basins have undergone subsequent, compressional deformation stages.

A main WNW-ESE-trending flow pattern is inferred, together with two secondary maxima oriented N-S to slightly NNE-SSW and NE-SW. There are not indicators of the sense of flow, which can only be figured out (from East to West) from regional considerations. Similarly, the number and location of volcanic foci are not easy to define; the existence of (scarce) intrusive bodies or caldera-like structures along the basin axis supports the hypotheses of multiple, aligned vents. The principal WNW-ESE-trending flow pattern points to the N135–140E and N035E sets of fractures as the most relevant in

upwelling and distribution of magma within the Cadí Basin. The characterization of the interplay between tectonism and volcanism in terms of inferring the main paleoflow directions in the Cadí Basin will help to improve our understanding of this particular stage registering the Late Palaeozoic Pangea break-up during the progressive dismantling of the Variscan chain.

Acknowledgements. The authors are very grateful to Pablo Calvín and Juanjo Villalaín, from the Department of Physics, University of Burgos, for their help and teachings during laboratory work. The Servicio General de Apoyo a la Investigación-SAI Universidad de Zaragoza carried out the thin sections of samples. This work was supported by projects grants CGL2017- 84901-C2-2-P, PID2020-114273GB-C22, PID2019-108753GB-C22 and FPU19/02353 funded by MCIN/AEI/10.13039/501100011033, "ERDF A way of making Europe" and "ESF Investing in your future". The authors are also grateful to the Associate Editor and to M. Porreca,W. McCarth and M.F. Pereira for their thorough revisions of the first version of this manuscript.

5.2.2. Interplay of caldera and tectonic subsidence in an inverted Late Carboniferous-Permian basin (Eastern Pyrenees)

Ana Simón-Muzás[a], Ruth Soto[b], Cristina García-Lasanta[c], Bernard Housen[c], Josep Gisbert[a] and Antonio Casas-Sainz[a]

[a] Departamento de Ciencias de la Tierra, Geotransfer-IUCA, Universidad de Zaragoza, 50009, Zaragoza, Spain

[b] Instituto Geológico y Minero de España (IGME), CSIC, Unidad de Zaragoza, 50059, Zaragoza, Spain

[c] Geology Department, Western Washington University, Bellingham, WA 98225-9080, USA.

Abstract

Deposits of thick volcanic and volcaniclastic series can be interpreted as either related to regional tectonics (commonly extensional or transtensional tectonics) or to local volcanic mechanisms (caldera collapse). In order to distinguish between these two end-member mechanisms we propose the use of magnetic techniques, namely Anisotropy of Magnetic Susceptibility (AMS) and paleomagnetism, and analysis of geological structures. Application of these techniques to the Estac Basin (Central Pyrenees), an inverted Late Carboniferous-Permian basin now involved in the antiformal stack of the Pyrenean belt, provides directions of flow of volcanic materials that can be interpreted in terms of paleo-slopes and therefore can be related to structures contemporary with deposition and volcanic activity. The maximum of the magnetic lineation (i.e. volcanic paleoflow) direction is bimodal, with (i) an absolute maximum (as occurring in most part of the South-Pyrenean Late Carboniferous-Permian basins) along a WNW-ESE direction and (ii) a secondary magnetic lineation along a N-S direction. Paleomagnetic data obtained from the volcanic products show a primary or early remagnetization compatible with the Late Carboniferous-Permian reference direction and allow us to reconstruct an early folding probably related with warping of the basin. The magnetic and structural data can be interpreted according to a volcano-tectonic subsidence model in which E-W faults played a major role, and caldera collapse contributed to the abnormally important thickness of the volcaniclastic deposits.

Keywords: magnetic fabrics, fracture pattern, paleomagnetism, Estac Basin, volcanic rock

1. Introduction

The mechanisms of volcanic subsidence and basin formation associated with eruption and quick (at the geological scale), short-term (temporal) collapses of magma chambers are considered key elements to understand the evolution of volcanic areas, both in recent and ancient magma systems (e.g., Acocella, 2007; Gudmundsson, 2012). Works on recent magma chamber collapses and analog and numerical modelling provide numerous features and recognition criteria for the different typologies of this kind of structures (see, e.g., Simkin and Howard, 1970; Cole et al., 2005; Geyer and Martí, 2014; Gudmundsson et al., 2016; Anderson et al., 2019). Diagnostic structures associated with caldera collapse can be: (i) radial or concentric fracture patters (e.g., Walter and Troll, 2001; Troll et al., 2002), (ii) vertical, steep or even centrifugal (outward dipping) dip directions of faults at depth (Acocella, 2007), and (iii) radial flow or deformation directions in the rocks filling the basin or caldera. Some models also showed how complex tectonic patterns can occur if previous structures, usually faults, are involved (Moore and Kokelaar, 1998). Thus, the occurrence of bimodal faulting is common in these environments, often conditioned by the orientation of previous structures (Geshi et al., 2014).

However, when applied to ancient volcanic systems, these criteria related to caldera collapse present limitations (see e.g., Branney and Acocella, 2015). Interference between regional and volcano-related structures often occurs in these settings because of the association between crustal and/or lithospheric faults and magma plumbing systems (e.g., Christiansen et al., 1965; Cummings, 1968; Best et al., 2013; Lopes et al., 2015). In addition, the possibility for volcanoes (volcanic centers) to develop under different tectonic regimes, both in continental and oceanic settings, can also complicate the interpretation of structures found in ancient environments (e.g., Spinks et al., 2005; Holohan et al., 2008).

Magnetic fabrics have been since long used to characterize lava flows and volcaniclastic materials and to infer primary volcanic flows, the location of preferential pathways for magma ascent and/or deformation patterns (e.g., Tarling and Hrouda, 1993; Bascou et al., 2005; Olsanská et al., 2024). When the internal fabric of volcanic rocks is not easily revealed at the outcrop or microscopic scales, Anisotropy of Magnetic Susceptibility (AMS) can be used as a three dimensional and continuous marker of the petrofabric in a reliable and quick way (see e.g., Cañón-Tapia, 2004a; Porreca et al., 2003; Loock et al., 2008; Simón-Muzás et al., 2022). Magnetic fabrics have been used to characterize lava flows and volcaniclastic materials to infer the volcanic flow directions at the time they deposited, (e.g., Tarling and Hrouda, 1993; Cañón-Tapia et al. ,1996; Herrero-Brevera et al., 2002; Porreca et al., 2003; Bascou et al., 2005; Gurioli et al., 2007; Loock et al., 2008; Olsanská et al., 2024) as well as to assess preferential pathways for magma ascent in magmatic edifices and/or subsequent deformation patterns. Caldera eruption dynamics and collapse mechanisms have also been analyzed by means of magnetic fabrics in both outer/extra- and inner/intra-caldera (Németh et al., 2009) eruptive products (e.g., Knight et al., 1986; Porreca et al., 2023; MacDonald et al., 2012; Willcock et al., 2014). Caution must be taken on these settings due to the hydrothermal activity that remained active long after the caldera collapse, which may have altered the primary magnetic fabric (e.g., LaBerge et al., 2009; Olsanská et al., 2024).

Paleomagnetism has also become a tool of increasing use for analyzing volcanic deposits (both ancient and modern, Sbarbori et al., 2009; Lerner, 2022), both for determining the age of the eruptions (Alva-Valdivia et al., 2019a; Pérez-Rodríguez et al., 2019), the cooling history of the different volcanic products (Tanaka et al., 2004; Paterson et al., 2010) or the palinspastic reconstruction, either of the volcanic field or the subsequent deformation underwent by the different tectonic units (Perroud et al., 1991; Somoza et al., 1996; Chen et al., 2012). In the present study, paleomagnetism has been applied to constraint the age of the magnetization of the volcanic succession and to determine the degree of

vertical- axis rotations in the Estac Basin.

The Estac Basin, in the Eastern Pyrenees (Fig. 1A), consists of a Late Carboniferous-Permian depocenter that presents exceptional and highly varied outcrops of volcanic and volcaniclastic rocks (Gisbert, 1981). In the frame of the northern Iberian margin, the Estac Basin recorded evidences of the large-scale volcanic episodes associated with the Late Permian mass extinction at planetary scale (e.g., White, 2002; Virgili, 2008; Saunders and Reichow, 2009). Its thicker volcanic sequence and small depositional area have been interpreted as conditioned by either subsidence linked to volcanic processes (i.e., caldera collapse, Martí, 1986; Martí and Mitjavila, 1988), extensional faulting (Saura and Teixell, 2006) or by the succession of different stages in which the combination of both volcanic and tectonic subsidence played a significant role (Soriano et al., 1996; Lloret, 2018). The main goal of this work is to understand the subsidence mechanisms of the Late Carboniferous-Permian Estac Basin, to produce age constraints for the volcanic rocks and to generate clues for determining its subsequent evolution as a basin transported in the hanging wall of a thrust sheet. To achieve this goal, we apply magnetic techniques (magnetic fabrics and paleomagnetism) and explore the resolution that they can provide to discern the triggering mechanisms for the basin subsidence filling.

2. The Estac Basin: geological context, structure and stratigraphy

The Southern Pyrenean Late Carboniferous-Permian basins are arranged at present in a WNW-ESE discontinuous band along 300 km in the southern limit of the Pyrenean Axial Zone (Fig. 1 A). The Estac Basin is one of those Late Carboniferous-Permian basins filled with volcanic and volcaniclastic rocks, located in the Central Pyrenees (see also Soriano et al., 1996; Saura and Teixell, 2006; Lloret, 2018). The Estac Basin provides a good example of well exposed volcanoclastic deposits nearly 300 m thick, with a high variety of facies. Considering the "depocenter-sedimentary high" sequence model proposed by Gisbert (1981) and Gisbert et al. (2024), the Estac Basin represented a sub-basin of a paired system with the Erillcastell Basin. Instead, Soriano et al. (1996) consider the two basins of this system, the Erillcastell Basin to the west and the Estac Basin to the east to be independent. This consideration is based on the facies and thickness distribution of the volcanic rocks. The Estac Basin extends for 3 km at its central part and, in general terms, it represents a small area when compared with coeval Pyrenean basins (Cadí, Laspaúles or Anayet basins, Fig. 1 A).

2.1. Stratigraphy

The stratigraphy of the Pyrenean Late Carboniferous-Permian basins has been described and mapped by several authors (e.g., Gisbert, 1981; Lloret, 2018; Gisbert et al., 2024). The Cadí Basin, due to its extensive and exceptional volcanic, volcaniclastic and detrital outcrops, was considered as the reference for the definition of Late Carboniferous-Permian units (Grey Unit, Transition Unit, Lower Red Unit and Upper Red Unit as GU, TU, LRU and URU, respectively, see Fig. 1) and the stratigraphical relationships between them (Gisbert, 1981). This stratigraphical division has been extended to the rest of rocks and deposits of other Late Carboniferous-Permian basins in the Iberian Peninsula and southern Europe (see López-Gómez et al., 2019).

The Estac Basin constitutes a very narrow depositional area, in which volcanic and volcaniclastic rocks only extend 6-7 km away from its central zone (Fig. 1 B). In the Estac Basin, the Late Carboniferous-Permian stratigraphic succession starts with the Grey Unit (GU) that lies unconformably on the Variscan basement (e.g., Gisbert, 1981; Soriano et al., 1996). Its first interval (G1 part of the GU) is composed by red violet breccias that end with gray breccias of Carboniferous age (Gisbert, 1981). The latter only crops out in the northernmost part of the studied area. Overlying G1, the volcanic and

volcaniclastic interval (Gv1 part of the GU), Late Carboniferous-Permian in age, mainly crops out in the surroundings of the Estac village (Fig. 2). In this area the TU crops out in the contact between Gv1 and L1 but because its outcrop is irregular, it is not continuous and difficult to record this unit has not been mapped (included in the LRU). Upwards, the Lower Red Unit (LRU) consists of a brecciated conglomerate (L1, Fig. 2 A and C), followed by a package of red shales with sandy-marly levels (L5) of Permian age that only crops out in the Erta thrust sheet (Fig. 1). Occasionally, the Upper Red Unit (URU) can be found in other structural units at marginal areas out of the Estac Basin. The URU consists of breccias (U1) and red shales (U3) intervals. The overlying units are the Buntsandstein, Muschelkalk and Keuper facies of the Triassic. A detailed description of the fluvial and lacustrine facies of the GU and LRU of the Estac Basin has been presented by Lloret (2018).

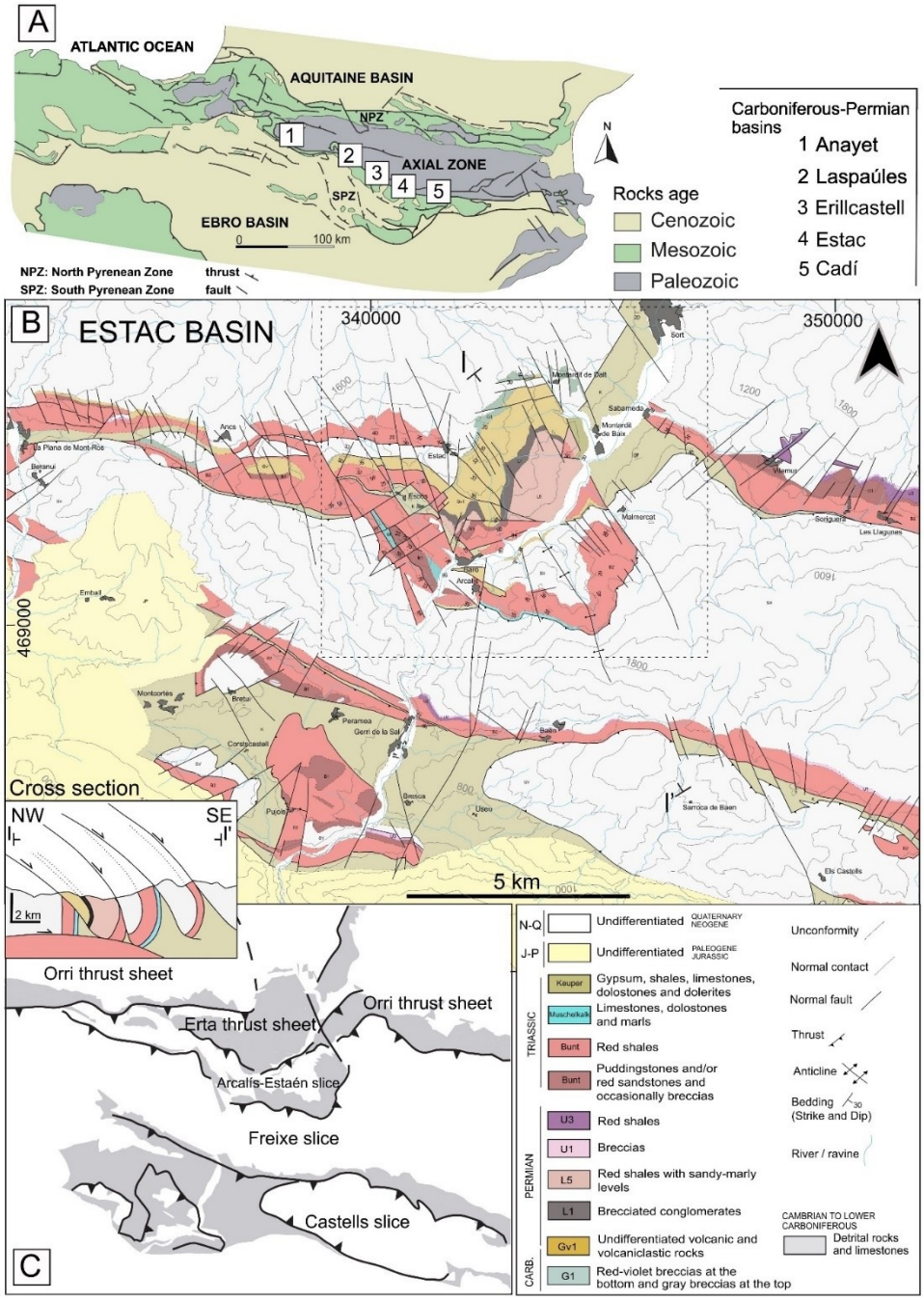


Figure 1: A) Geologic map of the Pyrenees and location of the Carboniferous-Permian basins from West to East: Anayet, Laspaúles, Erillcastell-Malpas, Estac and Cadí (modified from Izquierdo-Llavall et al., 2014a). B) Geological map of the Estac Basin (Gisbert et al., 2024) and cross section. In the legend: G1 and Gv1 - Grey Unit. L1, L5 - Lower Red Unit. U1 and U3 – Upper Red Unit. J-P – Jurassic-Paleogene. N-Q – Neogene-Quaternary. Dashed line square indicates the zone studied in the present work and simplified in 1C. C) Simplified sketch of the studied area including the main thrusts and slices in the Estac Basin.

Figure 2: Different views of the landscapes and outcrops of the Estac Basin: (A) General view of the dacitic lava dome (left, purplish color) and the detrital red bed succession (right, red color); (B) Detail of the dacitic lava dome where the flow foliation is observed; (C) Detail of the pebbles of a conglomerate in the red beds succession (LRU); (D) View of the volcaniclastic rocks with a dominant detrital component (composite deposit); (E) Detail of the composite deposit that show the characteristic texture and the dominance of lithic clasts; (F) General view of the composite deposit; (G) Detail of the ignimbrite deposit; and (H) Surge deposit were the cinerite, sandstone and volcanic layers are recognizable.

2.2. Structure

The Estac Basin, as well as the Erillcastell and Laspaúles basins to the W (Fig. 1A), were incorporated during the Cenozoic Alpine compression into a sequence of southward-facing thrust sheets (*têtes plongeantes*, e.g., Séguret, 1972, Soriano et al., 1996; Saura and Teixell, 2006, Fig 1 C). From north to south, the main Alpine thrust sheets affecting the Estac Basin (Fig. 1 C) are (Saura and Teixell, 2006): i) Orri, ii) Erta, iii) Arcalís-Estaén, iv) Freixe, and v) Castells. The Late Carboniferous-Permian volcanic and volcaniclastic rocks crop out in the first three (Fig. 1). The most continuous basin infill, with a maximum thickness of nearly 300 m, is observed along a monocline located in the Erta thrust sheet (Gisbert et al., 2024). The hanging wall of this thrust sheet shows different strikes of bedding because it is gently folded by a steeply-plunging anticline (Fig. 1; Soriano et al., 1996; Saura and Teixell, 2006; Gisbert et al., 2024). The Permian red beds only crop out in the Erta thrust sheet, to the east, while red beds in Buntsandstein facies (Triassic age) appear in all the thrust sheets mapped in the area (Fig. 1B and C), consistently with the extensive sedimentation of the Triassic red beds in relation to previous stages. According to the geometrical relationships with bedding, it can be interpreted that the thrust surfaces, as well as the main extensional fault located at the southern basin (not exposed at present) border, were initially dipping towards the north, and were subsequently tilted during the emplacement of the underlying thrust sheets, as it occurs in the other Late Carboniferous-Permian basins in the Southern Central Pyrenees (Cadí and Erillcastell basins, Saura and Teixell, 2006).

3. Methodology

3.1. Structural analysis

Orientations of structural data, such as bedding and fault plane attitudes, orientation of slickenline striations, joints and cleavage planes, were collected in the AMS sampling sites with a

magnetic compass and an iPad tablet with the Fieldmove app (Midland Valley Exploration). Microstructural observations of oriented rock samples and oriented thin sections were also done. Establishing the relationship between structural markers and the orientations of the magnetic ellipsoids allows us to determine the fabric origin: either i) a primary magnetic fabric related with the original orientation of the minerals during their deposit or formation, or ii) a secondary magnetic fabric generated after the tectonic reorientation of the mineral assemblage or by the neoformation of minerals due to hydrothermal alteration processes (see e.g., Hrouda et al., 2020a) under the prevailing tectonic regime in the studied zone.

3.2. Sampling

A total of 32 sites, totaling 473 specimens, were sampled for the paleomagnetic and magnetic fabric characterization of the Late Carboniferous-Permian volcanic and volcanoclastic rocks of the Estac Basin (Table 1 and 2, Fig. 3).

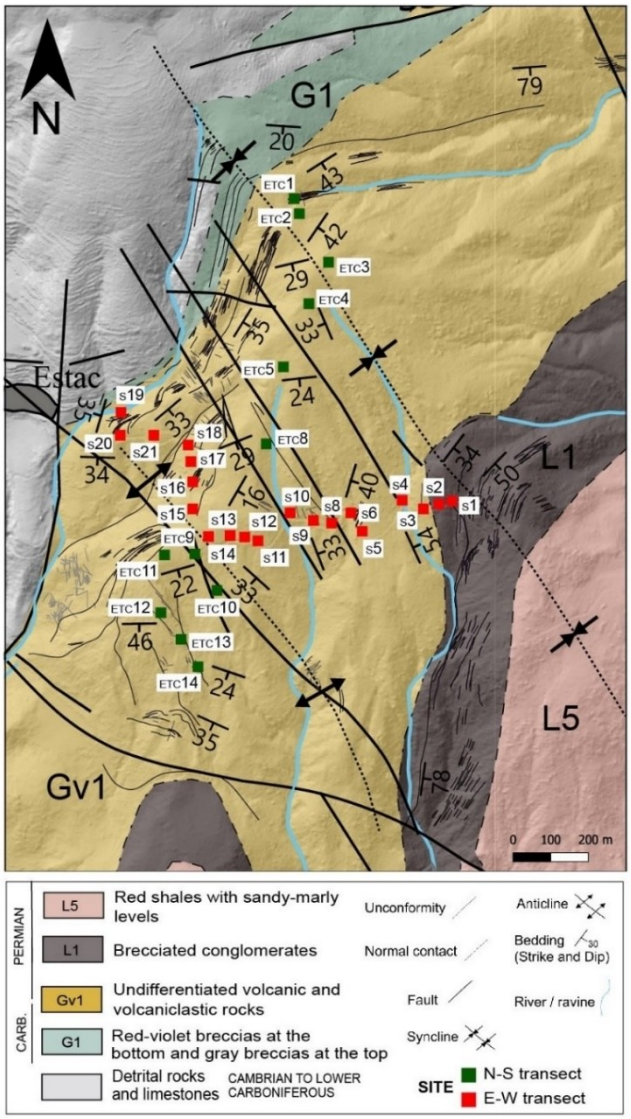


Figure 3: Studied sites in the volcaniclastic succession from the E-W transect (red squares) and the N-S transect (green squares). The main faults set, and the two folds present a NNW-SSE trend.

The sampled sites are distributed along two transects (Fig. 3): i) an E-W transect, perpendicular to the overall strike of bedding (20 sites), and ii) a N-S transect, sub-parallel to the strike of the bedding planes (12 sites). Sites were homogeneously distributed along the stratigraphic succession (average spacing between sites around 15 to 20 m, see Fig. 3). Samples were obtained either as oriented cores with a gasoline-powered drill or as oriented blocks with manual extraction tools. All samples were oriented in situ with a magnetic compass and positioned with a GPS. Sun azimuths were also recorded to check for potential deviations of magnetic compass measurements. Additionally, surficial mean susceptibility values were measured with a KT-20 hand-held susceptometer. Back in the laboratory, oriented cores were cut to 2.1 cm-long and 2.5 cm-diameter standard cylinder specimens; 2 cm-edge standard cube specimens were obtained from the oriented blocks with a radial saw (non-magnetic steel). Between nine and 20 cylindrical specimens (one to three specimens per core, 10 cores in average per site, samples initial S) and between nine and 22 specimens cubes obtained from a number of oriented blocks between three and five (samples initials ETC) were obtained in each site.

3.3. Analysis of RT-AMS

The Anisotropy of Magnetic Susceptibility (AMS) measurements at room temperature (RT-AMS) were carried out in specimens from the 32 sampling sites. They were done using a Kappabridge KLY-3S susceptometer (AGICO Inc., Czech Republic) in the 15 manual positions procedure at the Magnetic Fabrics Laboratory of the University of

Zaragoza (Spain).

AMS is a technique based on the spatial variation of the magnetic susceptibility (k) within a sample of rock. This magnetic property is defined as the capacity of minerals to acquire a magnetization when exposed to a low intensity magnetic field. When that field is applied in different orientations around a standard rock specimen, the magnetization induced in the rock may be different in those different orientations, depending on the distribution and orientation of the mineral grains within the specimen (see e.g., Tarling and Hrouda, 1993). Magnetic susceptibility is dimensionless in SI units and is characteristic of each material, helping to relate the induced magnetization acquired (M) when exposed to an external field of certain intensity (H), expressed as $\vec{M} = k \cdot \vec{H}$. This property can be described mathematically as a second-rank symmetric tensor and geometrically as an ellipsoid with three orthogonal principal axes of magnetic susceptibility K_1or K_{max}>K_2 or K_{int} >K_3 or K_{min}.

The magnetic susceptibility (k) is the sum of the contributions of all the mineral grains present in the sample (diamagnetic, paramagnetic or ferromagnetic *s.l.*). The geometry of the magnetic susceptibility ellipsoid can be characterized by the orientation of its axes and three scalar parameters (Jelinek, 1981): (1) the mean magnetic susceptibility (K_m or K_{mean}), expressed as $Km= (K_1+K_2+K_3)/3$, (2) the corrected anisotropy degree (Pj), expressed as $Pj = \exp\sqrt{2[(\mu_1 - \mu_m)^2 + (\mu_2 - \mu_m)^2 + (\mu_3 - \mu_m)^2]}$ and (3) the shape parameter (T), expressed as $T= \frac{2\mu_2-\mu_1-\mu_3}{\mu_1-\mu_3}$, where $\mu_1 = \ln K_1$, $\mu_2 = \ln K_2$, $\mu_3 = \ln K_3$ and $\mu_m = (\mu_1 + \mu_2 + \mu_3)/3$. Another two relevant parameters related to the magnetic susceptibility ellipsoid, which allow to distinguish between oblate, triaxial and prolate (s.l.) ellipsoid geometries, are: 1) the magnetic lineation, that is the cluster of the K_1 axes expressed as $L = k_{max}/k_{int}$ and 2) the magnetic foliation, the plane whose pole is the cluster of K_3 axes expressed as $F = k_{int}/k_{min}$.

3.4. Paleomagnetism

After the magnetic fabric analysis, nine specimens from each of 11 sites (S1, S4, S6, S9, S10, S12, S14, S16, S17, S19 y S21, Fig. 3 and Table 2) were selected to perform a paleomagnetic study. These sites cover the entire range of K_{mean} values observed in the studied rocks and the whole Late Carboniferous-Permian volcanic and volcaniclastic succession. The paleomagnetic study was carried out in the Pacific Northwest Paleomagnetism Laboratory of the Western Washington University (Bellingham, WA, USA).

3.4.1 Alternating field (AF) and thermal demagnetizations

To recognize the best demagnetization routine, two pilot specimens per site were selected: one of the specimens was demagnetized with steps of alternating fields (AF) of increasing intensity up to 120 mT (12 steps: 5, 10, 15, 20, 25, 30, 40, 50, 60, 80, 100 and 120 mT) in a DTech D-2000 AF demagnetizer and the other one was thermally demagnetized (Th) in steps from room temperature up to 680°C (17 steps: 150, 200, 250, 300, 330, 400, 425, 450, 500, 525, 550, 580, 600, 620, 640, 660, 680 °C) with a TD48-DC thermal demagnetizer. The remaining field after each demagnetization step was measured using a Superconducting Rock Magnetometer (2-G Enterprises). The directional results for the studied rocks were displayed on Zijderveld diagrams (Zijderveld, 1967) and the magnetic directions were analyzed using the software Remasoft 3.0 (Chadima and Hrouda, 2006).

3.4.2. Low-temperature demagnetizations

To evaluate a potential effect of multidomain (MD) magnetite grains in the paleomagnetic results, a low-temperature (LT) demagnetization routine was performed in selected specimens (see e.g., Borradaile et al., 2003), as a treatment prior to the regular AF or Th demagnetizations described above.

Previous studies showed the effectiveness of the LT-demagnetization routine to unblock the viscous magnetization that MD magnetite grains may easily acquire, resulting in a potential overprint of the high unblocking temperature remanence carried by single domain grains (Warnock et al., 2000 and references therein). A total of 14 specimens were submerged in liquid nitrogen (77 K) in two cooling cycles of one hour each. Between cycles, specimens were brought back to room temperature in a magnetically shielded space and NRM measurements were done in the 2-G cryogenic magnetometer after each step. Then, the AF of Th demagnetization routine was performed normally as in the rest of the specimens.

3.5. Magnetic mineralogy

Three types of analysis at room temperature were carried out in samples from 11 sites from the E-W transect (S1, S4, S6, S9, S10, S12, S14, S16, S17, S19 and S21, Table 1) to determine their magnetic mineralogy: i) temperature-dependent magnetic susceptibility curves, ii) hysteresis loops, and iii) isothermal remanent magnetization (IRM) acquisition and backfield curves. The aim of these experiments was to recognize the magnetic mineralogy responsible for the magnetic susceptibility and the natural remanent magnetization.

Temperature-dependent magnetic susceptibility curves were carried out in a KLY-3S Kappabridge susceptometer combined with a CS-3 furnace (temperature range between 40 to 700°C). Data were processed with the software SUSTE (AGICO, Inc., Czech Republic) and represented with software Cureval8 (Chadima and Hrouda, 2012), taking into account the correction of the free furnace (measure of the CS3 without the sample) and the normalization of the susceptibility values to a standard-volume specimen by calculating the density and the mass of the powdered sample. The hysteresis loops record the induced magnetic moment acquired by a sample subjected to a magnetic field of varying intensity (from 0 to 1T). The IRM acquisition curves register the remanent magnetization a sample can acquire under an increasing intensity field (up to 1 T). Both experiments were performed in a Micromag 3900 Vibrating Sample Magnetometer (VSM, Princeton Measurements Corp.). All analyzed samples were powdered in a ceramic mortar (0.3-0.6 g per sample) and deposited in a diamagnetic gelatine capsule within a diamagnetic plastic tube in the VSM for their analysis. All the magnetic property analyses were carried out in the Pacific Northwest Paleomagnetism Laboratory of the Western Washington University (Bellingham, WA, USA).

4. Results

4.1. Identification of lithological types in the volcaniclastic rocks

We followed White and Houghton's (2006) classification to identify the different lithological types in the volcaniclastic rocks. The three main groups in which the volcaniclastic rocks were classified are pyroclastic, autoclastic and composite deposits. In the pyroclastic deposits, a grain-size gradation was considered: i) cinerite (fine tuff), ii) lapilli tuff, and iii) ignimbrite deposit (Fig. 2 G and 4). In the latter, juvenile clasts with *fiamme* structures are recognizable. Within the autoclastic deposits, the i) volcanic conglomerate or breccia and ii) lava dome deposits were distinguishable. The first one is constituted by clasts made of fragments of lava (rounded or angular) mixed with some lithic clasts; the second presents a lava texture but the morphology of the deposit in the outcrop is dome-like, indicating a short magma flow path (Fig. 2 B). In the composite deposits (Fig. 2 D, E and F) the clasts formed by mingling of magma with a clastic host rock, or the clasts formed by the incorporation of lithic debris into a magma (composite clasts) clearly dominate (White and Houghton, 2006) the petrofabric. Surge deposit (Fig. 2 H) is a recurrent genetic term in the present work, but it does not refer to the lithological

classification; instead, it is only used in the field description where grain-size gradation is clearly noticeable since this helps to understand the depositional mechanism of the lithologies present in the basin.

The ignimbrites dominate in the central and northern sectors of the Estac Basin. The lithic tuffs and composite deposits are dominant in its southern zone. Lithic tuffs and cinerites also appear intercalated within the ignimbrite deposits. In the dacitic lava dome, quartz and feldspar grains are recognizable and dominate the mineral assemblage, embedded in a glass matrix (Fig. 4 A, see sample S2-2 and Fig.4 B, see sample S3). At the outcrop scale and in hand specimen the color of the matrix is purplish. The andesitic ignimbrites present feldspars, plagioclases and mafic minerals with flow bands and punctually *fiamme* structures (Fig. 4A, see S6-1 and S5-2 and Fig. 4 B see S13). The grain size criterion was used for the classification of the cinerites (Fig. 4 B, S15) and lithic tuffs (Fig. 4 A, see S17 and Fig. 4 B, see S11). The composite deposits are characterized by a clear dominance of lithic clasts with a scarce (Fig. 4 B see S21) to abundant proportion of volcanic components (Fig. 4 B, ETC14).

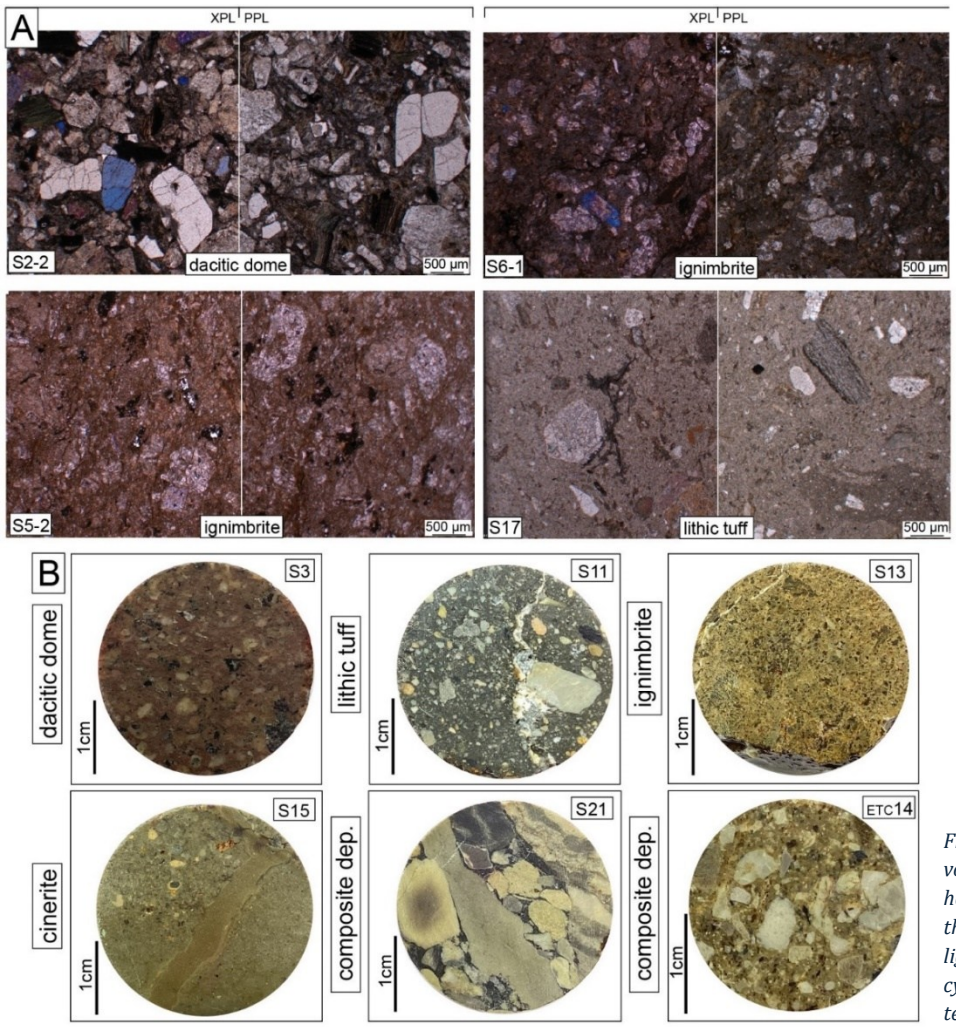


Figure 4: A) Thin section of the volcaniclastic and volcanic rocks, one half in PPL: Plane polarized light and the other half in XPL: Cross polarized light. B) Sections of the oriented cylinder specimens: the different textures are recognizable.

The petrographic observations reveal a well-developed flow orientation in the volcanic (especially in the ignimbrites) and volcaniclastic rocks. The main phenocrystals (Fig. 4) in the volcanic portion of the studied rocks are plagioclase and opaque minerals, in minor proportion pyroxene and amphibole as well as carbonate and silicic cement. Some of the main phenocrystals are pseudomorphs presumably of plagioclase, amphibole and/or pyroxene replaced by carbonates, opaque and other secondary minerals. The microcrystalline matrix is composed of plagioclase, opaque minerals and alteration products like carbonate cement, and vacuoles filled by opaque minerals. The main

phenocrystals in the detrital portion of the studied rocks are mainly quartz, feldspars and micas.

4.2. Structural study

Bedding dips present average values of 30° towards the SE in both the Late Carboniferous-Permian volcanic/volcaniclastic rocks, as well as in the overlying detrital Permian and Triassic red beds close to the contact with the volcanic rocks (Fig. 3 and 7). Bedding dips steeper than 50° have not been considered as representative as they are generally linked to local fault zones. Bedding planes define a monoclinal panel with a gentle anticline whose axis is 134/27 (trend/plunge) and other shorter wavelength folds (Fig. 7). Towards the E, the detrital red beds describe a syncline subparallel to the large-scale anticline.

More than 450 fractures and faults were measured in the study area (Fig. 1 and 3). Two sets of fractures and faults are distinguishable (both at the outcrop and the cartographic scale), oblique to the main structural trend of the basin: i) a dominant NW-SE striking set, and ii) a dominantly NE-SW to NEE-SWW striking set. Additionally, an E-W fracture set is also present in the volcanic/volcaniclastic succession. (Fig. 7). Faults with associated slickenlines mostly strike or trend to the NW-SE, changing to an E-W trend in the upper part of the basin filling (Fig. 3 and 7). A N-S and a NE-SW sets are also recognized locally in the upper part of the stratigraphic section of the N-S transect. Slickenlines indicate strike-slip, normal and oblique movements (Fig. 7). It is worth highlighting the absence of penetrative deformation in all analyzed sites. At cartographic scale, the NNW-SSE fault set is difficult to recognize.

4.3. Magnetic mineralogy

All temperature-dependent susceptibility curves are irreversible, i.e., the heating and cooling paths are not overlapped. This fact points towards the neoformation of magnetic minerals during heating in all sampled lithological types. In most analyzed samples, the heating curves present a slightly concave hyperbolic shape at the lower temperatures, indicating a significant paramagnetic contribution. Most curves show an abrupt decay of magnetic susceptibility at 580°C that suggests the presence of magnetite, except for curves S1-5B and S19-5 that points toward the presence of hematite (Fig. 5).

The presence of paramagnetic minerals is corroborated by the hysteresis loops in all samples except for S1-10b. IRM acquisition curves show saturation of the remanent magnetization (slope of the curve is zero) under intensities way below the maximum applied field of 1T, ruling out the presence of high coercivity ferromagnetic minerals in the samples (Fig. 6).

Hysteresis loops in these same specimens point also to the presence of a low coercivity ferromagnetic fraction in the samples. However, the slope of the two halves of each loop remains positive (under induced magnetization), indicating the likely presence of paramagnetic minerals in the mixture. These results permitted applying a paramagnetic slope adjustment of the hysteresis loops that allows for a better visualization of the hysteresis parameters of the ferromagnetic fraction detected (reported in Fig 6 and Supplementary material 5): magnetic saturation (Ms), magnetic remanence (Mr), coercivity (Hc) and (Hcr) remanence coercivity. Only sample S1-10b remained undersaturated at 1T, as observed by the positive slope at high fields in its IRM acquisition curve (Fig. 6), which points towards the presence of a ferromagnetic mineral with a higher coercivity (such as hematite). The backfield curves point towards a ferromagnetic mineral with low coercivity that saturates around 0.2 T except in sample S1, that does not reach saturation at 1 T.

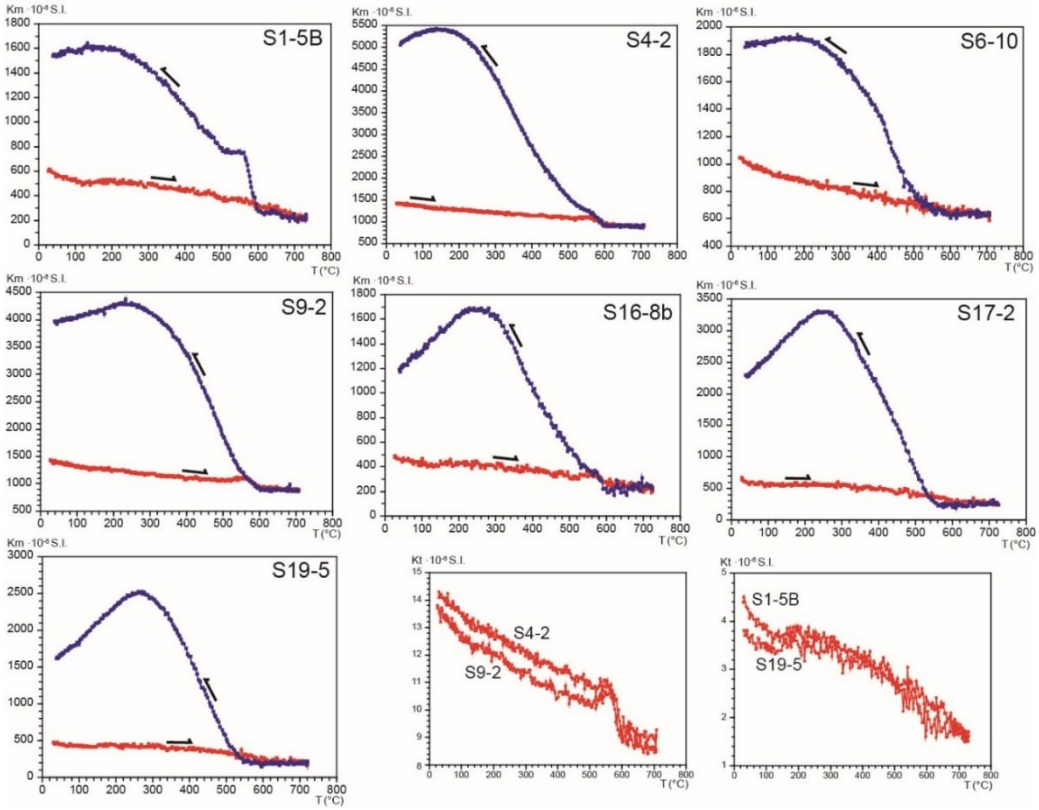


Figure 5: Temperature-dependent susceptibility curves (40 to 700 °C) for the seven analyzed samples. Heating run (in red) and cooling run (in blue) show the non-reversibility of curves. B) Enlargement of the heating curves: the decay at 580°C is observed in samples S9 and S4; the decay around 700°C is observed in sites S1 and S19.

4.4. Analysis of RT-AMS

The mean magnetic susceptibility (Km) for all sites is $150.6 \cdot 10^{-6}$ SI, ranging between $33 \cdot 10^{-6}$ SI (site ETC2, std. dev. $15.83 \cdot 10^{-6}$) and $305 \cdot 10^{-6}$ SI (site S4, std. dev. $61.5 \cdot 10^{-6}$). Km values are low compared to other volcanic and volcaniclastic rocks from other Southern Pyrenean Late Carboniferous-Permian basins (see Simón-Muzás et al., 2022). The Km values measured with the hand-held susceptometer are between $50 \cdot 10^{-6}$ SI and $100 \cdot 10^{-6}$ SI, lower than the Km values measured from standard specimens in the laboratory. This reduction is generally related to the surficial alteration that affects the volcanic rocks, and to the presence of irregular surfaces that decrease the contact area with the field instrument sensor.

The mean corrected anisotropy degree (Pj) is 1.013, with a minimum value of 1.005 (site S5, std. dev. 0.002) and a maximum value of 1.062 (site ETC10, std. dev. 0.018). The observed Pj values under 1.1 are homogenous along the stratigraphic log and laterally in each cross section. Only sites ETC10 and S21 do not follow this general trend and present values above 1.030 (1.038 and 1.062 respectivelly, std. dev. 0.026 and 0.018, respectively). The mean shape parameter (T) is 0.102, ranging between -0.312 (site ETC9, std. dev. 0.356) and 0.819 (site ETC10, std. dev. 0.053). No relationship is observed between values of these parameters Km, T and Pj and the lithology (Fig. 8). The parameter T varies between prolate, triaxial and oblate geometries along the stratigraphic log. This variability is also observed in the orientation of the magnetic lineation (K_1) after tectonic correction (Fig. 8).

The magnetic fabric results show along the E-W transect (Table 1, Fig. 9 and Fig. 11) some particularities: magnetic fabrics obtained in the volcanic conglomerate and breccia located at the bottom of the stratigraphic log present a chaotic and scattered distribution of the magnetic ellipsoid axes, consistent with their origin and texture. The volcanoclastic rock intervals (including breccias,

microconglomerates, sandstones, cinerites and tuffs) show K_3 mean axes perpendicular to the bedding planes (e.g., sites S8, S15, Fig. 9) or in a girdle with the K_2 axes (e.g., site S18; Fig. 9). The ignimbrite intervals also show K_3 mean axes perpendicular to the bedding plane, except for sites S4 and S13 where axes switch from K_2 to K_3 and from K_1 to K_3, respectively (Fig. 9). The dacitic ignimbrite at the top of the series presents a poorly defined magnetic susceptibility ellipsoid and site S2 presents an exchange between the K_2 and K_3 axes. Sites S3, S4 and S5 were sampled in a strongly fractured and faulted interval; for sites S3 and S5 the scattered results seem to be more related to these local structures that may have served to rotate in any sense the rocks (and the sampling cores) relative to each other probably not related to the primary features of the lithology.

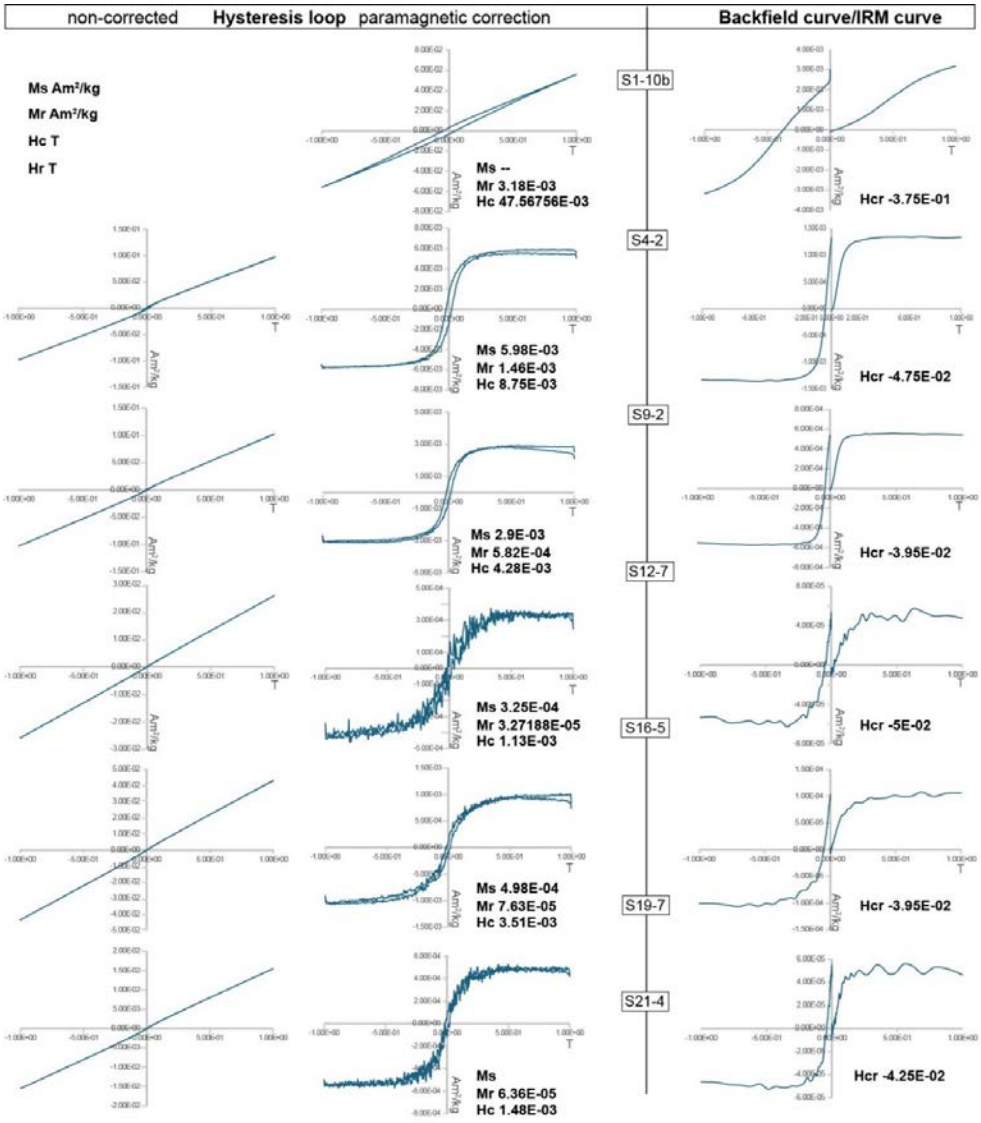
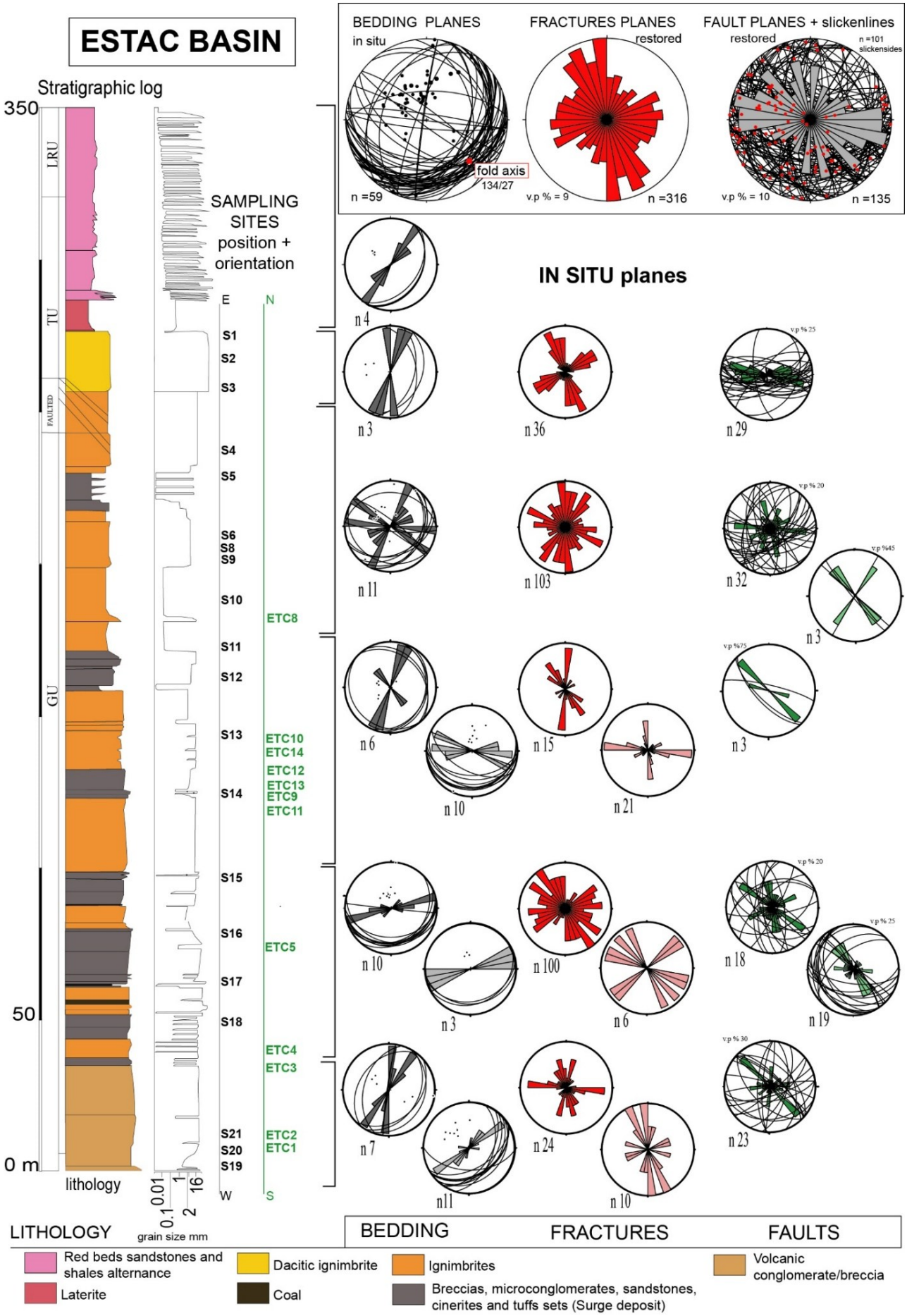


Figure 6: Representative hysteresis loops before and after paramagnetic slope adjustment (magnetic saturation, coercivity and magnetic remanence values are reported in each case), and IRM acquisition curves together with the backfield (coercivity of the remanence obtained from backfield results).

Figure 7, next page: Structural data (bedding, fracture and fault planes) represented in stereoplots (lower hemisphere) with rose diagrams representing strikes, site by site and projected along the stratigraphic log on the left (sites from the E-W transect in black color, sites from the N-S transect in green color). In the upper part, structural data are plotted together by type. The changes in orientation and dip in bedding planes describe a syncline (fold axis: 134/27, red dot). Three main fracture sets, trending N-S, NNE-SSW and E-W, are present. Fault planes with associated slickensides (red dots) show that the main set is the one trending E-W.


ESTAC BASIN
Stratigraphic log
350
50
0 m
LRU
TU
FAULTED
GU
SAMPLING SITES position + orientation
E
N
S1
S2
S3
S4
S5
S6
S8
S9
S10
S11
S12
S13
S14
S15
S16
S17
S18
S19
S20
S21
ETC8
ETC10
ETC14
ETC12
ETC13
ETC9
ETC11
ETC5
ETC4
ETC3
ETC2
ETC1
W
S
lithology
0.1
0.01
1
2
16
grain size mm
BEDDING PLANES
in situ
fold axis
134/27
n =59
FRACTURES PLANES
restored
v.p % = 9
n =316
FAULT PLANES + slickenlines
restored
n =101 slickensides
v.p % = 10
n =135
IN SITU planes
n 4
n 3
n 36
n 29
n 11
n 103
n 32
n 3
n 6
n 10
n 15
n 21
n 3
n 10
n 3
n 100
n 6
n 18
n 19
n 7
n11
n 24
n 10
n 23
LITHOLOGY
BEDDING
FRACTURES
FAULTS
Red beds sandstones and shales alternance
Laterite
Dacitic ignimbrite
Coal
Ignimbrites
Breccias, microconglomerates, sandstones, cinerites and tuffs sets (Surge deposit)
Volcanic conglomerate/breccia

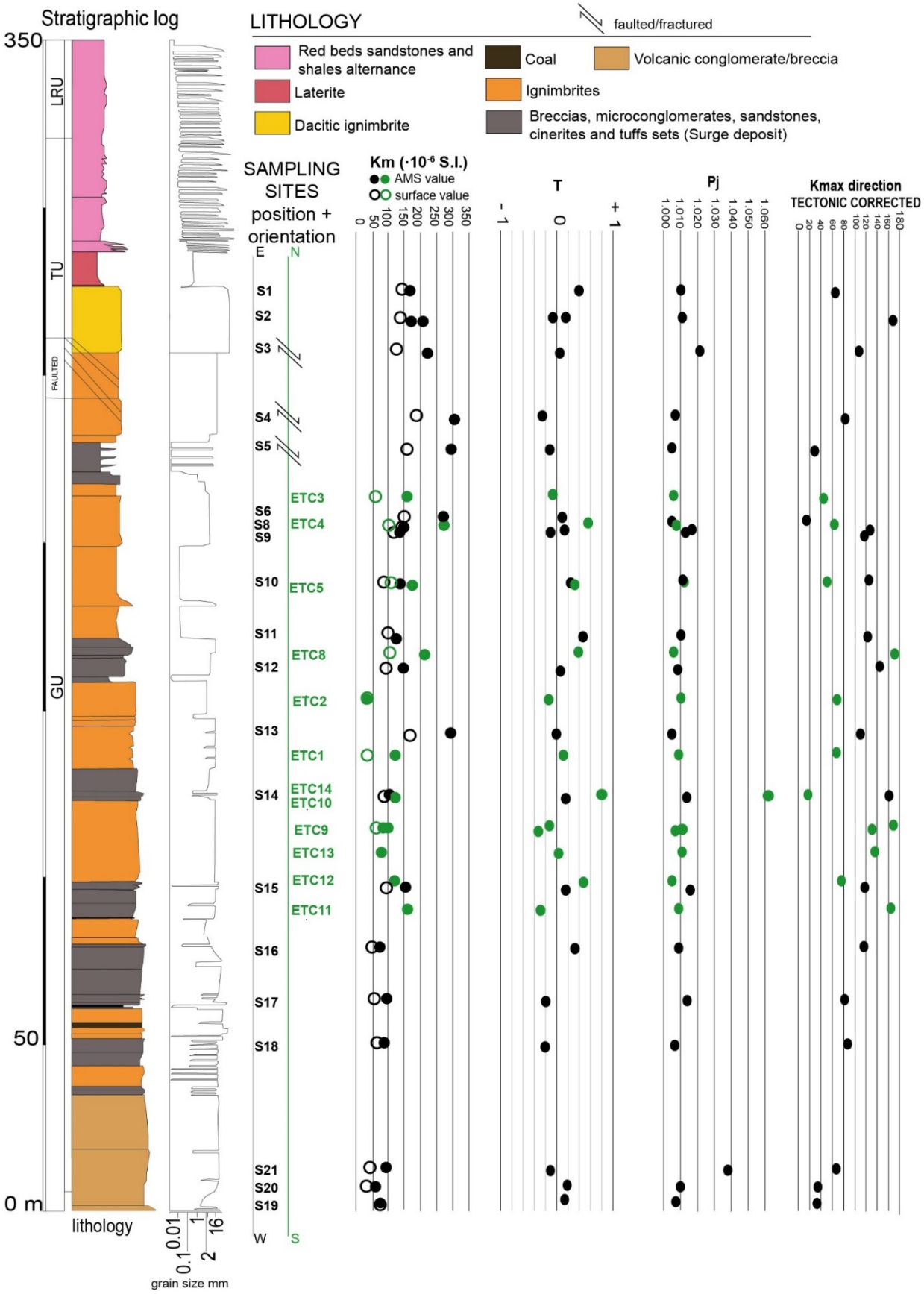


Figure 8: Magnetic scalar parameters of the studied sites from the E-W (black color dots) and N-S (green color dots) transects, plotted along the stratigraphic log. Km: mean magnetic susceptibility value (site scale), unfilled dots, susceptibility measured withy the KT20 hand-hold susceptometer and filled dots, magnetic susceptibility measured in the laboratory with the Kappabridge susceptometer; T: shape parameter (site mean); Pj: corrected anisotropy degree (site mean). T and Pj based on Jelinek (1977); and K_{max} direction: magnetic lineation direction (from 0 to 180°), site mean axis after tectonic correction.

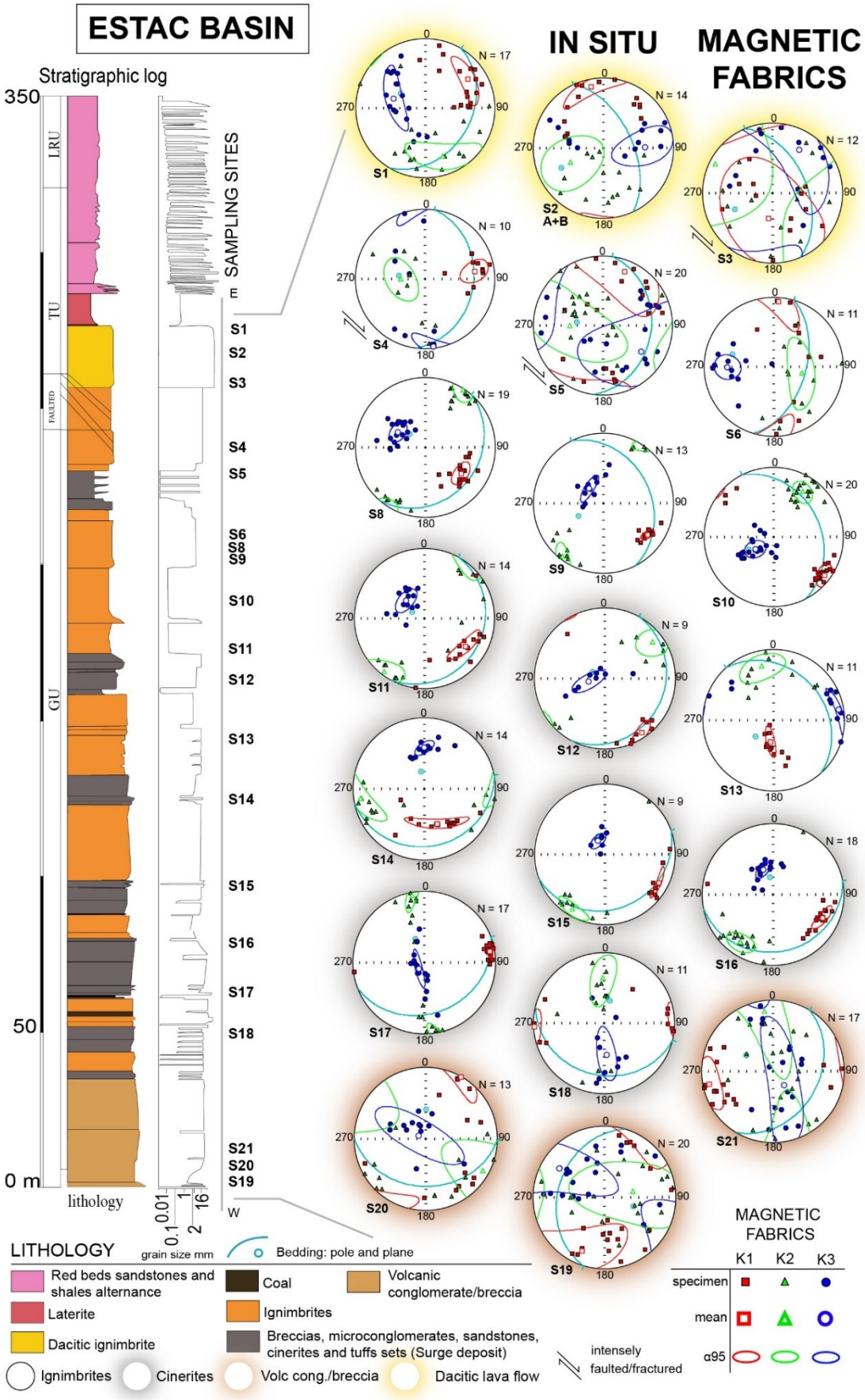


Figure 9: AMS ellipsoids (in situ) obtained for each sampling site with their confidence ellipses (Jelinek, 1977) from the E-W transect along the stratigraphic log. The projection of the bedding planes and their pole is also represented in situ. Classified according to their lithology: ignimbrite, cinerite, volcanic conglomerate/breccia and dacitic lava flow.

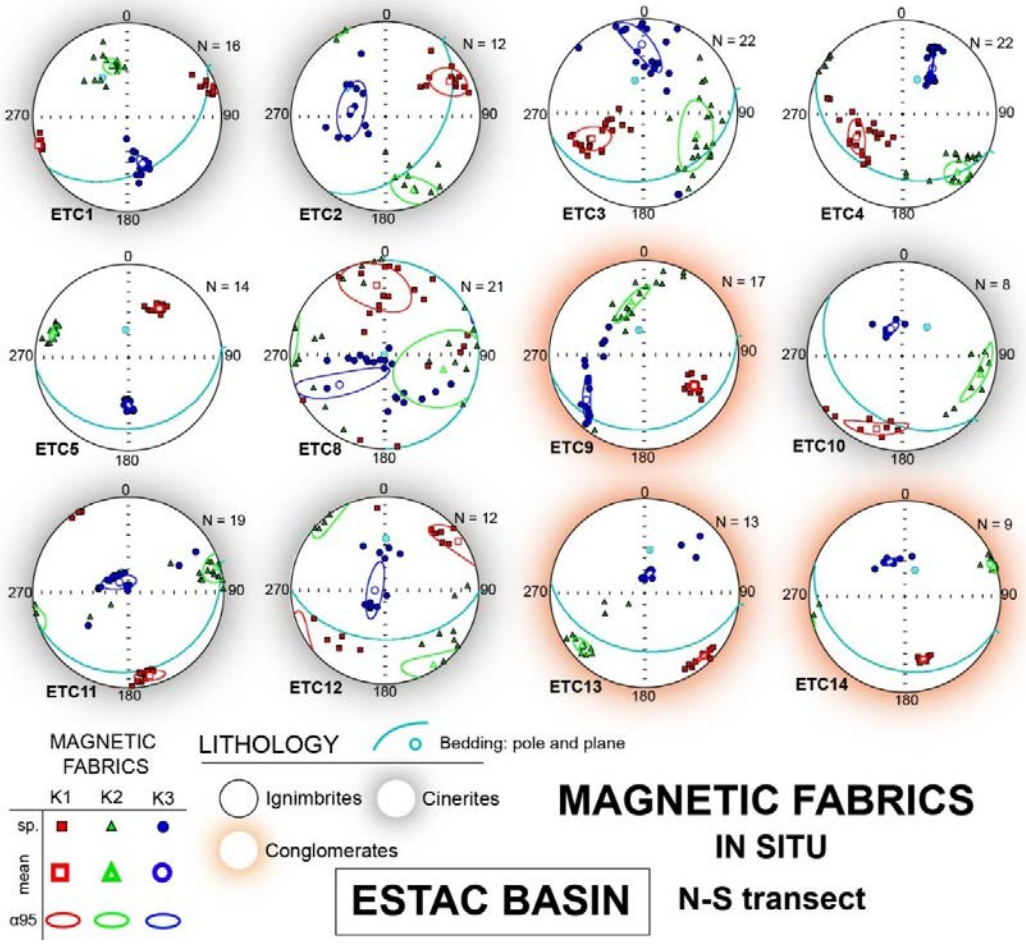


Figure 10: AMS ellipsoids in situ obtained for each sampling site with their confidence ellipses (Jelinek, 1977) from the N-S transect along the stratigraphic log. The projection of the bedding plane and its pole is represented in situ. Classified according to their lithology: ignimbrite and cinerite.

In the N-S transect, lateral changes of the magnetic fabric can be recognized within the same rock interval (Table 1, Figs. 10 and 11). To the south, volcanoclastic and pyroclastic deposits dominate (conglomerates in sites ETC9, ETC13 and ETC14, and cinerites in ETC10, ETC11 and ETC12). Their magnetic fabric follows the same pattern as in the E-W transect, with the K_3 axes perpendicular to the bedding plane or distributed in a girdle with the K_2 axes that are perpendicular to bedding (e.g., site ETC9). From the center to the northern basin margin, the ignimbrite deposits are the main lithology (sites ETC3, ETC4, ETC5 and ETC8) and show similar orientations as in the E-W transect. In site ETC5 an exchange between the K_1 and K_3 axes is observed. Sites ETC1 and ETC2 are in the northern basin border and correspond to cinerite intervals located above the volcanic conglomerate/breccias at the base of the stratigraphic succession. The distribution of the magnetic ellipsoid axes in sites ETC1 and ETC2 seems to be more related to compressive magnetic fabrics: the K_1 axes are parallel to the structure (i.e. the strike of thrusts) and additionally in the ETC1 the K_3 is compatible with a tectonic foliation in the studied zone (Fig. 11).

In summary, most sites show the magnetic foliation subparallel to bedding independently of their lithology. With respect to the magnetic lineation, two preferred directions are observed; a prominent WNW-ESE direction, which coincides with the orientation of the magnetic lineation observed in the coeval Cadí and Laspaúles basins (Izquierdo-Llavall et al., 2014a; Simón-Muzás et al., 2022), and a secondary maximum oriented N-S (Figs. 10 and 11).

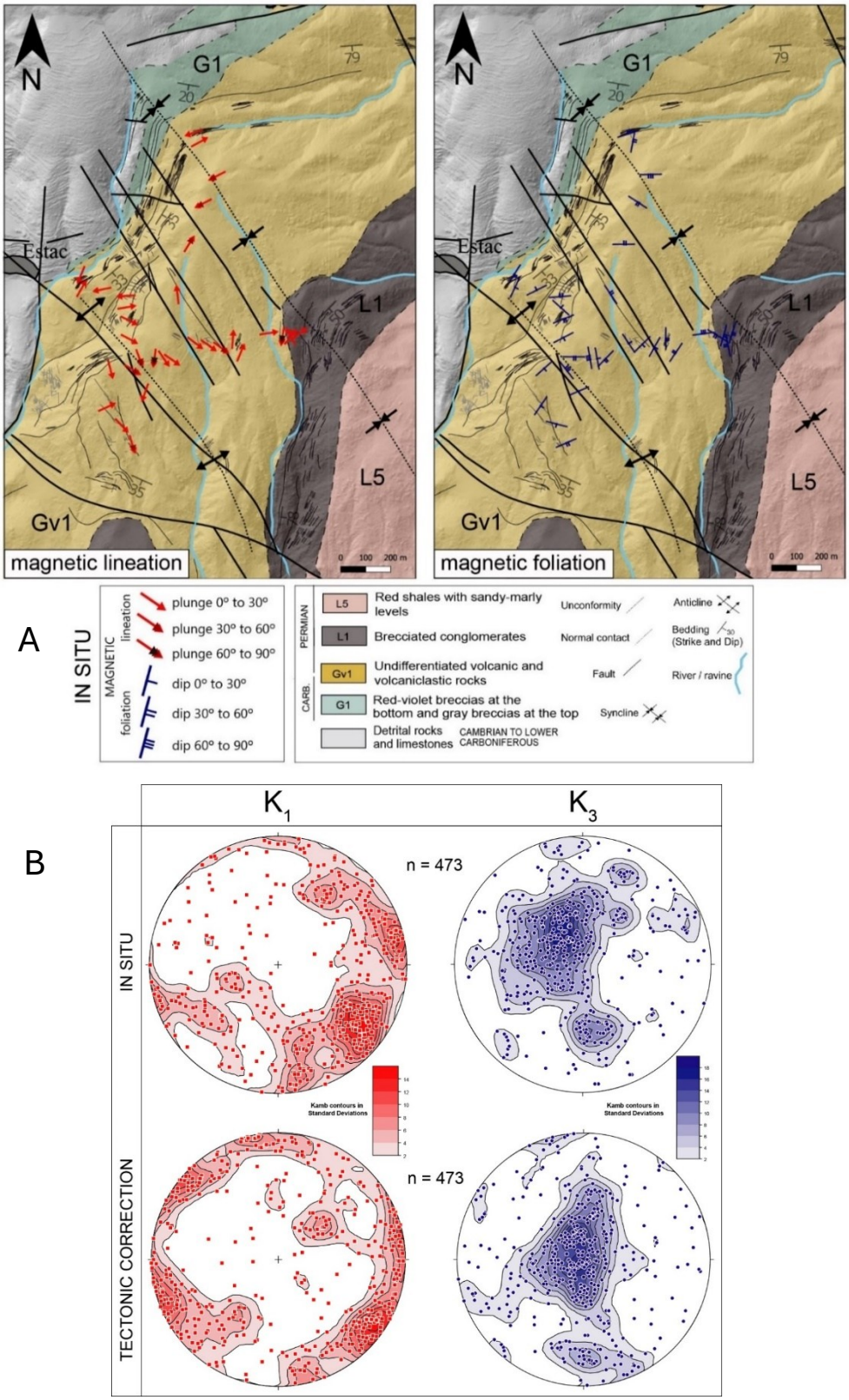


Figure 11: A) Geological map of the volcanic and volcaniclastic succession of the Estac Basin. Magnetic lineation (left picture, K_{max} axis) and magnetic foliation (plane perpendicular to the Kmin axis) of the magnetic fabric results for each studied site in situ; B) Magnetic fabrics stereoplots (lover hemisphere) at specimen level of the 33 studied sites that show the K_1 (magnetic lineation) and the K_3 (pole of magnetic foliation) in situ and after the tectonic correction. Kamb contours in standard deviation in red and blue color ramp.

Table 1: Summary of magnetic fabric data. Label of the site, coordinates X and Y in ETRS89/UTM zone 31N EPGS:25831; N: number of specimens; Lith: studied lithology, cn: cinerites, ig: ignimbrites, comp: composite deposit, dac. d: dacitic lava dome, l. tuff: lithic tuff; Km: mean magnetic susceptibility value per site and standard deviation in the next column. Kmax and Kmin (trend and plunge) of the magnetic lineation and of the pole to the magnetic foliation (Jelinek, 1977) in situ and after the tectonic correction and the α_{95} of each one; α_{95}: major and minor semi-axes of the 95% confidence ellipse (Jelinek, 1977); Pj: corrected anisotropy degree (Jelinek, 1981); T shape parameter (Jelinek, 1981); e: standard deviation; bedding data plane expressed in dip direction/dip.

		ETRS89/UTM zone 31 EPGS:25831					in situ					restored						(Dip.Dir, Dip)
	site	X	Y	N	Lith.	Km (·10-6)	d.Err (·10-	Kmax	alfa95	Kmin	alfa95	Kmax	Kmin	Pj	e	T	e	
N-S transect	ETC1	342481.44	4694296.84	16	cn	123.400	34.99	252.5/1.0	7.2/3.2	161.4/46.9	7.8/3.8	248.4/10.2	157.2/6.6	1.009	0.0040	0.103	0.132	148/41
	ETC2	342507.04	4694260.8	12	cn	33.210	15.83	61.4/24.4	18.0/10.7	280.7/59.6	24.7/12.2	70.8/3.2	170.1/70.8	1.011	0.0030	-0.137	0.333	127/42
	ETC3	342574.01	4694124.75	22	ig	156.600	23.15	243.0/39.2	17.9/9.4	358.8/28.1	29.2/7.9	224.7/27.9	6.4/56.0	1.006	0.0020	-0.079	0.373	166/29
	ETC4	342518.89	4694015.15	22	ig	271.000	28.79	243.2/44.2	14.4/7.5	33.1/41.6	15.5/0.3	244.0/11.3	358.1/64.0	1.007	0.0020	0.559	0.163	246/33
	ETC5	342465.19	4693855.97	14	ig	171.900	16.24	32.1/37.9	5.6/3.0	179.7/47.3	4.7/1.9	50.9/54.5	178.2/23.4	1.012	0.0010	0.304	0.068	174/24
	ETC8	342417.48	4693653.65	21	ig	210.900	39.98	353.9/26.9	31.2/20.0	236.1/42.6	45.3/9.1	353.9/26.9	236.1/42.6	1.006	0.0150	0.383	0.295	90/0
	ETC9	342239.36	4693352.12	17	comp	85.330	8.27	121.5/37.7	5.1/3.4	232.0/24.3	21.1/3.5	130.2/21.5	225.4/13.1	1.007	0.0010	-0.312	0.356	169/22
	ETC10	342287.22	4693260.87	8	ig	118.700	10.2400	199.4/19.5	24.2/6.1	337.5/64.6	8.2/3.7	20.2/11.4	270.2/59.5	1.062	0.0180	0.819	0.053	221/33
	ETC11	342149.4	4693352.18	19	cin	163.600	15.24	165.5/10.6	10.4/5.4	318.5/78.2	14.9/6.2	345.5/7.4	195.4/81.5	1.009	0.0010	-0.272	0.278	162/18
	ETC12	342136.33	4693204.26	15	l. tuff	121.800	15.86	65.7/5.8	28.4/14.9	304.5/78.9	29.3/7.4	77.1/22.1	195.2/49.3	1.005	0.0010	0.488	0.189	181/46
	ETC13	342195.23	4693129.08	13	comp	79.940	13.63	137.1/9.5	7.7/1.9	14.1/73.0	6.0/2.2	315.6/15.2	181.2/68.8	1.011	0.0040	0.032	0.250	187/38
	ETC14	342236.64	4693053.71	9	comp	96.040	9.05	163.5/32.3	3.2/2.1	336.7/57.5	6.5/2.1	169.2/12.5	292.3/67.9	1.011	0.0010	-0.130	0.212	201/24
E-W transect	S1	342906.55	4693497.5	17	dac.d	168.200	44.73	55.8/27.0	27.8/10.1	287.2/50.8	39.3/10.2	65.8/9.7	237.8/80.2	1.011	0.0030	0.399	0.349	121/34
	S2A	342870.94	4693485.44	8	dac.d	205.8	24.99	332.8/19.2	25.1/5.7	78.4/37.7	19.9/8.8	349.9/12.4	256.0/17.2	1.022	0.0080	0.152	0.312	65/56
	S2b	342870.94	4693485.44	6	dac. d	169.3	32.39	38.5/22.7	9.1/2.8	285.9/42.5	19.2/1.8	217.2/27.9	2.3/57.1	1.011	0.0020	-0.062	0.44	65/56
	S3	342837.85	4693483.62	12	dac. d	216.3	104.6	189.3/60.1	76.5/50.6	31.4/28.1	71.7/27.9	108.4/50.3	215.1/13.4	1.021	0.0260	0.053	0.441	67/49
	S4	342785.32	4693499.15	10	ig	305.3	61.5	81.3/28.6	20.5/10.3	172.8/2.8	26.5/8.7	263.4/1.3	353.5/5.3	1.007	0.0020	-0.254	0.175	98/31
	S5	342671	4693422.62	20	ig	295.2	73.68	22.0/17.9	52.51/31.9	124.3/33.6	73.0/41.0	29.0/8.3	119.8/5.1	1.005	0.0020	-0.11	0.452	98/31
	S6	342638.92	4693475.34	11	ig	268.4	53.73	4.0/6.6	41.9/12.5	269.7/33.5	17.9/12.6	14.2/14.3	209.6/75.2	1.005	0.0020	0.11	0.387	107/52
	S8	342593.78	4693439.24	19	ig	151.3	53.28	126.0/36.9	13.4/9.1	299.3/52.9	12.3/9.1	126.9/12.9	281.3/75.7	1.016	0.0020	0.166	0.25	131/24
	S9	342543.64	4693448.72	13	ig	139.4	9.712	125.4/23.7	8.0/4.4	316.0/66.0	17.8/5.4	117.7/6.0	18.6/56.2	1.013	0.0010	-0.111	0.246	63/33
	S10	342489.43	4693458.51	20	ig	134.700	19.16	127.0/9.2	12.8/9.6	236.4/64.0	13.2/9.5	306.1/5.8	84.9/82.3	1.011	0.0020	0.246	0.196	63/33
	S11	342396.72	4693391.75	14	l.tuff	125.200	27.40	124.4/29.8	22.2/7.2	314.3/59.8	15.9/9.1	123.8/13.9	329.1/74.7	1.010	0.0030	0.454	0.288	119/16
	S12	342363.48	4693396.07	9	l. tuff	143.100	28.08	145.7/7.9	13.6/7.1	259.4/71.0	22.2/8.0	325.6/6.4	203.8/78.0	1.008	0.0020	0.064	0.370	119/16
	S13	342324.82	4693397.31	11	ig	289.800	45.13	188.1/64.9	18.9/4.8	80.7/8.0	22.7/4.4	111.3/72.2	261.8/15.6	1.005	0.0020	-0.033	0.436	48/28
	S14	342265.41	4693397.37	14	cn	100.300	15.91	159.7/46.5	35.7/5.7	0.2/41.6	12.3/5.9	161.9/26.7	6.4/61.1	1.014	0.0080	0.158	0.333	169/20
	S15	342225.96	4693474.5	9	cn	155.600	13.16	117.8/14.4	15.9/3.5	332.8/72.5	11.2/5.8	299.4/2.1	184.7/84.9	1.016	0.0080	0.144	0.244	160/22
	S16	342225.58	4693548.45	18	ig	73.200	6.11	115.4/23.6	14.7/6.0	338.5/59.1	11.9/5.8	120.3/11.0	321.5/78.3	1.009	0.0020	0.310	0.376	169/20
	S17	342216.16	4693601.96	17	l.tuff	93.840	20.24	80.3/7.2	6.0/4.3	221.7/80.8	22.5/4.0	82.4/0.9	173.7/55.9	1.014	0.0020	-0.193	0.237	159/29
	S18	342209.44	4693647.03	11	l.tuff	88.780	12.75	267.1/1.2	15.4/10.2	175.5/52.8	33.7/10.1	88.3/6.5	181.6/26.7	1.007	0.0010	-0.219	0.408	194/27
	S19	342030.7	4693729.36	20	comp	64.610	9.04	202.4/19.9	53.9/25.3	302.5/25.9	73.3/23.5	212.9/13.1	121.1/8.0	1.007	0.0080	0.136	0.445	287/35
	S20	342033.75	4693677.57	13	comp	59.760	20.08	29.7/0.7	28.9/10.9	295.2/81.2	59.7/18.4	34.7/30.0	196.7/58.7	1.010	0.0090	0.179	0.367	181/34
	S21	342113.86	4693672.53	17	comp	94.450	50.61	258.5/9.3	23.3/15.6	153.3/58.1	84.7/18.8	247.5/33.9	139.2/25.1	1.038	0.0260	-0.1111	0.402	121/36

4.5. Paleomagnetism

The mean natural remanent magnetization (NRM) per site ranges between 0.006 and 3.760 A/m, being the mean value 0.49 A/m. The NRM values are not related with the lithology; the volcanic rocks do not show the highest NRM intensities and the volcanoclastic rocks with a greater concentration of sedimentary particles do not present the lowest NRM intensities either, contrary to what has been observed in previous studies in other Pyrenean Late Carboniferous-Permian basins (e.g., Simón-Muzás et al., 2023b).

In most demagnetized specimens (see Supplementary material 4, 6 and 7) two to three paleomagnetic components were isolated (two in the specimens demagnetized by AF, Cm and Ch) and two or three (Cl, low temperature, Cm, intermediate temperature, and Ch, high temperature) in those demagnetized thermally. Acquisition mechanisms in these volcanic and volcaniclastic rocks are certainly complex, due to multiple factors: cooling rate of the magma, different depositional processes involved, mixture between volcanic and detrital rocks, and secondary hydrothermal alteration.

The site mean α_{95} values of the paleomagnetic directions (Fisher, 1953) were used to establish a quality threshold and sites with α_{95} above 30° were rejected. Additionally, mean NRM values under 0.010 A/m were discarded. The k values were considered to establish when a paleomagnetic directions is random or not: sites with k> 10 are non-random. At specimen level, paleomagnetic components with a MAD above 16 were not considered. No composite deposits have passed the quality threshold, therefore this lithology is considered to be unfavorable for the paleomagnetic study.

The LT demagnetization routine (see Supplementary material 4) in 14 specimens decreased the intensity of the NRM in a percentage between 34 and 0.44. From this result, we can suggest that the presence of MD magnetite in the studied samples varies between sites. No clear relationship between the reduction in NRM intensity and the diverse lithology of the specimens subjected to the protocol can be established. In any case, our sample size (14 specimens) is too reduced to attempt any further discussion about MD magnetite concentration in the studied rocks. However, the results obtained from the standard demagnetization protocol applied to these specimens did not show a noticeable improvement in terms of the definition of the paleomagnetic components. For that reason, the technique was not applied to the rest of the analyzed specimens.

Three paleomagnetic components have been isolated in the thermally (Th) demagnetized specimens (Table 2 and Supplementary materials 2, 6 and 7):

- Cl: a low temperature component is defined between 300 and 400°C. In some specimens occasionally it reaches up to 440-450°C.

- Cm: an intermediate temperature component is defined between 300-400 and 540-520 °C. This component is the least common, being characterized in only 43 specimens. The range of temperatures in which it can be defined is also the most variable.

- Ch: a high temperature component is defined between 500-540° and 560-580°C. It occasionally starts at a lower temperature.

Two paleomagnetic components were isolated in the specimens demagnetized by AF (Table 2 and Supplementary materials 6 and 7):

- Cl: a low AF component is defined between 1.5-15 and 20-30 mT.

- Ch-Cm: a high-medium AF component is defined between 15-60 and 100-120 mT (variable limits range).

The diagrams of the normalized intensity of NRM versus temperature show four different behaviors (see Supplementary materials 4): i) an abrupt decay before 130°C (S9, S10, S12, S14, S16, S17, S19) and a secondary decay around 580°C; ii) a prolongate decay that starts at 400°C and finishes at 580°C and after that, the magnetization value increases; iii) an abrupt decay at 580°C (S4 and S6) that starts at 400° C and not complete demagnetization at 600°C (S1).

5. Interpretation and discussion

5.1. Volcanic paleoflow directions, paleomagnetic data and fracture pattern in the Late Carboniferous-Permian Estac Basin

The AMS results point to a primary origin of the magnetic fabric in most sites, taking into account the subparallel orientation of the magnetic foliation (i.e., plane perpendicular to Kmin axes, Fig. 9 and 10, Supplementary material 1) to bedding. Moreover, we interpret that the magnetic lineation reflects the primary volcanic flow because of the absence of penetrative deformation that could re-orient the lineation and generate secondary magnetic fabrics. The pattern of interpreted volcanic paleoflow directions in map-view is shown in Fig. 11. A strong dominance of the WNW-ESE to NW-SE directions and a secondary maximum along a N-S direction are clearly seen. Additionally, the magnetic foliation planes also show a bimodal distribution. It is worth highlighting the absence of a radial pattern regarding the direction of the observed volcanic paleoflows that could indicate the dominance of intra- and/or extra-caldera deposits (Németh et al., 2009).

Related to the paleomagnetic data and independently of the demagnetization technique, the mean Cl component has been isolated and passes the quality criteria in ten out of the eleven studied sites. This Cl component has a declination of 1.5° and an inclination of 61.4° before tectonic correction (N= 10, R= 10.06, k= 10.65, α_{95}= 14.7°; Table 2 and Fig. 13). It has been interpreted as a viscous component corresponding to the recent or current Earth's magnetic field direction for in situ coordinates. The Cm-Ch component (Fig. 12 and Fig. 13) presents good quality (MAD < 16) in individual paleomagnetic directions at five sites (out of 11), whereas in the other six sites, this component shows a random distribution at the site level (sites S10, S14, S16, S17, S19 and S21; see Supplementary material 2) and a mean paleomagnetic component could not be accurately defined. In five sites (S1, S4, S6, S9 and S12) the individual paleomagnetic directions at site level and the site average are of good quality and well-clustered (individual α_{95} values per site range between 4.6° and 15.6°). At the site level (Fig. 13), the resulting mean paleomagnetic direction (considering data from S9 in its antipodal reverse polarity) has a declination of 170.8° and an inclination of 6.6° after bedding correction (N = 5, R = 4.69, k = 13.07 and α_{95} = 22.0°). This paleomagnetic direction coincides with the Late Carboniferous-Permian reference for the studied location (D= 166, I= -9, Oliva-Urcia et al., 2012b, Simón-Muzás et al., 2023b and references therein) pointing to the absence of important vertical-axis rotations despite the structural complexity of the study area.

Site	X	Y	Component	n	nt	NRM (A/m)	Km (·10^{-6} SI)	Dec BTC	Inc BTC	alfa95	R	k	Dec ATC	Inc ATC	S0
S1	342906.55	4693497.5	Cl	3	9	1.053	168.2	101.3	61.5	0	1.06	1.03	109.9	29.4	120/33
S6	342638.92	4693475.34	Cl	8	9	0.424	268.4	84.5	62.6	62.6	3.98	1.74	104	20.5	160/36
S9	342543.64	4693448.72	Cl	5	9	0.024	139.4	336.6	52.7	27.4	4.54	8.75	347.4	38.7	063/33
S10	342489.43	4693458.51	Cl	7	9	0.016	134.7	350.1	54.8	9.7	6.85	39.61	11.1	35.2	063/33
S12	342363.48	4693396.07	Cl	8	9	0.042	143.1	315.5	65.6	9.9	7.78	32.42	341.1	79.9	119/16
S14	342265.41	4693397.37	Cl	7	9	0.023	100.3	12.5	49.7	20	6.4	10.03	29.9	66.9	169/20
S16	342225.58	4693548.45	Cl	4	9	0.006	72.5	28.1	16.8	69.2	2.91	2.74	35.5	34.1	170/23
S17	342216.16	4693601.96	Cl	6	8	0.009	93.84	27.9	52.3	11.2	5.86	36.66	72.9	62.5	152/29
S19	342030.7	4693729.36	Cl	9	9	0.012	64.61	5.2	74	17.4	8.18	9.72	313	47.2	287/35
S21	342113.86	4693672.53	Cl	8	9	0.026	94.45	5.8	52	30.9	6.32	4.16	55.2	52.3	121/36

Site	X	Y	Component	n	nt	NRM (A/m)	Km (·10^{-6} SI)	Dec BTC	Inc BTC	alfa95	R	k	Dec ATC	Inc ATC	S0
S1	342906.55	4693497.5	Cm-Ch	8	9	1.053	168.2	178.3	17.5	9.4	7.8	35.48	174.2	-1.1	120/33
S4	342785.32	4693499.15	Cm-Ch	4	5	3.76	305.3	157.7	45	4.6	3.99	400.23	169.2	28.9	207/22
S6	342638.92	4693475.34	Cm-Ch	11	16	0.424	268.4	177.8	24.6	15.6	9.96	9.58	171.2	-1.9	160/36
S9	342543.64	4693448.72	Cm-Ch	8	17	0.024	139.4	354.6	33.2	13	7.63	19.17	6.8	16.5	063/33
S10	342489.43	4693458.51	Cm-Ch	12	12	0.016	134.7	184.5	9.7	0	1.07	1.01	153.6	33.8	063/33
S12	342363.48	4693396.07	Cm-Ch	9	10	0.042	143.1	156.7	36.1	8.6	8.78	37.15	151.5	23	119/16
S14	342265.41	4693397.37	Cm-Ch	9	9	0.023	100.3	31.6	58.5	46.4	5.34	2.19	67.9	68.9	169/20
S16	342225.58	4693548.45	Cm-Ch	9	9	0.006	72.5	125.7	13.7	136.4	1.88	1.12	127.3	-3	170/23
S17	342216.16	4693601.96	Cm-Ch	11	11	0.009	93.84	60.3	37.1	48.3	5.62	1.86	81.7	35.7	152/29
S19	342030.7	4693729.36	Cm-Ch	14	14	0.012	64.61	118.3	71.3	39	7.53	2.01	280.3	72.3	287/35
S21	342113.86	4693672.53	Cm-Ch	9	9	0.026	94.45	358.7	48.9	82.4	3.09	1.35	47.1	54.7	121/36

Table 2: Paleomagnetic data at site level of the 1) low temperature component (Cl) in the upper table; 2) high-medium component (Cm-Ch) in the lower table; both from the volcanic and volcaniclastic rocks. Sampled section and name of the site, coordinates (X and Y in ETRS89/UTM zone 31N EPGS:25831), n: number of samples used to calculate the mean from the total number, nt: number of total standard samples; site-mean NRM value, Km: site-mean susceptibility value, Declination (Dec) and Inclination (Inc) before (BTC) and after (ATC) tectonic correction; α_{95} and k are the statistical parameters of a fisherian distribution (Fisher, 1953); S0: bedding plane (dip direction and dip).

This direction coincides with the mean declination and inclination for the Late Carboniferous-Permian interval (Oliva-Urcia et al., 2012b) and allows us to interpret it as a primary magnetic direction. A reverse polarity of the main component would point towards an early acquisition of magnetization during the Kiaman reverse superchron, as occurring, for example, in the Cadí Basin (Simón-Muzás et al., 2023b). There is a slight difference in the direction of the paleomagnetic vector (about 4.8°) after restoring the depositional planes to the horizontal that implies not vertical axis rotations related to the emplacement of the thrust sheet during the Pyrenean compression. Although the fold tests, both at the specimen and at the site level, are not definitive, that point to an early primary acquisition of magnetization (see Supplementary material 3). Despite the structural complexity of the study area characterized by the presence of a sequence of southward-facing Alpine thrust sheets (see Soriano et al., 1996), paleomagnetic results suggest the absence of important vertical-axis rotations or overall regional tectonic deformation in this area. Therefore, the inferred volcanic paleoflow directions in present-day coordinates can be interpreted after simple restoring the bedding to the horizontal without considering the existence of post emplacement vertical-axis rotations. The massive nature of the volcaniclastic materials in relation to the sedimentary cover can explain the high degree of fracturing of the analyzed rocks and the difficulty in identifying the original volcanic/sedimentary features in some segments of the sampled transects. Faults and fractures show two main trends, NNW-SSE and NE-SW to ENE-WSW. This pattern fits with an Andersonian model of conjugate faults according to strike-slip faulting within a wrench regime (Anderson, 1905). Interestingly, this regime is not in agreement with the large-scale thrusting associated with the emplacement of the sequence of thrust sheets during the Cenozoic in which the study area is located (Fig. 1). Conversely, it can be rather interpreted as the result of a fracturing stage predating thrusting and the formation of the *têtes plongeantes*.

5.2.

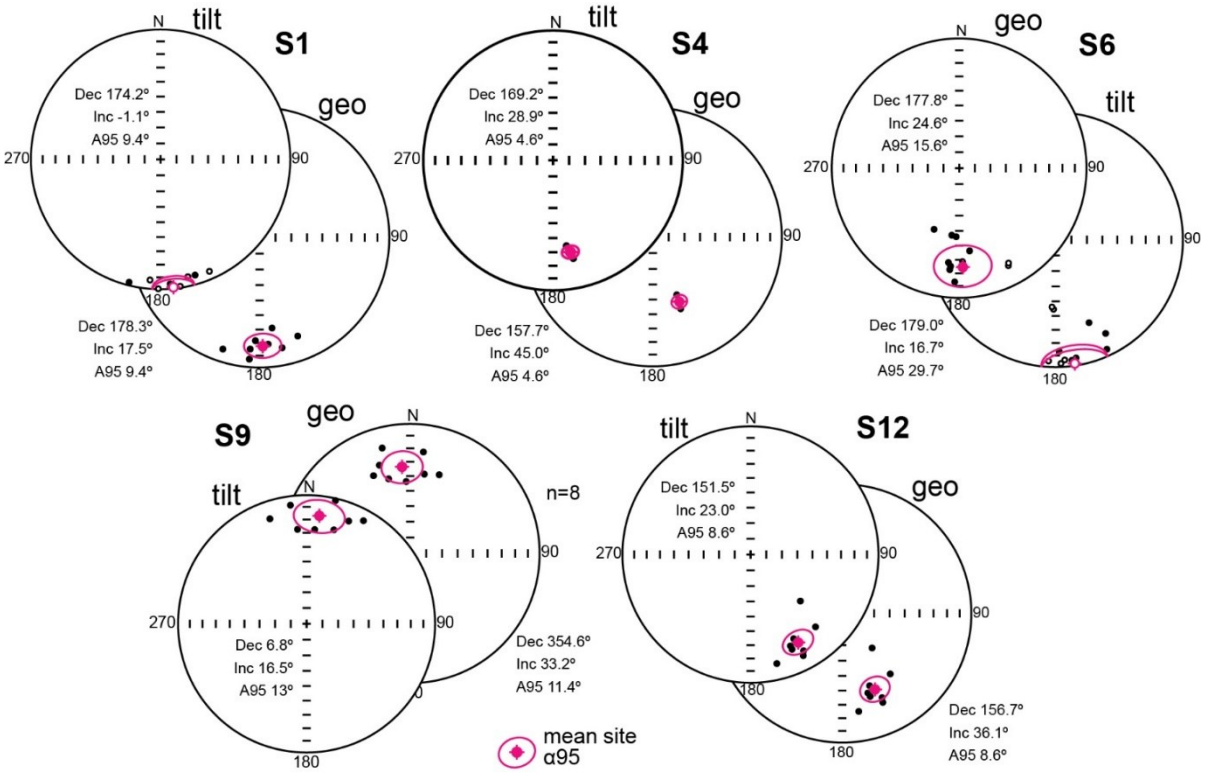


Figure 12: Medium-high temperature paleomagnetic component and α_{95} confidence cone for each site (Fisher, 1953), in situ and after tectonic correction. Dec: declination, Inc: inclination and α_{95} : α_{95} confidence values. Reference direction D/I= 166, -9 from Oliva-Urcia et al. (2012b).

Origin of the Late Carboniferous-Permian Estac Basin

As stated previously, two end-members of triggering mechanisms have been proposed to explain the origin of the Late Carboniferous-Permian Estac Basin: volcanism and tectonics (Fig. 14). The relatively thick volcanic sequence occupying a small area has been interpreted as related to (i) caldera collapse phenomena (Martí, 1986; Martí and Mitjavila, 1988), (ii) local extensional faulting (Saura and Teixell, 2006) or (iii) the combination of both mechanisms (Soriano et al., 1996; Lloret, 2018).

A consistent model for the Estac Basin should honor the following criteria, some of them common to other Late Carboniferous-Permian basins formed during this stage:

1) A depocenter showing a thickness on the order of 300 m and a wavelength of 3 km in the main preserved zone of the Estac Basin. It has been transported to the South within a thrust unit and cannot be continued to the North or South, thus indicating a deposition area elongated in Pyrenean direction. In the Central-Eastern Pyrenees, there are three sets of paired Late Carboniferous-Permian basins (totaling six sub-basins, see Fig. 1A) separated by sedimentary highs. Sub-basins are at distances of 5 km between them and each set is 15 km apart from the next one (Gisbert, 1981; Gisbert et al., 2024). This regularity has been interpreted both as linked to a graben or transtensional system megastructure or to volcanic systems (see, e.g., Halsor and Rose, 1988). The depocenters of the Permian sedimentary units overlying the volcanic and volcaniclastic rocks usually appear shifted to the west in relation to their volcanic counterparts (Gisbert et al., 2024) although the depocenters of the Permian sedimentary units partially superimpose. This fact is an issue not related to volcanism, except for very thin local levels (Gisbert, 1981) that must also be explained. It is interesting to see that his association can be also found in mixed volcano-tectonic settings in continental areas because the distribution of volcanoes can be also conditioned by the stress field or the structural pattern (Nakamura, 1977; Tibaldi et al., 2017)

2) Flow directions for the volcaniclastic materials are bimodal: WNW-ESE to NW-SE directions and N-S. There is a strong change in facies from more lithic elements in the south to a more volcanic character towards the north, probably indicating a N-S trend for deposition of materials or some kind of fault-controlled deposition. Changes seem to follow a temporal pattern thus suggesting the existence of several different episodes of volcanic extrusion/flow. The changes in orientation of the magnetic lineation in the Estac Basin seem to follow a temporal pattern thus discarding the effect of a unique triggering mechanism for the basin configuration. However, the magnetic fabric analysis does not have enough resolution (sampling density) to correlate each volcanic paleoflow maximum with its corresponding triggering mechanism, and more structural data and analysis of stratigraphic-tectonic relationships should be taken into account.

3) The fracture pattern observed (without significant changes along the stratigraphic column) is strongly bimodal and does not fit within a radial or concentric style. These observations also contrast with those observed in the neighboring Late Carboniferous-Permian Cadí Basin, where a dominant WNW-ESE magnetic lineation was observed (Simón-Muzás et al., 2022).

The relationship between the caldera diameter and the thickness of deposits can also be useful when analyzing the different genetic hypotheses (see Acocella, 2007). According to the compilation presented by this author, the average diameter of the Estac caldera should be around 5-10 km, a figure that is within the probable range of the outcrop of volcanic materials (in spite of not knowing its length along the down-dip direction). On the other hand, the thickness/length relationship in the Estac Basin is also consistent with the relationships established for faults with tectonic origin (Fossen, 2020). From the evidences shown and discussed in this paper, we propose for the origin of the Estac Basin a mixed model (Fig. 14) in which faulting would be the primary mechanism of basin formation and volcanism

would contribute to enhance the subsidence of some areas. The South Pyrenean Late Carboniferous-Permian area shares features with some recent analogs as the purely extensional Afar Trough (WoldeGabriel et al., 2000; Maestrelli et al., 2021) or the transtensional segment of the Taupo volcanic zone in New Zealand (Spinks et al., 2005). Features such as (i) the prevalence of bimodal fracture patterns associated to caldera features, instead of the expected radial patterns (and also their probable re-activation as strike slip faults), (ii) the combination of different types of magma, and (iii) the association/spacing of the volcanic buildings are also observed in the Estac Basin. In this sense, its origin can be considered as the result of combined tectonic and volcanic activity as previous authors already postulated, based on tectono-stratigraphic and sedimentological studies (Soriano et al., 1996; Lloret, 2018) and compatible with the geodynamic scenario prevailing in the western Tethys during the initial stages of Pangea break-up.

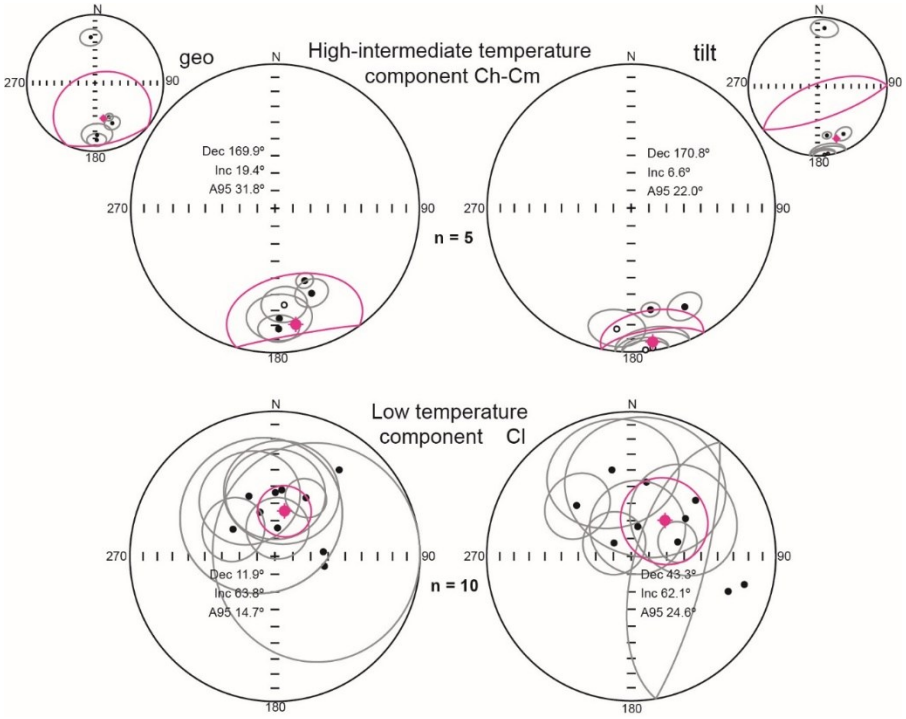


Figure 13: Paleomagnetic results of the medium-high (upper row of stereoplots) and low temperature (lowerrow of stereoplots) component at site level: in situ (left) and after the tectonic correction (right; See all the paleomagnetic results in Table 2 and Supplementary material). Permian reference direction D/I= 166, -9 from Oliva-Urcia et al., 2012b.

6. Conclusions

The study of structural features (fracture and fault measurements and structural marker observations) and data obtained from magnetic methods (magnetic fabrics and paleomagnetism) has permitted to constrain the origin the Late Carboniferous-Permian Estac Basin (Central Pyrenees):

The magnetic lineation (AMS analysis) can be interpreted in terms of the primary volcanic paleoflow directions. Since paleomagnetic data indicate the absence of important vertical-axis rotations during subsequent tectonic stages, paleoflow directions can be interpreted in present-day coordinates. Magnetic lineation (i.e. volcanic paleoflow) directions are bimodal, with an absolute maximum (as occurring in most part of the South-Pyrenean Late Carboniferous-Permian basins) along a WNW-ESE direction and a secondary magnetic lineation along a N-S direction. The observed fracture pattern is also strongly bimodal, showing NNW-SSE and NE-SW to ENE-WSW sets.

Both sets of data (magnetic and structural), and the particular pattern of distribution of subsidence areas, point to a mixed tectonic/volcanic origin in which both extensional/transtensional faults (subsequently re-activated as strike-slip faults before the Pyrenean compression) played a major role for determining subsidence and the flow pattern (as occurring in other Late Carboniferous-Permian Pyrenean basins). Subsidence was also probably enhanced by the gradual collapse of volcanic plumbing systems during the Late Carboniferous. The thickness and localized sedimentation of the Permian also points to a tectonic origin for the formation of the basin.

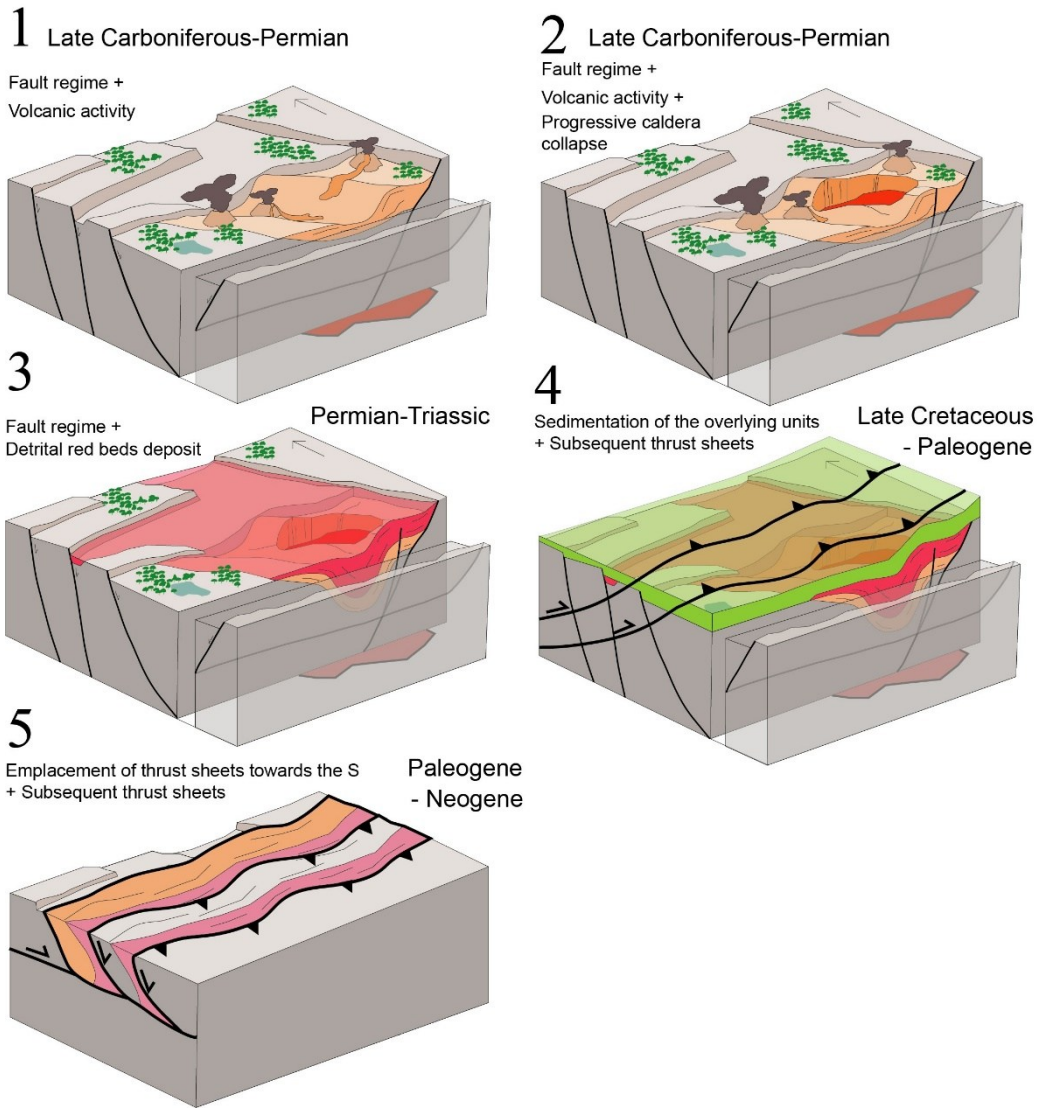


Figure 14: Block diagrams that show the interpreted evolution of the Estac Basin throughout the geological time.

Acknowledgements. The authors also would like to acknowledge to the Servicio General de Apoyo a la Investigación- SAI, Universidad de Zaragoza that elaborated the thin sections. The authors thank the financial support from the projects grants PID2020-114273 GB-C22, PID2019-108753 GB-C22, FPU19/02353 and EST22/00287 (the last one for the mobility stay at Western Washington University) all funded by MCIN/ AEI/10.13039/501100011033, "ERDF Away of making Europe" and "ESF Investing in your future. The authors thanks to Agustí López for the assistance during field work.

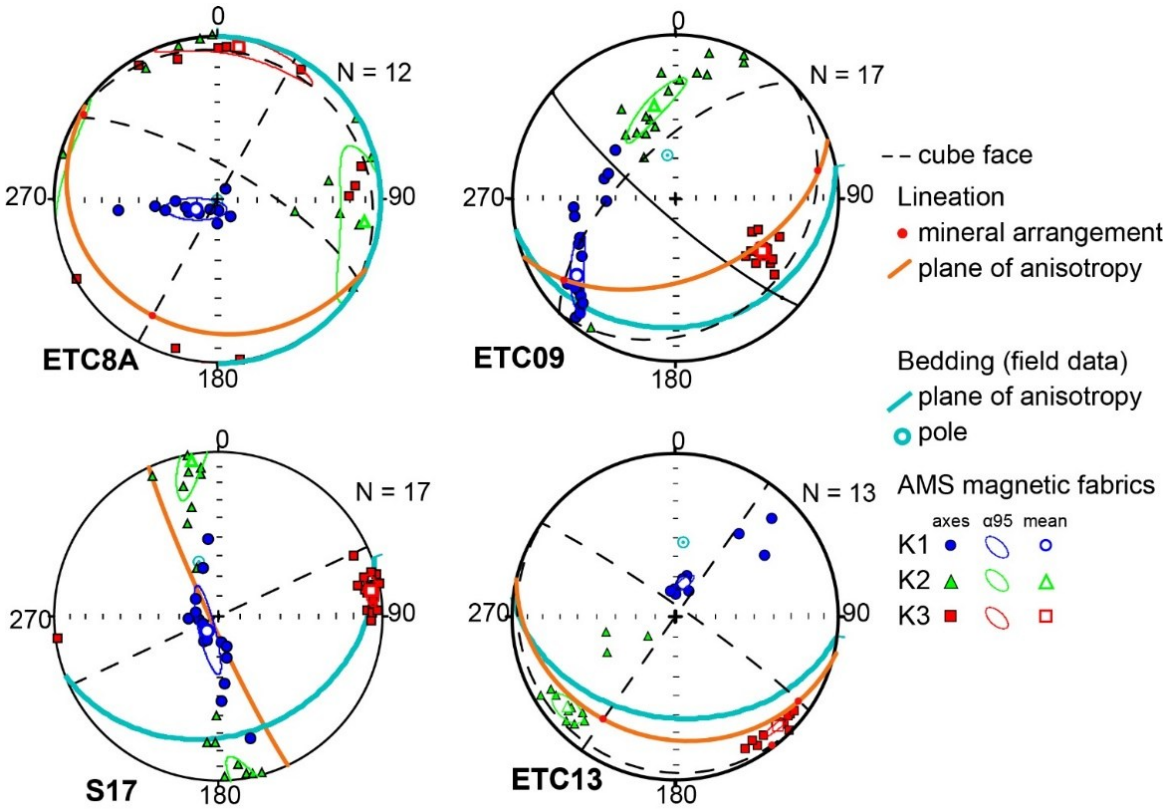
Funding. This study has been supported by Project grants PID2020-114273 GB-C22, PID2019-108753 GB-C22, FPU19/02353 and EST22/00287 for the mobility and stage at Western Washington University

funded by MCIN/ AEI/10.13039/501100011033, "ERDF Away of making Europe" and "ESF Investing in your future.

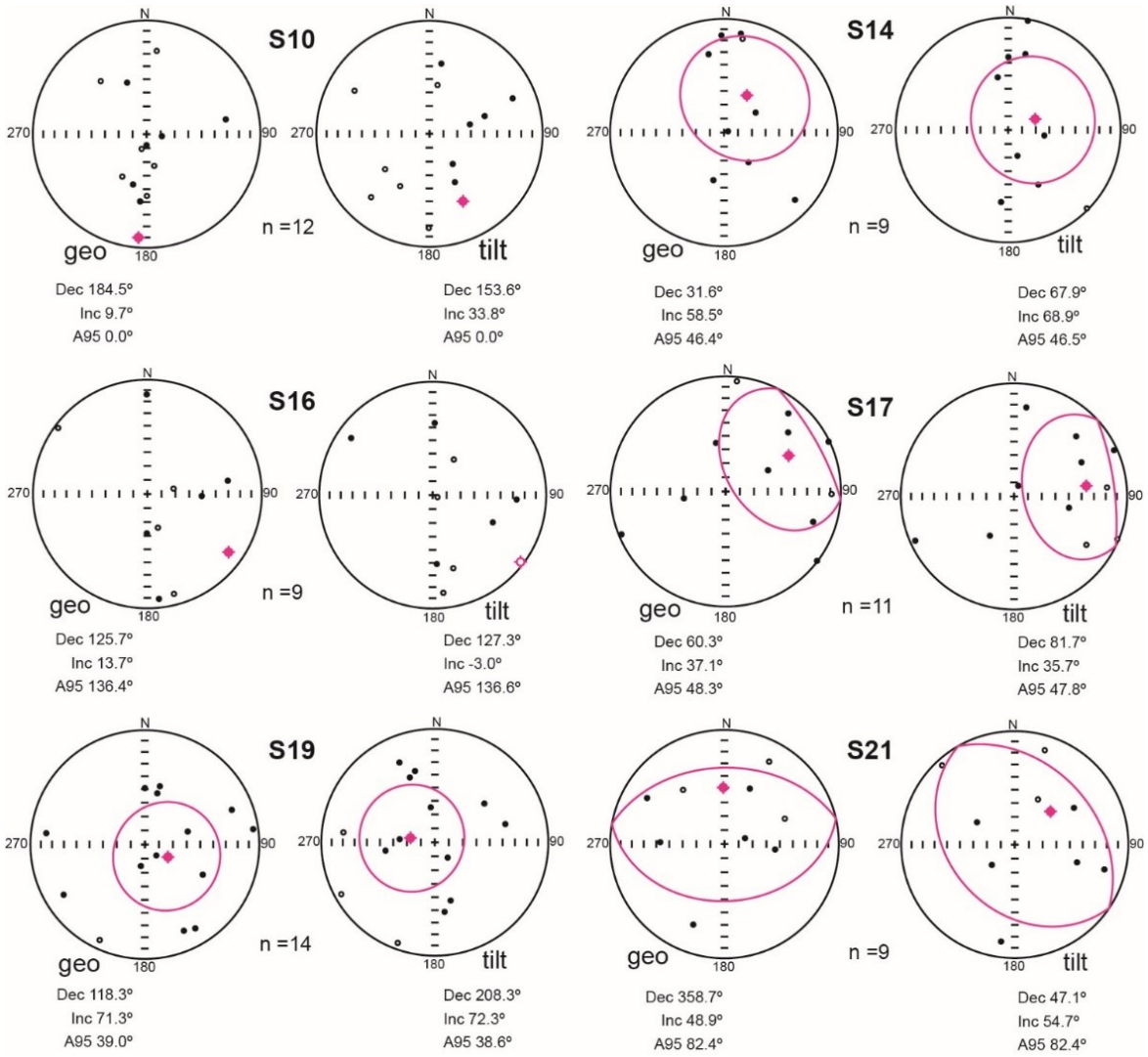
Disclosure statement. The authors report there are no competing interests to declare. **Authorship statement**. Ana Simón-Muzás: Writing, Visualization, Data curation, Investigation, Fieldwork, Laboratory work. Antonio M. Casas-Sainz: Project administration, Supervision, Investigation, Fieldwork. Ruth Soto: Project administration, Supervision, Fieldwork, Investigation. Cristina García-Lasanta: Supervision, Laboratory work. Bernard Housen: Supervision. Josep Gisbert: Fieldwork, thin section analysis.

5.2.2.1- Supplementary material

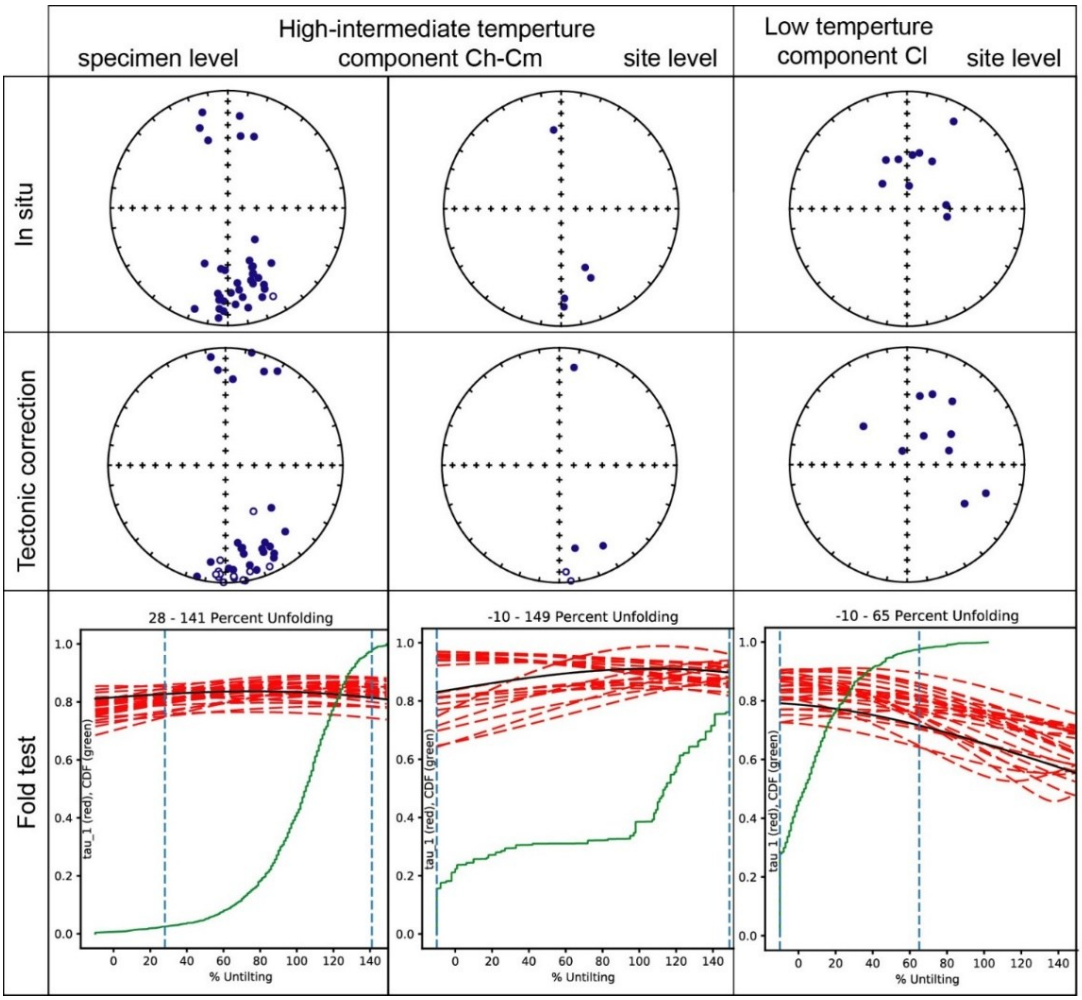
Supplementary material *1:* Comparison between magnetic fabric results and microstructural observation. The foliation defined by the arrangement of the minerals and clasts is parallel or subparallel to the magnetic foliation plane (it is perpendicular to the K_3 axis).



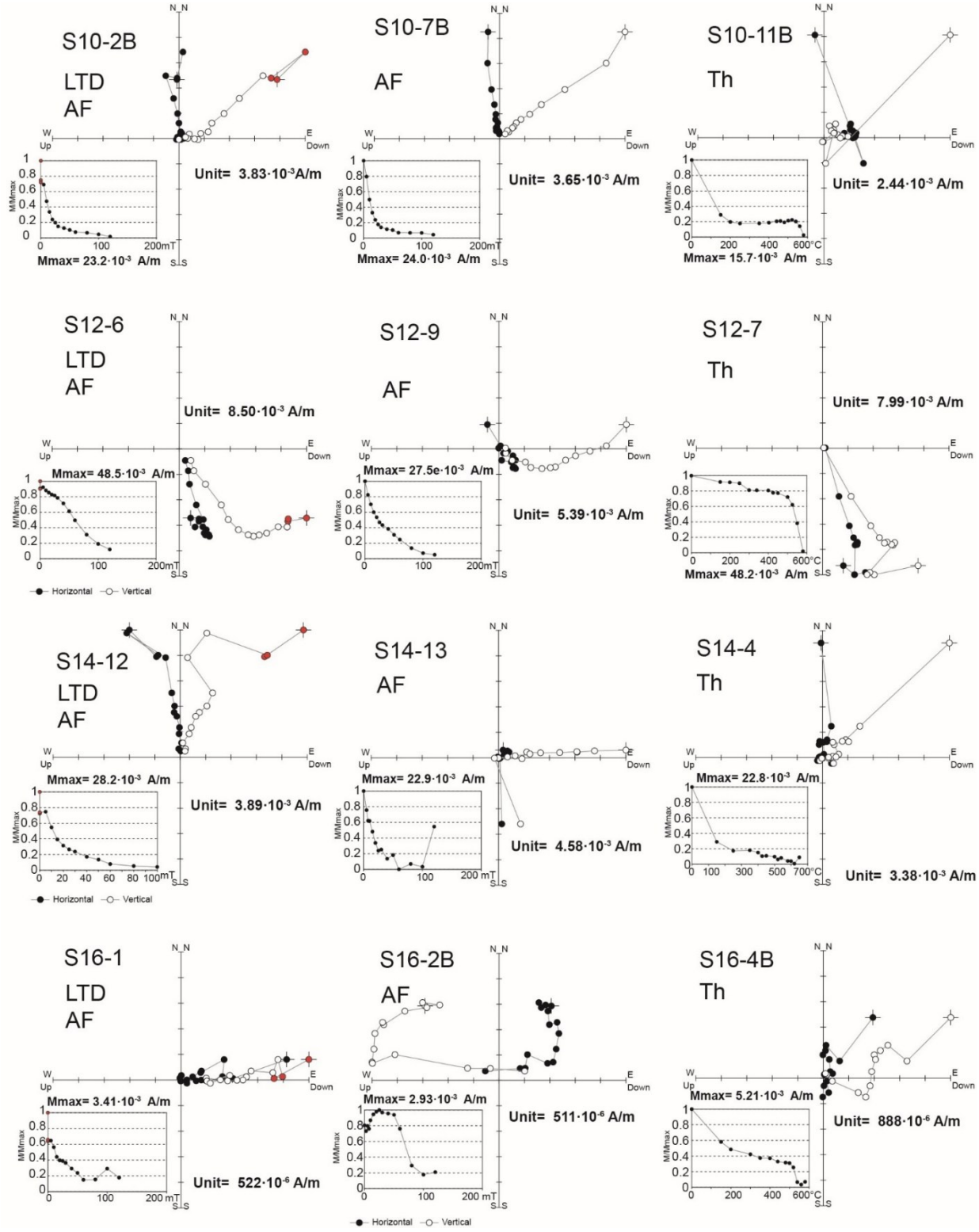
Supplementary material 2: Medium-high temperature paleomagnetic component (Cm-Ch) and α_{95} confidence cone for each site, in situ (left) and after tectonic correction (right). Dec: declination, Inc: inclination and A_{95}: α_{95} confidence values.



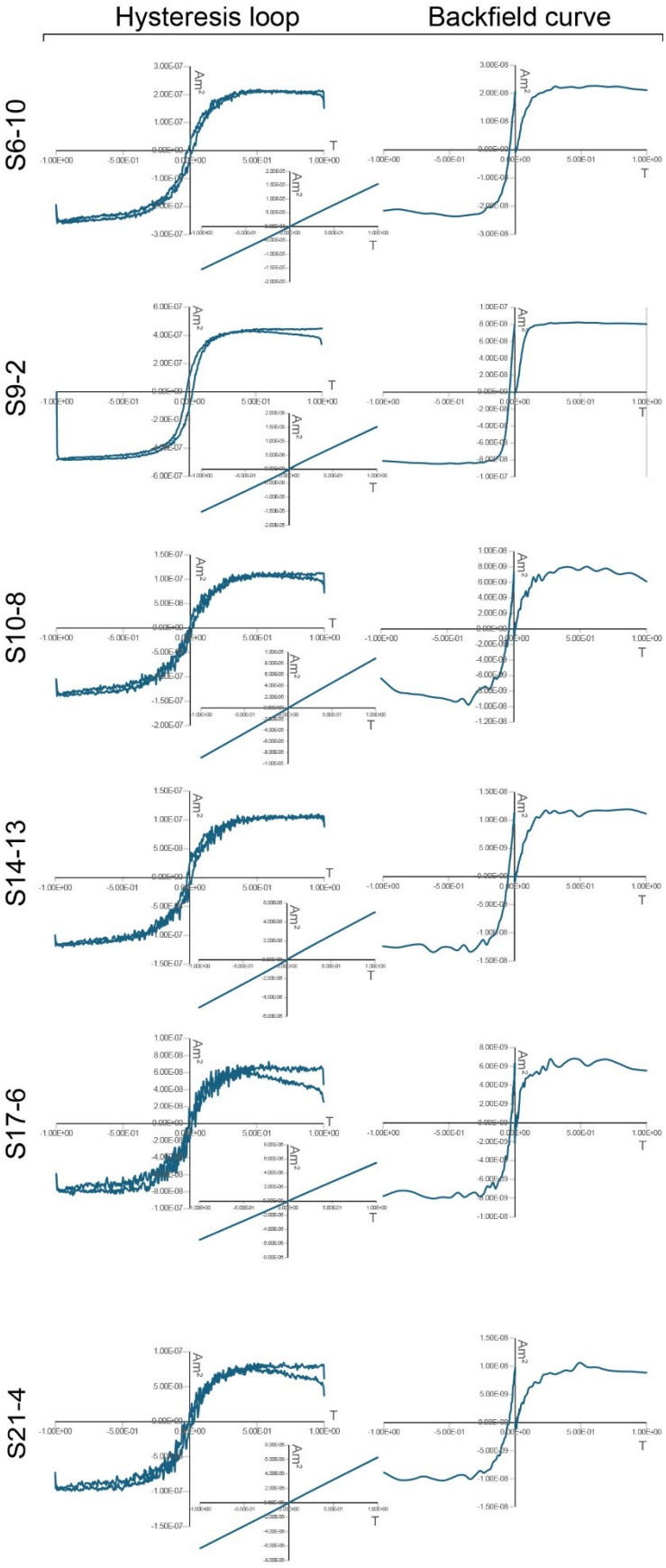
Supplementary material 3: Fold tests performed for the High-medium temperature component at specimen and site level and for the Low temperature component at site level.



Supplementary material 4: Orthogonal NRM demagnetization diagrams of representative specimens from the volcanic and volcaniclastic rocks of the Estac Basin. Vertical projection in white and horizontal projection in black; N upward and E to the right. Normalized intensity of the NRM (M/Mmax) versus temperature diagrams are also shown. For each site analyzed by low-temperature demagnetization, 3 specimens demagnetized by three different methods are shown: Column A: Low-temperature demagnetization (LTD) by alternating field (AF); Column B: AF demagnetization; Column C: thermal demagnetization (Th).



Supplementary material 5: Hysteresis loops before and after paramagnetic slope correction and backfield curves. Values of magnetization saturation, coercivity of remanence and coercive force.



Supplementary material 6: Medium (Cm) and high (Ch) isolated paleomagnetic component in the analyzed specimens. Dtc: declination, Itc: inclination before (GEO) and after (TILT) tectonic correction. MAD: maximum angular deviation; Tmin: minimum unblocking temperature; Fmin: minimum unblocking field; Tmax: maximum unblocking temperature; Fmax: maximum unblocking field; NRM: natural remanent magnetization.

	Especimen	Component	Dtc GEO	Itc GEO	Dtc TILT	Itc TILT	MAD	Tmin/ Fmin	Tmax/ Fmax	NRM (A/m)
	S6									
	S6-1	Ch	158.7	66.8	126.4	22	3.6	540	580	0.075
✓	S6-1	Cm	172.7	35.9	154.9	5.7	1.4	440	540	0.075
✓	S6-2	Ch	182.5	46	151.9	17.8	3.1	25	120	0.089
✓	S6-3	Ch	186.4	46.8	178.2	13.3	4.9	500	590	0.056
	S6-6A	Ch	287.8	30.6	260.7	46.2	1.1	540	580	0.498
✓	S6-6A	Cm	177.9	28.6	175.7	-6	12.8	350	520	0.498
	S6-6B	Ch	290.3	32.5	313.8	83.9	0.9	540	580	2.272
✓	S6-6B	Cm	202.7	47.6	158.1	30.5	9.4	480	540	2.272
✓	S6-7	Cm	152.8	-16.6	181.8	-44.6	4.4	60	120	0.190
	S6-8	Ch	316.7	17.4	304.7	49.2	0	560	590	0.050
✓	S6-8	Cm	186.6	27.6	183.4	-5.2	3.5	450	540	0.050
✓	S6-9A	Cm	185.4	22.5	172.3	5.1	3.5	20	60	0.059
✓	S6-9A	Ch	182.3	13.2	177.6	-3.1	10.4	60	100	0.059
✓	S6-9B	Ch	185.1	25	170.2	6.5	4.1	250	425	0.057
	S6-9B	Cm	302.3	-29.4	301.2	21.1	8.3	425	580	0.057
	S4									
✓	S4-2	Ch	157.5	50	171.1	33.7	1.6	450	580	4.269
	S4-2	Cm	246	-13	251.8	-29.5	10.4	250	450	4.269
✓	S4-3A	Ch	158.7	40.2	168.3	24.1	1.7	30	120	4.037
✓	S4-3B	Ch	156.6	45.1	168.5	29.2	3.3	520	580	3.250
✓	S4-9	Ch	157.7	44.8	169.2	28.7	2.3	500	590	2.975
	S1									
✓	S1-10	Ch	198.2	10.6	194.2	2.6	21	500	590	1.268
✓	S1-11A	Cm	182.3	21.7	175.6	4.3	16.5	350	460	1.344
✓	S1-11A	Ch	184.8	15	181	-0.4	9.2	480	580	1.344
✓	S1-12	Ch	172.1	30.4	163.4	7.8	20.4	480	560	1.117
✓	S1-14A	Cm	184.8	6.8	185	-7.5	11.5	400	560	1.208
✓	S1-2	Cm	158.8	19.8	156.4	-6.6	16.6	340	450	0.784
✓	S1-6B	Ch	175.4	18.8	171.2	-1.2	4.2	450	540	0.816
✓	S1-8B	Ch	168.4	14.5	166.9	-8	7.8	500	560	0.541
	S9									
	S9-2A	Cm	279.1	-3.6	282.6	22.8	15.9	200	450	0.018
	S9-2A	Ch	241.2	-13	241.1	20	10.4	500	580	0.018
✓	S9-3A	Cm	7.4	22.1	13.2	1.8	9.4	200	480	0.030
	S9-3A	Ch	310.9	20	325.7	28.6	5.8	500	580	0.030
	S9-4A	Cm	34	27.3	37.5	-2.2	18	50	100	0.028
✓	S9-4A	Ch	20.2	35.5	28.9	9.3	7.9	20	100	0.028
	S9-5B	Ch	30.8	67.2	13.5	56.5	9.3	500	560	0.028
	S9-6A	Cm	166.5	73	94.6	57	26.5	60	120	0.020
✓	S9-6A	Cm	10.1	37.8	22.3	14.8	5.8	10	60	0.020
✓	S9-7A	Cm	345.1	16.9	352.2	7.7	12.3	350	560	0.028
	S9-8A	Ch	60.8	3.7	60.2	1.1	17.9	500	560	0.023

	Especimen	Component	Dtc GEO	Itc GEO	Dtc TILT	Itc TILT	MAD	Tmin/ Fmin	Tmax/ Fmax	NRM (A/m)
	S9-8A	Cm	319.8	3.3	319.5	-9.7	17.1	350	480	0.023
✓	S9-8B	Cm	343.8	39.8	4.9	27.3	24.8	50	100	0.018
✓	S9-9	Ch	340.7	28.6	340.7	14.6	33.4	500	560	0.021
	S9-9	Cm	6.1	-30.7	11	-43.1	36.4	400	520	0.021
	S10									
	S10-11A	Cm	198.8	-78.9	231.3	-48.4	15.2	350	520	0.016
	S10-11A	Ch	185.5	40.3	152.3	50	5.6	540	580	0.016
	S10-11B	Ch	79.4	30	66.9	21.1	10.8	540	580	0.016
	S10-2B	Ch	97.4	79	72.2	47.5	24.6	40	120	0.017
	S10-4B	Ch	166.6	-66.6	209.2	-45.9	22.3	500	580	0.005
	S10-4B	Cm	209.8	-54.6	222.6	-24.8	7.5	300	480	0.005
	S10-5B	Cm	6.9	-27.1	9.4	-54	8.7	300	500	0.019
	S10-5B	Ch	179.8	-44.8	180.4	-17.8	17.9	520	590	0.019
	S10-7B	Ch	339.3	49.9	9.6	37.1	16.5	40	120	0.024
	S10-8	Cm	319.1	-38.3	299.9	-24.6	16	340	500	0.021
	S10-8	Ch	195.1	52.2	142.4	62.4	20.9	500	580	0.021
	S10-9B	Cm	180.5	82.2	76.9	59.9	9	40	80	0.019
	S12									
✓	S12-1	Ch	154.7	28.7	151.1	15.4	4.1	500	590	0.046
	S12-10	Cm	80.8	53.4	90.2	40	15.9	300	480	0.044
✓	S12-10	Ch	155.5	25.3	152.4	12.1	4.5	500	580	0.044
✓	S12-3	Ch	141.6	40	138	25.1	3.2	500	590	0.051
✓	S12-4	Ch	159.3	39.9	152.8	27.1	4.5	30	120	0.042
✓	S12-5	Ch	156.3	35.4	151.2	22.2	5.1	480	580	0.045
✓	S12-6	Ch	162.2	35.6	156.4	23.3	4	30	120	0.049
✓	S12-7	Ch	161.5	32.7	156.3	20.4	3.5	400	580	0.048
✓	S12-8	Ch	170.5	24.1	166.4	13.6	8.9	40	100	0.021
✓	S12-9	Ch	139.2	61.1	132.9	45.8	12.2	30	120	0.028
	S14									
	S14-12	Cm	348.9	30.5	348.8	50.5	4.6	15	60	0.028
	S14-12	Ch	11.2	-17.1	10.2	1.5	16.2	60	100	0.028
	S14-13	Ch	72.6	87	160.2	70.1	12.6	40	100	0.023
	S14-14	Ch	358.5	15.6	0.2	35.3	15.9	400	550	0.021
	S14-1A	Ch	133.5	15.1	134.9	-1.4	11.1	520	580	0.001
	S14-1B	Ch	192.6	54.7	185.6	35.8	23.6	500	580	0.027
	S14-2A	Ch	140.5	62.3	151.1	43.8	6	500	580	0.029
	S14-3A	Ch	9.7	12.8	12.8	31.4	18.6	450	580	0.028
	S14-4	Ch	57.7	63.1	98.7	63.4	15.7	500	580	0.023
	S16									
	S16-1	Cm	92.1	50.7	114.4	41.4	6.5	30	80	0.003
	S16-10B	Cm	80.6	29.5	93	26.8	11.5	480	540	0.016
	S16-2B	Ch	78.3	-71	30.7	-60.1	8.7	40	120	0.002
	S16-4A	Ch	173.7	8.5	173.8	-14.4	10.2	500	560	0.004
	S16-4B	Cm	359.6	13.9	1.6	36.5	14.2	300	480	0.005
	S16-4B	Ch	180.9	61.8	176.6	39	7.9	500	560	0.005
	S16-5B	Ch	162.7	-64.8	112.6	-86.3	25.9	450	550	0.005
	S16-6B	Cm	306.5	-3.3	305	13.3	14.4	25	40	0.007

	Especimen	Component	Dtc GEO	Itc GEO	Dtc TILT	Itc TILT	MAD	Tmin/ Fmin	Tmax/ Fmax	NRM (A/m)
	S16-9A	Ch	165.1	-10.5	164.3	-33.4	8.4	40	100	0.010
	S17									
	S17-10A	Ch	260.6	59.9	211.5	56.5	21	500	590	0.010
	S17-1B	Ch	109.2	20.7	112.5	-1.3	36.9	500	560	0.015
	S17-1B	Cm	247.6	2.4	245.8	4.9	14.3	300	500	0.015
	S17-2A	Ch	127.2	0.4	123.8	-24	25	500	540	0.005
	S17-2B	Cm	348.7	54.6	22	81.8	12	20	40	0.002
	S17-5A	Ch	64.2	0.8	65.2	3	12	50	100	0.009
	S17-5B	Cm	91.4	-8.8	84.5	-18.5	7.1	350	480	0.006
	S17-6A	Ch	46.6	26.3	63.2	33.6	4.6	550	600	0.016
	S17-7B	Cm	38.7	14.1	46	24.6	14.8	400	500	0.005
	S17-8C	Ch	5.8	-4.2	7.9	21.6	21.3	350	520	0.007
	S17-9B	Cm	63.4	56.2	101.7	48.9	40.6	25	80	0.008
	S19									
	S19-1A	Ch	149	15.6	164.8	45.8	16.6	450	540	0.012
	S19-2A	Ch	73.1	57.9	353.4	64.6	8.1	300	480	0.014
	S19-2A	Cm	360	49.1	336.1	24	8.6	500	560	0.014
	S19-3B	Cm	190.7	74.5	260.4	53.7	26.2	50	100	0.009
	S19-3B	Cm	14.4	46.3	344.5	35	17.6	25	60	0.009
	S19-4B	Ch	81.9	4.9	75.5	36	10.9	425	550	0.011
	S19-6A	Ch	68.2	19.3	51.9	43.8	17.9	520	580	0.007
	S19-6B	Ch	13.6	51.9	339	38.6	11.3	10	40	0.014
	S19-6B	Cm	155.7	18.4	172	38.1	38.5	50	100	0.014
	S19-7B	Ch	133.7	78.8	275.2	64.6	17.7	50	100	0.013
	S19-7B	Cm	117.5	42.4	140	75.7	40.7	25	60	0.013
	S19-8A	Ch	276.6	14.3	276.2	-20.1	19.4	400	520	0.010
	S19-8A	Ch	238.3	17.7	241	-6.4	20.5	500	560	0.010
	S19-9A	Ch	205.3	-8.4	200.2	-6.1	41.2	500	560	0.014
	S21									
	S21-10A	Ch	67.1	-42.2	27.1	-53.1	3.7	500	580	0.011
	S21-11	Ch	322.7	-40	317.5	-5.8	33.5	500	580	0.011
	S21-2	Ch	24.5	45.6	58.1	38.6	25.7	50	100	0.021
	S21-4	Ch	28.4	-19	17.6	-13.8	8.2	450	580	0.046
	S21-5B	Ch	96	53.3	105.5	19.3	9.6	450	580	0.073
	S21-6B	Ch	201.2	25.4	188.1	14.8	21.5	525	580	0.012
	S21-7A	Cm	271.7	43.1	228.6	68	9.7	25	100	0.028
	S21-8B	Cm	300.8	22.2	300.6	58.2	21.7	25	80	0.011
	S21-9A	Ch	73.9	74.8	105.9	42.5	29.8	500	580	0.021

Supplementary material 7: Low (Cl) isolated paleomagnetic component in the analyzed specimens. Dtc: declination, Itc: inclination before (GEO) and after (TILT) tectonic correction. MAD: maximum angular deviation; Tmin: minimum unblocking temperature; Fmin: minimum unblocking field; Tmax: maximum unblocking temperature; Fmax: maximum unblocking field; NRM: natural remanent magnetization.

Especimen	Component	Dtc GEO	Itc GEO	Dtc TILT	Itc TILT	MAD	Tmin/Fmin	Tmax/Fmax
S6								
S6-1	Cl	45.5	28	56	-2.5	19.7	150°C	440°C
S6-2	Cl	135.2	73.7	115.3	23.3	24.7	25mT	120mT
S6-3	Cl	10.8	43.9	55.7	67.6	9.6	NRM	300mT
S6-6A	Cl	329.3	-36.9	331.4	-1.4	25.9	150°C	300°C
S6-7	Cl	161	-6.3	178.2	-31.8	13.4	5mT	30mT
S6-8	Cl	151.6	50.2	154.4	14.5	12.5	150mT	300mT
S6-9A	Cl	356.4	63.3	72.3	42.4	19.3	2.5mT	15 mT
S6-9B	Cl	131.2	27.4	129.9	-20.8	12.2	150°C	400°C
S1								
S1-11A	Cl	259.6	-30.1	265.8	-3.5	31.4	150°C	300°C
S1-6B	Cl	82.9	56.5	98	27.4	6.5	150°C	300°C
S1-8B	Cl	90.8	36.9	96.8	7	9.2	150°C	300°C
S9								
S9-4A	Cl	2	31.6	13.3	12.4	15.8	NRM	15mT
S9-5B	Cl	283.8	56.2	297.5	47.1	11.3	150°C	300°C
S9-8A	Cl	344	32.6	343.7	18.6	8.2	150°C	300°C
S9-8B	Cl	347.9	48.1	13.4	32.1	16.6	2.5mT	20mT
S9-9	Cl	291	76.8	316.1	65.4	8.8	150°C	300°C
S10								
S10-11A	Cl	2.1	57.4	28.3	34.3	1.6	150°C	300°C
S10-11B	Cl	161	-7.7	160.1	17.5	15.4	150°C	300°C
S10-2B	Cl	345.1	45.3	9.6	31.1	2.8	5mT	30mT
S10-4B	Cl	211.4	-37.7	218.3	-8.4	21.3	200°C	350°C
S10-5B	Cl	349.5	78	357.9	51.2	9.9	150°C	300°C
S10-7A	Cl	353.7	52.9	356.4	26	2.2	NRM	300°C
S10-7B	Cl	350.8	56	21.2	37	1.2	5mT	30mT
S10-8	Cl	349.9	55.6	20.4	37.1	10.1	150°C	300°C
S10-9B	Cl	343.2	38	3.2	26.1	2	5mT	30mT
S12								
S12-1	Cl	282.9	53.4	272.3	68.4	7.2	NRM	300°C
S12-10	Cl	44	84	100.3	71.5	18.4	150°C	400°C
S12-3	Cl	347.6	65.4	26.5	71.8	4.4	150°C	300°C
S12-4	Cl	321	57.9	338.7	71.9	4.4	2.5mT	25mT
S12-5	Cl	318.9	55.9	333.3	70.3	8.3	150°C	440°C
S12-6	Cl	310.7	64.2	327.8	79.4	8	5mT	25mT
S12-7	Cl	258	5.6	255.8	17.5	29.5	150°C	250°C
S12-8	Cl	299.4	65.1	300.2	81.1	4.7	5mT	30mT
S12-9	Cl	324.1	63.8	352.8	76.6	6.5	5mT	25mT

Especimen	Component	Dtc GEO	Itc GEO	Dtc TILT	Itc TILT	MAD	Tmin/Fmin	Tmax/Fmax
S14								
S14-13	Cl	354.5	88.4	168.5	3.8	3.8	5mT	30mT
S14-14	Cl	5.3	53.2	21.2	71.6	8.8	150°C	340°C
S14-1A	Cl	15.2	39	26.9	56.1	20	250°C	450°C
S14-1B	Cl	356.5	36.6	360	56.3	11.8	150°C	400°C
S14-2A	Cl	358.8	26.5	1.6	46.2	18.7	150°C	425°C
S14-3A	Cl	22.7	29.8	32.4	45.5	6.7	150°C	400°C
S14-4	Cl	64.9	65.9	108	63.1	21.6	250°C	450°C
S14-6	Cl	263.3	29.2	252.1	28.7	4.3	150°C	350°C
S16								
S16-10B	Cl	358.1	22.1	0.6	44.9	12.1	200°C	440°C
S16-2B	Cl	351.9	20.8	352.5	43.8	18.7	15mT	30mT
S16-5B	Cl	102.3	102.3	96.9	-17.7	29.1	150°C	400°C
S16-6B	Cl	32.1	16.3	39.7	32.5	7.9	7.5mT	25mT
S16-9A	Cl	192.2	4.7	193.1	-16.6	1.3	15mT	30mT
S17								
S17-2B	Cl	23.7	49.9	65.3	63	7.7	5mT	30mT
S17-5A	Cl	49.4	70	116.8	61.4	15.6	5mT	30mT
S17-5B	Cl	25.4	54	73.9	64.7	9.3	150°C	350°C
S17-6A	Cl	31.3	40.1	60	52.2	13.4	150°C	425°C
S17-8C	Cl	33.5	39.5	61.5	50.7	5.9	150°C	300°C
S17-9B	Cl	9.3	57.5	69.7	74.3	8.1	2.5mT	20mT
S19								
S19-1A	Cl	350	53.4	327.8	23.8	3.3	150°C	300°C
S19-2A	Cl	24	71.4	323.7	46.9	14.8	150°C	300°C
S19-3B	Cl	35.5	64	333.1	54.7	6.3	5mT	25mT
S19-4B	Cl	35.9	46.2	357.6	46	9.8	150°C	340°C
S19-6A	Cl	265.6	71	278.5	36.9	12.8	150°C	300°C
S19-6B	Cl	93.9	62.3	324.6	80.1	1.7	2.5mT	10mT
S19-7B	Cl	140.3	81.5	277.2	61.7	5.8	5mT	20mT
S19-8A	Cl	344	69.7	309.8	41.3	3.8	150°C	300°C
S19-9A	Cl	294.3	47.1	294.8	8.1	5.5	150°C	300°C
S21								
S21-10A	Cl	304.7	45.7	318.3	81.3	12	150°C	400°C
S21-11	Cl	318.8	42.7	354.4	73.7	13	150°C	400°C
S21-2	Cl	337.5	71.2	92.1	66.6	20.9	10mT	40mT
S21-4	Cl	32.8	7.1	36.7	4.7	8.4	150°C	425°C
S21-5B	Cl	106.9	64.6	114.1	3.2	3.2	150°C	400°C
S21-6B	Cl	358.4	52.8	52.8	56.7	17.7	150°C	340°C
S21-7A	Cl	348.5	43.3	31.5	57.5	6.6	2.5mT	20mT
S21-8B	Cl	52.9	7.2	53.1	-6.7	6.7	NRM	20mT

5.2.3.- Magnetic fabric characterization in volcanic and volcaniclastic s.l. rocks of the Erillcastell Basin

Ana Simón-Muzás[a], Ruth Soto[b], Josep Gisbert[a] and Antonio Casas-Sainz[a]
[a] Departamento de Ciencias de la Tierra, Geotransfer-IUCA, Universidad de Zaragoza, 50009, Zaragoza, Spain
[b] Instituto Geológico y Minero de España (IGME), CSIC, Unidad de Zaragoza, 50059, Zaragoza, Spain

Abstract

This work deals with the application of the analysis of Anisotropy of Magnetic Susceptibility (AMS) to volcanic and volcaniclastic rocks deposited in a low-subsidence Late Carboniferous-Permian basin subsequently involved in a series of thrust sheets during the Cenozoic Pyrenean orogeny. The results obtained indicate a strong contribution of the paramagnetic phases in most of the analysed rocks, with minor contributions of magnetite and (minoritary) hematite to the total magnetic susceptibility values. The directional analysis of the magnetic fabric axes provides a WNW-ESE maximum for the K_{max} axes in volcaniclastic rocks, changing to NNW-SSE in the lava flows (both of them after tectonic correction). The K_{min} axes are close to the bedding plane poles in the volcaniclastic series and more variable in the lava flows, usually distributed within a great circle perpendicular to the K_{max} cluster. Thin section and outcrop observation indicates an almost total absence of continuous deformation, the magnetic fabrics can be interpreted as the result of the primary orientation of paramagnetic minerals (mainly plagioclases and pyroxenes), with a minor contribution of deformation in some localized sites. The results are consistent with the flow direction along the long axis of the sedimentary basins, controlled by major normal or strike-slip faults mainly active during the Permian stage.

Keywords: magnetic fabrics, volcanic rocks, Permian, Erillcastell Basin

1. Introduction

The Erillcastell Basin is located in the Central Pyrenees and is one of the Late Carboniferous-Permian basins situated in the southern margin of the Pyrenean Axial Zone. It preserves sedimentary, volcanic and volcaniclastic filling pertaining to the large-scale volcanic episodes recorded at planetary scale during these times (e.g., White, 2002). The basin extends 12 km in a WNW-ESE band in which the andesitic lava flows only crop out at its western part (Fig. 1). The Erillcastell Basin, like the Estac Basin, is within the Erta thrust sheet (e.g. Saura and Teixell, 2006), one of the southward thrusts located in the Southern Axial Zone. These two basins as well as the Laspaúles Basin were incorporated during the Cenozoic Alpine compression in southward-facing thrust sheets described by Séguret (1972) as *têtes plongeantes.* These basins are arranged in a WNW-ESE discontinuous band and taking into account the "depocenter-sedimentary high" sequence model proposed by Gisbert (1981) and Gisbert et al. (2024), the Erillcastell and the Estac basins are two paired sub-basins. Although, other authors (Soriano et al., 1996) consider them as independent basins.

The aim of this work is to carry out a magnetic fabric study and a magnetic mineralogy characterization in the volcanic and volcaniclastic rocks of the Erillcastell Basin in order to infer the paleoflow pattern and the tectonic context of the basin during Late Carboniferous-Permian times and/or the tectonic imprint occurred during the Pyrenean compression in the Cenozoic. These results are added to those previously obtained in the Estac and Cadí basins and allow to cover a broader geographical framework (Central and Eastern Pyrenees) for the final discussion of this Doctoral Thesis.

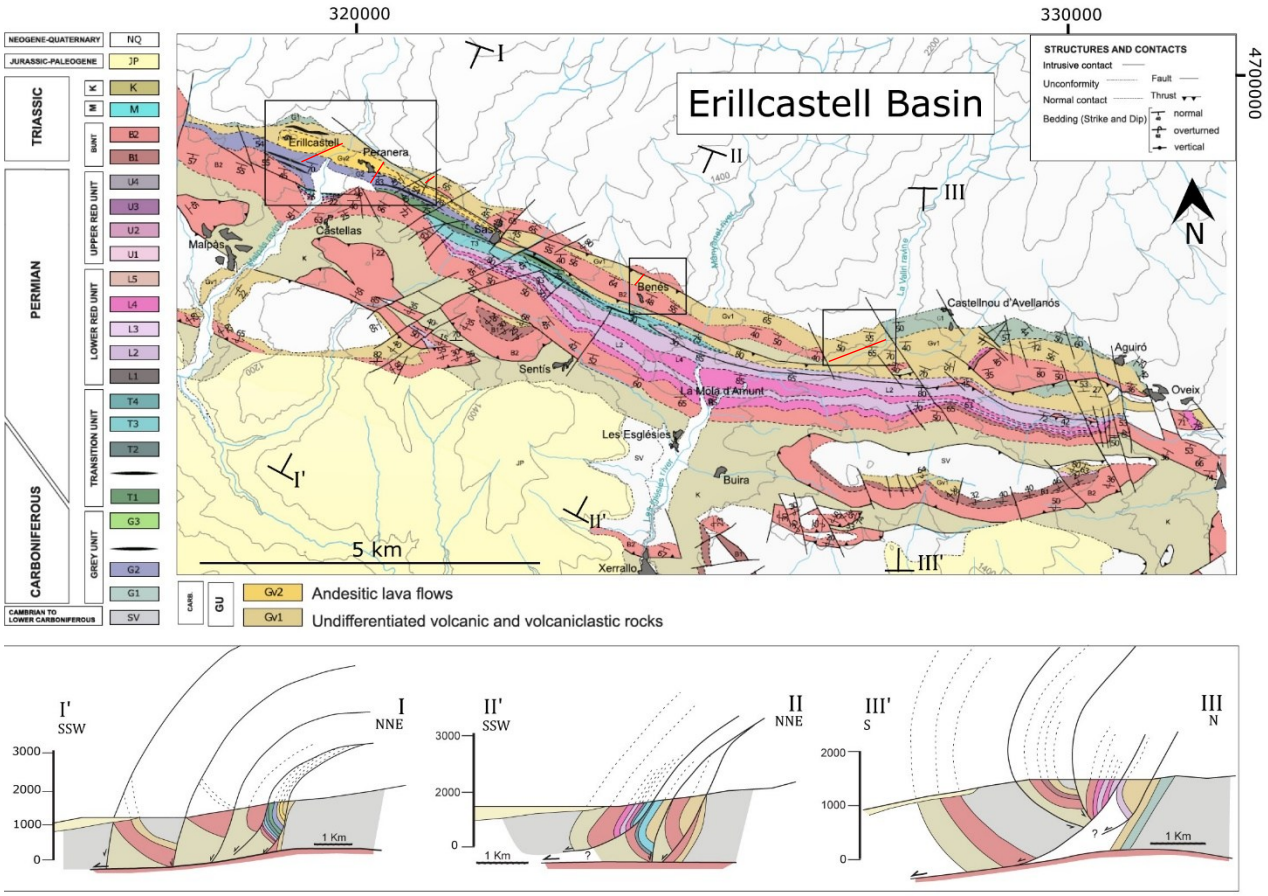


Figure 1: Geological map of the Late Carboniferous-Permian Erillcastell Basin (modified from Gisbert et al., 2024, see detailed legend there). Geological cross-sections showing the general structure of the Erillcastell Basin. The location of the cross-sections is indicated in the regional-scale geological map in Roman numerals. Studied transects (red lines) are from west to east: Erillcastell, Peranera, Coll de Fades, Benés y Castellnou d'Avellanós.

2. Geology of the Erillcastell Basin

At present, the stratigraphic and volcanic record of the Erillcastell Basin can be found in a series of thrust sheets (including some minor thrust slices) located in the Southern Pyrenean Zone, very close of the southern boundary of the Axial Zone. The Erillcastell Basin as well as the Estac Basin is within the Erta thrust sheet, one of the southward thrust sheets that constitute the southern part of the Pyrenean Axial Zone (Saura, 2004). The geometry of these thrust sheets is characterized by their small thickness (at least when compared with other thrust units in the Southern Pyrenees) and number of superimposed thrust sheets, summing up more than five units in some of the cross-sections (Fig. 1, Gisbert et al., 2024). The relative position of the different thrust sheets is relatively easy to decipher because of their geometrical relationships: the more southerner ones were located in a more northern position before the beginning of the thrusting stage (Soriano et al., 1996; Saura and Teixell, 2006). Some of these thrust sheets include lava flows, others do not contain volcanic or volcaniclastic materials and finally the last one contains volcaniclastic rocks. This is suggested to result from an E-W banded structure of the original Permo-Carboniferous basins, and supports the existence of E-W to Pyrenean-oriented normal or transtensional faults during the basinal stage, as proposed in the Cadí Basin (Simón-Muzás et al., 2022). In this part of the Axial Zone, the stratigraphic series usually present, in the different thrust slices, steep dips making easy to study the vertical sequence of events. Although this disposition imposes important restrictions to the observation of the basin evolution in a plan view, the geometry and chronological relationships with the basement thrust units responsible for their tilting are clear. The origin of the occurrence of so many thrust sheets in this area is not totally explained, and could be related with the northern boundary of the Mesozoic sedimentary basins predating compression associated with changes in the geometry of the décollements (both overlying and underlying the top of the Paleozoic sequence).

The definition of units of the Late Carboniferous-Permian basins of the Southern Pyrenees was carried out by Gisbert (1981). Following his nomenclature, the stratigraphic succession was divided into Grey Unit (GU), Transition Unit (TU), Lower Red Unit (LRU) and Upper Red Unit (URU). A recent stratigraphic and sedimentological study carried out in the Erillcastell and Estac basins by Lloret (2018) in his PhD allows to understand the origin and distribution of the filling materials of these two basins.

The Upper Carboniferous-Permian succession (Fig. 2) in the Erillcastell Basin is constituted by the following units:

- The Grey Unit (GU) starts at an erosion surface that separates the basement from the Upper Paleozoic rocks and constitutes a Variscan unconformity (e.g. Gisbert, 1981; Lloret, 2018). The GU in this basin is characterized by the absence of the breccia deposit (Nagtegaal, 1969; Gisbert, 1981) found in the easternmost Estac and Cadí basins and interpreted as proximal fan products whose deposition was favored by abrupt slopes (Lloret, 2018). This unit is constituted by andesitic lava flows located in restricted areas (Fig. 1, Lloret, 2018; Gisbert et al., 2024), ignimbrites and ash fall deposits that can be 200 m thick (Lloret, 2018). In the upper part of the GU, the volcanic s.l. rocks diminish their thickness and are reworked, alternating with sandstones, fluvial and lacustrine deposits with thick coal deposits (Lloret, 2018).

- The Transition Unit (TU) lies conformably on the GU and is mainly composed of fluvial and lacustrine deposits with volcanic and volcaniclastic interbedded rocks such as pyroclasts, tuffs and andesite lava flow layers, the last ones located at the base of this unit (Lloret, 2018). Coal deposits and palustrine carbonate levels are also present.

- The Lower Red Unit (LRU) overlies unconformably the TU and is characterized by its reddish color. The LRU presents frequent sedimentary changes from fluvial, lacustrine and volcanic to volcaniclastic rocks (Lloret, 2018). In the areas where the LRU reaches the maximum thickness the channelized sand-body elements are abundant. The volcanic and volcaniclastic rocks are tuffs, cinerites and small andesitic and ignimbritic layers (Lloret, 2018).

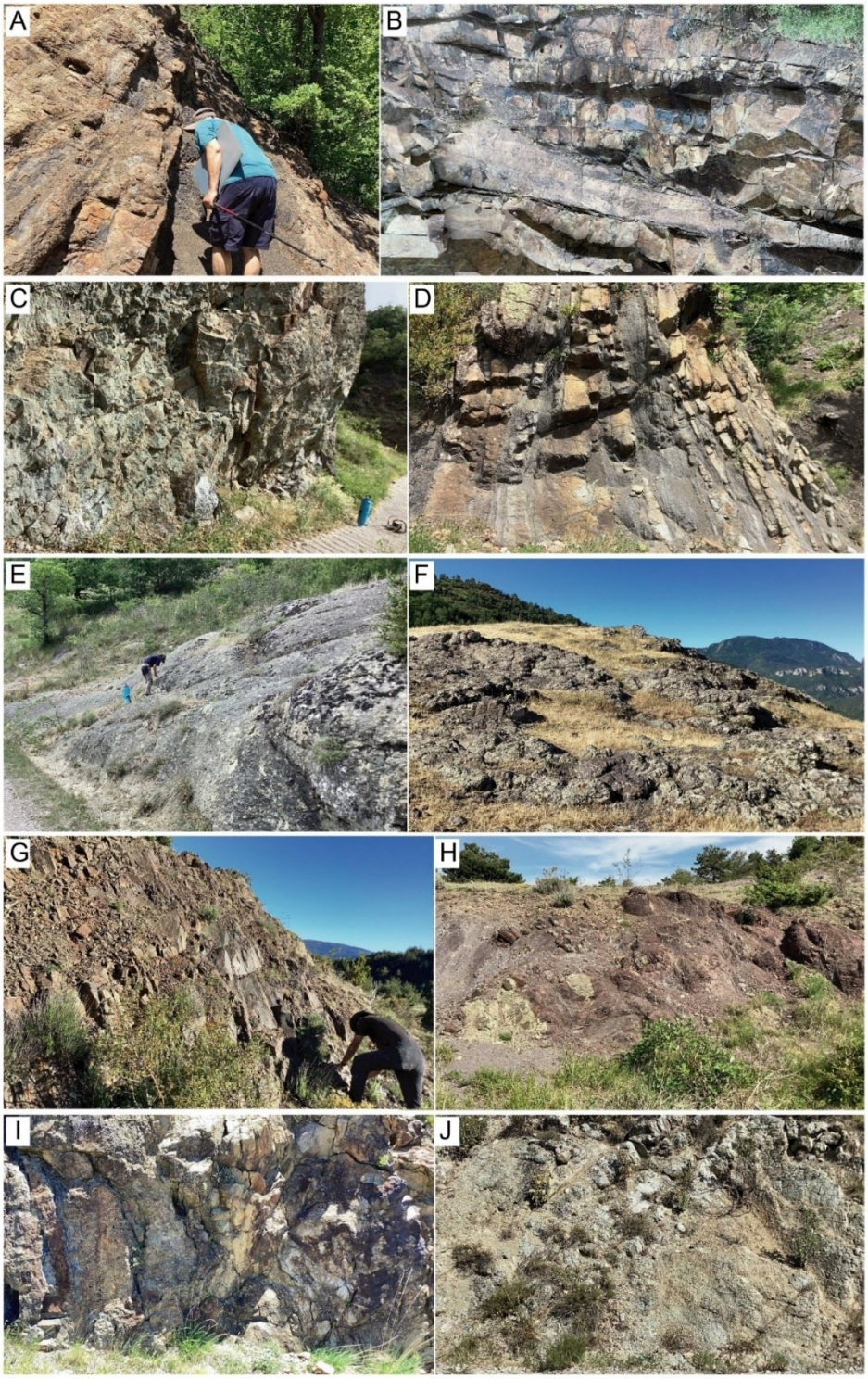


Figure 2: Field photographs of outcrops with different types of lithologies: A) Volcaniclastic stratified rocks of the G2 unit in the Erillcastell transect, Western area; B) and C) Lava flow rocks with their joint set pattern of the Gv2 unit in the Erillcastell transect, Western area; D) Volcaniclastic stratified rocks of the G2 unit in the Peranera transect, Western area; E) and F) Lava flow rocks of the Gv2 unit in the Peranera transect, Western area; G) Volcaniclastic rocks s.l. in the Gv1 unit in the Coll de Fades transect, Western area; H) Volcaniclastic rocks s.l. in the Gv1 unit in the Benés surroundings, Eastern area; I) and J) Volcaniclastic rocks s.l. in the Gv1 unit in the Castellnou d'Avellanós surroundings, Eastern area.

- The Upper Red Unit (URU) is absent in the Erillcastell Basin (Gisbert, 1981; Gisbert et al., 2024).

In general, the Upper Carboniferous-Permian succession shows a contrast between a humid environment in the GU and TU to wet and dry conditions in the LRU (Gisbert, 1981; Lloret, 2018). Overlying them, rocks of the Buntsandstein facies show a high rank unconformity directly lying on the GU, TU and LRU or directly over the preVariscan basement (e.g. Gisbert, 1981; Lloret, 2018). The Buntsandstein facies do not present any volcanic rocks and are constituted by basal conglomerates throughout the entire basin, and commonly sandstones and siltstones.

Focusing on the volcaniclastic s.l. rocks, tuffs present very-fine sandstones with volcanic fragments that constitute 50 to 60% of the total, quartz that represent the 25-30% and the rest are mainly feldespars and biotites (Lloret, 2018).

The Erillcastell Basin presents a complex geological setting that according to Lloret (2018) is defined by two sedimentary cycles. The first one is constituted by the deposit of the GU and TU units during the Late Carboniferous-Early Permian times and related to transtensional and transpressional tectonic movements that changed to transtensional ones during the sedimentation of the TU. The second sedimentary cycle comprises the LRU deposited under a transpressional regime in which the basal angular unconformity evidences a tectonic tilting towards the SE. Towards the end of the sedimentation of the LRU there was a reduction of the tectonic activity. In the Erillcastell Basin the depocenter migrated towards the east. An extensional component of the strike-slip main fault is active during the Early Permian (Lloret, 2018) and because of that, the Erillcastell Basin is described following a half-graben model (Saura, 2004; Saura and Teixell, 2006).

According to Lloret (2018), the GU, TU and LRU are affected by syn-sedimentary faults that after their restoration to the horizontal allows to recognize three main sets: i) a N-S with subvertical dips (80 to 90°) and subhorizontal (15 to 20°) towards the W and E, respectively; ii) a NW-SE set dips 30° towards the NE; and iii) the NE-SW set presents high dips between 75 to 88° towards the NW-SE. The Buntsandstein facies are affected by two normal faults sets showing N-S and NE-SW strike directions with dips between 60 to 75° towards the W-E and NW-SE, respectively. Gisbert et al., (2024) recognize four fault main systems that are the same for the Estac Basin: the main is the NNW-SSE set, and the secondaries are the NNE-SSW, ENE-WSW and NW-SE sets.

3. Methodology

3.1 Field work, sampling and procedures for obtaining standard specimens

The sampling sites were taken along five transects in a NNE-SSW direction, perpendicular to the strike of the bedding in the volcanic and volcaniclastic succession. Three of them were located in the western area, next to the Erillcastell (seven sites) and Peranera (five sites) hamlets and in the Coll de Fades pass (six sites). The other two transects (Fig. 1) were in the eastern area, one next to the Benés (five sites) and in the surroundings of the Castellnou d'Avellanós (seven sites) hamlets. The sampling products correspond to the Upper Carboniferous-Permian rocks: lava flows (ten sites), pyroclastic rocks (six sites) and volcaniclastic/composite deposit (17 sites) with a variably sedimentary component in the Grey Unit.

The samples were directly obtained in the field as cylindrical cores with battery-powered and gasoline drill machines cooled with water. In the drilled sites an average of eight cores were obtained per site. Samples were oriented with a magnetic compass and all sampling localities were positioned

with a GPS. The sampling sites were conditioned to the exposure and accessibility of the outcrops (abundant vegetation covers the rocks) and their conservation status. Additionally, structural data (bedding, fault and fracture planes) were collected by means of Fieldmove app (Midland Valley Exploration) on an iPad tablet. Oriented cores were cut to 2.1 cm-long, 2.5 cm-diameter standard cylinder specimens in the laboratory, using a radial saw (non-magnetic steel). A total of 414 standard specimens were obtained, averaging 12 specimens per site.

3.2 Magnetic mineralogy

Three types of analysis were performed to determine the magnetic mineralogy of the sampled rocks: i) 13 temperature-dependent magnetic susceptibility curves at room temperature, ii) 14 hysteresis loops and iii) 14 isothermal remanent magnetization (IRM) acquisition and backfield curves. These analyses allow to characterize the main magnetic carriers of the AMS and their magnetic behavior: ferromagnetic s.l., paramagnetic and/or diamagnetic and were carried out in the Pacific Northwest Paleomagnetism Laboratory of the Western Washington University (Bellingham, WA, USA).

Representative powdered samples obtained with an agate mortar (0.21-0.45 g per sample) that cover the wide range of magnetic susceptibility values, and the lithological types of the studied rocks were used. Temperature-dependent magnetic susceptibility curves were carried out in a KLY-3S Kappabridge susceptometer combined with a CS-3 furnace (temperature range between 40 to 700°C). Data were processed with the software SUSTE (AGICO, Inc., Czech Republic) and represented with software Cureval8 (Chadima and Hrouda, 2012). The free furnace (measure of the CS3 without the sample) and the normalization of the magnetic susceptibility values to a standard-volume specimen by calculating the density and the mass of the powdered sample were performed previously. The hysteresis loops record the induced magnetic moment acquired by a sample subjected to a magnetic field of varying intensity (from 0 to 1T). The IRM acquisition and backfield curves register the remanent magnetization that the samples can acquire under an increasing-decreasing intensity field (up to 1 T and from 1 T). These two analyses were performed in a Micromag 3900 Vibrating Sample Magnetometer (VSM, Princeton Measurements Corp.). The data were represented in a spreadsheet.

3.3 Analysis of RT-AMS

Anisotropy of Magnetic Susceptibility (AMS) at room temperature (RT-AMS) is a technique that allows to define the spatial variation of the magnetic susceptibility (k) by applying a low intensity magnetic field (300 A m^{-1}) in different orientations around a standard specimen. AMS depends on the preferred orientation of the magnetic carriers within a rock: ferromagnetic, paramagnetic and diamagnetic minerals (Borradaile and Jackson, 2004b). Magnetic susceptibility (k) is a dimensionless proportionality constant in the S.I. system that indicates the relationship between an applied magnetic field (H) and the induced magnetization (M) in an analyzed rock; $M = k \cdot H$. This magnetic constant (k) can be expressed mathematically as a second rank symmetric tensor and represented geometrically by a magnetic susceptibility ellipsoid with three orthogonal principal axes $K_1 > K_2 > K_3$.

The magnetic susceptibility ellipsoid is mainly characterized by three parameters (Jelinek, 1981) : i) the mean susceptibility (Km or Kmean) expressed as $Km = (K_1+K_2+K_3)/3$, ii) the corrected anisotropy degree (Pj) expressed as $\ln(Pj) = \sqrt{2((\ln(K_1/K))^2 + (\ln(K_2/K))^2 + (\ln(K_3/K))^2)^{1/2}}$, and iii) the shape parameter (T) expressed as $T = 2(\mu_2-\mu_3)/(\mu_1-\mu_3)-1$ where $\mu_1 = \ln K_1$, $\mu_2 = \ln K_2$, $\mu_3 = \ln K_3$ y $\mu m = (\mu_1 + \mu_2 + \mu_3)/3$. T allows to distinguish between oblate (s.l.), triaxial and prolate (s.l.) ellipsoids. Two widely

used terms related to the magnetic susceptibility ellipsoid are i) the magnetic lineation, that is the cluster of the K_1 axes and ii) the magnetic foliation that is the plane whose pole is the set of K_3 axes.

The magnetic susceptibility tensor was calculated with the software SUSAR (Agico Inc., Czech Republic) including statistical confidence angles. Data were processed and represented using the software Anisoft 5.1.03 (Chadima and Jelínek, 2019).

3.4 Thin section observations and geological cross sections

Thin sections observations under the microscope performed in five sites (two mutually orthogonal oriented thin sections per site) allow to establish the relationship between the structural data collected in the field (bedding, fractures and fault planes), the magnetic fabric results and the preferred orientation of the petrofabric (mainly plagioclase crystals, ferromagnesian minerals, micas, opaque minerals among others).

Three geological cross sections (see Fig. 1) were elaborated on the basis of the Late Carboniferous, Permian and Early Triassic basins map of the Eastern Pyrenees (Gisbert et al., 2024) including the new collected field data. The cross sections allow to recognize the disposition of the stratigraphic succession and the relationship between the different units across the Erillcastell Basin.

4. Results

4.1 Rock magnetic characterization

Temperature-dependent magnetic susceptibility curves (Fig. 3) are irreversible and present a dominant paramagnetic behavior that is observed thanks to the concave-hyperbolic shape of the heating curves from 20 to 300°C (Curie-Weiss law, e.g. Parés and Van der Pluijm, 2002). In two samples these hyperboles reach 600° C (M18-5 and M30-6B). Although there is an evidence of a magnetic susceptibility decay at 580°C in most of the samples (M1-3, M4-3, M15-8, M19-9, M28-9, M38-2B and M41-2) and at 670°C in samples M13-8 and M32-11, the main magnetic behavior is paramagnetism. The paramagnetic contribution has been estimated (Hrouda, 1994, Hrouda et al., 1997 method) and represents the 100% of the contribution in 54% of the analyzed samples and more than 80% of the total contribution in 23% of the rest of the analyzed samples. The rest (the other 23% of the total) presents a mixture of ferromagnetic s.l. and paramagnetic behaviors. There is also a neoformation of ferromagnetic phases during heating from 400°C onwards (sample M15-8, M19-6, M28-9, M14-4, M32-11).

Hysteresis loops corroborate, in the raw data (before slope correction), the paramagnetic contribution to the magnetic behavior in all samples (Fig. 4 and Supplemetary material 1). Having a look to the hysteresis loops and the isothermal remanent magnetization curves and backfield curves, samples reach complete saturation before 1 T except in samples M19-6 and M40-6. This fact indicates that except for the two mentioned samples in which a high coercivity mineral such as hematite, dominates, the presence of a low coercivity mineral such as magnetite is responsible of the ferromagnetic behavior. The absence of wasp-waists in the hysteresis loops points towards a single ferromagnetic phase.

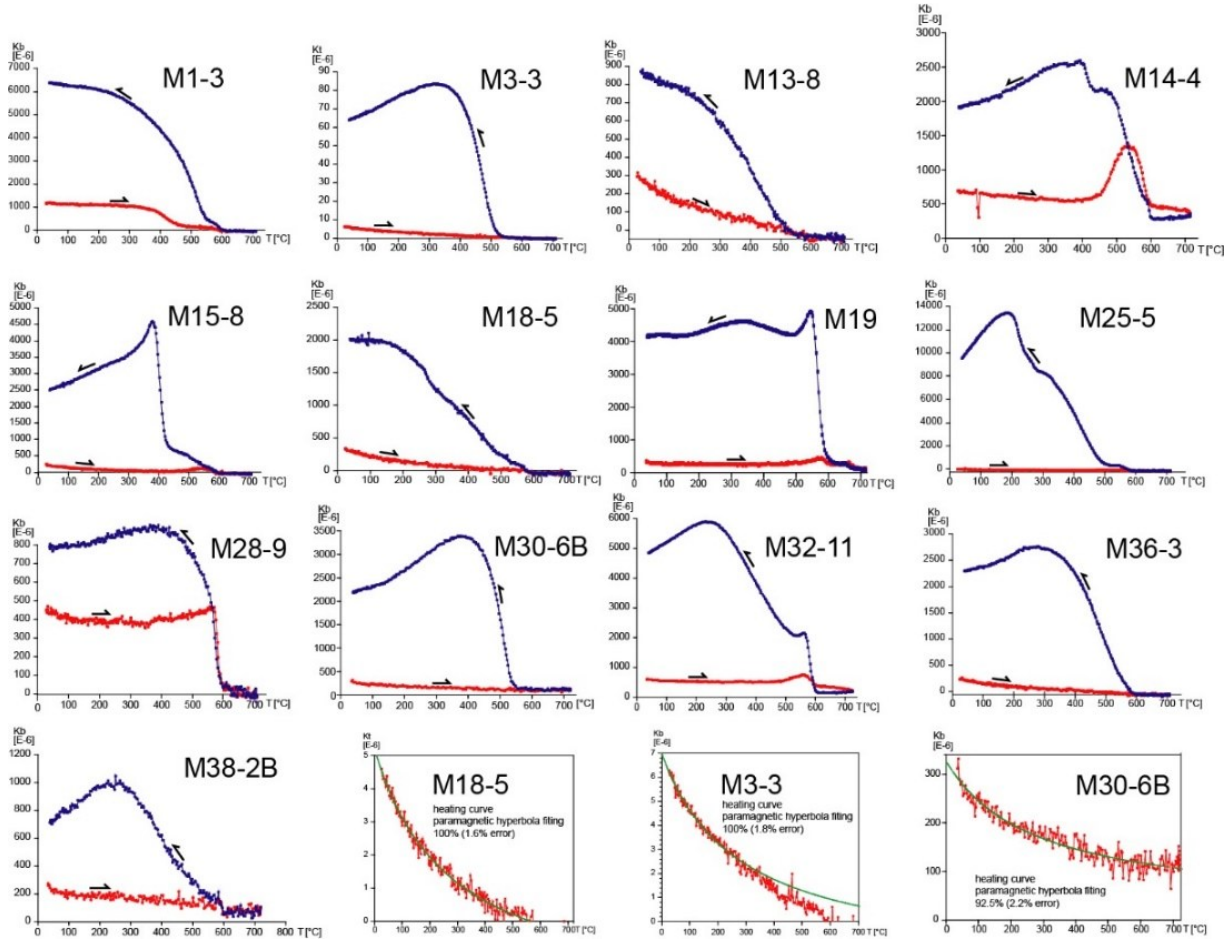


Figure 3: Temperature-dependent magnetic susceptibility curves from 40 to 700 °C of heating (in red) and cooling (in blue) for the 13 analyzed samples. Non-reversibility of curves can be observed. At the bottom right the enlargement of the heating curves in three selected samples with a dominant paramagnetic behavior can be observed.

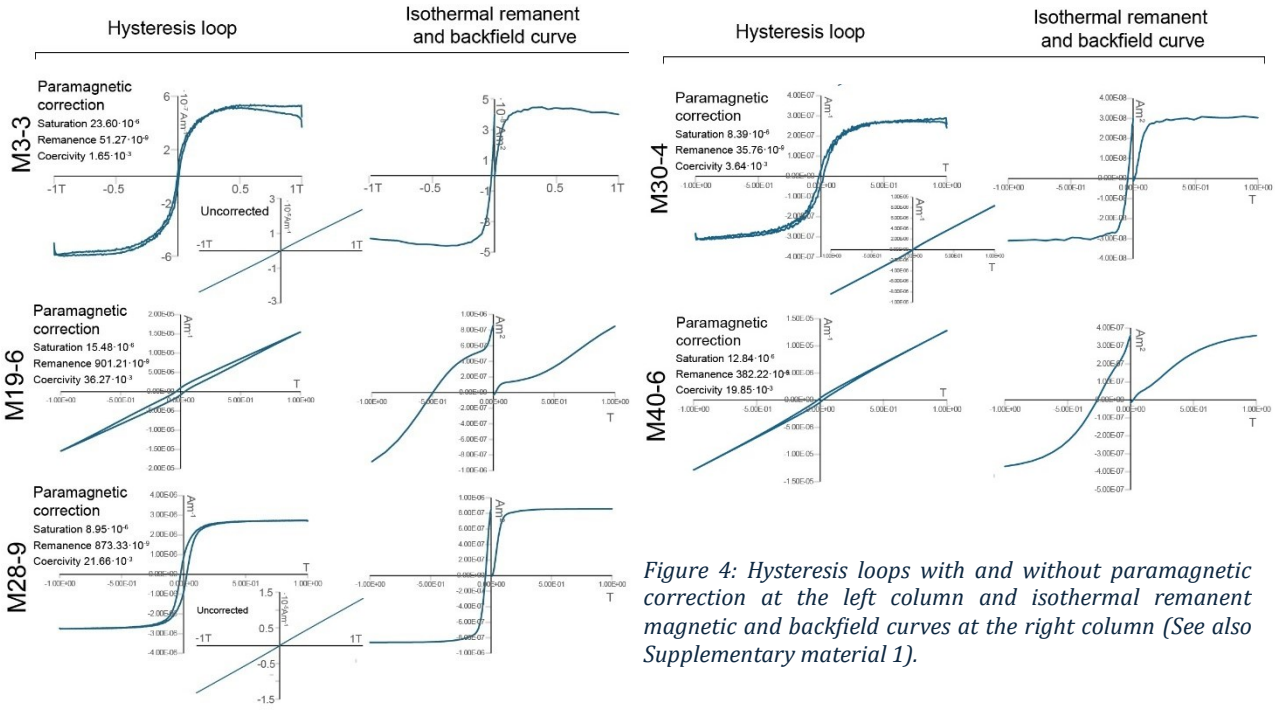


Figure 4: Hysteresis loops with and without paramagnetic correction at the left column and isothermal remanent magnetic and backfield curves at the right column (See also Supplementary material 1).

4.2 Magnetic fabrics: RT-AMS

Regarding the magnetic susceptibility ellipsoid parameters (Fig. 5 and Table 1), the corrected anisotropy degree (Pj) is low, always in the range typical of weakly deformed sediments Pj<1.1. The mean Pj is 1.019 and ranges between 1.005 (site M34, std. dev. 0.002) and 1.096(site M28, std. dev. 0.178, values affected by the small number of specimens n= 4). The shape parameter (T) shows a wide variability of magnetic susceptibility ellipsoids shapes: prolate, triaxial and oblate. The mean T is 0.111 and ranges between -0.631 (site M23, std. dev. 0.161) and 0.631 (site M32, std. dev. 0.292). The mean value of magnetic susceptibility (Km) for all sites is $502.5 \cdot 10^{-6}$ S.I, ranging between $66.93 \cdot 10^{-6}$ S.I (site M42, std. dev. 7.218, volcaniclastic s.l. rock) and $4331 \cdot 10^{-6}$ S.I (site M11, std. dev. 354, lava flow rock). The lava flows present magnetic susceptibility values above $295 \cdot 10^{-6}$ S.I , higher than the other rock types. Km-Pj and Km-T diagrams show no correlation between Km, Pj or T.

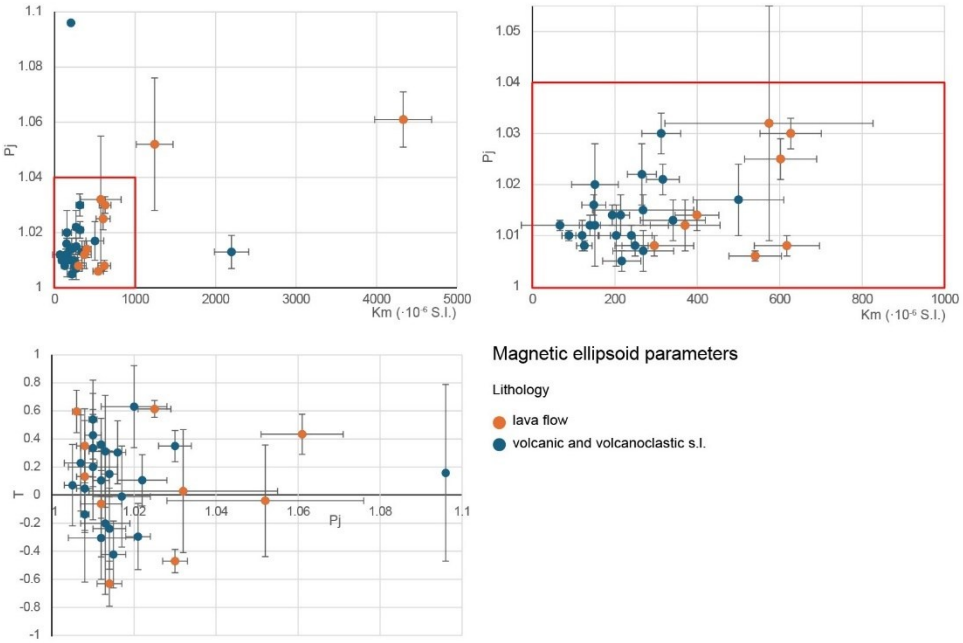


Figure 5: Diagrams of the magnetic susceptibility ellipsoid parameters depending on lithological types: the upper two diagrams show the corrected anisotropy degree (Pj) versus bulk magnetic susceptibility (Km), and the diagram below represents the shape parameter (T) versus magnetic susceptibility (Km). Averaged values from each sampled site.

Table 1, next page: Summary of magnetic fabric data. Label of the site, coordinates X and Y in ETRS89/UTM zone 31N EPGS:25831; N: number of specimens; Lithology: studied lithology, lava flow, composite deposit, pyroclastic rock, volcaniclastic rock; Km: mean magnetic susceptibility value per site and standard deviation in the next column. Kmax and Kmin (trend and plunge) of the magnetic lineation and of the pole to the magnetic foliation (Jelinek, 1977) in situ and after the tectonic correction and the α_{95} of each one; α_{95}: major and minor semi-axes of the 95% confidence ellipse (Jelinek, 1977); Pj: corrected anisotropy degree (Jelinek, 1981); T shape parameter (Jelinek, 1981); e: standard deviation.

	31 T						in situ				restored					
site	X (E)	Y (N)	Lithology	N	Km (·10⁻⁶)	Std.Err (·10⁻⁶)	Kmax	alfa95	Kmin	alfa95	Kmax	Kmin	Pj	e	T	e
M1	319674.79	4698952.29	lava flow	18	1242	228	5.5/10.3	55.4/25.8	103/35.9	32.1/22.8	254.8/82.8	137.8/3.3	1.052	0.024	-0.04	0.398
M2	319757.85	4699028.59	lava flow	18	370.5	84.51	117/21.9	49.5/14.3	22.2/11.6	29.0/16.0	306/11.1	127.1/78.9	1.012	0.005	-0.062	0.378
M3	319774.86	4699062.49	lava flow	12	574.1	252.6	181.2/67.2	21.0/11.8	302.5/12.3	14.5/9.7	7.7/15.4	271.5/21.4	1.032	0.023	0.029	0.438
M4	319744.79	4699319.84	comp. dep.	14	341	78.85	109.9/26.5	19.2/8.7	247.9/56.1	10.6/8.7	309.3/3.8	40.2/12.1	1.013	0.004	0.312	0.399
M5	319645.84	4699195.72	lava flow	15	626.6	74.44	130.5/72.7	2.6/2.3	328.5/16.5	12.8/2.4	356.8/1.4	265.3/46.5	1.03	0.003	-0.47	0.083
M7	319437.66	4698779.29	comp. dep.	10	151.7	178.4	132.3/45.7	56.3/32.2	230.7/8.1	39.6/28.5	154.2/10.1	58.1/30.8	1.012	0.008	-0.305	0.295
M8	319446	4698735.85	comp. dep.	16	2198	212.9	293.3/26.8	14.6/6.8	42.8/33.6	31.5/10.6	266.6/24.8	99.2/64.7	1.013	0.006	-0.201	0.507
M10	320283.08	4698848.38	lava flow	9	540.6	63.78	70.6/17.8	11.2/4.1	206.3/65.8	8.0/3.6	265.2/36.9	20/29.1	1.006	0.001	0.596	0.151
M11	320361.44	4698867.26	lava flow	18	4331	354	321.5/27	7.5/4.4	59.3/15	6.7/2.9	144.4/23.4	263/48	1.061	0.01	0.434	0.143
M13	320350.47	4698696.64	Pyroclastic	15	316.4	39.94	106.5/30.7	8.2/4.7	10.7/9.5	16.2/7.3	138.0/17.8	348.5/69.5	1.021	0.003	-0.295	0.236
M14	320338.86	4698683.71	volcaniclastic	13	265.5	35.21	113.2/34.3	11.1/4.5	7.5/21.6	11.0/7.1	136.4/2.1	290.3/87.6	1.022	0.006	0.106	0.182
M15	320334.53	4698675.49	volcaniclastic	9	312.6	46.92	112.4/33.6	7.4/4.8	16.7/8.6	13.2/3.9	135.5/2.4	36.6/75.1	1.03	0.004	0.35	0.111
M17	321331.87	4698668.35	volcaniclastic	6	268.7	73.71	94.7/27.2	27.6/6.3	332.9/45.7	22.0/8.1	123.9/14.3	232.8/51.7	1.007	0.004	0.229	0.343
M18	321294.48	4698635.86	volcaniclastic	26	268.6	123	107.9/23.3	14.5/7.8	226.3/47.9	54.0/11.6	268.5/1.7	0.1/42.3	1.015	0.003	-0.423	0.239
M19	321259.56	4698558.09	lava flow	11	295.8	95.71	92/32.7	39.2/15.6	341.5/28.6	47.5/15.7	256.5/13.8	155.2/38.6	1.008	0.002	0.351	0.264
M21	321132.92	4698509.44	lava flow	8	602.2	87.44	126.7/24.5	5.4/2.0	28.9/16.6	2.9/1.5	87.9/15.4	219.4/67.4	1.025	0.004	0.614	0.06
M22	321097.5	4698508.79	lava flow	23	617.5	79.04	242.5/65	39.3/16.1	78.6/24.1	52.0/17.9	4.6/23.5	261.4/27.7	1.008	0.002	0.132	0.4
M23	321037.37	4698491.55	lava flow	10	399.2	53.28	279.5/37.0	2.9/2.6	150.2/40.0	13.8/2.8	328.9/13.0	67.1/31.9	1.014	0.003	-0.631	0.161
M24	324212.06	4697061.45	Pyroclastic	9	120.8	41.25	113.3/7.2	20.7/9.5	22.2/8.6	13.9/8.7	109.0/1.5	200.5/43.2	1.01	0.003	0.336	0.275
M25	324150.42	4697089.23	Pyroclastic	10	139.5	25.75	99.1/25.4	11.4/5.4	200.6/22.8	14.8/10.7	265.2/9.4	26.3/72.1	1.012	0.002	0.105	0.269
M27	324116.5	4697073.08	Pyroclastic	17	249.1	32.05	286.8/4.6	22.6/8.9	195.2/18.8	15.5/7.9	296.1/5.6	47.0/74.7	1.008	0.002	0.047	0.299
M28	324114.46	4697073.69	volcaniclastic	4	202.4	15.28	117.1/21.7	------	216.0/21.3	------	90.7/6.6	343.5/68.8	1.096	0.178	0.159	0.629
M30	324116.44	4697074.08	volcaniclastic	12	203.2	43.82	279.2/17.8	38.1/16.2	10.3/3.3	31.0/8.6	300.9/24.6	182.6/45.9	1.01	0.006	0.2	0.376
M32	327456.34	4696453.04	comp. dep.	17	151.7	56.46	136.4/30.6	53.6/5.4	26.4/30.0	7.8/5.7	149.6/1.3	52.2/79.6	1.02	0.008	0.631	0.292
M33	327397.15	4696410.5	volcaniclastic	9	88.66	16.81	156.1/47.7	29.5/10.5	18.4/34.0	12.7/5.4	172.1/5.1	4.7/84.8	1.01	0.001	0.539	0.282
M34	327256.15	4696346.99	volcaniclastic	10	216.8	46.34	306.4/35.5	50.5/13.9	168.2/46.2	15.6/13.8	265.5/28.2	359.2/6.9	1.005	0.002	0.071	0.29
M36	327186.84	4696304.59	volcaniclastic	10	194	25.53	95.1/13.4	25.7/7.2	352.0/43.5	18.7/7.6	111.4/19.9	269.0/68.6	1.014	0.002	0.151	0.165
M37	327104.43	4696325.63	volcaniclastic	9	214.2	21.47	123.1/8.8	72.9/45.8	24.3/44.7	48.6/33.8	143.0/15.3	253.4/52.0	1.014	0.004	-0.239	0.289
M38	327080.99	4696286.87	Pyroclastic	12	126	18.75	159.0/44.2	11.5/5.8	349.9/45.2	15.8/7.9	5.0/6.7	270.9/31.4	1.008	0.001	-0.137	0.483
M39	327058.27	4696273.99	Pyroclastic	8	148.8	29.13	104.7/17.2	18.1/3.0	355.9/46.1	7.2/2.5	119.9/8.8	232.5/68.1	1.016	0.002	0.305	0.225
M42	327001.14	4696248.18	volcaniclastic	8	66.93	7.218	119.8/12.1	5.8/2.5	15.1/49.7	4.2/2.2	302.7/5.0	169.8/82.7	1.012	0.001	0.361	0.186
M41	326888.35	4696213.31	volcaniclastic	18	239.9	50.44	78.7/7.2	22.9/6.4	335.3/61.4	14.0/4.9	257.0/9.2	159.7/38.5	1.01	0.002	0.427	0.298
M40	326865.26	4696201.88	volcaniclastic	10	499.9	109.7	324.4/38.1	25.1/8.2	91.6/37.6	14.6/9.7	179.3/59.4	290.1/11.9	1.017	0.007	-0.01	0.36

Magnetic fabrics do not show a characteristic pattern of the orientation of their magnetic susceptibility axes depending on the lithological type.

Compared with bedding data (Figs. 6, 7, 8, 9, 10, 11, 12 and 13), a cluster of K_3 arranged subparallel to the bedding pole is present in 48.48% of sites (16 sites); of them, 87.5% show a tight clustering (confidence angle associated with K_3 e12<30°). A well-defined magnetic lineation is present in 72.72% of sites (24 sites) and in most sites is located within or close to the measured bedding plane.

Regarding the in situ magnetic fabrics of the western area at site level (Figs. 6, 7, 8, and 9), the distribution of the magnetic foliation in the G2 rocks (composite deposits, pyroclasts and volcaniclastic materials s.l.) tends to be arranged subparallel to the bedding that is subvertical. Instead, in the lava flows and in the volcaniclastic rocks of the Gv2 and Gv1 respectively, there is no correlation with structural data (bedding or fracture planes). Having a look at the distribution of the magnetic lineation, the K_1 is subhorizontal with a dominant NNW-SSE orientation in the G2 rocks, whereas in the Gv2 and Gv1 rocks there is not a defined pattern. After bedding correction, no clear pattern is present for either the magnetic foliation or magnetic lineation in the sites of the western area.

In the easter area (Figs. 10, 11, 12 and 13), all magnetic fabric sites are sampled in the Gv1 (volcaniclastic s.l. rocks). The sites of the Benés transect present a dominant WNW-ESE magnetic foliation with the same strike and similar dips of the regional bedding. The magnetic lineation shows a constant WNW-ESE direction with subhorizontal or less than 30° immersion values. After bedding correction, a NNW-SSE and E-W strike directions for the magnetic foliation (less than 50° of dips towards N and S) and magnetic lineation (subhorizontal inmersion values) are present. The sites of Castellnou d'Avellanós surroundings show a dominant WSW-ENE strike with dips around 45° towards the S for the magnetic foliation and not related with bedding data and a magnetic lineation with a dominant SE-NW trend towards the SE. After bedding correction high variable values for the strike and dip for the magnetic foliation and a dominant SE-NW trend for the magnetic lineation are identifiable.

If we consider the whole magnetic susceptibility ellipsoid data set based on the two main lithologies at specimen level, magnetic foliation planes in volcaniclastic rocks (Fig. 14) show a dominant WNW-ESE strike with dips between 45 to 90° mainly towards the S and magnetic lineation is well-clustered and shows a WNW-ESE direction mainly towards the ESE from 0 to 30° of declination. After bedding correction, data are most clustered, magnetic foliation is arranged subhorizontal and magnetic lineation is distributed in two subhorizontal clusters, one with an E-W and other with NW-SE direction. Magnetic fabric axes in lava flow (Fig. 14) are more scattered before bedding correction. In situ, magnetic foliation is arranged subvertical as well as the magnetic lineation. After bedding correction, magnetic foliation is very scattered and magnetic lineation is mainly arranged in a NNW-SSE direction with a subhorizontal declination.

Global data at site level (Fig. 15) show in the Western and Eastern zones a better magnetic lineation clustering after tectonic correction.

Figure 6: In situ AMS ellipsoids obtained for each sampling site with 95% confidence ellipses (Jelinek, 1977) in the Erillcastell, Peranera and Coll de Fades transects. The projection of the bedding plane and its pole is represented (blue color). In situ magnetic lineation plotted (trend and plunge value, red arrows) in the Western area of the Erillcastell Basin.

Figure 7: In situ AMS ellipsoids obtained for each sampling site with 95% confidence ellipses (Jelinek, 1977) in the Erillcastell, Peranera and Coll de Fades transects. The projection of the bedding plane and its pole is represented (blue color). Bedding corrected magnetic lineation plotted (trend and plunge value, red arrows) in the Western area of the Erillcastell Basin.

Figure 8: In situ AMS ellipsoids obtained for each sampling site with 95% confidence ellipses (Jelinek, 1977) in the Erillcastell, Peranera and Coll de Fades transects. The projection of the bedding plane and its pole is represented (blue color). In situ magnetic foliation plotted (strike and dip value, yellow symbol) in the Western area of the Erillcastell Basin.

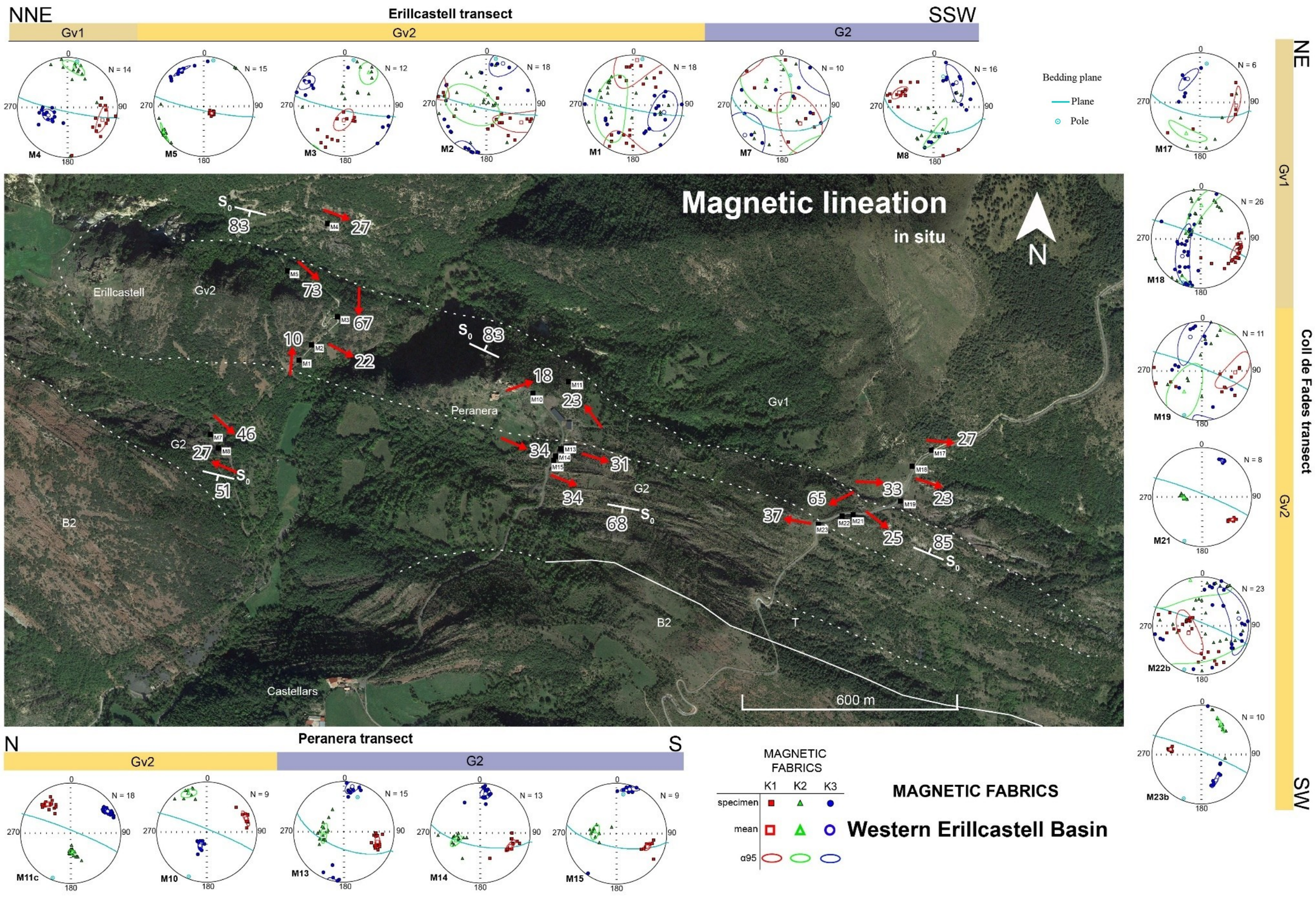
Figure 9: In situ AMS ellipsoids obtained for each sampling site with 95% confidence ellipses (Jelinek, 1977) in the Erillcastell, Peranera and Coll de Fades transects. The projection of the bedding plane and its pole is represented (blue color). Bedding corrected magnetic foliation plotted (strike and dip value, yellow symbol) in the Western area of the Erillcastell Basin.

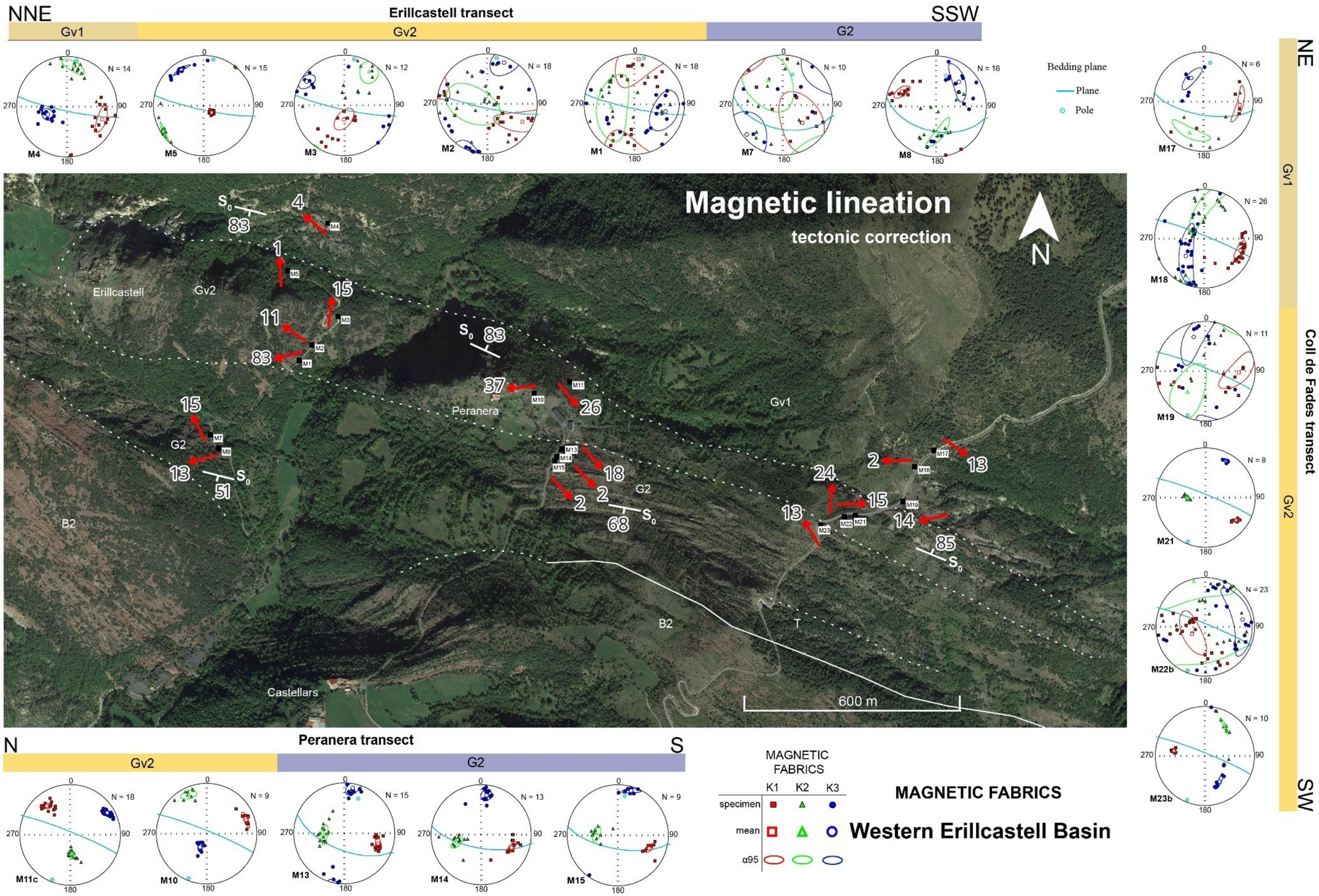
Figure 10: In situ AMS ellipsoids obtained for each sampling site with 95% confidence ellipses (Jelinek, 1977) in the Benés and Castellnou d'Avellanós transects. The projection of the bedding plane and its pole is represented (blue color). In situ magnetic lineation plotted (trend and plunge value, red arrows) in the Eastern area of the Erillcastell Basin.

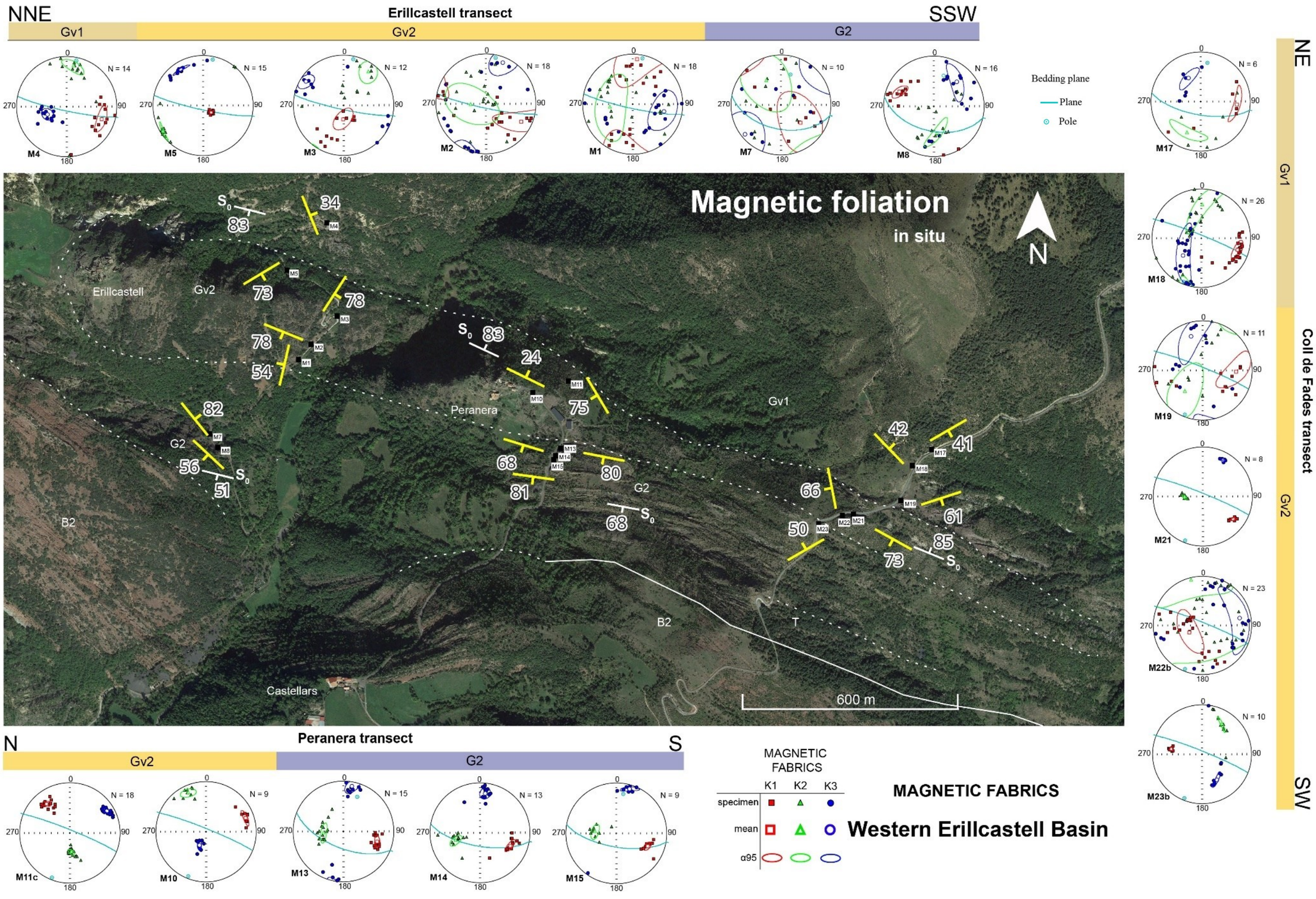
Figure 11: In situ AMS ellipsoids obtained for each sampling site with 95% confidence ellipses (Jelinek, 1977) in the Benés and Castellnou d'Avellanós transects. The projection of the bedding plane and its pole is represented (blue color). Bedding corrected magnetic lineation plotted (trend and plunge value, red arrows) in the Eastern area of the Erillcastell Basin.

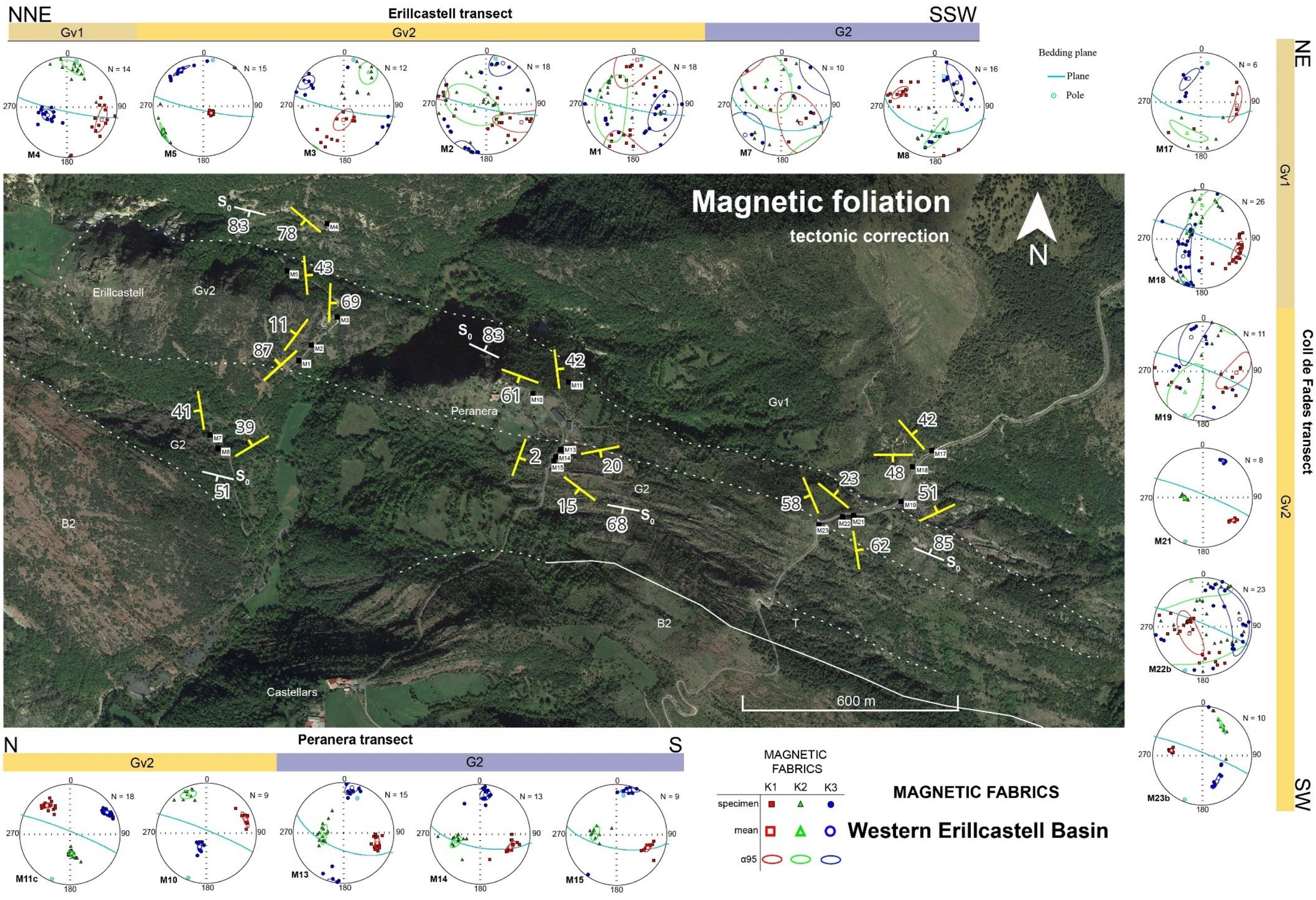
Figure 12: In situ AMS ellipsoids obtained for each sampling site with 95% confidence ellipses (Jelinek, 1977) in the Benés and Castellnou d'Avellanós transects. The projection of the bedding plane and its pole is represented (blue color). In situ magnetic foliation plotted (strike and dip value, yellow symbol) in the Eastern area of the Erillcastell Basin.

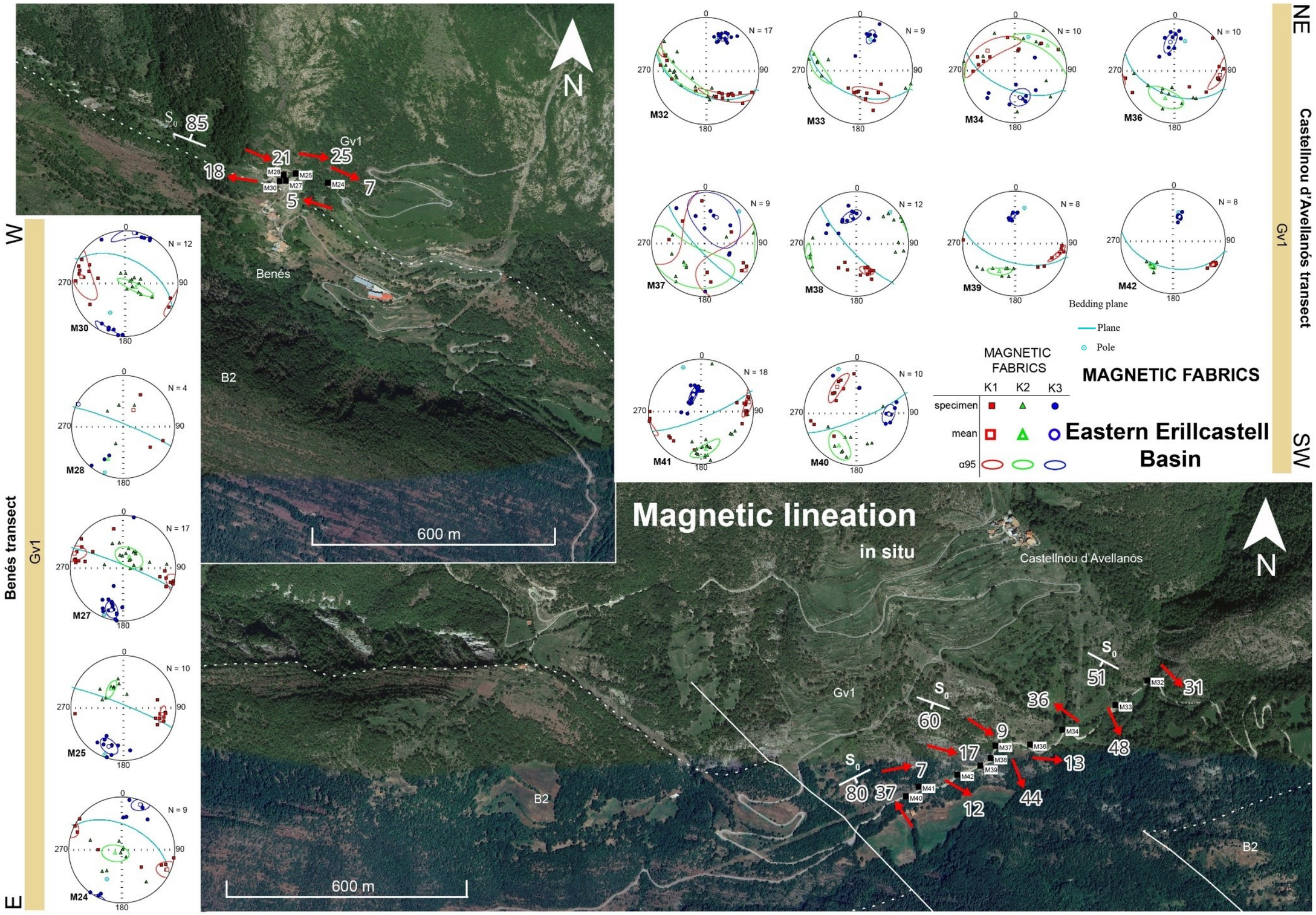
Figure 13: In situ AMS ellipsoids obtained for each sampling site with 95% confidence ellipses (Jelinek, 1977) in the Benés and Castellnou d'Avellanós transects. The projection of the bedding plane and its pole is represented (blue color). Bedding corrected magnetic foliation plotted (strike and dip value, yellow symbol) in the Eastern area of the Erillcastell Basin.

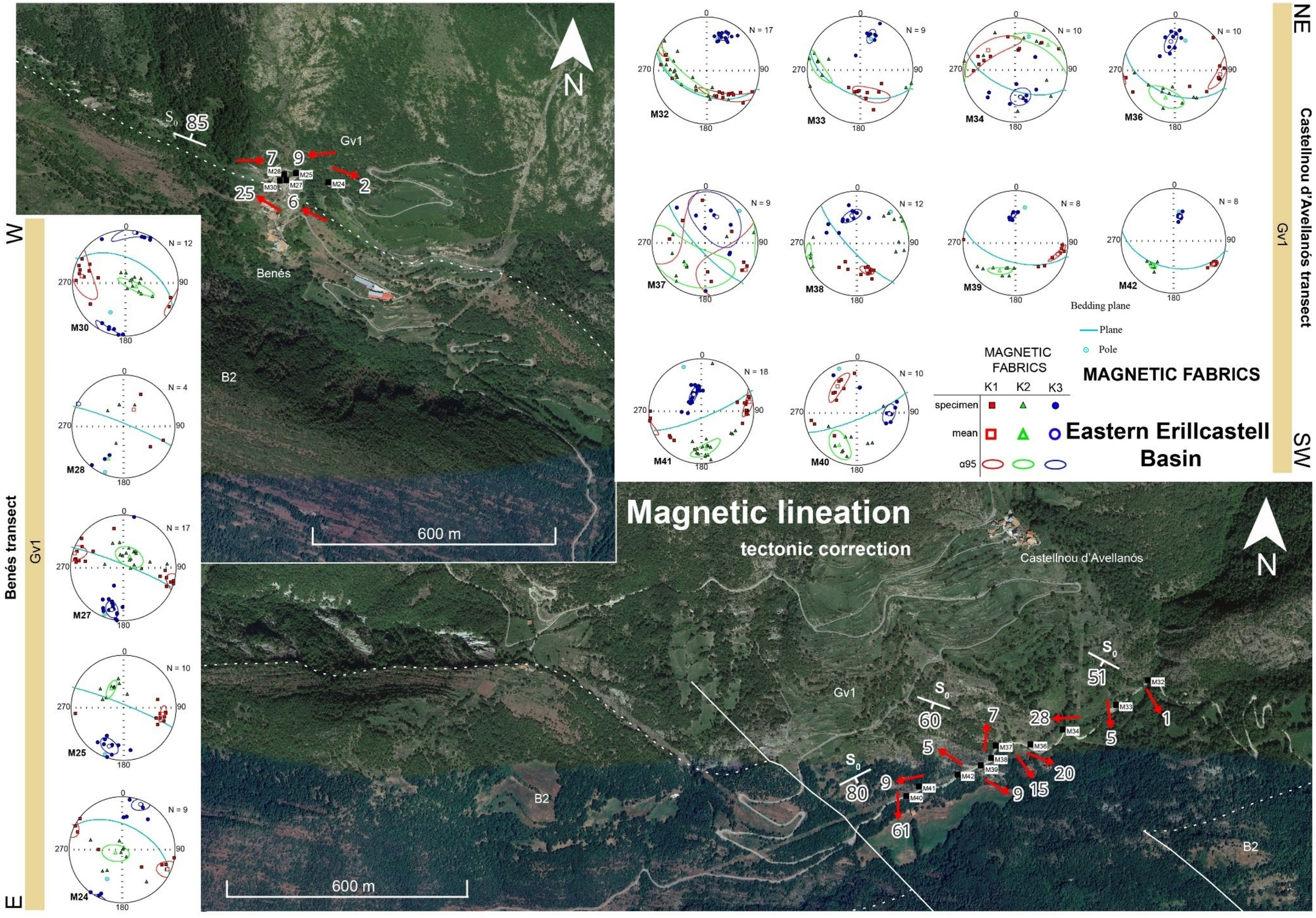

NNE
Erillcastell transect
SSW
Gv1
Gv2
G2
M4 N = 14
M5 N = 15
M3 N = 12
M2 N = 18
M1 N = 18
M7 N = 10
M8 N = 16
Bedding plane
Plane
Pole
M17 N = 6
Magnetic lineation
in situ
N
Erillcastell
Gv2
Peranera
Gv1
G2
B2
T
Castellars
600 m
NE
SW
Coll de Fades transect
M18 N = 26
M19 N = 11
M21 N = 8
M22b N = 23
M23b N = 10
N
Peranera transect
S
M11c N = 18
M10 N = 9
M13 N = 15
M14 N = 13
M15 N = 9
MAGNETIC FABRICS
K1 K2 K3
specimen
mean
α95
MAGNETIC FABRICS
Western Erillcastell Basin

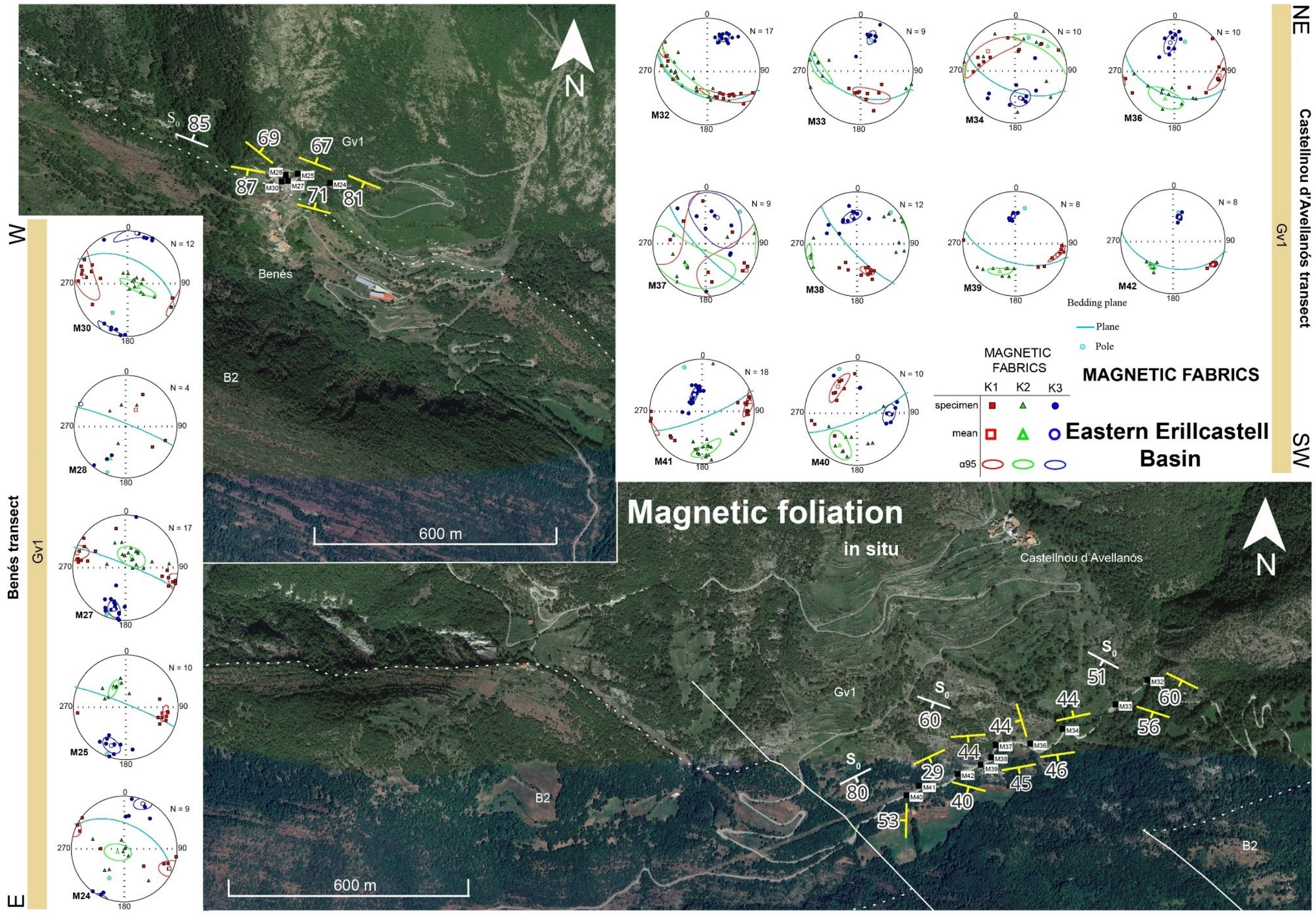

NNE
Erillcastell transect
SSW
Gv1
Gv2
G2
M4 N = 14
M5 N = 15
M3 N = 12
M2 N = 18
M1 N = 18
M7 N = 10
M8 N = 16
Bedding plane
Plane
Pole
Magnetic lineation
tectonic correction
N
Erillcastell
Gv2
Peranera
Gv1
G2
B2
T
Castellars
600 m
NE
SW
M17 N = 6
M18 N = 26
M19 N = 11
M21 N = 8
M22b N = 23
M23b N = 10
Coll de Fades transect
Peranera transect
N
S
M11c N = 18
M10 N = 9
M13 N = 15
M14 N = 13
M15 N = 9
MAGNETIC FABRICS
K1 K2 K3
specimen
mean
α95
MAGNETIC FABRICS
Western Erillcastell Basin

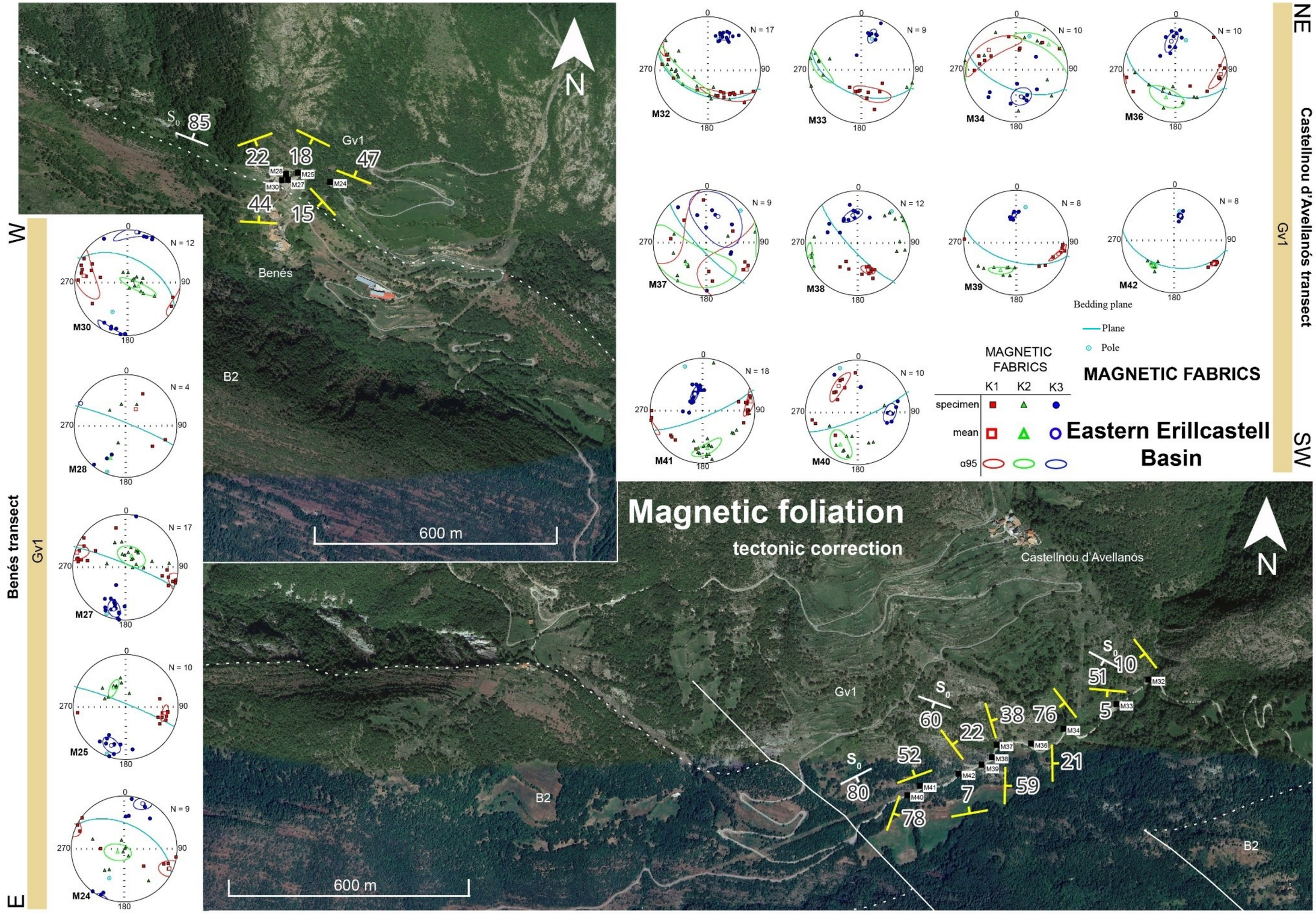

NNE
Erillcastell transect
SSW
Gv1
Gv2
G2
M4 N = 14
M5 N = 15
M3 N = 12
M2 N = 18
M1 N = 18
M7 N = 10
M8 N = 16
Bedding plane
Plane
Pole
M17 N = 6
Magnetic foliation
in situ
N
Erillcastell
Gv2
Peranera
Gv1
G2
B2
T
Castellars
600 m
M18 N = 26
M19 N = 11
M21 N = 8
M22b N = 23
M23b N = 10
NE
Gv1
Coll de Fades transect
Gv2
SW
N
Peranera transect
S
Gv2
G2
M11c N = 18
M10 N = 9
M13 N = 15
M14 N = 13
M15 N = 9
MAGNETIC FABRICS
K1 K2 K3
specimen
mean
α95
MAGNETIC FABRICS
Western Erillcastell Basin


NNE
Erillcastell transect
SSW
Gv1
Gv2
G2
N = 14
N = 15
N = 12
N = 18
N = 18
N = 10
N = 16
M4
M5
M3
M2
M1
M7
M8
Bedding plane
Plane
Pole
Magnetic foliation
tectonic correction
N
Erillcastell
Gv2
Peranera
Gv1
G2
B2
T
Castellars
600 m
NE
SW
Coll de Fades transect
N = 6
N = 26
N = 11
N = 8
N = 23
N = 10
M17
M18
M19
M21
M22b
M23b
N
Peranera transect
S
N = 18
N = 9
N = 15
N = 13
N = 9
M11c
M10
M13
M14
M15
MAGNETIC FABRICS
K1
K2
K3
specimen
mean
α95
MAGNETIC FABRICS
Western Erillcastell Basin


N
S0 85
Gv1
21
25
18
7
5
M28
M25
M27
M30
M24
Benés
B2
600 m
W
E
Benés transect
Gv1
M30
N = 12
M28
N = 4
M27
N = 17
M25
N = 10
M24
N = 9
M32
N = 17
M33
N = 9
M34
N = 10
M36
N = 10
M37
N = 9
M38
N = 12
M39
N = 8
M42
N = 8
M41
N = 18
M40
N = 10
Bedding plane
Plane
Pole
MAGNETIC FABRICS
K1
K2
K3
specimen
mean
α95
MAGNETIC FABRICS
Eastern Erillcastell Basin
NE
Castellnou d'Avellanós transect
Gv1
SW
Magnetic lineation
in situ
Castellnou d'Avellanós
N
S0 51
31
36
S0 60
9
17
7
S0 80
37
12
44
13
48
B2
600 m


W
Benés transect
Gv1
E
M30
M28
M27
M25
M24
N = 12
N = 4
N = 17
N = 10
N = 9
Benés
B2
600 m
N
S0 85
Gv1
7
9
2
25
6
M28
M25
M30
M27
M24
NE
Castellnou d'Avellanós transect
Gv1
SW
M32
M33
M34
M36
M37
M38
M39
M42
M41
M40
N = 17
N = 9
N = 10
N = 10
N = 9
N = 12
N = 8
N = 8
N = 18
N = 10
Bedding plane
Plane
Pole
MAGNETIC FABRICS
K1
K2
K3
specimen
mean
α95
Eastern Erillcastell Basin
Magnetic lineation
tectonic correction
Castellnou d'Avellanós
Gv1
B2
600 m
S0 60
S0 80
S0 51
7
5
9
61
28
5
20
15
9
1


N
S_0 85
69
67
Gv1
87
71
81
M26
M25
M30
M27
M24
Benés
B2
600 m
W
E
Benés transect
Gv1
M30
N = 12
M28
N = 4
M27
N = 17
M25
N = 10
M24
N = 9
M32
N = 17
M33
N = 9
M34
N = 10
M36
N = 10
M37
N = 9
M38
N = 12
M39
N = 8
M42
N = 8
M41
N = 18
M40
N = 10
Bedding plane
Plane
Pole
MAGNETIC FABRICS
K1
K2
K3
specimen
mean
α95
MAGNETIC FABRICS
Eastern Erillcastell Basin
NE
SW
Castellnou d'Avellanós transect
Gv1
Magnetic foliation
in situ
Castellnou d'Avellanós
N
Gv1
B2
S_0 60
44
44
S_0 80
29
40
53
45
46
S_0 51
44
60
56
M32
M33
M34
M36
M37
M38
M39
M42
M41
M40
600 m


N
S0 85
22
18
Gv1
47
M28
M25
M30
M27
M24
44
15
Benés
B2
600 m
W
E
Benés transect
Gv1
M30
M28
M27
M25
M24
N = 12
N = 4
N = 17
N = 10
N = 9
M32
M33
M34
M36
M37
M38
M39
M42
M41
M40
N = 17
N = 9
N = 10
N = 10
N = 9
N = 12
N = 8
N = 8
N = 18
N = 10
Bedding plane
Plane
Pole
MAGNETIC FABRICS
K1
K2
K3
specimen
mean
α95
MAGNETIC FABRICS
Eastern Erillcastell Basin
NE
SW
Gv1
Castellnou d'Avellanós transect
Magnetic foliation
tectonic correction
Castellnou d'Avellanós
N
S0 10
51
5
60
22
38
76
21
59
52
80
78
7
Gv1
B2
B2
600 m

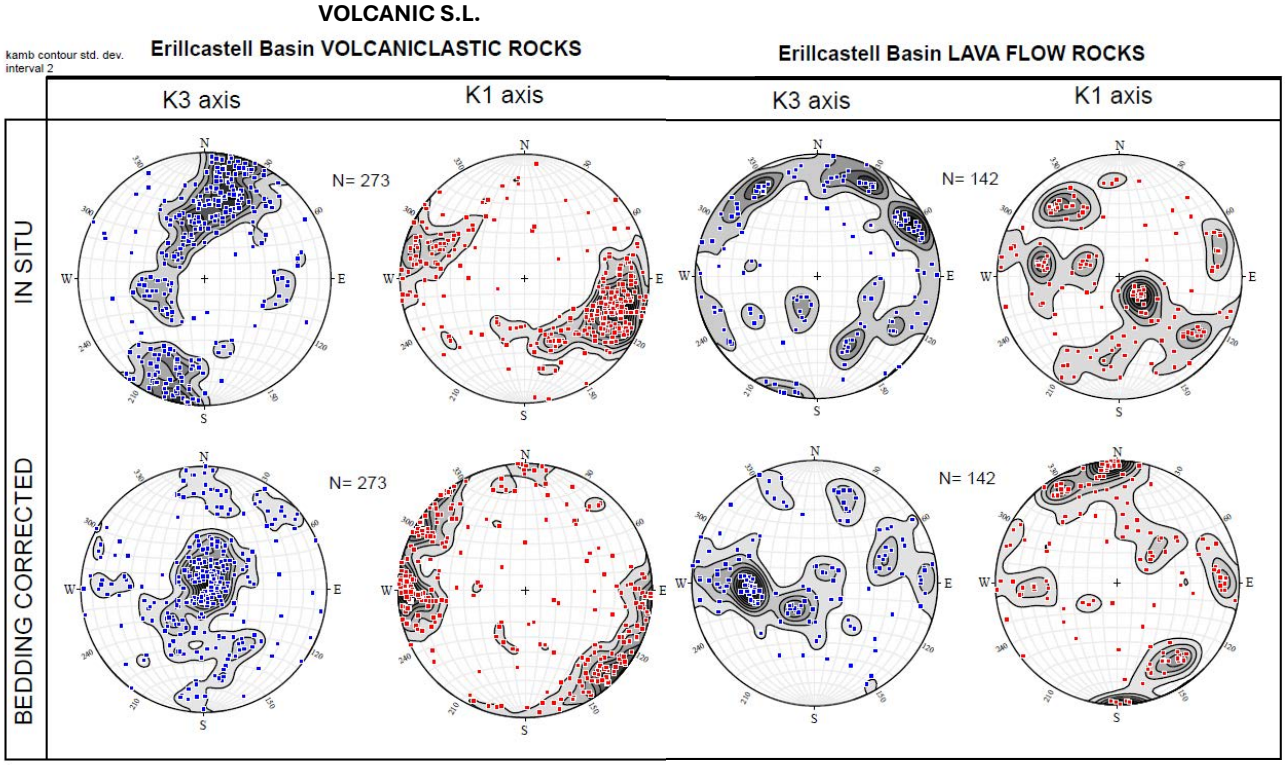


Figure 14: Comparison between the magnetic fabric results (K_1 and K_3 axis) of volcanic/volcaniclastic s.l. rocks and lava flow rocks at basinal scale (specimen level), before and after bedding correction.

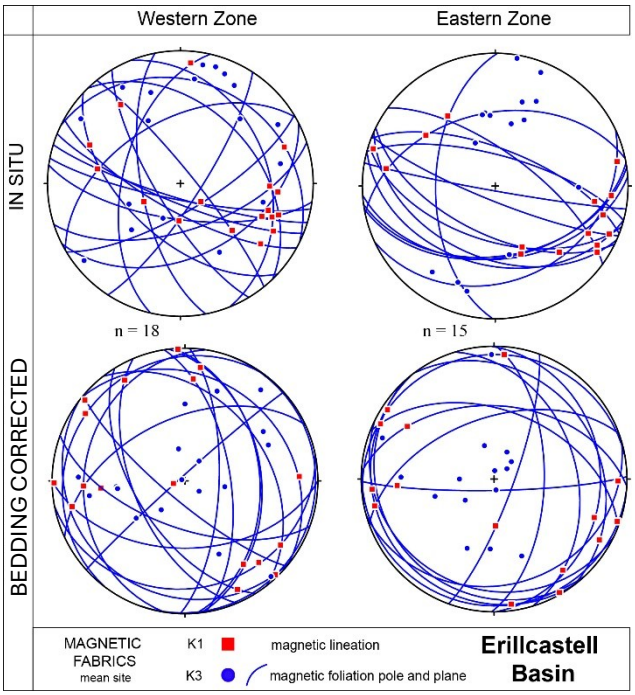


Figure 15: Global of means K_1 and K_3 axes at basinal scale (Western: Erillcastell, Peranera and Coll de Fades transects, and Eastern Zone: Benés and Castellnou d'Avellanós transects) before and after tectonic correction.

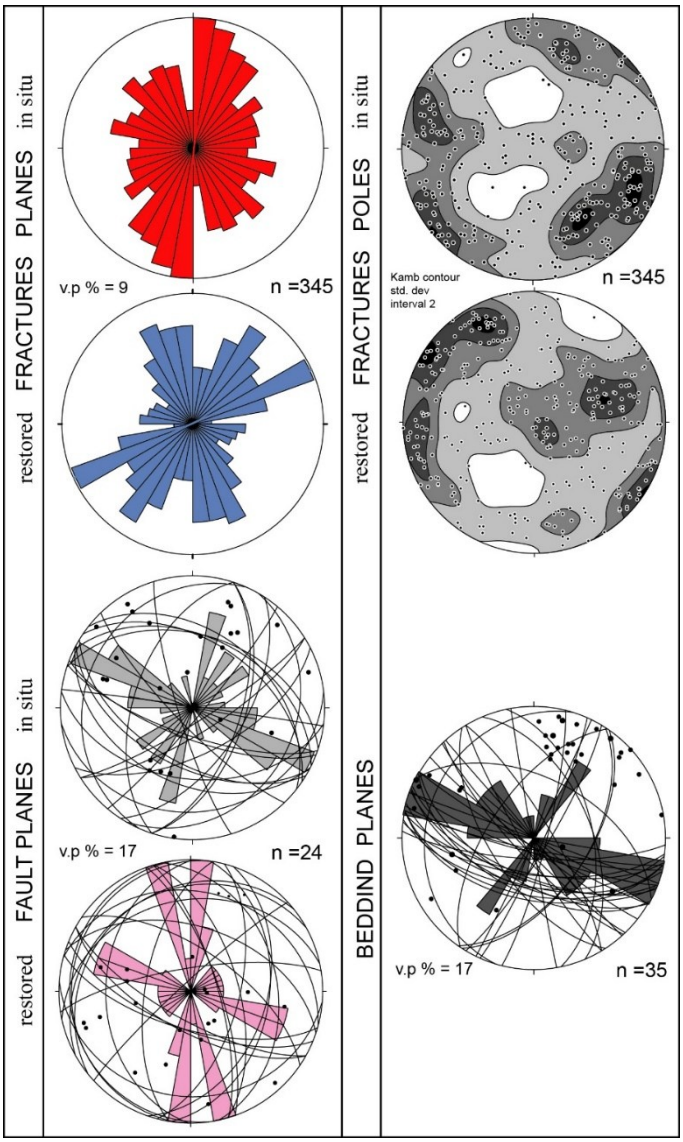


Figure 16: Fracture, bedding and fault planes and poles data of the Erillcastell Basin, in situ and after tectonic correction. Rose diagrams of the strike planes and density diagrams for the fracture poles. Data is corrected taking into account a 100/70 bedding

4.3 Structural data and microstructural observations

The volcanic (including lava flows) and volcaniclastic rocks are strongly fractured (Figs. 16 and 17). The dominant in situ fracture set shows a NNE-SSW trend with dips between 60 and 85° towards the NW. The second fracture set presents a NW-SE trend with subvertical dips and the third set shows a NNE-SSW trend with dips between 55 and 80° towards the SE. Taking into account the studied subunits into which the UG is subdivided (Gv1, Gv2 and G2), the dominant and the second fracture set are registered in the lava flows (Gv2) and to a lesser extent in the volcaniclastic rocks (Gv1). The third set is present in the lava flows (Gv2). In unit G2 fracture data recorded are not part of the three sets described above but rather those that are part of the dispersion.

Having a look to the in situ fault planes data (Fig. 16), a conjugate fault system consisting of two- sets with a WNW-ESE trend with dips around 60° towards the SW and NE, respectively, is recognized. A less represented third set with a NNE-SSW trend and dips around 55° towards the SW is observed. The bedding data (Fig. 16) in the Erillcastell Basin presents a WNW-ESE dominant strike dipping towards the S with dips between 55 to 60°.

The petrographical study (Fig. 18) reveals a well-developed flow orientation and an homogenous grain-size in the lava flow samples. The studied pyroclastic rocks are heterometric with a high content of vesicular volcanic fragments and quartz lithic fragments in a variable proportion embedded in a highly altered fine-grained matrix (originally composed of volcanic glass). The volcaniclastic rocks are constituted by a variable proportion of volcanic rocks and a detrital component (e.g. ignimbrites with some proportion of coal and fine-grain detrital sediments). Composite deposits present a clear dominance of quartz lithic clasts with a scarce to abundant proportion of volcanic components. The main phenocrystals in the volcanic portion (Fig. 18) of the studied rocks are plagioclase, opaque minerals, pyroxene, amphibole and in minor proportion biotite and chlorite. Some of them are pseudomorphs presumably of amphibole and/or pyroxene replaced by carbonates, opaque minerals, clays and other secondary minerals. The matrix is mainly composed of plagioclase, chlorite, opaque minerals and alteration products like carbonate cement, and vacuoles filled by opaque minerals. Nonetheless, the main phenocrystals in the detrital portion of the studied rocks are quartz, feldspar and muscovite and fossilized vegetal logs and leaves are also recognizable.

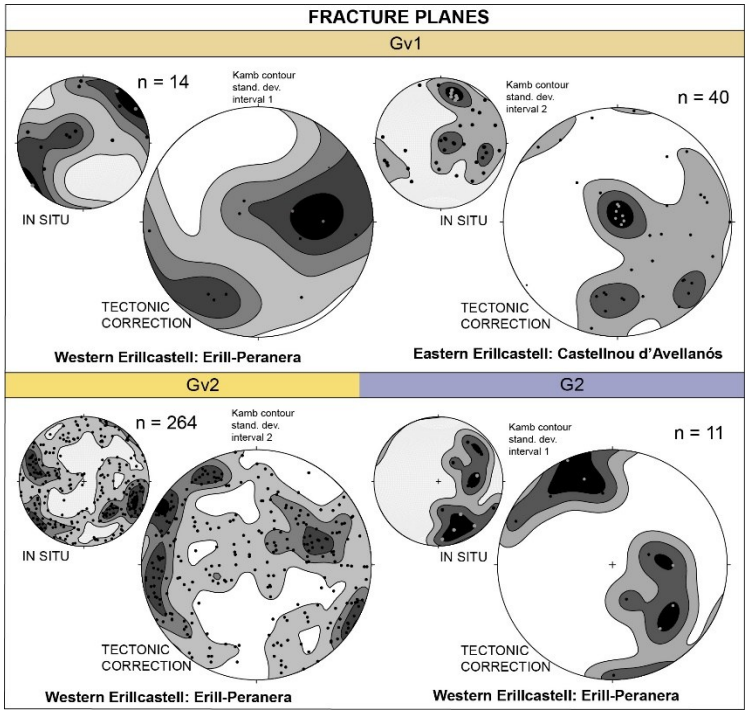


Figure 17: Fracture data according to the Gv1(volcaniclastic rocks), Gv2 (lava flows) and G2 (volcaniclastic stratified rocks) units in the western and eastern area of the Erillcastell Basin, in situ and after tectonic correction (considering 100/70, 105/60 and 100/50 for the Gv2, Gv1and G2, respectively.

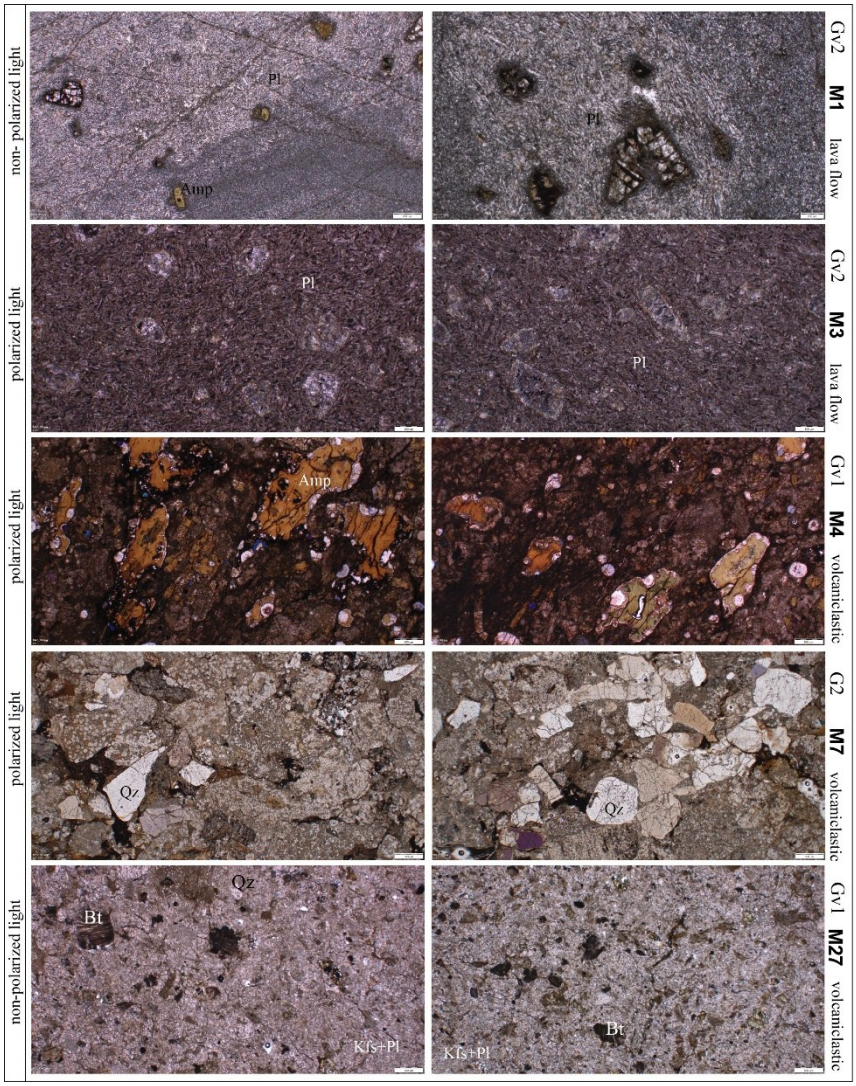


Figure 18: Thin section from site M1, M3, M4, M7 and M27 (polarized and non-polarized light). M1 and M3 correspond to an andesitic lava flow in the surroundings of Erillcastell. M4, M7 and M27 are different volcaniclastic rocks with a variable degree of a sedimentary component.

5. Discussion

The results obtained, both from the magnetic fabrics and the observation of thin sections under the optical microscope indicate that the volcanic and volcaniclastic rocks in this part of the Pyrenees are not strongly deformed. A strong deformation in the rocks of the study area could be a priori assumed due to their position at the southern edge of the Axial Zone and in several thrust sheets that underwent a strong southwards transport during the Pyrenean compression. No pervasive cleavage has been observed in the think sections or at the outcrop scale. As occurring in other inverted Late Carboniferous-Permian basins in the Pyrenees, the rheology of the lava flows can also have an influence in the non-development of cleavage in this area.

The directional analysis of the AMS results indicates some significant differences between the studied lava flows and volcaniclastic materials. In the case of the lava flows the definition of the K_{min} axes is worse than in the case of the volcaniclastic materials, whereas the magnetic lineation is better defined in the volcaniclastic rocks. The better grouping of the K_{min} axes after restoring in both cases points towards an origin of the magnetic fabric predating the tilting of beds and thus the compressional stage. However, some ambiguity can be found (as occurring in other examples of the Late Carboniferous-Permian basins located in the southern edge of the Axial Zones of the Pyrenees, see Simón-Muzás et al., 2022, 2023a), because the K_{max} axis directional maxima can be assimilated both to the paleoflow direction (primary magnetic fabrics) and to a possible compressional origin, in whose case the K_{max} axes would be more or less parallel to the hypothetic intersection lineation (or the fold axes). The different directions obtained, after bedding restoration, in the lava flows and in the volcaniclastic materials, and their different rheology can indicate that i) the original direction of flow was more NNW-SSE than NW-SE, as could be assumed from the magnetic lineation obtained in the volcaniclastic materials, or, alternatively, ii) there are different volcanic foci, or different flow paths, for the lava flows and the volcaniclastic materials. If we adopt the first hypothesis, the tectonic compression would have a certain role in the re-orientation of fabrics, provided that they originally showed a favorable direction for re-orientation (i.e. from NNW-SSE to NW-SE). This could also be applied to other Pyrenean basins, the same direction was also identified in the Laspaúles Basin, Izquierdo-Llavall et al. (2014a). If we assume the second hypothesis, the difference between the two lithologies would be related to the different behavior of igneous flows depending on their viscosity and velocity, and therefore, their possibility of adapting themselves to the topography created by the movement of normal or strike-slip faults contemporary to their deposit. Due to the temporal and spatial proximity between the different products, the different location for volcanic foci seems a less plausible hypothesis.

Fracturing can be interpreted in a mixed way, as occurring in other examples shown in previous chapters in this Thesis. The perpendicularity between fractures and bedding planes, and the occurrence of sets oriented at angles of 120° between them point to a thermal origin (columnar jointing) in the lava flows, similar to the pattern obtained in hypovolcanic bodies of the Cadí Basin (Simón-Muzás et al., 2023a). Since their origin is early within the history of basin evolution and inversion, they could be re-activated as strike-slip faults, as also appearing in the Estac Basin (Chapter 5, Section 5.2.2).

It is not easy to get new insights into the origin of intramountainous basins pre-dating the thrust sheet formation and their southwards transport and subsequent tilting. The general features point to a thinning of basins in a westward direction, a thinning that involves both the sedimentary sequences and the volcanic ones. The interpretation of the paired systems of basins (high-low subsidence systems) proposed by Gisbert (1981) could be applied in this case, relating it with the Estac Basin, that would be high subsident one. However, the proximity of the Laspaúles Basin (see AMS study in Izquierdo-Llavall

et al., 2014b), can also suggest an association between the basins located at present at the vicinity of the Noguera Ribagorçana river. However, it is difficult to propose a volcanic focus common to both areas, because of the higher proportion of lava flows in the Laspaúles Basin in relation to the Erillcastell Basin. The difficult (for the moment being) in determining the sense of flow is one of the main drawbacks to establish a clear relationship between the Erillcastell Basin and the neighboring basins to the East and West.

6. Conclusions

The magnetic fabrics results and the structural field and thin section observations presented in this study led to the following conclusions:

- Volcanic and volcaniclastic rocks in the Erillcastell Basin are not strongly deformed and do not show pervasive cleavage despite being located in a structural position at the southern Axial Zone edge involved in several *têtes plongeantes*.

-The magnetic lineation is clearly defined in the volcaniclastic materials, is contained in the bedding plane and shows a WNW-ESE maximum direction, whereas it appears slightly more dispersed in the lava flow rocks where it is also contained in the bedding plane and shows a maximum oriented NNW-SSE.

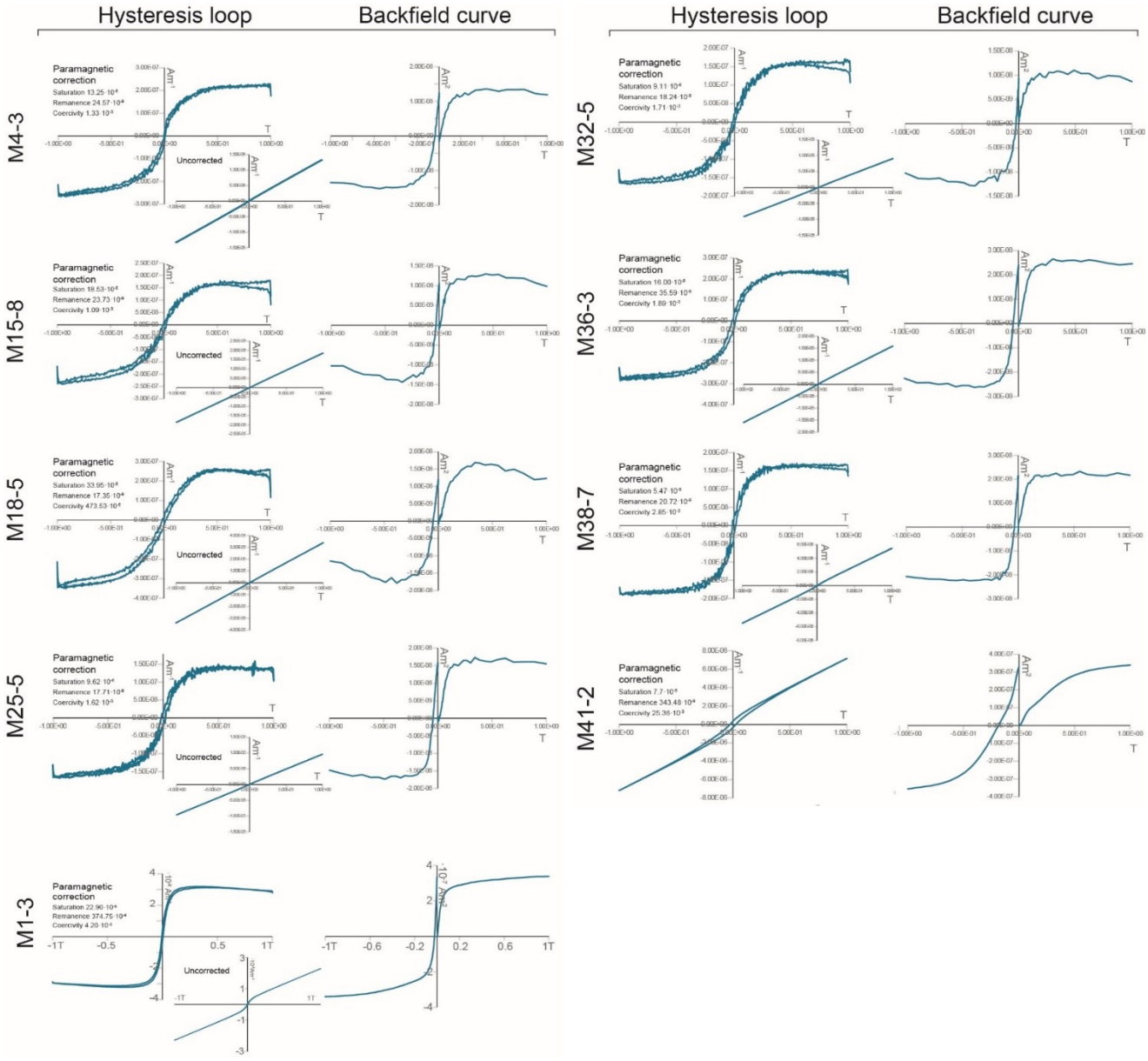
-The magnetic foliation presents a better clustering after bedding correction that points to a primary origin of the magnetic fabric and then, acquired prior to the Cenozoic tectonic compression.

-These results are consistent with the flow direction along the long axis of the sedimentary basins, controlled by major normal or strike-slip faults mainly active during the Permian stage

- A similar pattern evolution can be identified in the Erillcastell and Estac basins were thinning of basins was produced in a westward direction.

5.2.3.1- Supplementary material

Supplementary material 1: Hysteresis loops before and after paramagnetic slope correction and backfield curves. Values of magnetization saturation, coercivity of remanence and coercive force.



5.3. APPLICATION OF AMS TO HYPOVOLCANIC ROCKS

5.3. APLICACIÓN DE LA ASM A ROCAS HIPOVOLCÁNICAS

5.3.1.- Dyke or pipe? Contributions of magnetic fabrics to the reconstruction of the geometry of an eroded subvolcanic body (Cadí Basin, Pyrenees)

Ana Simón-Muzás[a]*, Antonio Casas-Sainz[a], Ruth Soto[b], Elisabet Beamud [c], Josep Gisbert[a]

a *Departamento de Ciencias de la Tierra, Geotransfer-IUCA, Universidad de Zaragoza, 50009, Zaragoza, Spain*
b *Instituto Geológico y Minero de España (IGME), CSIC, Unidad de Zaragoza, 50006, Zaragoza, Spain*
c *Paleomagnetic Laboratory CCiTUB - Geosciences Barcelona (Geo3Bcn), CSIC, 08028, Barcelona, Spain*

JOURNAL OF STRUCTURAL GEOLOGY (2023). Received 6 July 2022; Accepted 18 May 2023

The reconstruction of the geometry of igneous bodies in inverted basins is often a difficult task, because most of their volume can be either below or above the topographic surface. Indirect methods, such as the determination of their internal fabric can give clues to constrain geometrical reconstructions. The Sant Salvador intrusion, located in the Late Carboniferous-Permian Cadí Basin (Central-Eastern Pyrenees), is a good example for testing the application of magnetic fabrics to shallow igneous bodies because of (i) its characteristics in terms of crystal composition/orientation, showing a homogeneous petrofabric controlled by plagioclase crystals 0.4 mm in size, (ii) its good, though partial, preservation, (iii) its position in the stratigraphical succession, between volcaniclastic sediments and unconformably overlying red beds, and (iv) the many unknown factors related to the intrusion, including the geometry of the body and its depth and the amount of erosion after intrusion. Furthermore, the Sant Salvador intrusion provides opportunity for checking the correspondence between the petrofabric and the magnetic fabrics when the magnetic carriers of susceptibility (with an average value of $5217 \cdot 10^{-6}$ SI) are mainly ferromagnetic. In this case the main magnetic carriers are magnetite and also hematite, the latter resulting from oxidation processes at the paleosurface. The results of Anisotropy of Magnetic Susceptibility show a bimodality in the K_1 disposition after bedding restitution: vertical in the deeper areas of the intrusion and subhorizontal, E-W, in the uppermost stratigraphic positions with an intermediate necking zone in which transition from vertical to horizontal flow is interpreted to occur. Bands deflecting the mineral foliation at the micro scale have also a tectonic or thermal origin but do not seem to interfere with the magnetic ellipsoid axes. Columnar jointing is interpreted to be parallel to the long axis of the intrusion (and therefore to magma flow, and perpendicular to the paleosurface). All these features indicate that the Sant Salvador intrusion can be interpreted as a subvertical pipe feeding a sill that was eroded before the sedimentation of the overlying red beds.

Keywords: Magnetic fabrics; Intrusive body; Pyrenees

1. Introduction

The formation and growth of igneous bodies represents a widespread process from deep to shallow crustal conditions (e.g., Gudmundsson, 2012; Menand, 2011; Rivalta et al., 2015). However, the mechanisms controlling magma emplacement and the configuration of different body geometries are still a matter of debate, especially when dealing with intrusions at shallow crustal levels (Horsman et al., 2005). One of the factors playing a major role on this process is the depth of emplacement. At shallow depths, space making mechanisms are the primary controls (e.g. roof lifting, floor depression, stopping, e.g. Petraske et al., 1978; Hutton, 1988; Cruden et al., 2017), that can be inferred from the geometry of the body and the deformation of the host rock. However, in ancient records, the geometry of igneous bodies is not often easy to decipher because faulting, folding or erosion of the igneous and the host rocks can hinder their geometrical features. In these cases, other constraints and techniques are necessary to indirectly obtain an approximation to their shape.

The magmatic fabric of igneous bodies is a good indicator of how magma was emplaced (e.g. Cañón-Tapia, 2004a). In the same sense, it can give clues to the geometry of igneous intrusions when the shape of the body cannot be outlined, for being most of it either above or below the topographic surface. Although the relationship between geometry and magmatic fabric is not always straightforward, and other constraints are also necessary, there are multiple works that show that there is a relationship between these two elements, both for syn-tectonic and post-tectonic intrusions (see, e.g., Román-Berdiel et al., 1995; Leblanc et al., 1996, Gleizes et al., 1998; Aranguren et al., 2003; Sant'Ovaia et al., 2010; Nédélec and Bouchez, 2015).

The analysis of the anisotropy of magnetic susceptibility (AMS) is a useful and rapid technique to assess the petrofabric of rocks (e.g., Jelinek 1981; Kligfield et al., 1983; Tarling and Hrouda 1993; Borradaile and Henry,1997). Applied to igneous rocks, the analysis of AMS constitutes a powerful tool to characterize(i) the primary magmatic flow, (ii) the location of preferential pathways for magma ascent of plutonic, volcanic and subvolcanic rocks, and/or (iii) the deformation undergone before the complete crystallization of plutonic rocks (e.g. Tarling and Hrouda, 1993; Bouchez, 1997; Bascou et al., 2005; Ort et al., 2015).

The Sant Salvador intrusion in the Central Pyrenees provides an excellent setting for AMS application in order to reconstruct the shape of igneous bodies due to (i) its good, although very limited preservation, in terms of outcropping surface, (ii) its position in the stratigraphic series, (iii) its structural characteristics, cutting across a sedimentary succession, and (iv) the existence of suitable outcrops showing parts of the body that were originally at different depths. In this work, the combination of AMS, structural analysis and petrofabric studies contribute to characterize changes in the petrofabric of the Sant Salvador intrusion that can be related to differences in the magma flow pattern, and, ultimately, to its shape. Likewise, AMS interpretation together with the structural data (used to define the pattern of columnar jointing) provide constraints to estimate the geometry and orientation of the intrusive body. This work offers an example where the analysis of the AMS is used to provide insights in (i) the direction of flow of a shallow intrusive body, and (ii) its geometry, where previous studies based exclusively on facies analysis and cartography did not reach a conclusive outcome.

2. Geological setting

The Sant Salvador intrusion is located in the central part of the Cadí Basin where it crops out along a NNW-SSE oriented (Fig. 1), 650 m-long ridge (Serrat dels Esquers). The outcrop is located at an elevation of 1633 m, close to the Sant Salvador hermitage. It stands out in the landscape for its steep walls and the exposed, acute longitudinal crest.

The Cadí Basin, located in the central-eastern part of the Pyrenean range, is one of the Late Carboniferous-Permian basins of the Iberian Peninsula. It is situated in the southern edge of the Axial Zone and limited between the paracomformable Mesozoic units to the South and the unconformity over the Variscan basement to the South. Its formation has been interpreted as linked to an asymmetric graben (Saura and Teixell, 2006) filled with a variety of volcanic products (Simón-Muzás et al., 2022). At present, rocks cropping out in the Cadí Basin (Fig. 1) are integrated in a south-dipping monocline interpreted as the southern limb of a basin-scale hangingwall anticline associated with the Alpine Orri thrust (Muñoz, 1992; Saura and Teixell, 2006).

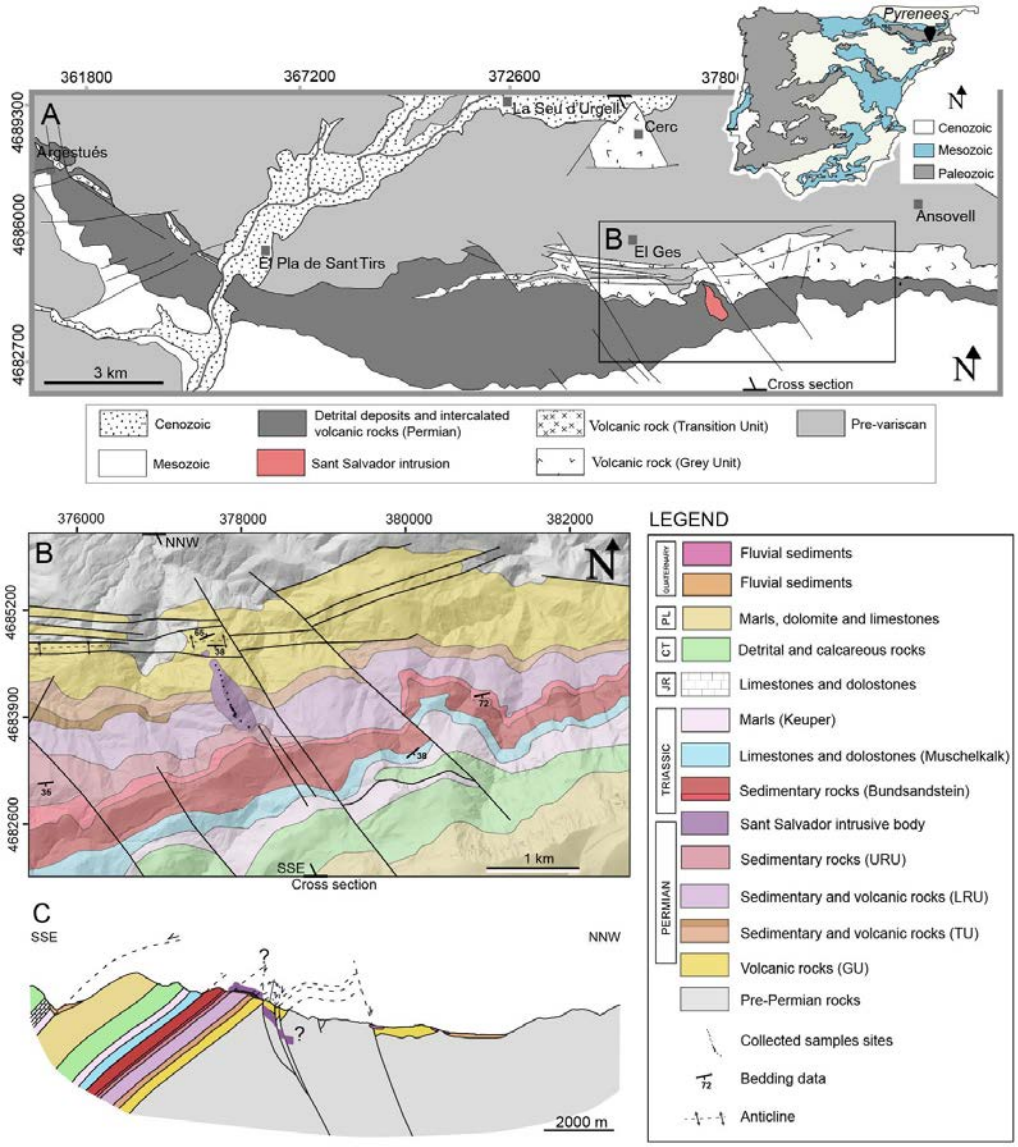


Figure 1: A) Geological map of the Late Carboniferous- Permian basin, (modified from Gisbert, 1981); B) Detail of the location of the Sant Salvador intrusion (modified from Gisbert, 1981); C) Cross section of the Cadí Basin. In purple, Sant Salvador intrusion and interpretation of its geometry and possible situation. A detailed location of collected samples sites is shown in Fig.6 and 7.

The Late Carboniferous-Permian rocks of the Cadí Basin are subdivided into four lithostratigraphic units according to Gisbert (1981). From older to younger: Grey Unit (GU), Transition Unit (TU), Lower Red Unit (LRU) and Upper Red Unit (URU). The sedimentary sequences in the GU and TU pass laterally to pyroclastic rocks with interbedded lavas that in the GU are andesitic and, in the TU, dacitic (Gisbert, 1981). In the LRU and URU, siltstones, sandstones and red conglomerates alternate with interbedded volcanic bodies. Bixel (1984), based on geochemical criteria, established 5 volcanic episodes, the first three occurred during the sedimentation of GU, TU and LRU respectively, and episodes IV and V are linked with the URU. In the Cadí Basin, Episode IV is only represented by the calc-alkaline

andesites in the Sant Salvador intrusion. Based on facies analysis, cartography and geochemistry, previous authors interpreted that the Sant Salvador body intruded before the deposition of the URU, postdating the late Carboniferous-Permian andesites, but it is never intercalated in the LRU and URU (Gisbert, 1981; Bixel, 1984).

The Sant Salvador intrusion is relatively homogeneous and presents a trachytic aphyric grey texture, occasionally porphyric (less than 5% in volume, Bixel, 1984). Holocrystalline types are also recognizable in the "inner" part of the body (Lago et al., 2004). In its upper part, malachite mineralizations are common (Bixel, 1984) and edaphic alteration evidence its surface exposition before the deposition of the overlying succession.

Noteworthy, in most of the Sant Salvador body, the original mineral assemblage is strongly altered, as shown by the replacement of ferromagnesian silicates by chlorite and opaque minerals, and of plagioclase by sericite and carbonates. The geochemical study carried out by Lago et al. (2004), shows that plagioclase (almost pure albite, Ab>96) and clinopyroxenes, showing a wide compositional range, dominated the original assemblage. The IV episode, in which the Sant Salvador intrusion is included (Bixel 1984; Lago et al., 2004), together with Episode V, shows rocks with higher values of $Na_2O + K_2O$ respect to the previous episodes and a wide variation in the Nd-Sr isotopic compositions. This points to an abrupt change in the magma sources, from the crust (dominant in the three previous stages) to the lithospheric mantle, and also to the participation of enriched lithosphere and asthenosphere (possibly associated with a mantle plume) components in varying proportions. This compositional change reflects the evolution from the late Variscan transtensional tectonic regime to an extensional tectonic regime that induced mantle upwelling and decompression melting (Lago et al., 2004).

The Sant Salvador intrusion is a key element for deciphering the relationships between sedimentation and magmatism in the Permo- Carboniferous basins, despite the discrepancies regarding its origin and disposition. It has been described as 1) an intrusive body emplaced along a N140 fracture and characterized by a massive texture (without a jointing pattern) in its edges with a columnar disjunction tilted towards the South in its inner part (synchronous with the Upper Red Unit or slightly postdating it, Gisbert 1981); and 2) as a dyke with a N160-170 strike, and dipping 60-70°W as a consequence of the Pyrenean compression; this dyke would be several tens of meters thick, and would show columnar jointing with axes parallel to its walls (Bixel, 1984). The work by Bixel (1984) recognizes a system of minor dykes, 10 m thick and oriented N010 to N030 and considers the main intrusion tilted 45° following an E-W horizontal axis during the Pyrenean compression. Gisbert (1981) and Bixel (1984) describe a sinistral displacement of the segments of the structure, caused by either N70 fractures (Gisbert, 1981) or E-W faults (Bixel, 1984). The aim of this paper is to shed light on the origin and orientation of the Sant Salvador intrusion by means of the study of its magnetic fabric and microstructural and image analyses. Understanding the relationship between the magnetic fabric, the petrofabric of the rock and columnar jointing, and their variations along the igneous body is not only useful to characterize the Sant Salvador intrusion but also for establishing the basis for the application of these techniques to similar examples in the geological record elsewhere.

3. Methodology

3.1. Sampling campaign and laboratory procedures

A total of 20 sites, totaling 293 specimens, were sampled for the AMS and structural study. Sites are homogeneously distributed (average spacing between sites 50 m) in a NNW-SSE transect along the ridge of the intrusive body, depending on the accessibility of suitable outcrops (see Geological map in Fig. 1 and detailed sampling sites location in Figs. 6 and 7).

Samples were obtained in the field with a gasoline-powered drill. Six to 10 cylindrical cores per site were obtained. Cores were oriented in situ with a magnetic or a solar compass and sampling localities were positioned with a GPS. Oriented cores were cut to 2.1 cm-long, 2.5 cm-diameter standard cylinder specimens using a radial saw (non-magnetic steel) in the laboratory. Nine to 26 standard cylinder specimens were obtained in each sampling site.

The AMS measurements, its analysis and the interpretation of the magnetic fabric results from the initial 12 sampling sites (SS1 to SS12), which were later complemented with a second sampling campaign between sites SS3 and SS5. This resulted in eight new sampling sites (J1 to J8) to determine with higher accuracy the changes in the orientation of the magnetic ellipsoid axes.

3.2. AMS

Two types of analyses were conducted: 1) Anisotropy of Magnetic Susceptibility (AMS) measurements at room temperature (RT-AMS) for the 20 sites and 2) AMS at low temperature (LT-AMS) for 4 sites (J1, J8, SS8 and SS10These selected sites for LT-AMS are representative of different magnetic ellipsoids distributed in the lower, middle, upper and superficial zone of the intrusive body.

The AMS analysis was performed at the Magnetic Fabrics Laboratory of the University of Zaragoza, Spain, using a Kappabridge KLY-3S (AGICO Inc, Czech Republic). AMS is a technique that allows to define the spatial variation of the magnetic susceptibility (k) by applying a low intensity magnetic field (300 $A \cdot m^{-1}$) in different orientations around a standard specimen. Magnetic susceptibility (k) is a dimensionless proportionality constant (in the S.I. system) that indicates the relationship between an applied magnetic field (H) and the induced magnetization (M) of a rock; $M = k \cdot H$. AMS can be expressed mathematically as a second-rank symmetric tensor and geometrically as a magnetic ellipsoid with three orthogonal principal axes $K_1 > K_2 > K_3$. The magnetic susceptibility value (k) is the summation of the contributions of all the mineral species present in the sample and it depends on their spatial orientation within the analyzed rock. These minerals can exhibit one of the magnetic behaviors of matter: diamagnetic, paramagnetic or ferromagnetic s.l.

The magnetic susceptibility ellipsoid was described in detail by Nye (1957) and it is mainly characterized by three parameters (Jelinek, 1981): (1) the mean susceptibility (K_m or K_{mean}), expressed as $Km = (K_1+K_2+K_3)/3$, (2) the corrected anisotropy degree (Pj) expressed as $\ln(Pj) = \sqrt{2((\ln(K_1/K))2 + (\ln(K_2/K))2 + (\ln(K_3/K))2)1/2}$, and (3) the shape parameter (T) expressed as $T = 2(\mu_2 - \mu_3)/(\mu_1 - \mu_3) - 1$ where $\mu_1 = \ln K_1$, $\mu_2 = \ln K_2$, $\mu_3 = \ln K_3$ y $\mu_m = (\mu_1 + \mu_2 + \mu_3)/3$; that allows to distinguish between oblate (s.l.) ellipsoids, triaxial ellipsoids and prolate (s.l.) ellipsoids. There are two relevant features related to the magnetic susceptibility ellipsoid: 1) the magnetic lineation, that is the cluster of the K_1 axes and 2) the magnetic foliation, the plane whose pole is the set of K_3 axes.

The paramagnetic behavior is exponentially enhanced at low temperatures according to the Curie-Weiss law: $Kp = C/T - \theta$; Kp is the paramagnetic susceptibility, C is a constant and θ is the paramagnetic Curie temperature (Tc). In the LT-AMS analysis, to isolate the paramagnetic subfabric from the total fabric, four sites (J1, J8, SS8 and SS10) distributed along the different zones of the intrusion and the four groups of magnetic fabrics (six specimens per site, but only four in one case), were analyzed. A thermal insulation was integrated around the measuring coil to thermally protect the instrument from the cooled samples (~77 K). The low-temperature-AMS (LT-AMS) measurement routine includes an 1-h cooling of the samples at 77 K by immersion in liquid nitrogen and measurements in the 15 manual positions. Between each position, the analyzed specimen was immersed again 1 min in liquid nitrogen.

The AMS results were processed and represented using: 1) the software *SUSAR* (AGICO Inc, Czech Republic) for the RT-AMS, 2) the software SUSAM (AGICO Inc, Czech Republic) for the LT-AMS and 3) the software *Anisoft 5.1.03* (Chadima and Jelínek, 2019) for the representation of all the AMS data.

The data obtained from both RT- and LT- AMS analyses were corrected to the horizontal taking into account the Permian red beds orientation (dip direction/dip, 170/44).

Density was measured for 237 specimens to investigate if there is a relationship between this property and the magnetic susceptibility or if there is a variation of density along the intrusion. For this purpose, for each specimen, dry weight and subsequently its weight immersed in water were measured. The density value of a standard specimen was calculated according to Archimedes' principle, ρ = dry weight/(dry weight-weight immersed in water).

3.3. Rock magnetism

To elucidate the magnetic mineralogy, four temperature-dependent susceptibility curves, six hysteresis loops and three Lowrie's test or three-axis IRM demagnetization (Lowrie, 1990) were performed. The four temperature-dependent susceptibility curves were analyzed in the KLY-3S Kappabridge with a CS-3 furnace at the University of Zaragoza (Spain), using the *software* SUSTE (AGICO Inc., Czech Republic). These analyses encompassed a range of temperature between 40 and 700 °C performed in an argon atmosphere in order to avoid mineral oxidations during heating. Samples J2-5, J7-2, SS8-5 and SS1–5B were selected according to their susceptibility values (Km) as representative samples. These samples were powdered in an agate mortar (0.3–0.6 g per sample). Results were interpreted with the *software* Cureval 8 (Chadima and Hrouda, 2012) taking into account: (1) correction of the free furnace (measure of the CS3 without the sample), and (2) the normalization of the susceptibility values to a standard-volume specimen (calculating the density and the mass of the powder).

The hysteresis loops were performed in a QD (Quantum Design) MPMS XL (Magnetic Properties Measurement System) with a SQUID sensor magnetometer system at the University of Zaragoza (Spain) that allows to characterize the magnetic properties of a material. Samples SS2–4B, SS8–6B, SS10-6A, J1-2A, J3-3A and J7-2 were selected for having the highest susceptibility values (Km) of the studied sites. They were powdered in an agate mortar (0.2–0.3 g per sample) and were measured at 300 K with an applied magnetic field that oscillates between 0 and 1 T. First in increasing field then in decreasing field up to a value 0 and later in the same way but with a negative value field. The hysteresis loops were analyzed by means of the *HystLab* software package (Paterson et al., 2018). A bulk measurement of each pulverized sample was made in the KLY-3S Kappabridge to check that the ferromagnetic mineral content is representative. Powdered samples were introduced in a diamagnetic gelatin capsule. Measurements routine includes a purgation of the sample, a calibration of the equipment and programming the points of measurement.

The three-axis IRM demagnetization also known as Lowrie's test or thermal demagnetization of the composite IRM (Lowrie, 1990) allows to identify the different mineralogical groups according to their coercivity value and the unblocking temperatures of magnetization by the induction of three IRM, one for each axis of the sample, in a decreasing order: 1.2 T (axis z), 0.3 T (axis y) and 0.1 T (axis x), respectively) and subjected to thermal demagnetization. The Lowrie's test was carried out for samples SS2-1, J1-1 and SS8-8 and IRM's were acquired with a IM10-30 (ASC Scientific) and measured with a JR6A (AGICO) at the Paleomagnetic Laboratory CCiTUB-Geosciences Barcelona (Geo3Bcn) (Spain).

3.4. Microstructural and image analyses

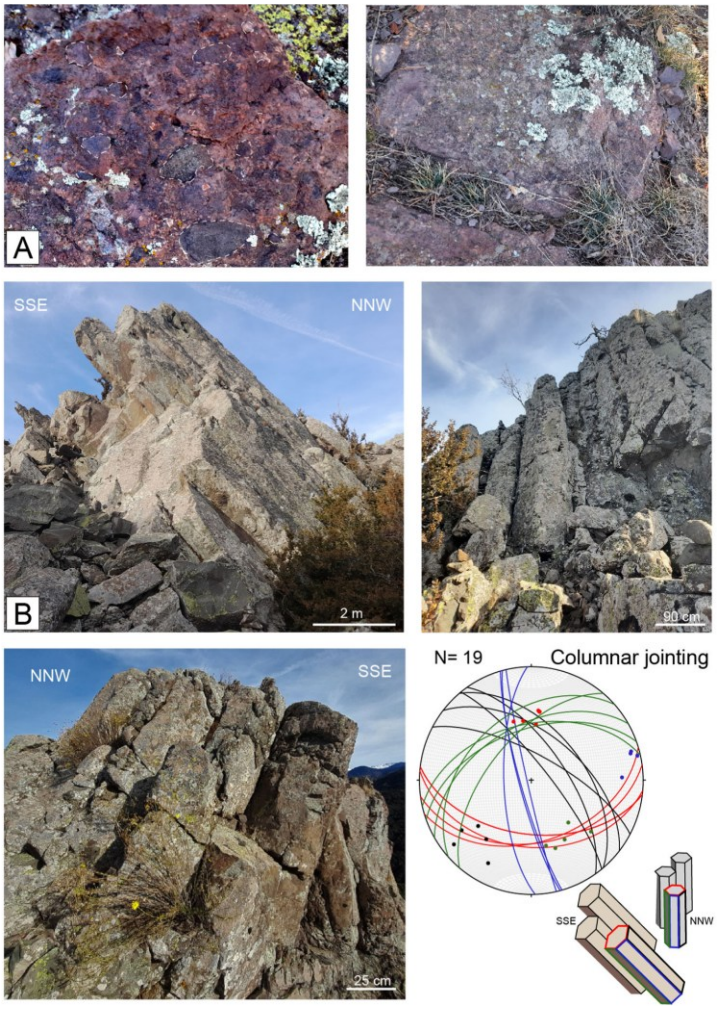


Figure 2: A) Views of the reddish breccia (some clasts are outlined to highlight lithologies and sizes (left) and URU sedimentary red beds (right) in the contact with the intrusive body; B) Different views of the columnar jointing developed in the middle part of the Sant Salvador intrusion and stereoplot (lower hemisphere) of the joint sets in situ.

The microstructural study in oriented thin sections allows to determine the relationship between the orientation of the magnetic ellipsoid axes and the petrofabric of the rock (preferred mineral orientations or structures, mainly plagioclase). This study was done once the AMS data were analyzed and interpreted. It was carried out in five sites (J3, J6, SS2, SS8 and SS12) selected according to: 1) their position along the intrusive body axis, and 2) the orientation of the magnetic ellipsoid. Taking into account the magnetic fabric results, for each selected site, two mutually perpendicular thin sections were performed: 1) one of them contains the K_1 and K_3 axis of the magnetic ellipsoid and is perpendicular to the K_2 axis, 2) the other thin section contains K_2 and K_3 axis and it is perpendicular to the K_1 axis. As proposed in previous works (Oliva-Urcia et al., 2012a; Simón-Muzás et al., 2022, among others) magnetic fabrics analysis has revealed a very useful tool for guiding in the definition of the optimal cuts to be studied under the microscope.

Due to the aphanitic texture of the rocks, that prevents the determination of the texture in outcrop observations, mineral orientations were studied in 10 thin sections by means of the following routine: (1) inspection and manual measurement in an optical microscope under transmitted light and high-resolution image analysis from clean binary files (black color for the particles and white for the background) in order to analyze their shape and orientation by means of (2) *ImageJ* software (Schneider et al., 2012) that allows to obtain histograms of the angle of the long axis of a set of particles with respect to an horizontal line; and 3) Intercepts *software* (Launeau and Robin, 1996) that is based on counting the number of intercepted segments of a set of objects on the image by a set of parallel scan lines along a number of directions. From this, a rose diagram that shows the number of intersections in each direction is obtained allowing to determine the petrofabric.

4. Results

4.1. Field observations

Although the contact with the URU is not well exposed due to the dense Scots pine forest that surrounds the intrusion, a reddish breccia, that is mainly composed by clasts from the preVariscan basement and the volcanic units underlying the Sant Salvador intrusion, covers the rubefacted uppermost rocks of the intrusion. The breccia is recognizable below the reddish polygenetic

microconglomerates and sandstones from the URU (Fig. 2A). The top of the intrusive body is characterized by an edaphic profile with a rubefacted bedrock overlain by a regolith in conformity with the beds of the URU. The rocks from the Sant Salvador body are strongly fractured. The dominant set shows a NNW-SSE trend with dips between 45° to 90° towards the West (average attitude of the Sant Salvador intrusion). In the middle part, between sites SS6 and SS9, fracturing is arranged as a columnar jointing (Fig. 2B) in which the dominant set represents one of the long faces of the columnar jointing. The second joint family shows a NE-SW trend with dips between 30° and 90° towards the NW. The third set, less represented, shows an E-W trend with dips between 40° and 50° towards the S, parallel to the bedding of the URU, and represents the bases of the prisms. The fourth set shows a NW-SE orientation dippin g about 50-70° towards de NE and also consistent with columnar fracturing. Weathering has originated the individualization of some of the prisms and rockfall, generating a rocky ground around the ridge.

Taking into account the bedding data of the URU and the reddish breccia surface (N90 to N110 strike tilted 40° to 50° towards the South), the restored columnar jointing (intersection of planes, and therefore average orientation of the prisms from the columnar jointing is about 355/45 (Fig. 2B).

4.2. Magnetic mineralogy and rock magnetism

All temperature-dependent susceptibility curves are irreversible (the heating and cooling curves present different paths), and they show a consistent decrease and increase in the susceptibility value at 580 °C in the heating and cooling run respectively. The heating curves (Fig. 3A) show an increase between 0 and 300 °C and a strong drop between 320 and 380 °C. The abrupt drop in the heating curve at 580 °C suggest the presence of magnetite and the increase at the same temperature in the heating curve, points towards the neoformation of a ferromagnetic phase. This ferromagnetic neoformation

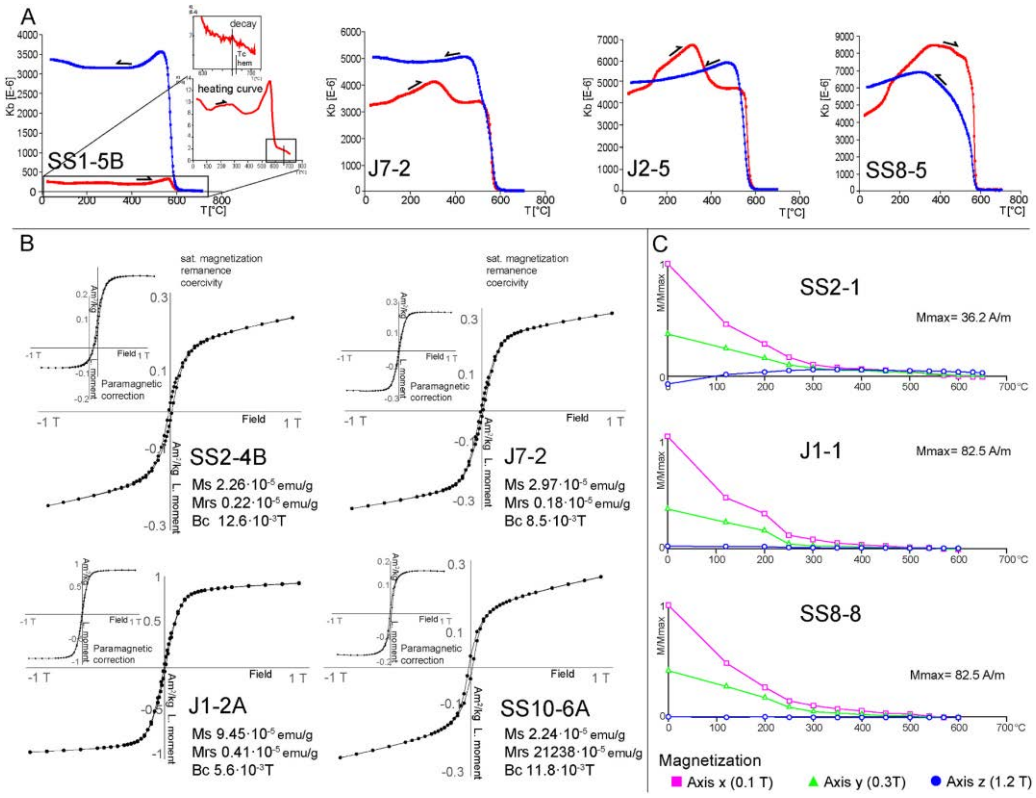


Figure 3: A) Temperature-dependent susceptibility curves (40–700 °C) of heating (in red) and cooling (in blue) for the four analyzed curves, where the non-reversibility of curves can be observed; B) Representative hysteresis loops before and after paramagnetic slope correction. Values of Ms: magnetization saturation, Mrs: coercive force, Bc: coercivity of remanence obtained with HystLab software (Paterson et al., 2018); C) Lowrie's test, IRM demagnetization along three axis X: 0.1 T, Y: 0.3 T and Z: 1.2 T.

generates the irreversibility of the curves. The increase and then the strong drop in susceptibility between 0 and 380 °C in the heating curve indicates the presence of titanomagnetite/titanomaghemite with unstable intermediate phases having different Ti concentration (see Diarte-Blasco et al., 2020). Sample SS1–5B, the site closest to the paleosol, presents a slight decay at 670 °C close to the Néel temperature of hematite (670 °C) what indicates the presence of this mineral. Thus, the temperature-dependent magnetic susceptibility curves suggest the predominance of magnetite and titanomagnetite/titanomaghemite as ferromagnetic mineral in most samples (i.e. sites with Km values higher than $600 \cdot 10^{-6}$ SI) and the predominance of hematite in site SS1 with a Km site mean below this value (Table 1).

Site	N	Km (10^{-6})	e (10^{-6})	K_1 in situ	Conf. Ang.	K_3 in situ	Conf. Ang.	Pj	e	T	e
SS1	10	592	396	088/14	12/07	182/15	12/08	1.027	0.008	0.365	0.267
SS2	14	2695	490	258/08	13/04	348/04	05/04	1.037	0.005	0.728	0.1
SS3	14	1897	893	078/21	14/05	170/04	06/04	1.041	0.002	0.564	0.084
J8	12	2153	750	080/27	14/05	350/0	11/05	1.032	0.004	0.552	0.125
J7	13	4738	1230	078/31	06/03	343/08	07/05	1.046	0.008	0.421	0.117
J6	14	3891	2097	063/39	10/07	159/07	08/06	1.041	0.008	0.592	0.103
J5	12	2621	577	060/45	07/03	157/07	04/03	1.035	0.003	0.44	0.058
SS4	9	2056	1340	071/40	30/11	338/04	15/07	1.026	0.008	0.367	0.176
J4	10	6653	3389	038/53	26/09	143/12	17/07	1.032	0.013	0.398	0.248
J3	14	8319	3245	023/67	16/05	145/13	13/08	1.04	0.012	0.265	0.236
J2	24	8864	4443	285/36	37/32	100/54	62/23	1.03	0.015	0.244	0.346
J1	16	15870	2652	03/63	10/05	139/20	13/03	1.052	0.011	0.079	0.096
SS5	11	14770	1906	02/53	11/02	134/27	06/02	1.053	0.007	0.219	0.228
SS6	13	673	534	357/43	13/04	154/44	10/07	1.018	0.004	0.21	0.314
SS7	13	10360	8	344/18	07/05	129/68	16/05	1.037	0.02	0.256	0.242
SS8	26	10640	3846	336/38	17/07	128/48	19/05	1.035	0.009	-0.058	0.262
SS9	17	1053	625	320/8	29/22	078/73	29/17	1.013	0.01	0.051	0.335
SS10	22	1218	931	287/37	17/08	130/51	09/08	1.014	0.005	0.475	0.28
SS11	9	2448	2652	313/58	14/09	190/19	13/07	1.032	0.015	0.432	0.213
SS12	19	2831	1998	319/42	14/08	181/39	12/06	1.036	0.016	0.289	0.179

Table 1: Magnetic parameters (AMS) for the sampling sites in the Sant Salvador intrusion. N: number of specimens; K_1 and K_3-mean (trend and plunge) of the magnetic lineation and of the pole to the magnetic foliation (Jelinek, 1977) in situ; Conf Ang: major and minor semi-axes of the 95% confidence ellipse (Jelinek, 1977); Km: magnitude of mean magnetic susceptibility (10^{-6} S.I); Pj: corrected anisotropy degree (Jelinek,1981); T shape parameter (Jelinek, 1981); e: standard deviation.

The hysteresis loops of the studied samples (Fig. 3B) show, in the raw data, (before slope correction) a paramagnetic contribution to the total magnetic behavior (SS2–4B, J7-2, SS10-6A). This paramagnetic contribution is less important in samples J3-3A, J1-2A, SS8–6B. In all the samples, the hysteresis loops are narrow and reach complete saturation before 1 T. This can be interpreted as resulting from the presence of low coercivity ferromagnetic minerals such as magnetite, as also indicated by the three-axis IRM demagnetization. According to the basic hysteresis loop shapes that may help to identify the magnetic phase (Tauxe, 2008), superparamagnetic (samples J1-2A and J7-2) and pseudo-single domain (J3-3A. SS2–4B, SS8–6B and SS10-6A) magnetite may be present but multidomain magnetite (MD magnetite) cannot be discarded.

According to the three-axis IRM demagnetization (Fig. 3C), samples show a certain amount of magnetization in the minimum and intermediate axes (x and y axes) where 0.1 and 0.3 T were applied, respectively) and is minimum in the maximum field axis (z axis 1.2 T applied), pointing to an absence of high coercivity minerals in these samples. There is an abrupt decay in the magnetization value in the minimum and intermediate axes of the three analyzed samples at 250–300 °C, which can be related to the presence of titanomagnetite with a high content of Ti (around 40–50%). Finally, a slight decay is observed in the IRM curves at 580 °C which is the unblocking temperature of magnetite. The presence of multidomain magnetite is not discarded.

4.3. Magnetic susceptibility and density values

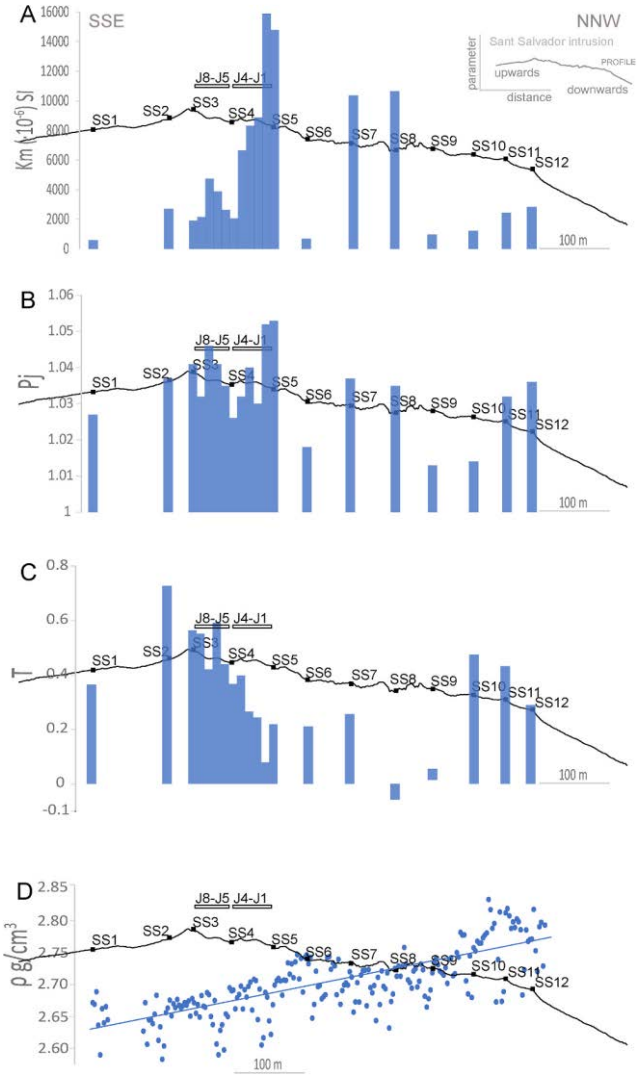


Figure 4: Mean value per site of the magnetic parameters of the magnetic susceptibility ellipsoids throughout the sampling section in the Sant Salvador intrusion: A) mean susceptibility, B) corrected anisotropy degree (Pj), C) shape (T) and D) density (g/cm³). In black color studied sites along the ridge.

The mean value of the magnetic susceptibility (Km) is $5217 \cdot 10^{-6}$ SI, ranging between $592 \cdot 10^{-6}$ SI (site SS1) and $15870 \cdot 10^{-6}$ SI (site J1). The highest values of Km appear in the middle part of the intrusion except for site SS6 (Fig. 4A, see Table 1 for magnetic parameters data). Most sites display Km site mean values higher than $1000 \cdot 10^{-6}$ SI, also suggesting that the main carriers of the AMS are ferromagnetic minerals (see Knight and Walker 1988; Hargraves et al., 1991; Rochette et al., 1991). The contribution of diamagnetic (plagioclase and other feldspars) and paramagnetic grains (i.e. olivine, pyroxene, hornblende) to the total anisotropy can be considered low (as also inferred from LT-AMS measurements).

The values of the Pj parameter range between 1.013 and 1.053. The lowest degree of anisotropy, Pj, is present in two adjacent sites (SS9 and SS10) located at the top of the lower part of the intrusive body (Fig. 4B). Regarding the shape of the magnetic susceptibility ellipsoids, most sites show an oblate magnetic fabric with values of T above 0.2, except site J1 (T = 0.079). site SS8 (T = -0.058) andsite SS9 (T = 0.051), which show a neutral triaxial shape (Fig. 4C). The polar Pj-T plot shows a dominance of oblate magnetic fabrics at site level and at specimen level, with a low to medium degree of anisotropy (Fig. 5A and B). At site level, magnetic parameters show some correspondence between Pj and Km on one side and T and Km on the other. The Pj and T parameters decrease with increasing Km with a low correlation coefficient, Fig. 5 C, D), indicating that the higher the content in ferromagnetic carriers, the lower the oblateness of the ellipsoids. There is neither correlation between Km and Pj (Fig. 5 D) nor a relationship between the preferred orientation of the magnetic susceptibility ellipsoid axis and the magnetic parameters (Km, Pj and T).

The density of the studied rocks (Fig. 4D) shows a maximum value of 2.83 g/cm3 and a minimum value of 2.58 g/cm3, thus indicating a strong variability for similar rock types. At site level, density values compared with magnetic parameters (Pj, T and Km) do not show any relationship. However, when density values are represented along the sampling profile, they show a progressive increase towards the NNW (Fig. 4D). This means that there is a gradient of increasing density from the upper part toward the lower part of the intrusion.

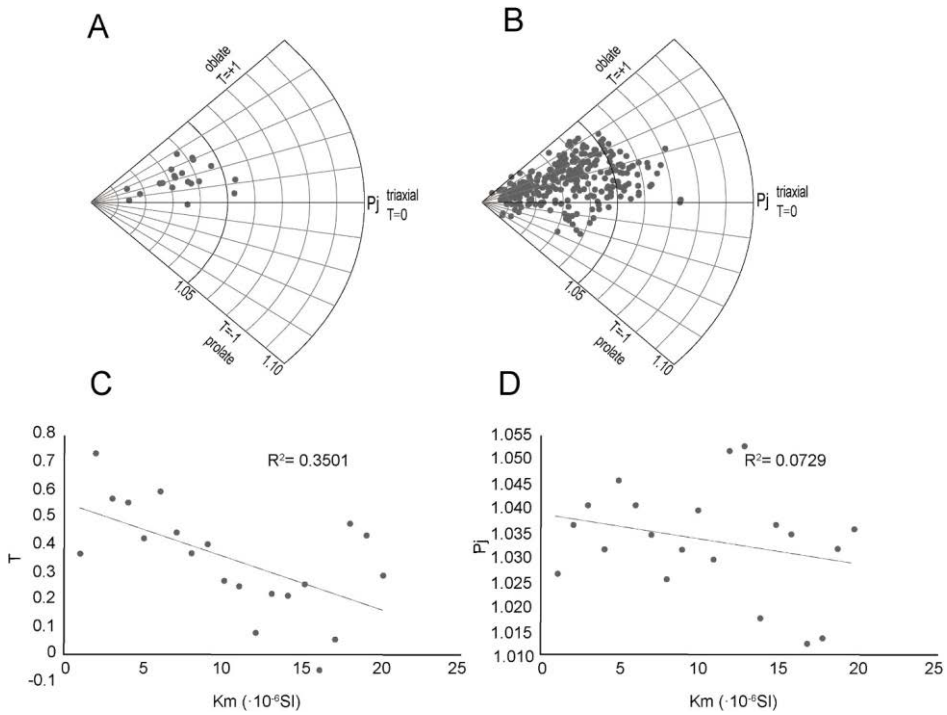


Figure 5 : A) Polar Pj-T plot (sampling sites means value). B) Polar Pj-T plots (data from specimens from each studied sites). C) Km-T diagram, D) Km-Pj diagram.

4.4. Magnetic fabrics

The AMS results show a good clustering of the magnetic ellipsoid axes with the exception of site J2, that presents an anomalous magnetic ellipsoid with high degree of dispersion of its axes (Fig. 6). For that reason, this site has been excluded in further interpretations. After bedding restoration, the orientation of the magnetic ellipsoid axes is as exposed below. All positions are referred to the edaphic breccia located in the upper part of the intrusion:

- In the lower part (sites SS12, SS11, SS10, SS9), the magnetic lineation (K_1) progressively changes its orientation from the lowest site (SS13) to near the middle part (SS9) from a N258 to a N307 trend. The plunge changes from 67° to 43° towards the NNW.

- In the middle part of the intrusion (sites SS8, SS7, SS6, SS5, J1, J3 and J4), the magnetic lineation (K_1) presents a vertical or subvertical orientation The inclination changes along the transect, between 85 and 62°. Site J3 marks the trend for the next group of magnetic fabrics of the upper part.

- In the upper part (sites J4, SS4, J5 and J6), following the previous trend, the magnetic lineation (K_1) presents an orientation that gradually changes to N109 –N100. The inclination changes progressively between 59° to 33° towards the E.

- In the uppermost part, close to the paleotopography (sites J7, J8, SS3, SS2 and SS1), the magnetic lineation (K_1) presents an orientation around N095 and finally becomes subhorizontal, following the previously described trend.

Considering the overall trend of the K_1 axes, a gradual change on their orientation is observed from the bottom to the top of the body (according to the relative position in relation to the stratigraphic succession), from 258 (intermediate to steep plunges) to 095 (subhorizontal) along the position of the intrusive body in the stratigraphic succession.

In this sense, four groups of magnetic fabrics can be distinguished according to the orientation of the magnetic lineation before and after bedding correction (Table 1 and Figs. 6, 7) along the four parts of the intrusive body with different position (i.e. depth after bedding restoring) in relation to the stratigraphic succession. Regarding LT-AMS results (Fig. 8), the Km-LT/Km-RT ratio per site ranges between 0.83 and 1.94, indicating the dominance of the ferromagnetic behavior in the contribution of the magnetic fabrics. The paramagnetic contribution is small. In all the analyzed sites, the LT-AMS results show that the magnetic fabrics axes are clearly scattered, not improving the signal of RT-AMS.

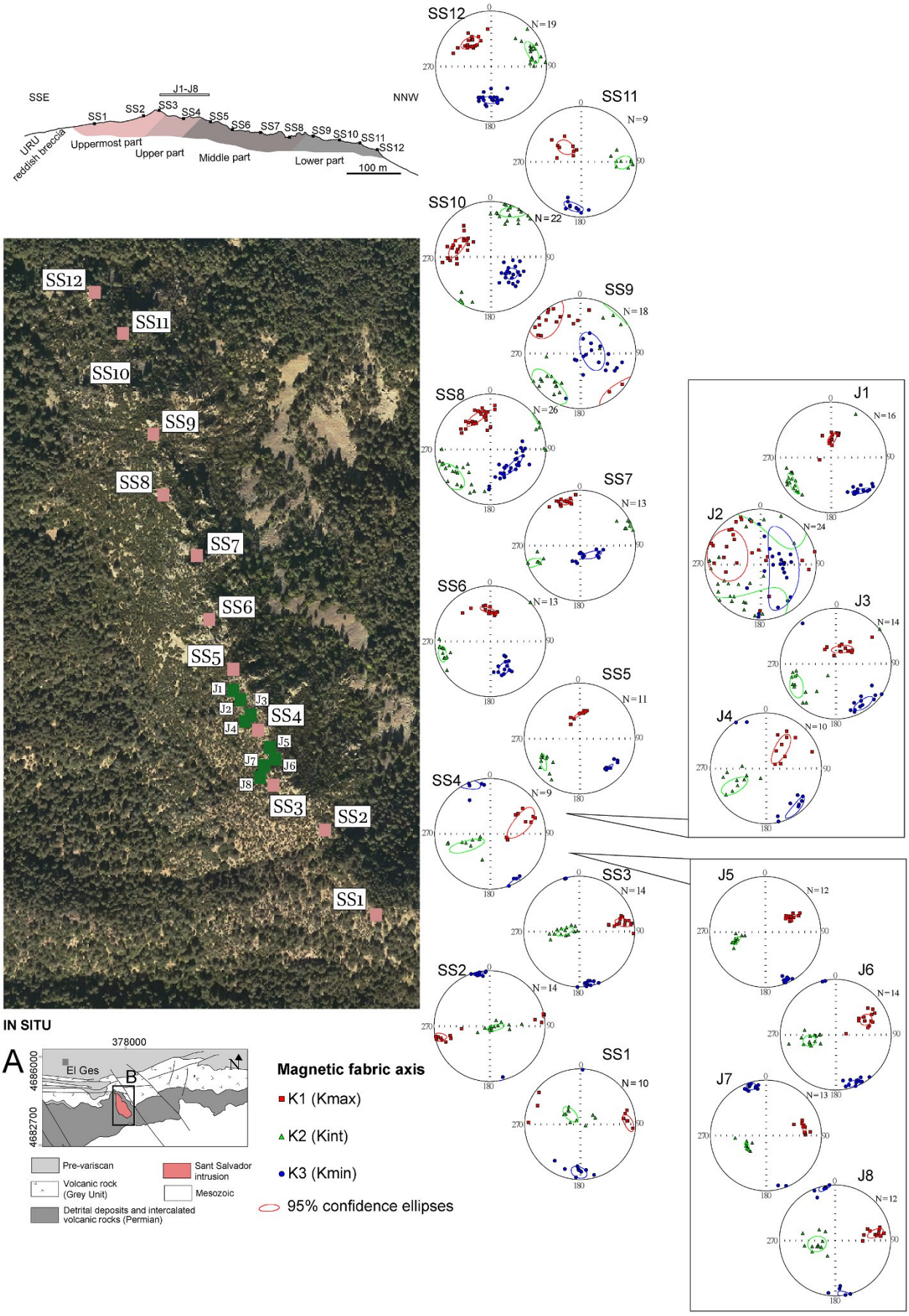


Figure 6: A) Situation of the Sant Salvador intrusion, B) In situ, AMS ellipsoids obtained for each sampling site with 95% confidence ellipses (Jelinek, 1981) in the Sant Salvador intrusion.

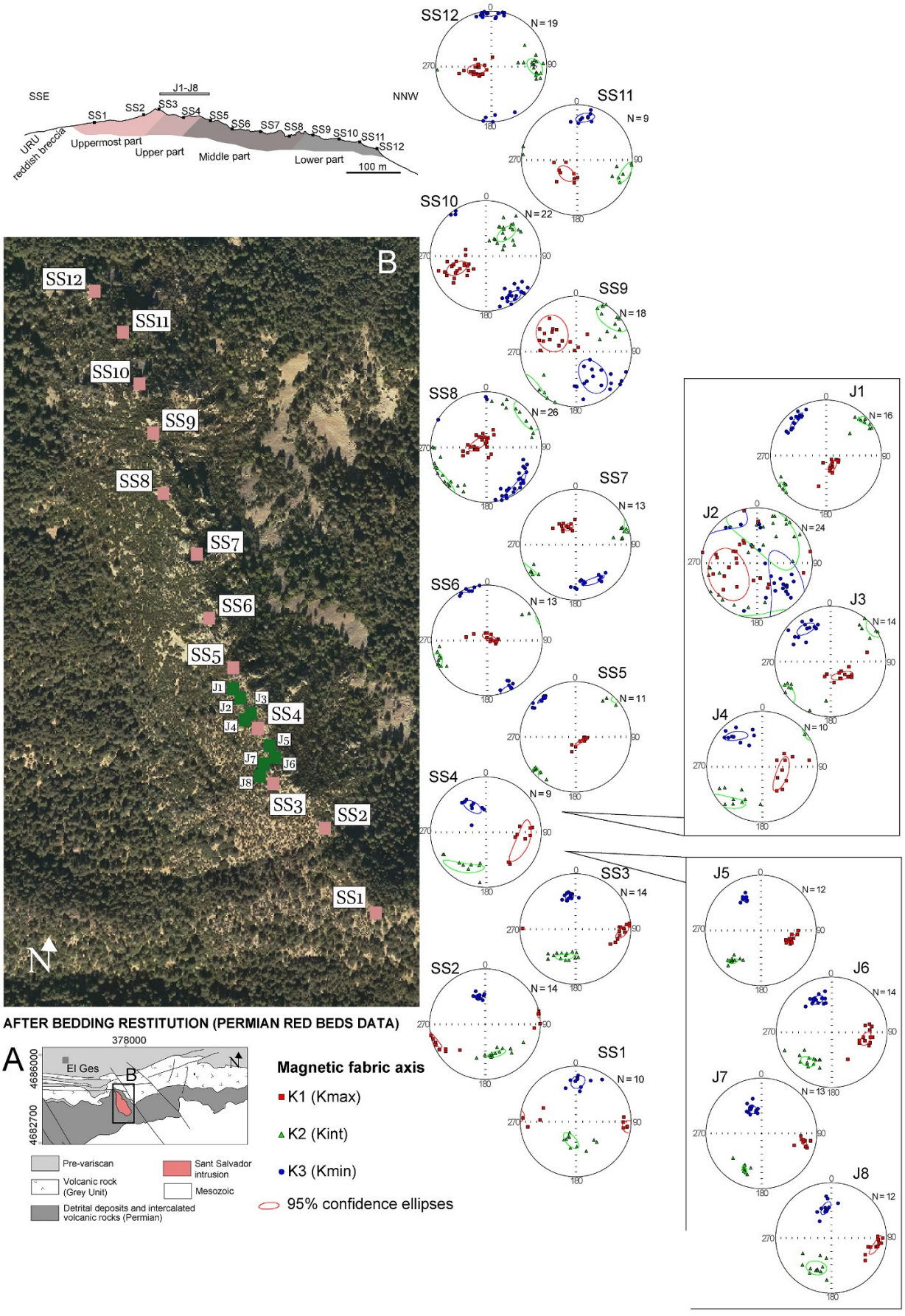


Figure 7: A) Situation of the Sant Salvador intrusion, B) AMS ellipsoids obtained for each sampling site with 95% confidence ellipses (Jelinek, 1981) in the Sant Salvador intrusion after bedding restitution with bedding data from sedimentary Permian red beds.

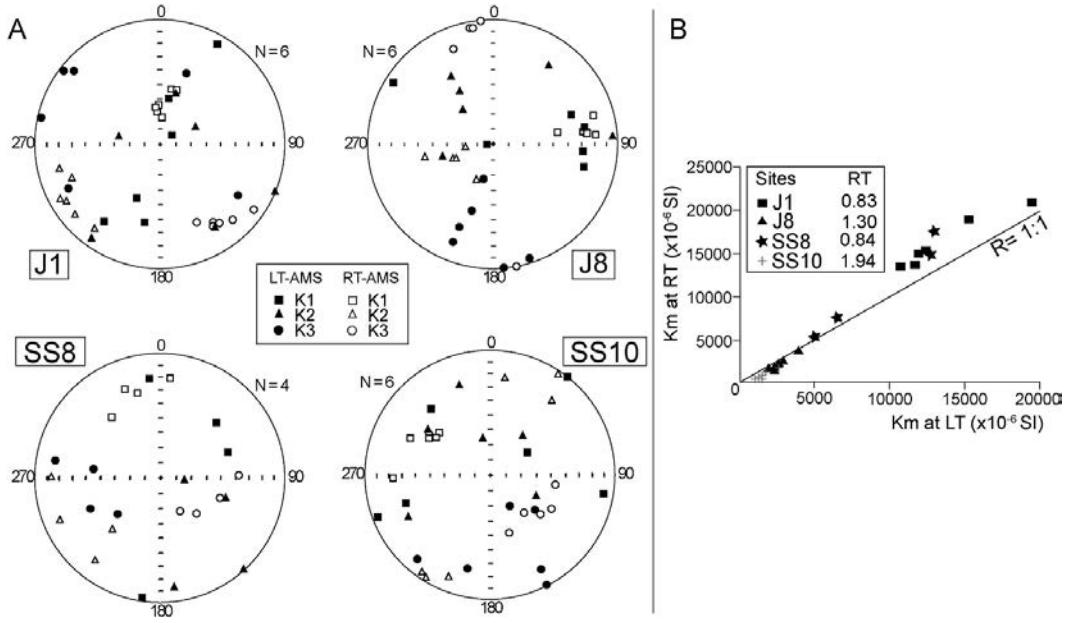


Figure 8: A) Comparison between RT-AMS (white symbols) and LT-AMS (black symbols) for each sampling site. B) Ratio between the magnetic susceptibility at low and room temperature (LT/RT).

4.5. Microstructures and image analysis

The main textural elements in the studied samples are tabular plagioclases arranged in a trachytic texture, which show an average grain size of 320 μm. These mineral grains are parallel, imbricate and/or arranged in fans. In the studied samples they show a main preferred orientation except in sample SS12 where the alteration masks the original texture. When larger phenocrysts of plagioclase are present, small grains of plagioclases are reoriented around them. This phenomenon is also observed around a xenolith in thin section J6-9A (Fig. 9). Opaque minerals, that could correspond to ferromagnetic grains without a preferred orientation under the optical microscope, are also present.

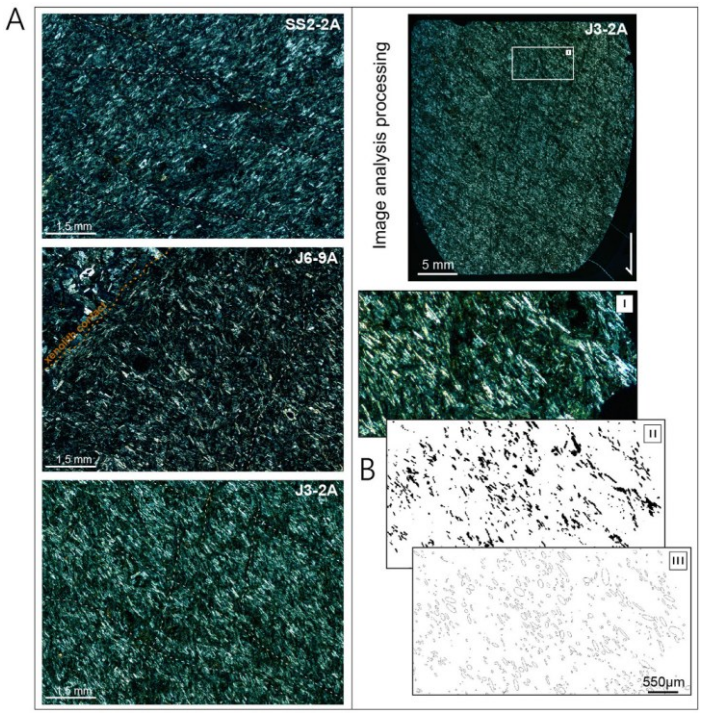


Figure 9: A) Petrological details (under polarized light): trachytic texture, preferent orientation of plagioclases, reorientation of plagioclases at the edges of a xenolith, bands deflected with respect to the present foliation (in white dashed line); B) Example of an image analysis processing.

The preferred orientation of plagioclases, detected in the two mutually orthogonal thin sections, allows to determine the (magmatic) foliation plane and to establish the relationship between this plane and the magnetic susceptibility axes. In all sites, plagioclase orientations (long axes of grains in thin section) are close or within the α_{95} confidence angle of the K_1 and K_2 magnetic ellipsoid axes. By means of the image analysis software (*ImageJ* and *Intercepts*) a secondary plagioclase orientation in an intermediate position or close to the K_3 axes was detected. In site SS12, which does not show a trachytic texture, the three techniques show that there is no preferred orientation of mineral grains. Besides, the eccentricity of the ellipse (Fig. 10)

can help elucidate which of the two mutually thin sections approaches better the mineral lineation; eccentricity should be maximum when the cut is parallel to the mineral lineation and minimum when the cut is perpendicular to it, because in these samples the lineation is defined by the intersection of planar elements. However, in the studied examples, the differences are subtle, and results are not significant. The eccentricity is slightly higher in the section perpendicular to K_2 for sites SS8, J6, and for sites J3 and SS2, it is higher in the section perpendicular to K_1. In the same way, the long axes of the particles are longer in the section parallel to the K_1 axis in sites J6, J3 and SS8 and in site SS2 this happens in the section parallel to the K_2 axis. Neither of the two parameters gives significant results in site SS12 due to the negligible differences in these values.

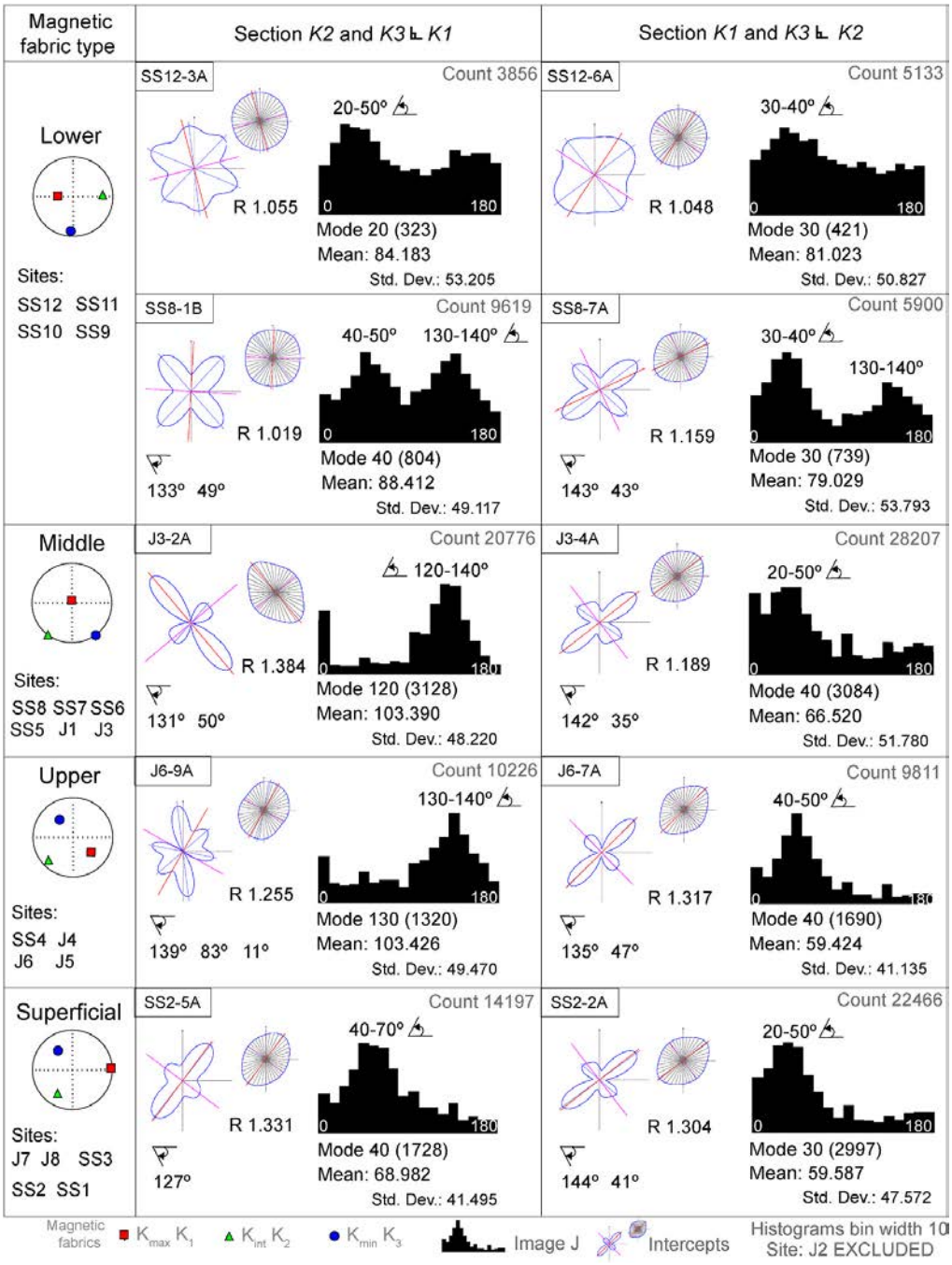


Figure 10: High-resolution image analysis results in two mutually perpendicular thin sections per site, according to the four types of magnetic fabrics by means of 1) software ImageJ: histograms of angle of the long axis of the particles respect to an horizontal line, and 2) software Intercepts: diagram of traverses (resultant ellipse) and directions (resultant rose diagram).

The presence of discrete bands defined by the disposition of certain plagioclase grains (Fig. 9), deflected with respect to the trend of the foliation, was recognized under the optical microscope, but not with the automated methods. Crystals are not broken or fractured, except for one thin section, that is not representative of most surfaces. In any case, the orientation of these bands, showing systematic sinistral and dextral shears, is bears no relationship with the magnetic ellipsoid axes.

5. Interpretation and discussion

5.1. Magnetic properties and magnetic carriers

An important issue in magnetic fabrics is the characterization of the magnetic carriers of the AMS. In the Sant Salvador body, most samples show high Km values, suggesting that the main carriers to the AMS are ferromagnetic minerals (see Knight and Walker 1988; Hargraves et al., 1991; Rochette et al., 1991). Among those, the temperature-dependent susceptibility curves indicate that probably magnetite, titanomagnetite/titanomaghemite and locally in the uppermost part of the intrusion, hematite are the main contributors. The hysteresis loops corroborate the presence of a low coercivity ferromagnetic mineral (eg. magnetite) and the three-axis IRM points toward magnetite with a high content in Ti due to the abrupt decay of the magnetization at 250-300 ℃. The presence of iron sulphides is discarded because their characteristic decay is not observed in the temperature-dependent susceptibility curves. In the superficial zone, reddening of the rocks is due to an oxidation process by the proximity of the overlying red beds (URU) and hematite is likely a product of a lateritization under tropical climate and not a mineral from the original composition of the rock. It should be noted that the contribution of plagioclase (i.e. diamagnetic mineral), the most abundant mineral observed in thin sections, to the total magnetic anisotropy, can be considered negligible. Therefore, given the abundance of plagioclase and the very high Km values, the magnetic properties could arise from ferromagnetic exclusions around and/or within the plagioclase. This assumption, developed in depth in the next section, can be validated considering the parallelism between the foliation defined by the plagioclase orientations and the foliation plane of the magnetic ellipsoid which indicates that the ferromagnetic minerals are arranged with the same orientation as plagioclases. This explains why both the orientation of diamagnetic (plagioclase) and ferromagnetic (magnetite/titanomagnetite) minerals show the primary fabric of the rock, originated during the emplacement of the intrusion.

In the present study a difference between magmatic and magnetic fabric as noted in other cases (e.g. Hoyer, 2015) is not observed, probably because these differences are the result of a higher degree of rigid-body rotation due to the magma flow, preferentially in the elongate plagioclases instead of the fine-grained granular magnetite developed upon a fine-grained trachytic texture (see, e.g. Budkewitsch and Robin (1994) and Hetényi et al. (2012)). The notable variations of the mean value of magnetic susceptibility, ranging between $592 \cdot 10^{-6}$ SI (site SS1) and $15870 \cdot 10^{-6}$ SI (site J1) may be due to small-scale enrichment in ferromagnetic minerals in the different parts of the intrusive body during its emplacement. The clear gradient in density values points towards decreasing iron content upwards in the intrusion, despite the fact that an opposite trend is observed in the Km value at site level. In any case, the mean value of susceptibility in the Sant Salvador body is higher (5217·10-6 SI) than that of the rocks that surround it: sedimentary red beds ($296.49 \cdot 10^{-6}$ SI) from the LRU and URU and volcanic and volcaniclastic rocks from the GU and TU ($926.84 \cdot 10^{-6}$ SI). This strong difference can be related to the different (mantellic) origin of the Sant Salvador intrusive body proposed by some authors (Lago et al., 2004) in relation to older volcanic rocks of the area.

5.2. Magnetic fabrics and petrofabric relationship

The observations under the optical microscope and the magnetic fabrics results (oblate ellipsoids) point towards a planar-linear rock fabric defined by planar elements. The overall K_3 axis data,

after restitution, yield a magnetic foliation that dips steeply towards the SSE. In all the studied samples, this magnetic foliation is parallel or subparallel to the foliation plane defined by the preferred arrangement of the plagioclases (Fig. 11). This indicates that, despite the fact that the petrofabric (the plagioclase microliths) does not directly condition the magnetic fabric, the ferromagnetic minerals that are the main magnetic carriers, are arranged consistently with the planes defined by the plagioclases as observed in other studies (Hargraves et al., 1991; Bascou et al., 2005). Another possibility is that ferromagnetic minerals are contained within the plagioclase grain and contribute to the magnetic fabric as has been observed in gabbronorites from the Bushveld layered intrusion (Feinberg et al., 2006) although in that case, it could not be determined if AMS fabric was due to alignment of interstitial magnetites, or to the alignment of silicate minerals and the exsolved magnetite inclusions within them. In another case, it is observed that in columnar jointing in basalt where internal structures are observed and are related to melt migration parallel to the column axis; the long axes of titanomagnetite crystal are parallel to the long axis of the basalt column (Mattsson et al., 2011).

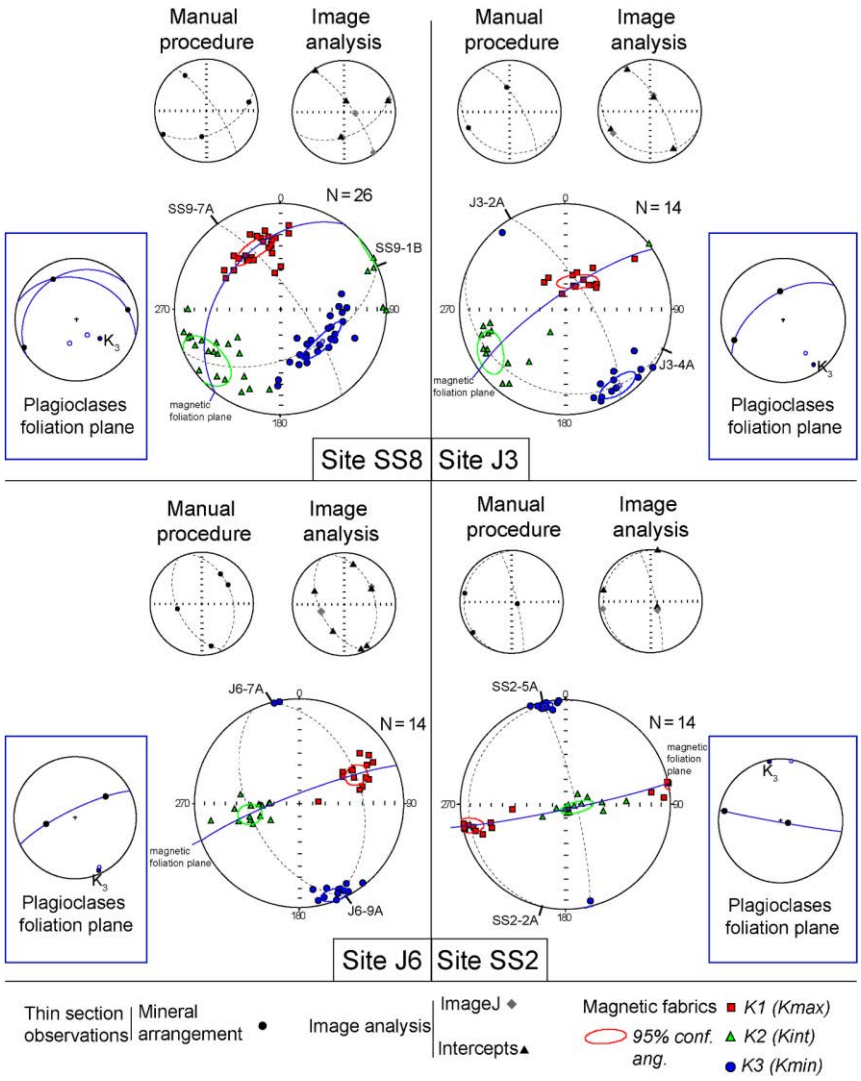


Figure 11: Comparison between magnetic fabric results and microstructural observation. The foliation defined by the arrangement of the microlithic plagioclases is parallel or subparallel to the magnetic foliation plane (it is perpendicular to the K_3 axis).

In addition, observations that indicate that both plagioclase and ferromagnetic minerals present the same orientation and spatial distribution confirms that either a) ferromagnetic minerals have crystallized during the same process during the ascent of the magma flow towards the surface; or alternatively that b) in a subsequent process, they have been formed in the interior, interstices or crystal

boundaries reproducing the orientation of the primary fabric. This last explanation has been also pointed out by Stacey (1960) in a dolerite sill, and experimentally tested by Hargraves et al. (1991), and also observed in a Quaternary lava flow by Bascou et al. (2005). Surface processes and rubefaction in the contact with the LRU or the sericitization of the plagioclases have not modified this magnetic fabric.

In relation to the fracture pattern generating columnar jointing (Fig. 12), it is remarkable that both the foliation defined by plagioclase and the magnetic foliation are parallel to the ENE-WSW fracture set. This supports that the foliation defined by the plagioclases is expressed as surfaces of weakness in the rock, defining preferential fracture surfaces. This behavior contrasts with most volcanic bodies, where joint geometry is directly conditioned by the geometry of the body and its walls (Hetényi et al., 2012; Hetényi and Milazzo, 2014), and in turn approaches those examples (Almqvist et al., 2012) in

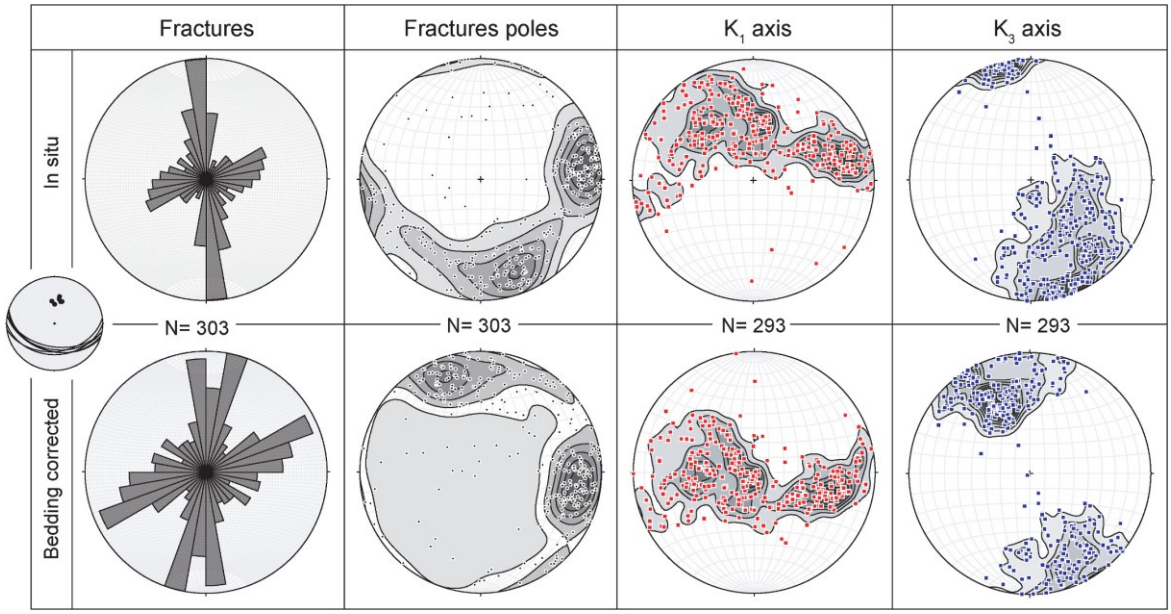


Figure 12: Comparison between the fracture pattern of the intrusive body and the magnetic fabric results, before and after bedding restitution.

which jointing is closely related to the internal fabric of the rock. An alternative explanation would be the possibility of explaining the Sant Salvador intrusion as a tabular body parallel to bedding (in which case columnar jointing would be perpendicular to the body walls), but this geometry is difficult to conciliate with its internal fabric. In relation to the formation of columnar joints, it is observed that are developed in intrusive and extrusive volcanic rocks regardless their chemical composition or emplacement context. The formation of columnar joints only happens in an extremely rapidly cooling environment like in the fluid-saturated environments (Lamur et al., 2018). Previous studies (Lamur et al., 2018 references there in) point out that the time scales for magma cooling only considering conduction are longer than considering the infiltration and circulation of external fluids in the process. Therefore, columnar joints are formed and propagate in solid state at moderate-high temperatures, in a purely elastic regime of the rocks were the circulation of external fluids accelerates the cooling of the magma and accentuates heat exchange (Lamur et al., 2018).

Regarding the methodology used in the microstructural study, the thin section observations under the optical microscope show the best results for the determination of foliation plane of the rock (Fig. 11). The *ImageJ* and *Intercepts* softwares represent a good approximation of the preferred arrangement of minerals observed in the whole thin sections, but they also provide other directions that are not the result of a primary preferential alignment of minerals but are rather artifacts resulting from by the interference caused by the deflection of the plagioclases by shear bands. These two processes

resulting in primary and secondary orientations can only be distinguished by means of manual procedures. Therefore, in our case, the eccentricity of the ellipse and the orientation of long axes calculated by means of *Intercepts* and *ImageJ* softwares do not provide completely satisfying results. Qualitatively, it can be observed that in thin sections perpendicular to K_1 axis, grains are not so well oriented than in sections containing K_1 axis. This fact agrees with a planar-linear rock fabric, which explains the well-defined magnetic lineation despite being an oblate fabric.

As noted in the Results section, the site J2 presents an anomalous magnetic fabric with a high degree of dispersion of its axes and for that reason, it was excluded of the study. The temperature-dependent susceptibility curve does not show any magnetic contribution different from the rest of the sites. Neither does its position in the middle part of the intrusive body, nor does its magnetic ellipsoid parameters (Km, Pj and T) yield any information that clarifies the reasons for this anomalous magnetic fabric. The oriented thin section perpendicular to K_2 and containing K_1 and K_3, carried out to study in detail the distribution of the components of the petrofabric, does not show any remarkable difference in mineral content or distribution. In this thin section the three methods applied in the microstructural analysis show that, except for the preferred orientation detected with *Intercepts* software, plagioclase tend to get close to the K_1 axis. The orientation of K_1 is clearly different from the rest of the sites in the middle part. This change may reflect a local change in magma flow direction by a local disturbance.

The bands defined by the disposition of certain plagioclases that are deflected with respect to the foliation, seem to be generated by a late process during the cooling of the body, possibly at high temperature because no solid-state deformation seem to affect the plagioclase crystals. The existence of bands with different sense of shear also points to a tectonic origin under the regional or local stress field but they seem to be unrelated to the magnetic fabrics.

To conclude, the Sant Salvador intrusion is a special case with a magnetic fabric that clearly shows the flow direction, that is, parallel to the long axis of the preserved part of the intrusion. If we look at other examples in the literature, this relationship is not always so clear. These examples include magnetic lineation parallel to the magma flow of a single dike or a set of parallel dikes and the magnetic foliation broadly perpendicular to the subhorizontal layering, not representing the magma flow plane (Ferré et al., 2002). In the example described by Callot et al., (2001) the petrofabric of the plagioclases and the AMS results are also flow-related. They show a very good agreement between opaque preferred orientation and magnetic lineation, suggesting that the AMS signal is due either to a shape anisotropy of ferromagnetic grains mimicking the plagioclase, flow-related fabric or the alignment of grains. This fact is also observed by Diot et al., (2003) who observed magnetic subfabrics of the opaque minerals mimicking the primary petrofabric mainly defined by the shape-preferred orientation of the plagioclase and orthopyroxene crystals. In some of the above-cited examples, the oblate fabrics are flow-related when the foliation plane is close to parallel to the (walls of the) intrusive body, and also if this foliation is imbricated relative to side walls (Rochette et al., 1992; Callot and Geoffroy, 2004). This last feature is not observed in the Sant Salvador body, probably because the studied outcrops correspond to the inner part of the intrusion.

5.3. The Sant Salvador body: geometry, orientation and emplacement

The main challenge for interpreting the Sant Salvador intrusive body is that its geometry and orientation remain unknown due to its partial exposure in the field, where most of the body has been eroded, and also because of the lack of available data at depth. The orientation of the columnar jointing can be an indicator, never a determining factor, of the direction of magma flow and therefore, of the orientation of the intrusive body. Despite that, the magnetic fabric results, because of its close

relationship with the petrofabric in this study, provide useful information that allows to constrain the spatial distribution of the intrusive body and to discard some previous hypotheses.

The pattern observed in magnetic fabrics is a magnetic lineation that progressively changes from a subvertical E-plunging attitude in the lower part of the intrusion, to a vertical arrangement in its middle part and finally to a subhorizontal orientation towards the uppermost part. In this case, the magnetic lineation (K_1 axes) represents the flow direction (Knight and Walker, 1988).

The magnetic fabric indicates the unidirectionality of the magma flow and the absence of multiple feeders. This is also supported by the constant orientation of the magnetic and mineral foliation, defined by the plagioclase, in the lower and middle part of the body. This is consistent with magma ascent along a vertical pipe as suggested by Gisbert (1981) where the flow forces dispose the tabular faces of the plagioclases parallel or subparallel to the magma flow direction. In its uppermost part, the change towards a subhorizontal direction indicates a change in the flow kinematics, spreading laterally at a certain depth close to the surface because of the change in pressure conditions. Horizontal K_1 orientations have been observed in other studies and are interpreted in dykes as local flow variations within a segment or at its tips (Wiegand et al., 2017) that may reflect a lateral propagation of one dyke segment towards an adjacent one.

At this point, the field information available and the exposure conditions do not allow to determine with certainty the geometry of the changes in its trachytic texture suggests that the magma remained at a certain depth below the surface. The constant orientation of the foliation and the structural data point towards Rochette et al. (1991, 1992) fabric type I. In this category, the averaged maximum and intermediate susceptibility axes lie within the dyke plane and the minimum axis is normal to the flow plane. Even the anomalous magnetic fabric of site J2 does not show a tendency different from the other magnetic fabric of the sampling profile.

According to the magnetic fabrics obtained, in its eroded upper part the body probably had a sill geometry (horizontal K_1 in the restored section). The poor exposure close to the contact of the intrusion of the reddish breccia and the reddish polygenetic microconglomerates and sandstones from the URU, do not allow to obtain conclusive data to characterize the deformation of the overlying beds due to the intrusion of the sill. Even so, the bedding data for the URU in this zone follow the regional trend of the red beds, which points to an erosional stage that could sweep away both the sill and a certain amount of materials of the URU overlying it (Fig. 13). The dimensions of the intrusive body are small regardless of its being a dike or a pipe. For these cases the magma flow is almost always laminar, it has defined direction for long distances and its cooling times are much shorter than in intrusive bodies of irregular form and large dimensions such as granites (Cañón-Tapia, 2004a).

Interestingly, the flow direction in the uppermost part of the intrusion, in the knickpoint between vertical and horizontal feeding, is E-W, that is the dominant direction obtained for most of the volcanic products during the Stephanian main eruption stage (responsible for volcaniclastic deposits and lava flows) in the Cadí Basin (Martí Molist and Mitjavila, 1988; Simón-Muzás et al., 2022). This means that flow in the upper part (hypothetical sill) of the Sant Salvador body followed the general trend of the topographic features, responding to faults with Pyrenean direction. In this sense, the main WNW-ESE structures limiting the Cadí Basin and controlling sedimentation during the Late Carboniferous and the Permian exerted a control on the expansion and flow of magma, that spread parallel to these faults.

Regarding the tectonic context where the Sant Salvador intrusion was emplaced, several authors describe it (Gisbert, 1981; Bixel, 1984) as a subvertical, strike slip fault. It seems that the pre-existing structures influenced the orientation and the geometry of the Sant Salvador body. Besides, some authors consider sinistral displacements between different segments of the Sant Salvador intrusion caused by

fractures striking N70 (Gisbert, 1981) or E-W faults (Bixel, 1984). However, the new data obtained in this study point to a very small (if existing) displacement on these fractures, that would be rather related to the columnar jointing of the intrusive body and not to a subsequent tectonic fracturing stage. The fact that the outcrop of the intrusion is restricted to the lower part of the stratigraphic sequence, the GU and the Palaeozoic basement, seems to be related to the E-W faults affecting these materials. Our interpretation (Fig. 1C) provides an explanation to this question: at present the intrusion only crops out in a restricted area due to the subsequent faulting and is probably cut at its base by the basal thrust of the Cadí thrust sheet.

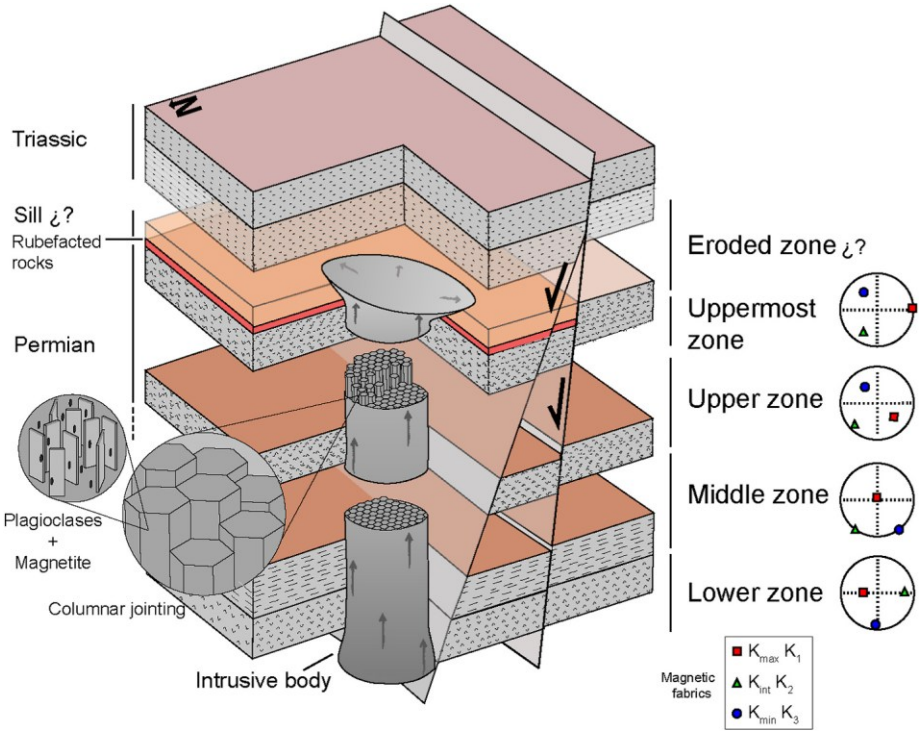


Figure 13: Interpretation of the stratigraphic sequence.

6. Conclusions

Despite being a detailed study of a small intrusive body, the results of this work overpass the regional scale and have broader implications related with the faults at depth that allows the ascent of magma. This study is also exposed as an example of AMS in intrusive rocks and the relationships between columnar jointing and their internal fabric.

The conclusions obtained in this study can be summarized as follows:

- The main magnetic carriers of the AMS are ferrimagnetic minerals, magnetite/titanomagnetite whereas the contribution of plagioclase to the overall susceptibility is negligible. The high values of susceptibility respect to the rocks that surround the intrusion may be due to small-scale enrichment in ferromagnetic minerals during its emplacement. Preferred distribution of minerals along the feeding pipe is reflected in a density gradient, diminishing from bottom to top.

- AMS results reflect the primary fabric of the rock, originated during the emplacement of the intrusion.

- In all the studied samples the magnetic foliation is subparallel to the foliation plane defined by the preferred arrangement of the plagioclases observed under the optical microscope. This indicates that, despite the fact that plagioclase crystals do not contribute to the magnetic fabric, the ferromagnetic fabric mimics the petrofabric. The ferromagnetic minerals have been formed during the emplacement

of the magma or due to a later process but in the interstices or exolved in the plagioclase and with the same orientation as the primary fabric.

- The magmatic foliation defined by plagioclases and the magnetic foliation are parallel to the ENE-WSW jointing family set. The foliation defined by the plagioclases is a plane of weakness that favored the formation of one of the joint sets.

- In an overall view, the magnetic fabrics corresponds with the features obtained from microstructural analysis. Manual procedures under the optical microscope represents for this case of study, the best tool to obtain the foliation plane instead of the automated image analysis.

- The Sant Salvador body intruded by a unidirectional magma flow through a vertical pipe that in the uppermost part spread over as a sill. An important erosion precluded the preservation of previous materials covering the upper part of the intrusion.

Acknowledgements. The authors are very grateful to Ana B. Arauzo from the Department of Physics, University of Zaragoza, for their help and explanations during the realization of the hysteresis cycles. Authors would like to acknowledge the use of Servicio General de Apoyo a la Investigación- SAI, Universidad de Zaragoza that carried out the thin sections of samples. This work was supported by projects grants PID2020-114273 GB-C22, PID2019-108753 GB-C22 and FPU19/02353 funded by MCIN/ AEI/10.13039/501100011033, “ERDF Away of making Europe” and “ESF Investing in your future”. EB thanks the Geomodels Research Institute (UB) and GGAC 2021 SGR00076 (AGAUR). Also we are grateful to Bjarne Almqvist and an anonymous reviewer for their careful revision of the manuscript.

5.3.2.- In-phase and out-of-phase Anisotropy of Magnetic Susceptibility. A case of study in Permian volcanic rocks from the Central Anayet Basin (Central Pyrenees)

The application of Anisotropy of Magnetic susceptibility techniques (in-phase and out-of-phase RT-AMS and LT-AMS) has permitted to characterize the magnetic fabrics of Permian volcanic and hypovolcanic rocks in the Central Anayet Basin, located in the southwestern termination of the Pyrenean Axial Zone. The magnetic susceptibility is mainly carried by fine-grained magnetite, and the combination of the different techniques reveals that in most samples both the in-phase and out-of-phase magnetic lineations reflect the preferred orientation of small phenocrystals of plagioclase. The majority in-phase magnetic lineation within the sampled sills and laccolith show a WNW-ESE and N-S trend that probably reflects their primary magmatic flow direction. The main plug shows a nearly vertical magnetic lineation. Magnetic fabrics recorded in the extrusive rocks (lava flows) are interpreted as related to the Pyrenean foliation (WNW-ESE) locally pervasive in the study area. The out-of-phase AMS data obtained in the sampled Permian volcanic rocks showing magnetic axes non-coaxial with respect to that obtained from the in-phase AMS would require further studies to infer their origin.

Keywords: in-phase AMS, out-of-phase AMS, Anayet, Permian, intrusive rocks

1. Introduction

Anisotropy of magnetic susceptibility (AMS) allows to determine the preferred orientation of minerals in rocks, being a fast, non-destructive, statistically representative technique which provides a detailed view of the studied rock set. AMS is very profitable when its results are compared with structural markers measured either directly in the outcrops or in oriented rock sections. After this comparison, it can be determined whether the origin of the the magnetic fabrics is primary or secondary. In the first case, the primary orientation (depositional or magmatic) of the minerals is preserved, or an early deformational stage is recorded. In the second case, other tectonic events or mineral neoformation due to hydrothermal alteration are recorded subsequently to the rock deposition and consolidation. This determination allows to evaluate the magnetic fabrics in one way or another, providing information related to i) the rock deposit or emplacement and the prevailing tectonic context at that time, ii) hydrothermal alterations that affected totally or partially the rocks or iii) the subsequent compressional and extensional stages involving rocks and allowing to recognize the main features of the tectonic evolution in the studied zone. The AMS analysis provides representativeness and details, correcting the limitations inherent to structural markers that are not always preserved or easy to find, or, if they are, they are not always in the suitable section. Additionally, these limitations are very noticeable in Paleozoic rocks like the studied in the present work.

The AMS of a rock depends on the magnetic behavior of the minerals that are within it. These are commonly ferromagnetic s.l. minerals, scattered or arranged in small aggregates within a matrix of diamagnetic and paramagnetic minerals. In this way, the magnetic susceptibility of a rock is the sum of the contribution of the three magnetic behaviors (ferromagnetism s.l., paramagnetism and diamagnetism). When a low intensity alternating magnetic field is applied, minerals show a magnetization that varies sinusoidally in phase with the field regardless of their behavior. This magnetization presents a slight lag with the applied magnetic field only in some ferromagnetic minerals. This fact allows to subdivide the AMS of a rock in two components: *in-phase* (ipAMS) and *out-of-phase* (opAMS) and their corresponding magnetic subfabrics (see in detail in Hrouda et al., 2016, to know about the physic mechanism that generates opAMS).

The ipAMS is the standard component analyzed since the first magnetic fabric studies in rocks in the 60s (e.g. Stacey, 1960; Khan, 1962) and the opAMS has recently been proposed as a complementary technique (e.g. Hrouda et al., 2013; Hrouda et al., 2014; Hrouda et al., 2020b; Hrouda et al., 2022). It has been observed that the *out-of-phase* magnetic susceptibility (opMS) is effectively 0 in diamagnetic, paramagnetic and some ferromagnetic minerals such as multidomain magnetite (Hrouda, 2020b). However, an opMS is not 0 in rocks that contains some ferromagnetic minerals like pyrrhotite, titanomagnetite, hematite, ultrafine magnetically viscous grains of magnetite or maghemite (Hrouda et al., 2017).

The purpose of the present study is to i) investigate the potential of the opAMS in Permian volcanic and hypovolcanic rocks, mainly andesites, that have undergone tectonic deformation superimposed to their primary fabric as part of an orogenic belt and ii) recognize the origin and modifications of these magnetic fabrics (ipAMS or opAMS). For that reason, volcanic and hypovolcanic rocks of the Central Anayet Basin (Fig. 1 B), which are located in the southwestern boundary of the Pyrenean Axial Zone, are presented as an ideal case of study because: i) they result from one of the great volcanic episodes registered in the Pyrenees during Late Carboniferous-Permian times (Bixel, 1984) and are located really close to the emission source that is still identifiable at present (Anayet peak); ii) they are visibly affected by tectonic processes: foliated and occasionally folded and/or slightly tilted

from their original position; iii) no remarkable hydrothermal alterations have been recognized in the rock surface that could have altered the ferromagnetic accessory minerals as has been observed in other basins (Gisbert, 1981, Bixel, 1984). All these features make these rocks a good field of study to investigate opAMS, its limitations and its relationship with the ipAMS in intensely deformed volcanic and subvolcanic rocks.

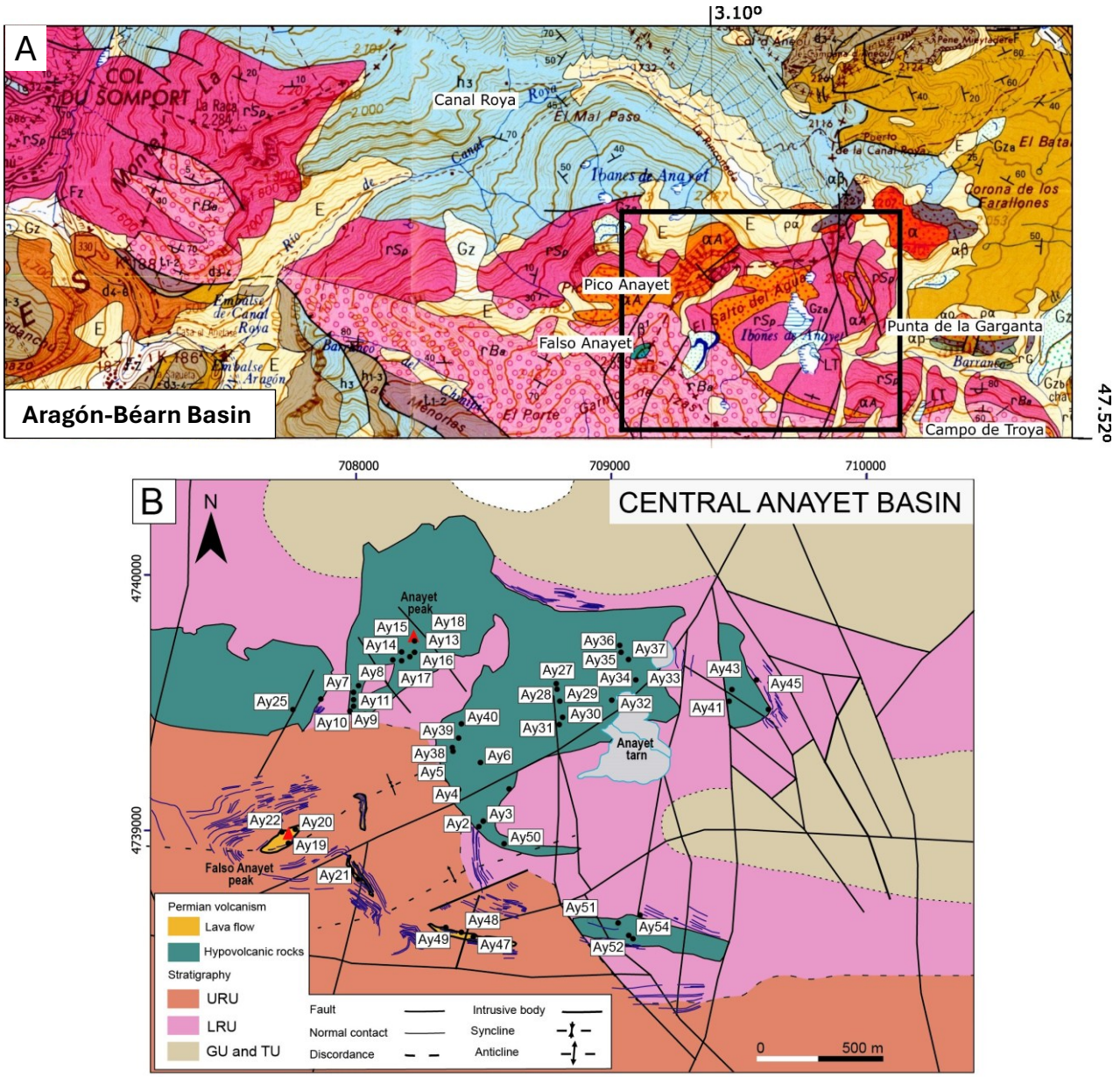


Figure 1: A) Geological map of the Anayet-Oza Basin and situation of the Central Anayet studied area squared in black (Modified from Ternet al., 2004) See the geological legend therein. B) Geological map of the Central Anayet Basin (based on Gisbert, unpublished map, and Valero-Garcés, 1986).

A previous magnetic fabric study was performed in the southernmost pelitic and volcanic rocks of the Anayet Basin (Gil et al., 2002). Gil and coauthors (2002) described predominantly oblate magnetic fabrics and they correlated the principal susceptibility axes with the cleavage planes in pellitic rocks and mainly with bedding or cleavage planes in volcanic rocks. Additionally, they described normal and inverse magnetic fabrics in volcanic rocks, and they interpreted the second ones by switching of the magnetic ellipsoid axes. They concluded that magnetic fabrics of both lithologies record the internal tectonic deformation of these rocks.

2. Geologic context

The Anayet Basin (Fig. 1 A) is one of the Late Carboniferous-Permian basins of the Pyrenees and is located in the southwestern boundary of the Pyrenean Axial Zone. Its dimensions are 3 km wide by 8 km long with its long axis, in an WNW-ESE (N100E) direction. The northern basin margin is still identifiable and is interpreted from the alignment of WNW-ESE interstratified volcanic rocks in the Permian sediments (Rodríguez-Méndez et al., 2019). The southern basin margin is interpreted as a large-scale fault, initially extensional that was lately reactivated as a reverse fault during the Pyrenean compression and whose hanging wall controlled the volcanic and sedimentary basin filling (Ríos Aragüés et al., 1987; Rodríguez-Méndez et al., 2014). The two basin margins (northern and southern) are interpreted as large-scale faults that had a dextral strike slip component (Valero Garcés, 1986; Rodríguez-Méndez et al., 2019). Regarding the structure, this basin is interpreted as a strike-slip basin and follows the depocenter-threshold basin model proposed by Gisbert (1981) like the other Late Carboniferous-Permian basins of the Southern Pyrenees. During its first stages, the basin formed in a pull-apart context with the dextral motion of two WNW–ESE-trending strike-slip faults connected by transverse N058 E trending faults during the late- to post- orogenic extension (Permian) of the Variscan Pyrenees (Rodríguez-Méndez et al., 2016). The Anayet Basin experienced a process of positive inversion tectonics during the Pyrenean compression (Rodríguez-Méndez et al., 2016) but the pull-apart basin style is still recognizable.

The northwestern limit of the Anayet Basin extends up to the Oza Basin, both commonly considered as subbasins constituting the large so-called Aragón-Béarn Basin (Fig. 1 A). The Central Anayet Basin is the area that includes the Anayet peak and its surroundings and where the thicker volcanic and hypovolcanic succession crops out (Fig. 1 B).

The stratigraphic subdivision proposed by Gisbert (1981) for the Late Carboniferous-Permian rocks of the Cadí Basin has been widely used for all the Late Carboniferous-Permian intramountainous basins of the Southern Pyrenees (see López-Gómez et al., 2019). Studies carried out during the 80's thoroughly describe the stratigraphy of the Aragón-Béarn Basin (Aso et al. unpub. technical report, Instituto Geológico y Minero de España, 1987; Valero, 1986). In the following lines, we present a synthetic description of the stratigraphy of the Anayet Basin (Valero, 1986):

-Grey Unit (GU): This unit is composed by volcanic (lava flows and pyroclasts) and volcaniclastic products that are arranged discordantly over the Upper Carboniferous rocks in the western end of the Campo de Troya area and in the northern Punta de la Garganta slope (Fig. 1A). The definition of its upper limit follows the same criterion defined in the eastern Late Carboniferous-Permian basins (e.g. Laspaules, Erillcastell, Estac and Cadí Basins), i.e. the presence of a thicker lateritic paleosol.

-Transition Unit (TU): This unit is composed of grey, red and versicoloured sedimentary and volcanic rocks lying onto the volcanic rocks of the GU with the lateritic paleosol as a boundary. The lower part of the unit is mainly pyroclastic with andesitic lava flows and they reach a thickness greater than 300 m. Some intrusions are also present. The upper part of the unit starts with a detrital grain-decreasing succession that directly overlies the Late Carboniferous rocks and ends with shales and a carbonatic succession less than 100 m thick.

-Lower Red Unit (LRU): This unit is composed by detrital (microconglomerates, conglomerates, sandstones, shales) and pyroclastic and (scarce) tuffs intercalations. The red color dominates the outcrops and the thickness ranges between 200 m and 150 m from the east to the west.

-Upper Red Unit (URU): This unit is composed by detrital and volcanic rocks that lie in some areas onto the preVariscan basement and in others onto the LRU. The contact between the LRU and the URU cannot be determined as a paraconformity or as an angular unconformity due to the tectonic imprint on the outcrops in the basin. The volcanic and volcanoclastic deposits of this unit show greater development and more lithological variability than in the outcrops of the contemporaneous basins located to the East.

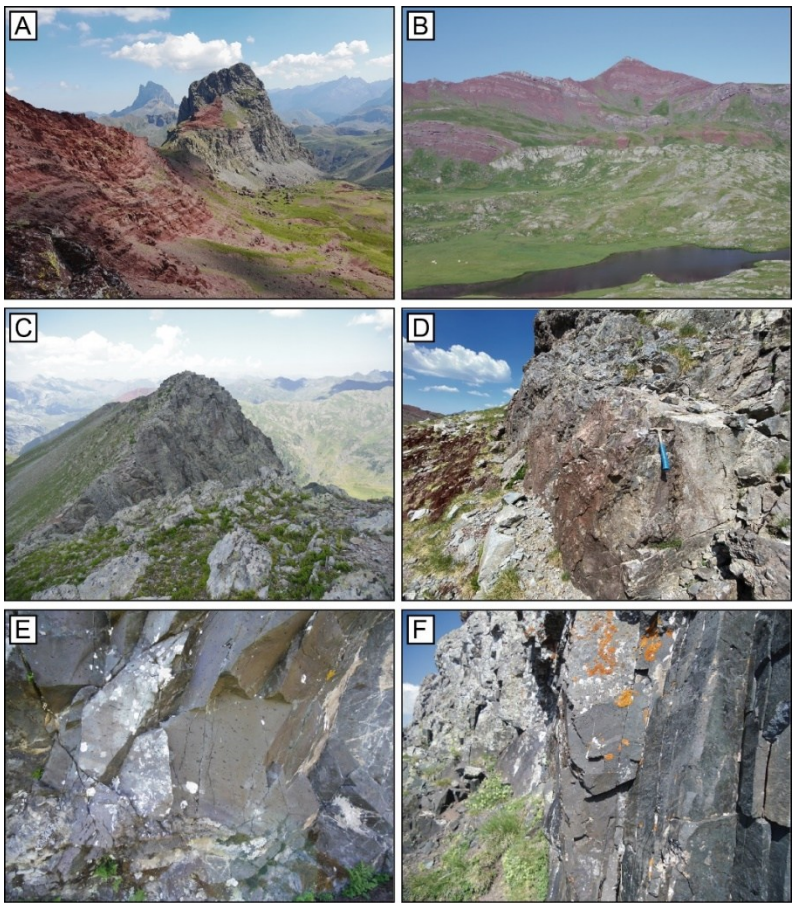


Figure 2: Anayet landscapes. A) Anayet peak and in the background the Midi d'Ossau peak, both volcanic edifices of Permian age. B) View of the red beds succession in the Central Anayet Basin and the laccolith in the meadow where is located the Anayet tarn. C) The Falso Anayet peak constituted with volcanic rocks; D) detail of the volcanic breccia in the margin of one of the sills; E) and F) Appearance of two sills of the Anayet Central Basin.

These units are arranged discordantly over the slates, sandstones and limestones of Devonian and Carboniferous age structured during the Variscan orogeny. These rocks constitute the basement of the Permian basins.

The Anayet Basin presents its depocenter in its western zone, where the sediments of the LRU and URU reach the highest thicknesses and the threshold towards the east, where the GU and the TU crop out (Rodríguez-Méndez, 2012). In the central area, a volcanic building with an associated andesitic lava flow is still recognizable at present (Fig. 2 A): the Anayet peak. According to Bixel (1984), the composition of the volcanic products that intrude throughout the pre- and post-Variscan rocks (detrital sediments) is calc-alkaline as well as the effusive products accumulated in the surroundings (Fig. 2 C). The Anayet peak is described as a subconic hypovolcanic plug (Valero-Garcés, 1986) with a laccolith at the SW covered by meadows (Fig. 2 B, Bixel, 1984) where the Anayet tarns are located. Moreover, dykes and sills linked to the Permian volcanism cut across in the Paleozoic basement of the Anayet Basin (Figs. 2 D, E and F, Valero-Garcés, 1986; Rodríguez-Méndez et al., 2016). Unlike other eastern Late Carboniferous-Permian basins (e.g. Laspaúles, Erillcastell, Estac and Cadí basins, see Gisbert, 1981; Izquierdo-Llavall et al., 2014a; Simón-Muzás et al., 2022), no ignimbrites or breccias are observed. Bixel (1984) interpreted the volcanism of the Anayet as a single and mainly effusive event with a single lava flow with a homogeneous composition.

Regarding the structures, in the Anayet Basin four main fault sets are recognized: a set with dominantly WNW-ESE strike and sets with NE-SW, E-W and NW-SE strikes (Valero-Garcés, 1986). Some authors consider that the WNW-ESE and E-W sets predate the basin generation because they controlled the sedimentation of the Upper Carboniferous-Permian rocks (Bixel, 1984; Valero-Garcés, 1986). Moreover, there are kilometric length folds with a WNW-ESE trend and verging towards the south with

an axial plane foliation of Alpine age (Fig. 3, Valero Garcés, 1986; Ríos Aragüés et al., 1987; Gil et al., 2002; Rodríguez-Méndez et al., 2016). The axial plane foliation dips between 40 to 60° towards the N (Fig. 3, Ríos Aragüés et al., 1987; Gil et al., 2002). These folds have been interpreted as the result of the buttress effect of the rocks against the foot-wall of the large-scale fault of the southern basin margin during the transport of the thrust sheet to the south during the Pyrenean compression (Gil et al., 2002).

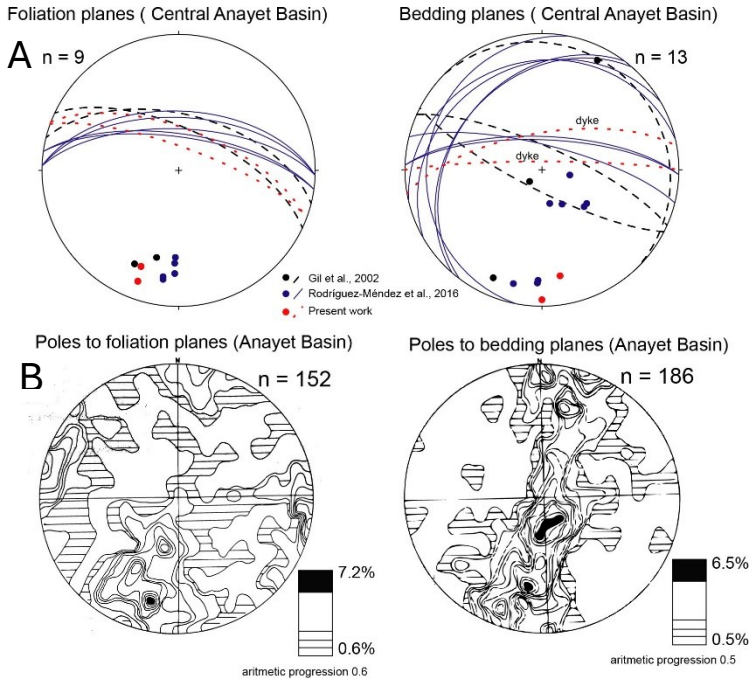


Figure 3: Stereoplots (Schmidt net lower hemisphere) of A) foliation and bedding planes after Gil et al. (2002), Rodríguez-Mendez et al. (2016) and collected in the present work in the Central Anayet Basin; B) contour diagrams of poles of bedding and poles of foliation in the Anayet Basin (Valero-Garcés, 1986).

3. Methodology

3.1 Sampling campaign and laboratory procedures

Forty-seven sites distributed in the Permian volcanic and subvolcanic rocks, mainly andesite, from the LRU, the URU and the Anayet's volcanic episode were sampled for the AMS study in the Central Anayet Basin (Fig. 1 B). The sampling sites were located in a laccolith (sill 1), two minor sills (sill 2 and 3), the volcanic plug (Anayet peak) and lava flows intercalated in the LRU and URU (Fig. 4).

Samples were obtained manually as small, oriented blocks (two for each site) favored by preexisting joints and fractures (Fig. 2 E and F). All blocks were oriented with a magnetic compass and were positioned with a GPS. Blocks were cut to standard cubes, 2.2 cm edge with a radial saw (nonmagnetic steel) in the laboratory and 6 to 30 standard specimens were obtained for each site.

3.2 In-phase and out-of-phase Anisotropy of Magnetic Susceptibility

The AMS (both ipAMS and opAMS) analysis was performed in the Magnétisme des Roches Laboratory of the Observatoire Midi-Pyrénées (GET- CNRS) in Toulouse (France) using a KLY-5 Kappabridge (AGICO Inc, Czech Republic) in the driving field of 400 A/m peak at the operating frequency of 976 Hz. Magnetic susceptibility (k) is a dimensionless proportionality constant (in the S.I. system) that indicates the relationship between an applied magnetic field (H) and the induced magnetization (M) of a rock as follows: $M = k \cdot H$. Applying the same magnetic field in different directions in a rock sample usually generates a different induced magnetization value. The reason is that minerals within a

rock can have different magnetic phases, orientations and size and are distributed inhomogeneously. This heterogeneity generates a spatial variation in magnetic susceptibility that constitutes the AMS and can be expressed geometrically as a magnetic susceptibility ellipsoid with three orthogonal principal axes $K_1>K_2>K_3$. The magnetic ellipsoid (Nye, 1957) is mainly characterized by three parameters (Jelinek, 1981): i) the mean susceptibility (K_m or K_{mean}) expressed as $K_m= (K_1+K_2+K_3)/3$; ii) the corrected anisotropy degree (Pj) expressed as $\exp \sqrt{(2(\mu_1- \mu_m)^2 + (\mu_2- \mu_m)^2 + (\mu_3- \mu_m)^2)}$ and iii) the shape parameter (T) expressed as $T = 2\mu_2- \mu_1-\mu_3/(\mu_1- \mu_3) - 1$ where $\mu_1 = \ln K_1$, $\mu_2 = \ln K_2$, $\mu_3 = \ln K_3$ y $\mu_m = (\mu_1 + \mu_2 + \mu_3)/3$. The magnetic ellipsoid is prolate when $-1<T<0$ resulting in a linear magnetic fabric, and oblate when $0<T<1$ resulting in a planar or triaxial ($T\approx0$) magnetic fabric.

To avoid problems arising from the measuring equipment effects, it is suggested to inspect the F-test of each analyzed specimen and verify if the differences between the principal susceptibilities are large enough compared to measuring errors for the specimen to be regarded as anisotropic (see Hrouda et al., 2016). Specimens that show F-test values lower than/equal to 3, and F_{12} and F_{23} values lower than/equal to 3.5 (Studýnka et al., 2014) in ipAMS or in opAMS measurements are commonly not considered and are not included in the statistical results.

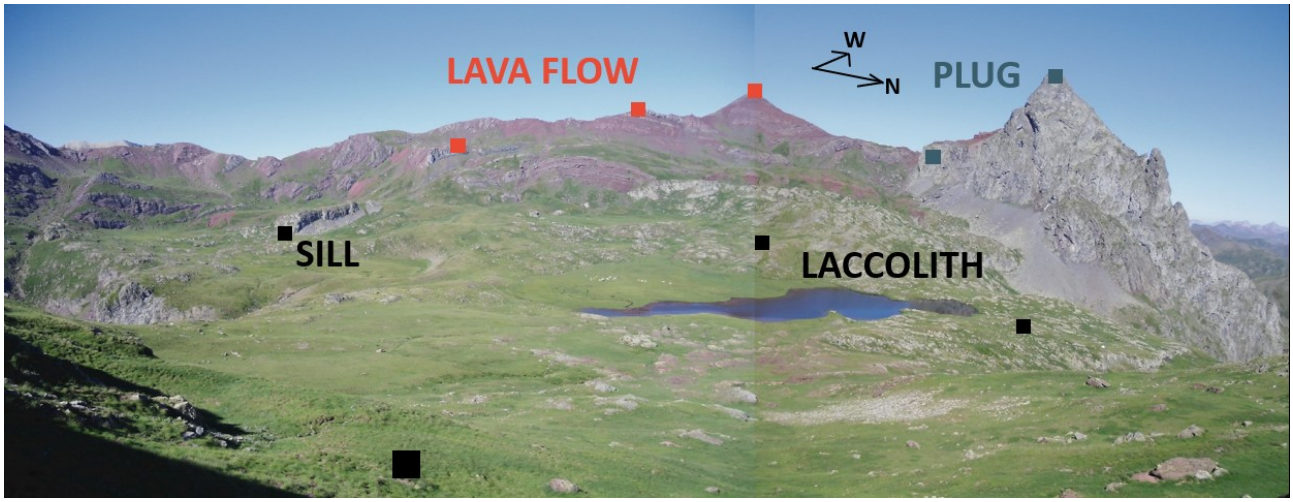


Figure 4: View of the Central Anayet Basin. Marked with squares the studied areas.

There are two terms widely used to deal with the magnetic susceptibility ellipsoid: 1) the magnetic lineation i.e., the cluster of the K_1 axes and 2) the magnetic foliation i.e., the plane whose pole is the set of K_3 axes. The AMS (ipAMS and opAMS) results were processed and represented using the SAFYR and *Anisoft 5.1.03* (Chadima and Jelínek, 2019) softwares, respectively.

Complementarily, AMS at low temperature (LT-AMS) was performed in two sites (Ay5 and Ay11) in which the ipAMS and opAMS are non-coaxial and coaxial respectively. The purpose was to enhance and isolate the paramagnetic behavior from the total magnetic susceptibility according to the Curie-Weiss law $Kp = C/T - \theta$; Kp is the paramagnetic susceptibility, C is a constant and θ is the paramagnetic Curie temperature (Tc). According to Ihmlé et al. (1989) a pure paramagnetic sample measured at low temperature (~77 K) must show an increase of its susceptibility of ~3.8 times with respect of its magnetic susceptibility at room temperature. The presence of ferromagnetic s.l. minerals in a rock sample diminishes this ratio. The analysis was done following Issachar et al., (2016) procedure: a thermal protection was integrated around the measuring coil to protect the Kappabridge-KLY-3S from the cooled samples immersed in liquid nitrogen (~77 K) in cycles of 1-h cooling. These AMS measurements were done in the Magnetic Fabrics Laboratory of the University of Zaragoza, (Spain), using a Kappabridge KLY-3S (AGICO Inc., Czech Republic) in 15 manual positions; between each position the analyzed specimens were immersed again in 10 min in liquid nitrogen.

3.3 Laboratory procedures to obtain magnetic properties

In order to better constrain the carriers of the magnetic fabric, two types of experiments were carried out in representative sites (powder samples, 0.2-0.4 g per sample): i) temperature-dependent magnetic susceptibility curves (six samples), and ii) hysteresis loops (eight samples).

Temperature-dependent magnetic susceptibility curves were carried out to elucidate the magnetic mineralogy by means of a KLY-3S Kappabridge with a CS-3 furnace in the Observatoire Midi-Pyrénées (GET- CNRS) in Toulouse. These analyses encompassed a range of temperatures between 40 and 700°C and they were performed in an argon atmosphere to avoid mineral oxidations during heating. The selected sites cover the variety of lithological types, magnetic fabric orientation and Kmean site values. Results were processed with *software* SUSTE (AGICO Inc., Czech Republic) and represented with the Cureval 8 software (Chadima and Hrouda, 2012) taking into account: i) correction of the free furnace (measure of the CS3 without the sample), and ii) the normalization of the magnetic susceptibility values to a standard-volume specimen (calculating the density and the mass of the powder). The hysteresis loops were performed at room temperature in a MPMS3 Quantum Design Squid with a SQUID sensor magnetometer system at the University of Zaragoza (Spain). The hysteresis loops were performed at room temperature applying a progressively higher induced magnetic field up to 4 T and subsequently decreasing it in the opposite direction.

3.4 Structural field data and microstructural observations

Bedding and cleavage planes were measured in the field in order to compare them with the AMS results (ipAMS and opAMS). Structural data were measured directly in the field when the outcrops show good surfaces and the local geological structure was clear but in other cases, they were taken from available data from the Central Pyrenees geological map done by Rodriguez-Méndez et al. (2016) or from the previous AMS study carried out in the Anayet Basin by Gil et al. (2002).

The microstructural study carried out in eight sites allows to recognize the relationship between the orientation of the magnetic susceptibility ellipsoid axes and the preferred arrangement of minerals or structures within the analyzed rock. Once the AMS data were available, four sites (Ay10, Ay21, Ay35 and Ay43) were selected for the thin section study according to the following criteria: i) good clustering and definition of axes, and ii) naked-eye mineral or structure arrangement in the analyzed oriented blocks sections. Two mutually perpendicular thin sections were performed, one of them perpendicular to the magnetic susceptibility K_2 axis, and the other perpendicular to the magnetic susceptibility K_1 axis.

An innovative technique that has been used for the three-dimensional (3D) study of the petrofabric as a first exploration is the X-ray computed microtomography (XCT) (see Chapter 6, Section 6.3). This technique produces high resolution images which allow to identify the spatial distribution of the different mineral phases based on their greyscale color (there is an equivalence between the color scale and the density values being the white the densest particles and black being the empty spaces filled with air). The 3D images were obtained with the X-ray computed microtomography (Sariki Metrología, Solutions) at the Euskal Herriko Unibersitatea (Spain). Results were processed using the Volume Graphics software.

4. Results

4.1 F-test, F12 and F23 tests

A thorough revision of the F-test, F12 and F23 tests were carried out verifying that each specimen passes the quality criteria. After that, an individual review for each analyzed sites was carried out to check whether the specimens that did not partially or fully pass the three tests could or could not be considered in the interpretation of the AMS results. To consider them or not we have observed, site by site, the degree of dispersion of the axes of the magnetic susceptibility ellipsoid of the specimens that did not pass any or some of the tests, with the ellipsoid of specimens from the same site that did pass all the tests. This has allowed us to consider some sites in which some of the specimens partially did not pass some of the tests but directionally the axes of the magnetic susceptibility ellipsoid presented a reasonable spatial distribution. Additionally, it was also observed that the values of the magnetic parameters (Pj, T and Km) were not anomalous with respect to those of other specimens from the same sites that had passed the tests. When the differences between Km, Pj, T and the directional values of the magnetic susceptibility ellipsoid do not vary substantially with respect to specimens that show F-test values more than 3, and F12 and F23 values more than 3.5.

The results of the specimens or sites that have not passed the quality criterion are available but shaded in orange (Fig. 5) and dark (Fig. 9) despite the results having not been considered in the discussion and interpretation. All the in-phase AMS results have passed the F-test, F12 and F23, the out-of-phase results in some cases they have failed the tests totally or partially: sites Ay17, Ay19, Ay25, Ay29, Ay30, Ay38 and Ay50 are discarded. This revision and the quality criteria can be consulted in Supplementary material 1. All sampling sites values are available in Table 1.

4.2 Magnetic properties

The mean value of the in-phase magnetic susceptibility (ipMS, in phase k) in the sampled sites is $709.25 \cdot 10^{-6}$ SI, ranging between $64.67 \cdot 10^{-6}$ SI in site Ay40 to $10290 \cdot 10^{-6}$ SI in site Ay22. The corrected anisotropy degree (Pj) parameter ranges from 1.007 to 1.080 (std. dev. between 0.001 and 0.003) in sites Ay14 and Ay52, respectively. The T parameter ranges between -0.560 and 0.843 (std. dev. between 0.063 and 0.082) in sites Ay05 and Ay36, respectively (see Table 1).

In opAMS, sites that have not passed the quality criteria present anomalous Km values but their T and Pj values are within the range of the other specimens that have passed the quality criteria (orange dots in Fig. 5). Additionally, there are two sites that have passed the quality criteria, but the Pj values are anomalous (Ay22 and Ay7).

Independently of the type of AMS (ipAMS or opAMS) the magnetic fabrics at site level are dominantly prolate, in the ipAMS the prolate fabrics correspond mainly to the lava flows (Ay19, Ay21 and Ay47) and others to laccolith (sill 1, Ay5, Ay6 and Ay37) and in one case to the sill (Ay41).

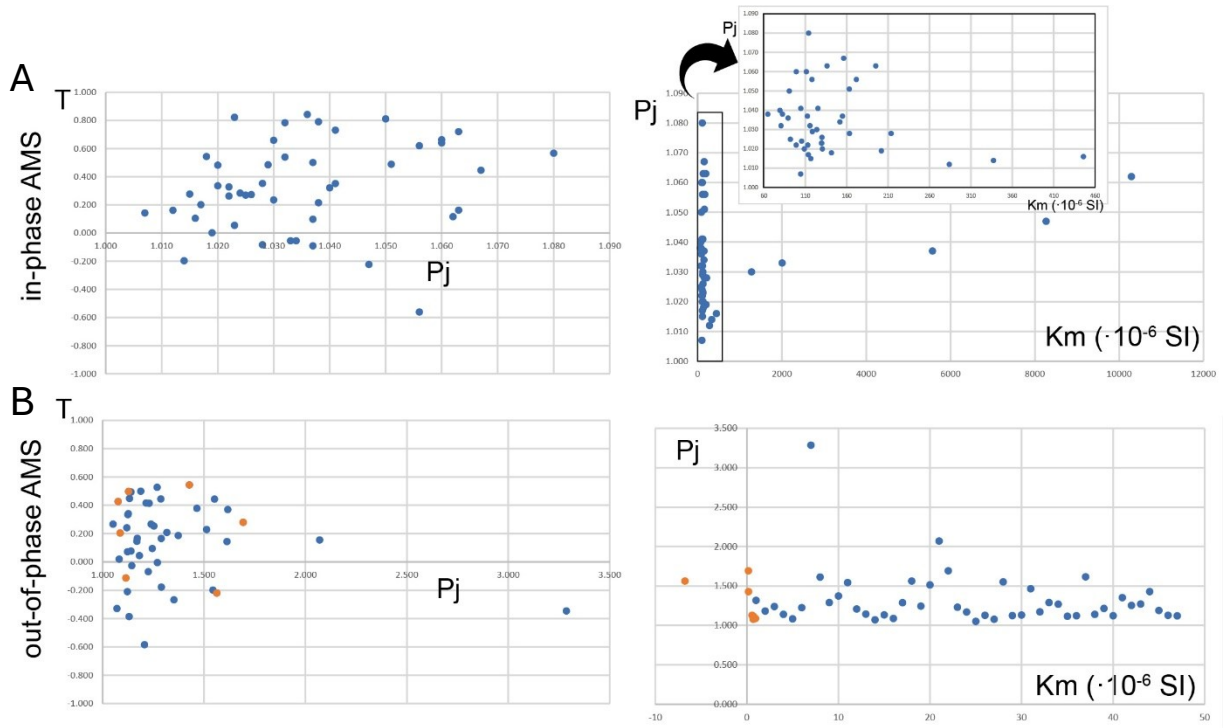


Figure 5: Diagrams of the magnetic ellipsoid parameters at site level: A) In-phase AMS: shape parameter (T) versus magnetic susceptibility (Km) and corrected anisotropy degree (Pj) versus bulk magnetic susceptibility (Km). B) Out of phase AMS: shape parameter (T) versus magnetic susceptibility (Km) and corrected anisotropy degree (Pj) versus bulk magnetic susceptibility (Km). Averaged values from each sampled site. In orange out-of-phase AMS bad quality results.

The temperature-dependent susceptibility curves are irreversible in all analyzed sites (Fig. 6), being the cooling curves the ones that reach the highest values. All sites show a decay of the magnetic susceptibility value at 580-600°C pointing towards the presence of magnetite. Some of the cores present an additional slight decay around 400°C. The paramagnetic behavior can be inferred from the concave-hyperbolic shape at the beginning of the heating curves in sites Ay7, Ay16 and Ay47. Following the method of Hrouda, (1994) and Hrouda et al., (1997), the paramagnetic estimated contribution to the total magnetic susceptibility value is 25.5% in sample Ay7b, 19,6% in sample Ay16-10 and 59.3% in sample Ay47. In the other analyzed sites the start of the heating curve indicates a negligible paramagnetic contribution or it is masked by the more intense ferromagnetic s.l. behavior. Along the same line, the hysteresis loops show a remarkable positive slope that is indicative of a paramagnetic contribution (Fig. 7). After the paramagnetic correction, a wasp waist in the hysteresis loops is observed in samples Ay5 and AY7 despite in Ay11 and Ay21it is absent.

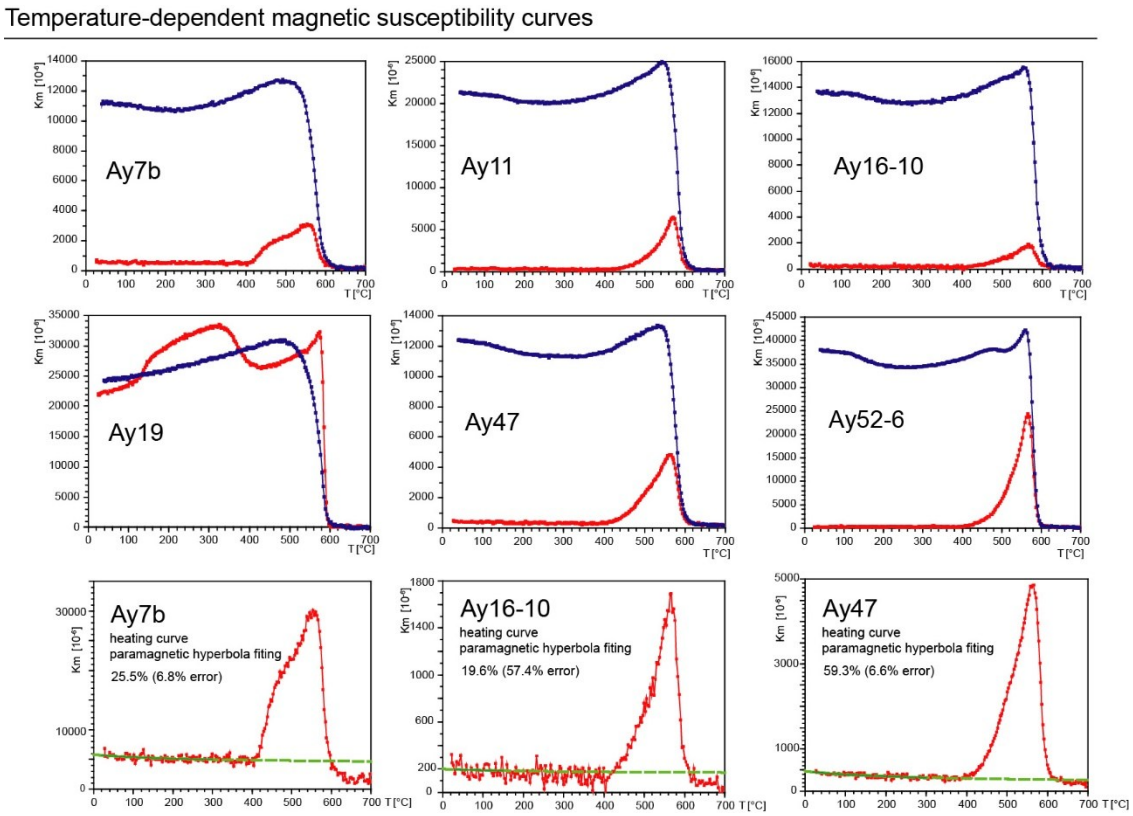


Figure 6: Temperature-dependent magnetic susceptibility curves (40 to 700 °C) of heating (in red) and cooling (in blue) for the 15 analyzed curves, where a non-reversibility character of the curves can be observed. Heating curves (bottom) of three selected sites that present a paramagnetic contribution.

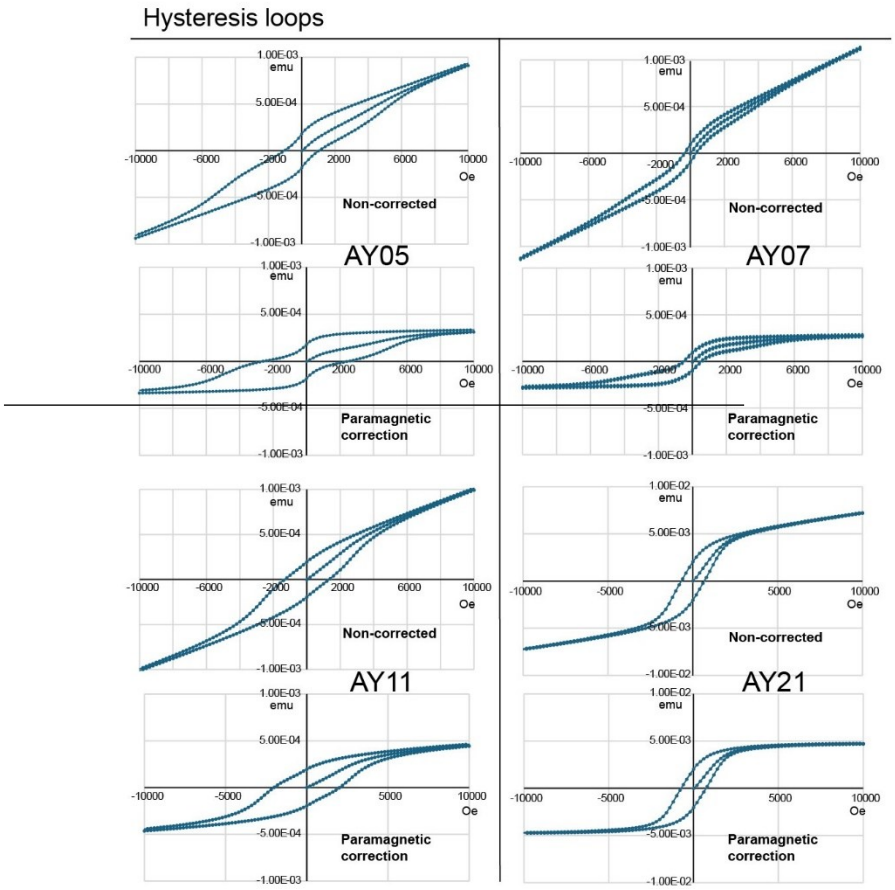


Figure 7: Hysteresis loops of the analyzed sites with and without paramagnetic correction.

site	AMS	N	V. Struc.	Unit	X	Y	Km (·10^{-6})	Std. e. (·10^{-6})	Kmax	alfa95	Kmin	alfa95	Pj	e	T	e
AY02A	ip	8	Sill 1	VP	708494.19	4739031.41	82.340	16.740	275.1/64.6	17.8/5.9	136.1/19.7	6.3/1.9	1.038	0.005	0.791	0.073
	op						0.417	0.034	257.5/79.8	4.3/2.8	4.0/2.9	4.4/4.0	1.317	0.027	0.208	0.124
AY02B	ip	10	Sill 1	VP	708471.17	4739022.89	90.590	9.397	293.7/10.7	31.7/3.5	51.0/67.6	3.8/2.0	1.050	0.005	0.812	0.067
	op						0.380	0.149	240.1/74.7	16.6/8.0	75.1/14.8	16.0/8.2	1.182	0.097	0.045	0.146
AY03	ip	19	Sill 1	VP	708480.17	4739017.19	105.500	24.580	304.3/54.2	16.3/13.7	198.3/11.2	53.1/08.1	1.024	0.006	0.284	0.274
	op						1.026	0.249.5	187.3/0.1	13.0/3.1	97.3/0.3	9.7/3.1	1.239	0.096	0.267	0.227
AY04	ip	16	Sill 1	VP	708426.02	4739114.72	130.100	22.330	275.2/38.6	24.4/10.8	75.8/49.8	40.9/11.4	1.026	0.007	0.274	0.208
	op						0.571.0	0.147	260.9/73.8	31.7/5.8	74.3/16.1	14.0/8.4	1.140	0.059	0.077	0.275
AY05	ip	10	Sill 1	VP	708366.74	4739229.15	171.600	17.040	346.7/29.0	3.2/1.8	142.0/58.6	4.4/2.8	1.056	0.003	-0.560	0.063
	op						0.970	0.220	299.1/37.1	7.8/3.5	35.2/8.1	9.5/3.2	1.082	0.036	0.020	0.291
AY06	ip	8	Sill 1	VP	708489.95	4739266.40	151.700	11.170	290.7/18.6	11.5/4.7	31.6/29.2	8.8/5.5	1.034	0.004	-0.054	0.308
	op						0.510.7	0.085	253.0/52.5	6.1/2.7	7.9/17.9	5.4/2.0	1.225	0.048	-0.069	0.225
AY07	ip	18	Sill 1	VP	708152.32	4739668.14	1280.000	1309.000	46.4/4.6	31.0/12.2	313.6/31.2	56.6/9.7	1.030	0.016	0.236	0.377
	op						0.965	1.824	138.9/64.1	11.5/2.8	297.2/24.3	9.4/3.0	3.286	7.342	-0.346	0.543
AY08	ip	19	Sill 1	VP	707998.60	4739543.50	104.500	13.290	116.8/39.2	29.9/7.2	22.1/5.7	19.5/2.8	1.041	0.005	0.731	0.191
	op						0.271	0.144	256.6/77.4	7.0/2.0	1.4/3.3	8.0/2.4	1.613	0.593	0.144	0.189
AY09	ip	21	Sill 1	VP	707984.46	4739530.29	112.500	7.546	117.6/31.5	20.7/4.3	10.7/25.4	6.2/3.3	1.037	0.005	0.502	0.198
	op						0.426	0.203	196.9/75.4	8.7/5.5	19.1/14.6	20.0/3.7	1.290	0.200	-0.178	0.292
AY10	ip	21	V. plug	VP	707961.25	4739466.26	136.200	15.980	330.3/33.5	62.8/3.0	231.3/13.2	4.4/2.8	1.063	0.005	0.721	0.165
	op						0.353	0.142	296.0/56.2	23.7/4.8	30.6/3.0	17.6/4.3	1.373	0.154	0.186	0.287
AY11	ip	11	V. plug	VP	707985.06	4739511.63	156.300	12.740	157.5/63.4	17.8/3.8	291.4/19.1	5.4/4.3	1.067	0.006	0.447	0.177
	op						0.386	0.122	122.2/78.3	6.8/1.8	303.6/11.7	10.9/3.9	1.544	0.654	-0.198	0.175
AY13	ip	15	V. plug	VP	708240.90	4739703.96	98.920	15.280	184.8/66.8	68.2/15.6	19.9/22.4	18.2/9.7	1.022	0.014	0.329	0.398
	op						0.690	0.192	143.2/70.0	5.9/4.5	19.4/11.5	22.5/4.7	1.207	0.041	-0.584	0.119
AY14	ip	10	V. plug	VP	708193.00	4739712.48	104.300	12.410	238.3/11.1	22.2/10.7	354.1/65.8	27.7/10.3	1.007	0.001	0.143	0.509
	op						0.657	0.056	169.0/20.2	7.1/2.4	264.2/14.0	6.0/3.3	1.144	0.016	-0.026	0.181
AY15	ip	8	V. plug	VP	708217.48	4739688.53	201.800	37.400	143.6/35.7	10.0/9.8	257.6/29.5	10.3/7.6	1.019	0.006	0.002	0.520
	op						1.430	0.160	147.4/51.7	6.3/4.3	238.4/0.8	17.8/3.9	1.071	0.009	-0.329	0.380
AY16	ip	12	V. plug	VP	708229.72	4739665.11	91.970	4.458	85.7/59.7	22.2/5.4	316.3/20.4	12.8/2.9	1.025	0.006	0.270	0.202
	op						1.014	0.105	162.1/60.5	10.2/3.7	302.8/23.7	8.7/4.0	1.133	0.029	0.448	0.148
AY17	ip	14	V. plug	VP	708183.42	4739674.69	113.600	15.140	320.7/49.3	22.3/15.2	139.0/40.7	38.4/12.7	1.017	0.007	0.202	0.398
	op						0.941	0.225	311.9/33.2	37.7/9.0	56.3/20.7	27.9/7.5	1.087	0.034	0.204	0.310
AY18	ip	8	V. plug	VP	708039.18	4739459.67	125.200	11.050	83.8/47.2	5.2/2.4	313.2/31.1	4.1/1.2	1.041	0.002	0.352	0.072
	op						0.335	0.107	45.3/48.5	12.4/6.9	306.2/8.0	8.2/6.9	1.287	0.124	0.445	0.161
AY19	ip	30	Lav. fl.	URU	707730.52	4738947.86	8267.000	8707.000	25.4/25.5	64.6/17.0	260.4/50.2	52.0/19.7	1.047	0.028	-0.223	0.374
	op						-6.761	8.458	348.1/68.0	78.3/7.5	208.3/17.2	31.8/8.0	1.563	1.396	-0.219	0.327
AY20	ip	12	Lav. fl.	URU	707696.89	4738935.56	5574.000	1526.000	149.7/6.4	7.7/2.2	240.8/10.0	6.8/2.3	1.037	0.006	0.099	0.167
	op						0.885	2.688	228.6/19.3	9.0/3.0	10.9/66.1	11.7/3.7	1.245	0.160	0.095	0.342
AY21	ip	13	Lav. fl.	URU	708009.41	4738808.42	2006.000	853.000	154.9/77.6	4.8/1.7	272.2/5.8	15.9/2.2	1.033	0.010	-0.054	0.380
	op						-0.815	1.684	137.3/75.7	5.9/2.5	28.2/4.8	28.5/4.4	1.513	0.661	0.229	0.397
AY22	ip	21	Lav. fl.	URU	707713.49	4738989.38	10290.000	11520.000	179.5/23.3	37.5/6.9	270.9/3.3	9.8/6.8	1.062	0.042	0.117	0.402
	op	20					7.615	10.850	161.4/68.4	19.0/12.2	64.8/2.6	30.7/9.4	2.070	1.149	0.155	0.366
AY25	ip	19	V. plug	VP	707755.01	4739476.37	111.200	5.866	282.7/1.7	10.6/3.1	15.0/53.2	5.9/2.2	1.060	0.005	0.641	0.116
	op	17					0.172	0.133	154.8/72.1	28.5/10.1	352.0/17.1	21.7/3.4	1.693	0.631	0.280	0.379
AY27	ip	6	Sill 2	VP	708786.47	4739583.88	129.600	15.800	48.2/56.5	83.6/2.2	258.2/29.8	3.7/1.2	1.023	0.001	0.823	0.081
	op						0.474	0.178	19.6/59.2	13.1/3.2	255.4/18.6	11.5/2.7	1.230	0.117	0.414	0.168
AY28A	ip	13	Sill 2	VP	708787.53	4739560.46	195.100	12.140	284.4/86.8	15.7/3.3	57.3/2.2	7.2/3.6	1.063	0.009	0.163	0.259
	op						0.942	0.179	349.3/7.2	19.0/7.1	79.4/0.9	13.5/8.1	1.169	0.037	0.146	0.241
AY28B	ip	11	Sill 2	VP	708787.53	4739560.46	213.600	14.370	338.5/10.8	9.3/1.8	72.7/20.9	4.0/1.7	1.028	0.001	0.353	0.220
	op						1.221	224.300	234.5/12.0	36.7/15.9	325.3/3.6	23.4/15.1	1.052	0.015	0.267	0.443
AY29	ip	6	Sill 2	VP	708800.31	4739509.37	116.600	9.496	329.4/25.1	5.2/3.1	61.6/4.7	5.8/1.9	1.015	0.002	0.278	0.095
	op						0.575	0.074	129.1/54.7	42.4/5.5	38.2/0.7	7.2/5.9	1.128	0.040	0.498	0.168
AY30	ip	11	Sill 2	VP	708809.89	4739449.76	130.600	17.250	30.4/65.1	28.7/1.7	195.5/24.1	9.4/1.5	1.020	0.002	0.483	0.174
	op						0.701	0.169	184.4/74.9	71.7/4.7	45.2/11.6	11.7/3.3	1.077	0.036	0.427	0.273
AY31	ip	8	Sill 2	VP	708799.24	4739415.69	115.600	5.158	225.7/35.2	35.2/1.6	100.4/39.3	2.7/1.0	1.032	0.002	0.784	0.136
	op						0.372	0.202	197.1/69.7	22.7/2.6	293.9/2.5	7.8/2.6	1.552	0.884	0.444	0.277
AY32	ip	9	Sill 3	VP	709007.35	4739513.63	118.400	9.622	315.4/18.4	4.5/3.0	50.1/13.9	3.5/2.7	1.029	0.002	0.486	0.066
	op						0.419	1.305	169.8/59.6	10.2/3.1	53.5/14.5	4.0/3.4	1.125	0.039	0.334	0.296
AY33	ip	6	Sill 3	VP	709082.99	4739588.57	113.000	4.730	97.7/28.5	4.7/2.4	310.2/57.3	5.4/3.1	1.022	0.001	0.263	0.094
	op						0.706	0.111	166.6/33.0	6.0/1.5	278.0/29.4	11.8/1.7	1.131	0.022	-0.386	0.249
AY34	ip	24	Sill 3	VP	709096.76	4739593.46	163.100	18.820	296.4/6.1	9.9/3.4	204.7/15.5	16.4/3.3	1.051	0.005	0.489	0.098
	op						0.377	0.135	80.8/72.5	15.6/5.1	190.6/6.1	12.7/5.2	1.465	0.628	0.378	0.280
AY35	ip	10	Sill 3	VP	709070.15	4739673.29	108.700	3.792	311.9/0.9	33.0/5.6	50.6/83.8	6.8/2.9	1.020	0.002	0.336	0.182
	op						0.433	0.121	325.8/74	14.3/6.3	225.3/3.0	8.5/5.6	1.171	0.072	0.167	0.267
AY36	ip	8	Sill 3	VP	709047.79	4739720.13	89.180	5.965	81.9/27.6	32.5/1.8	247.2/61.6	2.1/0.6	1.036	0.001	0.843	0.082
	op						0.290	0.062	83.6/70.3	4.9/3.1	212.6/12.7	6.0/2.6	1.289	0.111	0.166	0.171
AY37	ip	10	Sill 4	VP	708383.04	4739304.99	154.900	20.760	337.1/42.0	11.1/3.6	163.3/47.8	10.2/4.4	1.037	0.009	-0.090	0.197
	op						0.353	0.125	48.5/68.9	20.4/3.2	243.9/20.4	3.7/3.3	1.269	0.143	0.527	0.226
AY38	ip	8	Sill 4	VP	708380.91	4739327.34	123.800	3.744	329.6/30.5	15.8/1.2	167.1/58.3	3.5/1.1	1.030	0.005	0.660	0.212
	op						0.719	0.146	87.3/62.7	8.9/5.0	208.5/15.0	16.5/5.0	1.115	0.023	-0.113	0.446
AY39	ip	8	Sill 4	VP	708406.46	4739365.66	141.500	13.550	235.3/25.1	6.8/1.7	125.4/36.0	2.8/1.3	1.018	0.001	0.544	0.057
	op						1.019	0.165	27.7/26.8	11.3/2.7	290.5/13.8	4.9/2.7	1.123	0.026	0.072	0.068
AY40	ip	8	Sill 4	VP	708412.84	4739422.08	64.670	4.497	216.0/12.1	4.9/0.8	120.1/25.4	2.1/0.7	1.038	0.003	0.216	0.099
	op						0.198	0.033	210.7/82.0	11.1/1.4	307.5/0.9	7.1/2.3	1.617	0.141	0.370	0.109
AY41	ip	17	Sill 5	VP	709468.12	4739510.56	163.300	16.230	209.7/6.2	16.5/4.7	346.5/81.5	11.2/6.0	1.028	0.006	-0.083	0.596
	op						0.627	0.174	138.2/47.8	14.3/7.7	321.0/42.2	29.6/6.8	1.140	0.072	0.494	0.229
AY43	ip	17	Sill 5	VP	709504.05	4739584.81	80.630	7.433	115.7/36.8	17.6/8.1	8.4/21.7	16.7/5.0	1.032	0.004	0.540	0.288
	op						0.643	0.352	115.2/56.0	12.0/4.7	209.2/2.7	27.4/4.7	1.215	0.043	0.416	0.248
AY45	ip	8	Sill 5	VP	709599.32	4739548.35	129.800	62.780	225.9/51.2	25.5/6.4	354.3/26.5	8.1/5.4	1.023	0.007	0.055	0.348
	op						1.205	0.396	226.9/56.4	11.2/7.3	333.7/10.8	8.1/3.3	1.122	0.052	-0.210	0.294
AY47	ip	6	Lav. fl.	URU	708460.34	4738587.54	337.300	52.080	203.9/8.7	25.2/5.7	294.2/1.7	9.5/6.1	1.014	0.004	-0.196	0.381
	op						0.038	1.343	198.5/27.8	19.5/1.0	292.3/7.1	8.7/3.6	1.352	0.132	-0.267	0.256
AY48	ip	10	Lav. fl.	URU	708416.17	4738593.93	283.800	59.340	210.4/40.9	21.0/9.6	319.9/21.1	20.7/7.0	1.012	0.004	0.162	0.358
	op						0.470	0.895	186.4/26.1	14.7/5.9	95.4/2.2	6.2/4.7	1.253	0.109	0.254	0.178
AY49	ip	13	Lav. fl.	URU	708353.90	4738612.56	445.900	52.400	43.8/45.1	6.4/2.5	206.6/43.6	5.2/2.5	1.016	0.001	0.105	0.111
	op						0.854	0.224	11.8/75.5	5.9/3.1	270.0/3.0	4.5/2.8	1.270	0.051	-0.005	0.199
AY50	ip	9	Sill 6	VP	708577.83	4738944.67	118.000	9.339	296.4/40.4	27.1/6.7	71.3/39.7	7.7/5.2	1.056	0.014	0.621	0.209
	op						0.181	0.120	177.7/83.2	21.3/4.3	70.2/2.0	8.8/2.9	1.428	0.236	0.544	0.239
AY51	ip	17	Sill 6	VP	708915.67	4738637.57	98.990	11.850	117.6/14.8	46.4/10.3	213.1/19.9	10.4/7.0	1.060	0.013	0.663	0.201
	op						1.018	0.158	110.4/67.4	17.2/2.9	210.0/4.0	7.3/2.9	1.188	0.039	0.499	0.237
AY52	ip	6	Sill 6	VP	709072.14	4738584.88	113.900	9.007	299.3/14.5	5.4/1.4	204.4/18.0	5.6/3.7	1.080	0.003	0.568	0.062
	op						0.780	0.117	336.9/65.2	11.2/1.9	229.9/7.7	4.9/1.9	1.127	0.021	0.341	0.170
AY54	ip	6	Sill 6	VP	709109.97	4738650.28	79.340	7.080	161.3/9.8	8.8/3.8	32.4/74.6	7.5/0.8	1.040	0.003	0.322	0.110
	op						0.509	0.089	345.3/62.9	15.2/8.3	121.1/20.2	10.1/6.6	1.120	0.026	0.241	0.411

Table 1, previous page: Site: name of the site, AMS: ip (in-pase AMS), op (out-of-phase AMS), N: number of specimens; V. Struct. (Volcanic or hypovolcanic structure), Unit: VP is Permian Volcanism, URU is Upper Red Unit, X and Y: Coordinates from the studied sites in UTM (EPSG:25830), Km (magnitude of mean magnetic susceptibility, 10^{-6} S.I), Std. E (standard deviation), Kmax (trend and plunge of the magnetic lineation), Kmin (trend and plunge of the pole of magnetic foliation), alfa95 (major and minor semi-axes of the 95% confidence ellipse, Jelinek, 1977); Pj: corrected anisotropy degree, Jelinek, 1981; T: shape parameter, Jelinek, 1981; e: standard deviation.

The in-phase and the out-of-phase magnetic fabric axes are coincident in 16 sites (Ay09, Ay10, Ay11, Ay13, Ay15, Ay18, Ay21, Ay27, Ay29, Ay34, Ay36, Ay45, Ay47, Ay50, Ay51 y Ay52. Regarding the in-phase AMS results at specimen level (Fig. 8 and Supplementary material 2) the following features can be observed:

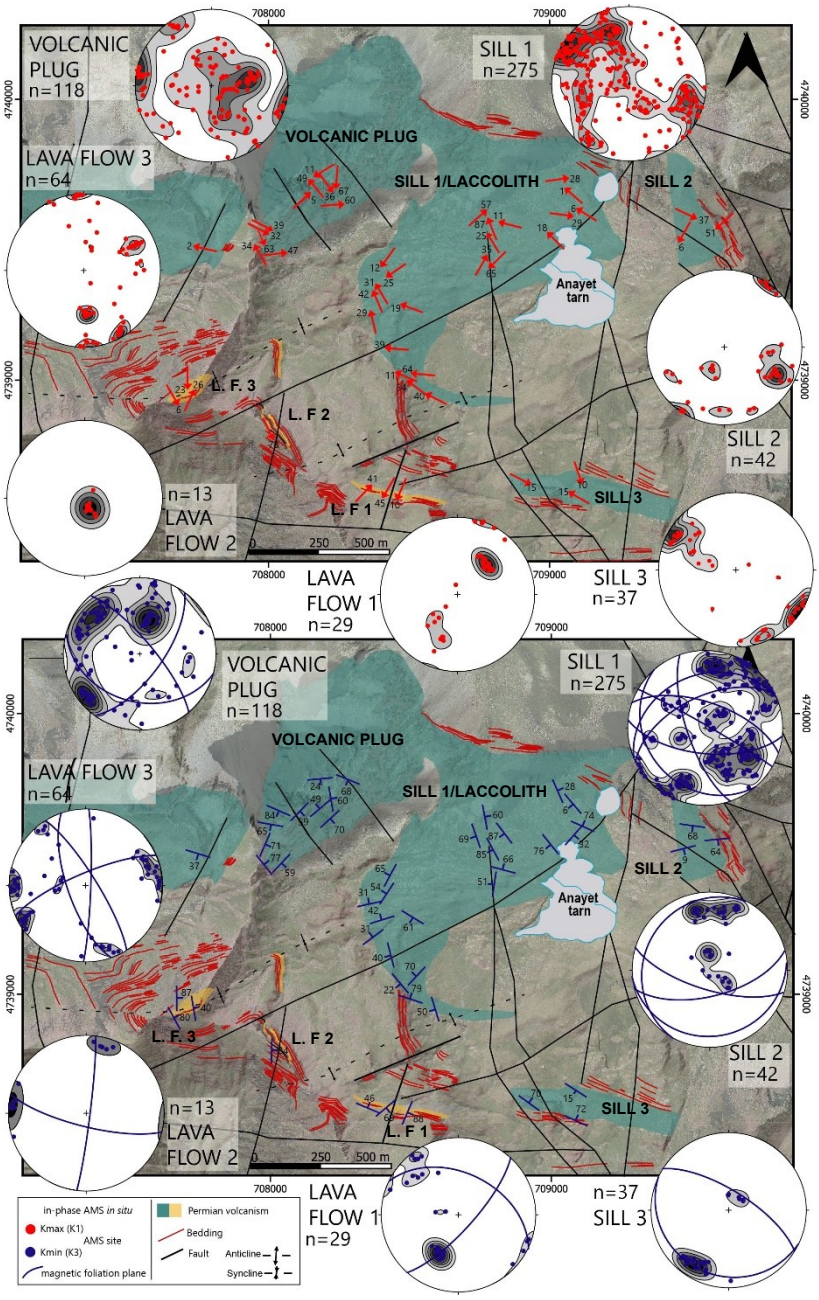


Figure 8: K_1 (up) and K_3 (down) axes of the in phase magnetic fabrics of the Central Anayet Basin. The magnetic lineation and the magnetic foliation planes are also represented.

a) For the **magnetic lineation**:

- A main NW-SE direction is registered in sill 1, sill 2 and sill 3.
- A WWN-EES direction is registered in the volcanic plug.
- A vertical or subvertical arrangement is present in the volcanic plug, the lava flow 1, lava flow 2 and sill 1.

Other minor directions are NNE-SSW and N-S in lava flow 1, sill 2 and lava flow 3.

b) For the **magnetic foliation** (plane perpendicular to the K3 axes):

- The NNW-SSE or NW-SE directions are the most representative directions present in the volcanic plug, sill 1, sill 3, lava flow 1 and lava flow 3.
- An E-W direction is the second best represented and is present in volcanic plug, sill 1, sill 2 and lava flow 3.
- The less represented directions are the NE-SW and the N-S.

If we have a look to the distribution of the magnetic lineation and foliation (in-phase AMS, Fig. 8) we can see that the magnetic foliation poles are distributed within a great circle coinciding approximately with the maximum of the magnetic lineation in the laccolith (sill 1) and in the volcanic plug. Additionally, the distribution of the magnetic foliation pattern in the volcanic plug is more or less concentric. In sill 1 (laccolith) the distribution of the magnetic foliation is subparallel to its margins and in the central part is N-S. In sill 2 and sill 3 two different

patterns are observed, perpendicular and parallel to their margins respectively. In the lava flows no geometrical relationship has been established.

Comparing the mean of K_1 and K_3 axes at site level in-phase with, out-of-phase AMS results (Fig. 9) some differences are identifiable:

The K_1 mean axis of the in-phase AMS is scattered with a maximum in the NW-SE direction despite in the out-of-phase AMS there is a good clustering and become close to the vertical that is the other maximum in the plug. The poles to the magnetic foliation (K_3 axes) show two main directions; a NE-SW and a second NW-SE direction (a NW-SE and a NE-SW magnetic foliation strike) in the in phase and out-of-phase results. In phase AMS results also show more scattered results and a third subvertical cluster appears.

Having a look to the spatial pattern distribution (Fig. 8) the out-of-phase magnetic lineation does not show remarkable differences in the lava flows and sills except in the volcanic plug and sill 1 (laccolith) where in some cases the magnetic lineation is oriented 90° with respect to the in phase magnetic lineation direction. The distribution of the magnetic foliation planes is more or less concentric in the volcanic plug and presents the same distribution in sill 2 and sill 3, perpendicular and parallel to its margins respectively. In sill 1 (laccolith), some of the magnetic foliation planes are at 90° with respect to the in phase magnetic foliation planes. In the lava flow no pattern is identifiable as occurring in the in-phase results.

With respect to the hypovolcanic type rocks (laccolith or sill 1, sill or plug) we can see that the ipAMS magnetic lineation tends to be subvertical in the plug while in the sills is subhorizontal. Regarding the distribution of the magnetic foliation poles, in the plug tend to be subhorizontal and in the sill subvertical (see mean stereograms, Fig. 8). Instead, the magnetic lineation and magnetic foliation planes in opAMS are well clustered and no differences can be stablished according to the hypovolcanic type rocks. The extrusive lava flows do not show a common magnetic axis distribution pattern.

In the selected sites Ay5 and Ay11 (Fig. 10) the comparison between the in-phase AMS at room temperature and out of phase results with the LT-ipAMS shows that in the two cases the LT-ipAMS is coaxial with the RT-opAMS results.

4.4 Magnetic fabric results compared with structural field data and microstructural observations

The microstructural observations (Fig. 11 and 12) performed in selected volcanic and hypovolcanic rock sites of the Central Anayet Basin show that there is not a relationship between the Alpine foliation planes measured in the surroundings and the magnetic foliation planes obtained neither from the in-phase nor out-of-phase AMS. The mineral arrangement observations in two perpendicularly oriented thin sections from the same sample reveals that the planes of plagioclases are more or less subparallel to the in-phase magnetic foliation plane except in site Ay43B. When two mineral arrangements have been identified in thin sections, the second mineral arrangement (i.e. the less noticeable) is subparallel to the out-of-phase AMS magnetic foliation regardless of the coaxiality between the in-phase and out-of-phase AMS results except in site Ay-43B.

Particular attention merits the lava flow within the red bed series. Taking into account that its geometry is well constrained, it seems strange the magnetic lineations obtained in the lava flows intercalated within the red bed series (LRU and URU units) are perpendicular to bedding (site Ay21, Fig. 12).

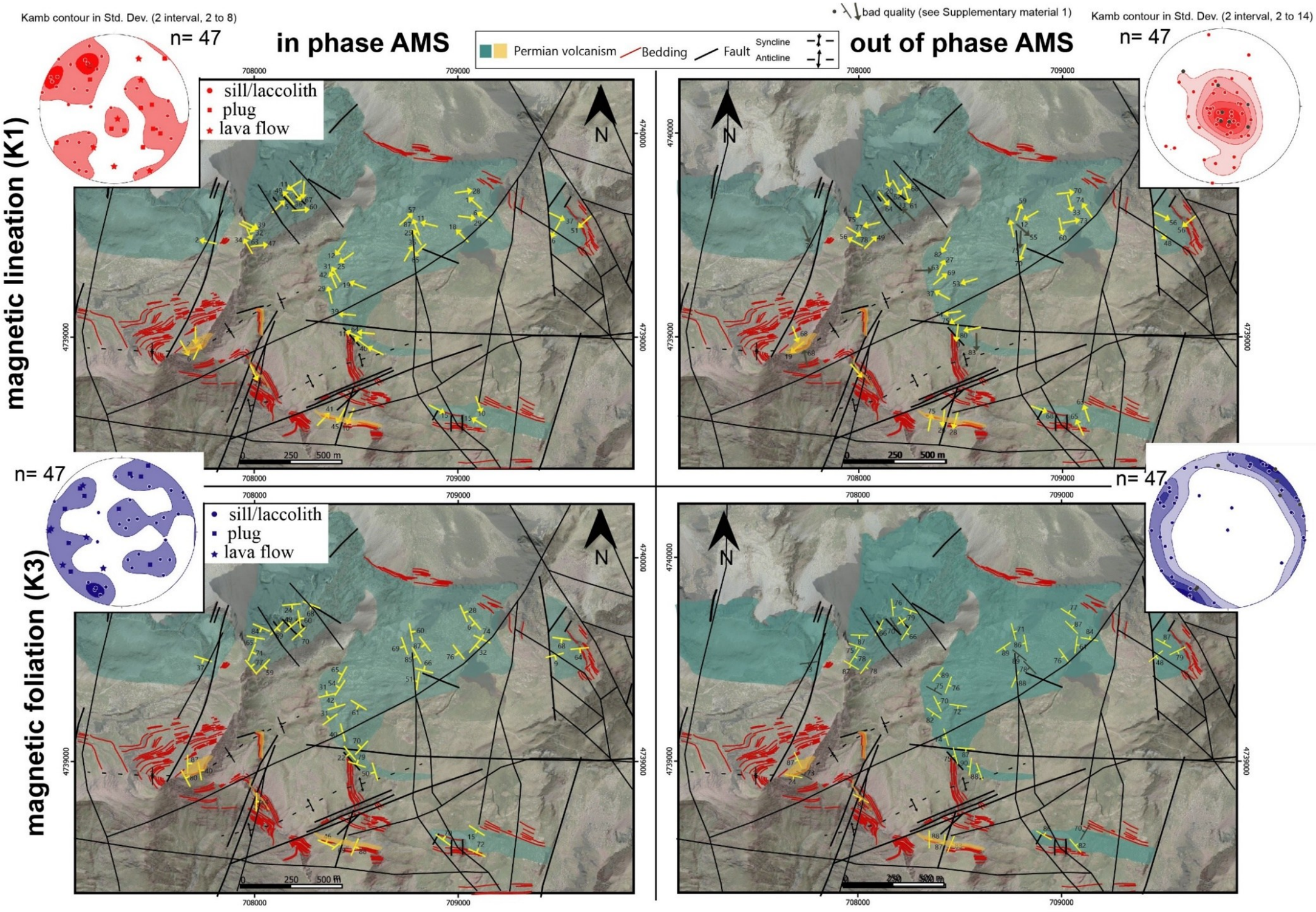


Figure 9: In-phase and out-of-phase magnetic lineation and foliation in the Central Anayet Basin. In the stereoplots mean site magnetic K_1 and K_3 axes obtained from in-phase and out of phase AMS.

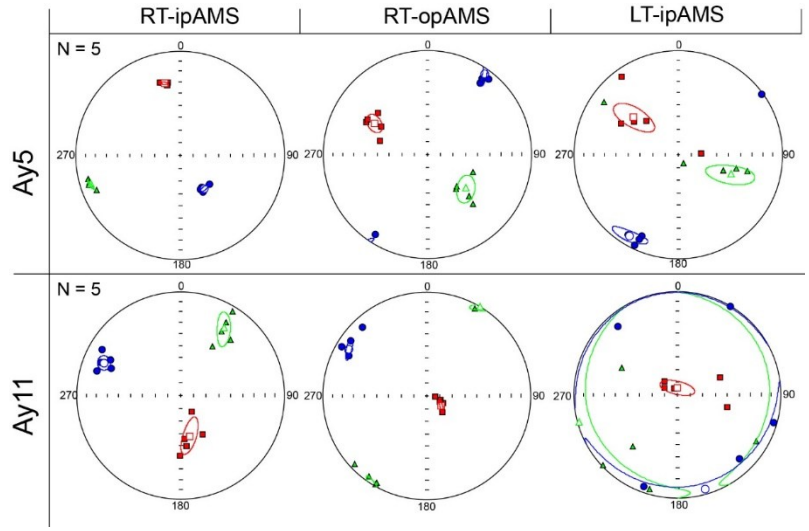


Figure 10: Comparison between the in-phase and out-of-phase magnetic fabric at room temperature and in-phase low temperature magnetic fabric for sites Ay5 (non-coaxial in-phase and out-of-phase AMS results) and Ay11 (coaxial in-phase and out-of-phase AMS results).

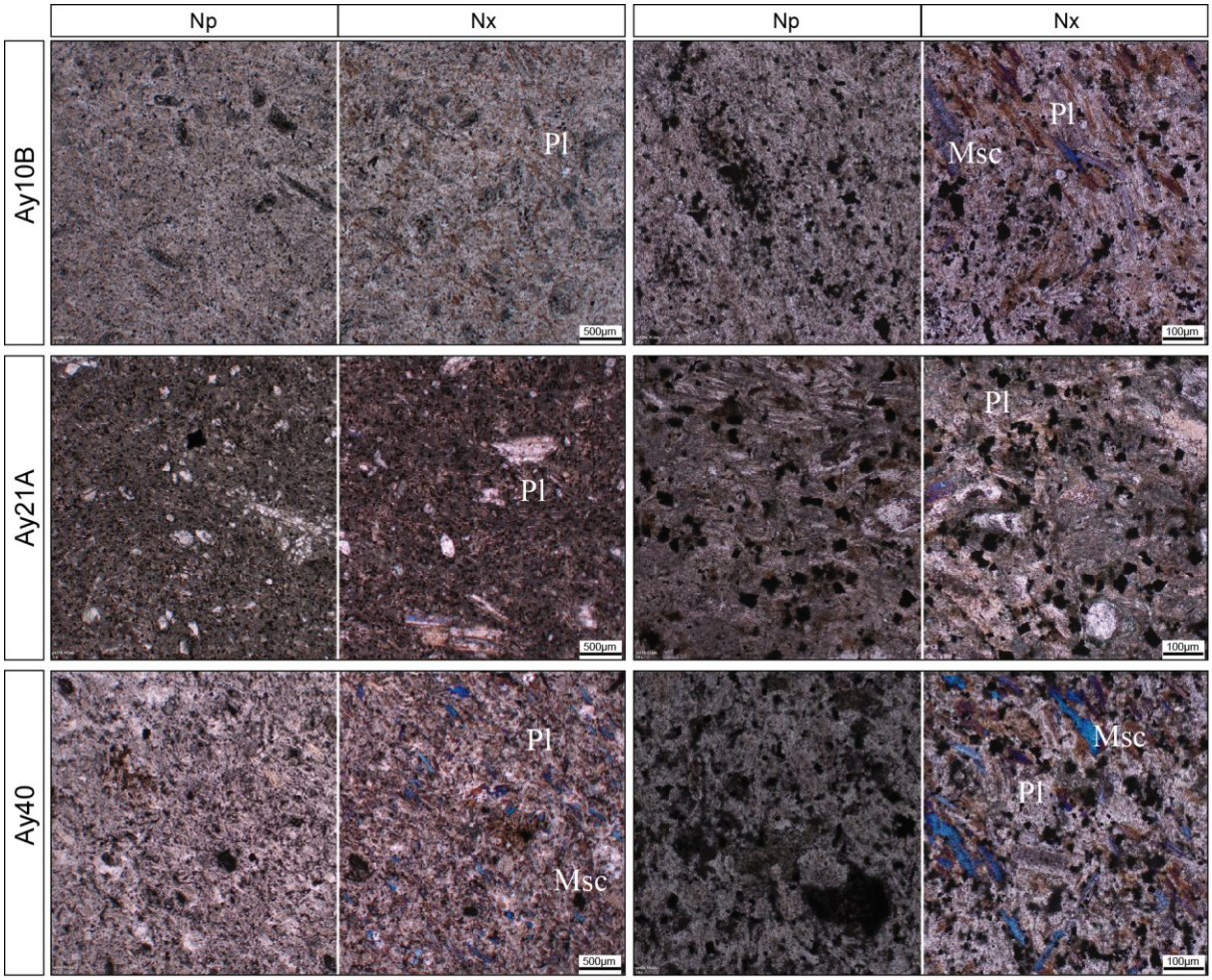


Figure 11: Thin section images in polarized (Nx) and non-polarized (Np) light under the petrographic microscope. Main minerals that constitute the rocks: plagioclase (Pl), muscovite (Msc) and opaque minerals (black color).

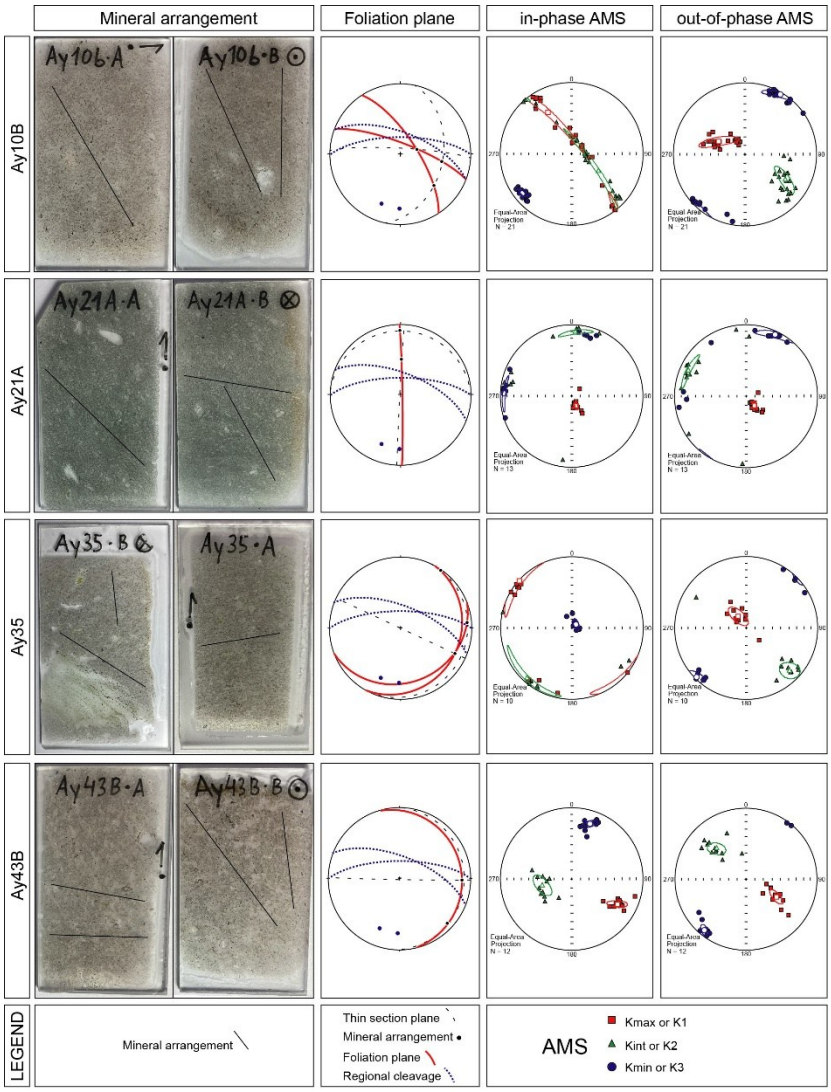


Figure 12: Microstructural comparison between the in-phase and out-of-phase in situ AMS results with the structural field data (foliation and regional cleavage) and mineral arrangement observed in mutually perpendicular thin sections.

The main phenocrystals (Fig. 11) are tabular plagioclases arranged in a trachytic texture of 100-150 μm that show a preferred magma flow orientation in all samples observed under the optical microscope. The micas also follow these preferred orientations. Opaque minerals that could correspond to ferromagnetic grains are dispersed without a preferred orientation, idiomorphic grains are also recognized (see sample Ay-21).

5. Discussion

5.1. Interpretation of the in-phase and out-of-phase AMS results from the Anayet Central Basin

Regarding the magnetic fabric results, the in-phase and the out-of-phase magnetic fabrics are coincident in 16 sites (Ay09, Ay10, Ay11, Ay13, Ay15, Ay18, Ay21, Ay27, Ay29, Ay34, Ay36, Ay45, Ay47, Ay50, Ay51 and Ay52) indicating that the magnetism susceptibility is dominated by minerals with a non-zero out-of-phase magnetic susceptibility (Hrouda et al., 2016). According also with the performed thermomagnetic curves and the hysteresis loops, this suggests the fine-grained magnetite as the main carrier of the magnetic susceptibility. In some cases of the hysteresis loops we also found two grain sizes there are two grain sizes of magnetite (corroborated by the wasp-waisted of the hysteresis loops). The

field tests (see Supplementary material 3) show a clear independence of the magnetic susceptibility value with respect to the applied magnetic field for the in-phase magnetic susceptibility values. For the out-of-phase MS values the results are not conclusive for that reason these results were taken with caution. According to Hrouda (2020b) and references therein, pure multidomain magnetites show magnetic field independence at ipMS and take values of 0 at opMS while in minerals like titanomagnetite, pyrrhotite and hematite there is a clear field dependence of the ipMs. This fact supports the presence of magnetite already observed in the performed thermomagnetic curves and the hysteresis loops.

The comparison between the petrofabric and the magnetic fabric results (Fig.12) shows that the in-phase AMS is subparallel to the mineral arrangements observed in the mutually orthogonal thin sections and is not related to the Alpine foliation planes measured in the surroundings of the studied sites. Despite that, this orientation of the magnetic foliation is subparallel to the main sets of Alpine foliation strike planes recorded at basinal scale by Valero-Garcés (1986) for the Anayet Basin but is not related to the foliation planes recorded in the Central Anayet sector by Gil et al. (2002), Rodríguez-Méndez et al. (2016) and the data collected in this work (Fig. 3). Furthermore, it should be noted that the second foliation poles set recorded by Valero-Garcés (1986) has not been recorded by any of the previously cited work; this together with the arrangement of the fold axis in the area suggests two possibilities: i) that this foliation pole set corresponds to fracture planes instead of foliation planes, or ii) that these data were collected in some sector of the Anayet Basin far away from the Central part (Anayet peak and surroundings) where a deformation process has folded the preexisting folds and foliation. If these data correspond to the central sector, given the cartographic evidence and the data collected, we consider the first possibility.

Sites in which the in-phase and out-of-phase AMS results are coaxial may indicate that the different mineral fractions that control the AMS are oriented subparallel due to the same process as has been observed in magma flow directions in dykes (Hrouda, 2020b) or because the crystallization of ferromagnetic s.l. minerals mimic the previous magmatic fabrics as it has seen in previous studied Late Carboniferous-Permian Basins (see Chapter 5, Sections 5.2.1 and 5.3.1).

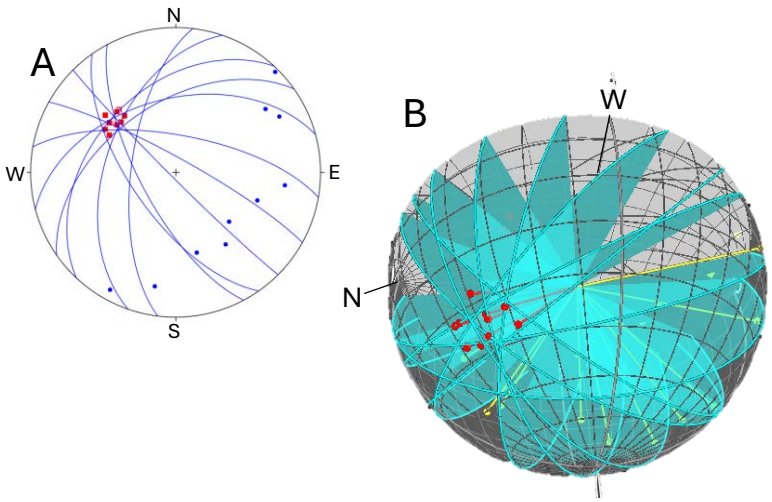


Figure 13: Stereographic projection (Smidth net, lower hemisphere) of a model of magnetic lineation cluster (red squares) that is perpendicular to the plane that contains the girdle of magnetic foliation poles (blue dots). The planes of the magnetic foliation are also represented (blue color). B) Representation in three dimensions of the stereographic projection presented in A) from a view from a lower hemisphere view: magnetic lineation (red dots), poles of magnetic foliation (yellow dots) and magnetic foliation planes (blue). Representation made with Stereonet software (Allmendinger et al., 2012).

The spatial patterns of the in-phase magnetic lineation and magnetic foliation (Fig. 8) show a clear relationship each other in the plug and in the laccolith: the cluster of the magnetic lineation is perpendicular to the great circle in which the magnetic foliation poles are contained. This supports the assumption that the ipAMS has probably a primary origin in which the magnetic foliation is arranged as it is show in the model presented in Fig. 13. This distribution is common in magma flows in which the magnetic foliation can be related to the orientation of the main phenocrysts and the magnetic lineation to the direction of the flow.

Additionally, the fact that the magnetic foliation planes in the plug tend to be distributed concentrically with respect to the preserved volcanic edifice and the magnetic lineation in the plug is subvertical points also towards that interpretation (Fig. 9). Following this interpretation the magma flow direction in the plug could be interpreted as subvertical and the magma flow direction in the laccolith as subhorizontal in a NNW-SSE direction. Instead, in the extrusive lava flows the interpretation of the magnetic foliation and magnetic lineation in terms of primary fabrics does not seem possible. The orientation of the obtained magnetic fabric from the extrusive lava flows can, however, be interpreted related to a tectonic imprint as other examples shown by Gil et al. (2002).

5.2. Use of the out-of-phase AMS

Considering the new approach of the AMS with the out-of-phase subfabrics, some authors have worked on hypovolcanic or volcanic rocks trying to recognize the relationship between them and with a primary or secondary origin (e.g. Hrouda et al., 2020b; Olsanská et al., 2024) and trying to distinguish a primary or secondary origin in the cases they are not coaxial. Olsanská et al. (2024) studied Upper Carboniferous ignimbrites in the Bohemian Massif and proposed a model of evolution of the caldera based on the magnetic fabric pattern of the ignimbrites. For their case, in proximal facies, related to primary flow and the fabrics overprinted by compaction and rheomorphism, the magnetic foliation is subhorizontal, the magnetic susceptibility ellipsoids are prolate and the magnetic lineation is subhorizontal. On the other hand, caldera collapse facies constituted by hot and ductile ignimbrites present steep to subvertical magnetic foliation planes dipping dominantly towards the caldera interior and steep magnetic lineations. A similar magnetic fabric pattern has been found in the present study for the laccolith and the plug despite they are hypovolcanic rocks instead of extrusive rocks like the ignimbrites.

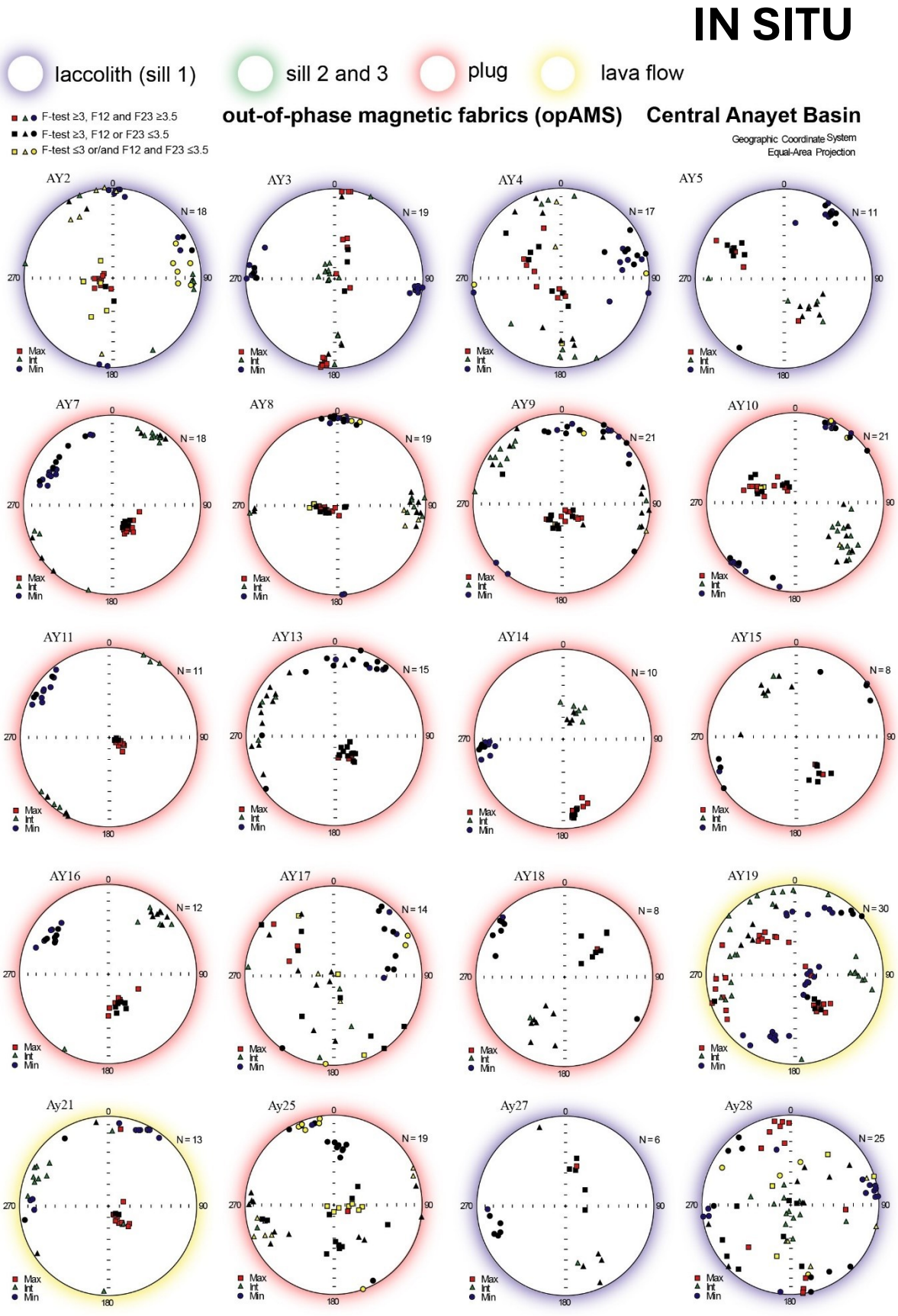
The opAMS is presented as an interesting technique but it still requires more knowledge and exploration, since the results obtained are not conclusive. Another method of comparison between the magnetic fabric results and the petrofabric need to be found with a higher resolution and not as laborious as the naked-eye or microscopy observation. A potential tool may be the X-ray Computed Tomography (CT). TC may allow us to visualize in three dimensions the preferred orientations of the different elements of the petrofabric. It is expected that this method will allow the comparison of the ip and op AMS results with the different mineral phases present in the rocks and separable by their density values (gray scale in the CT).

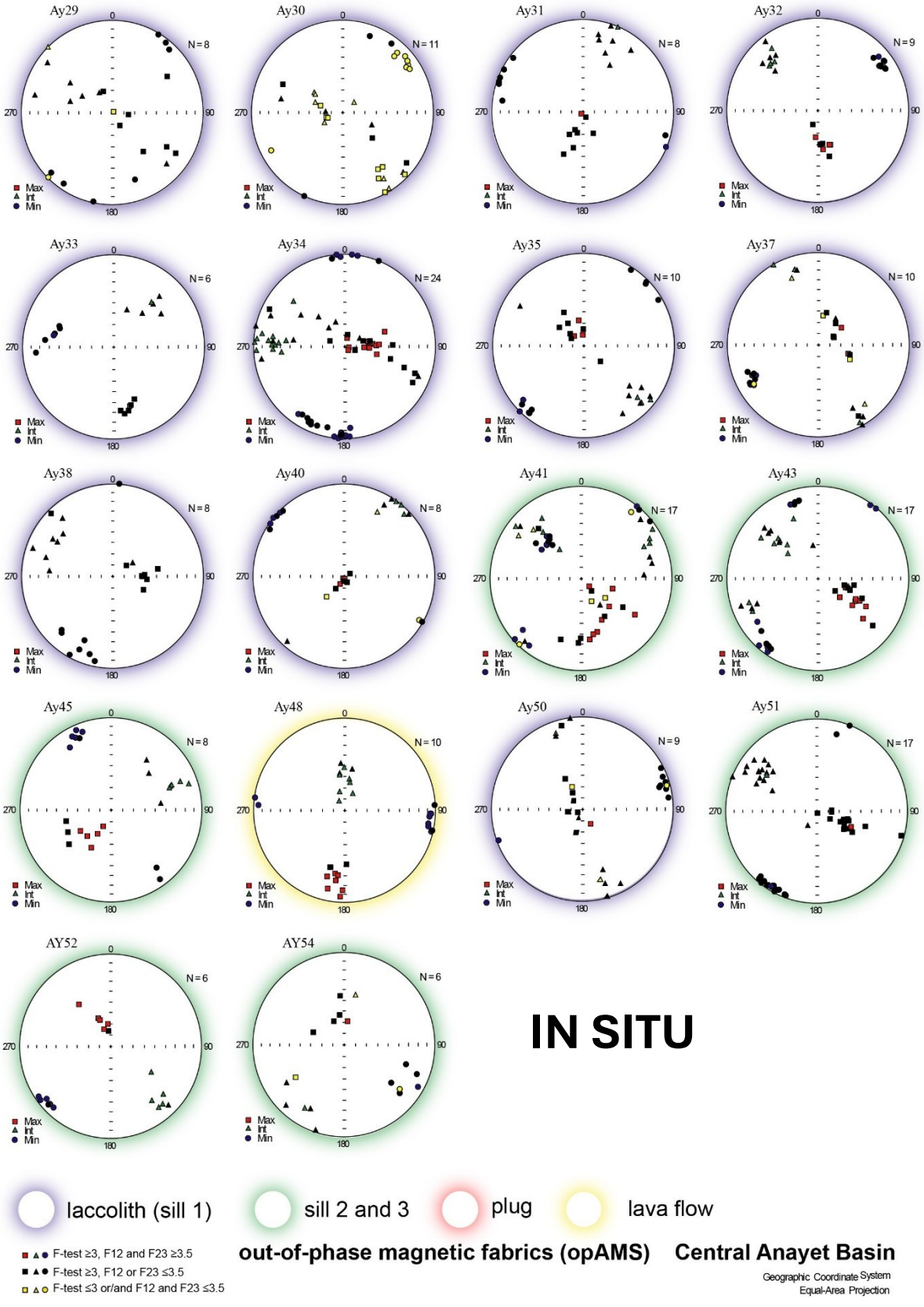
Conclusions

The application of in-phase and out-of-phase AMS techniques to the Permian volcanic and hypovolcanic rocks, mainly andesites, of the Anayet Central Basin presents in most cases a sub-parallel out-of-phase with respect the in-phase magnetic fabrics and reflects the preferred orientation of minerals (mainly small plagioclase phenocrysts). This distribution has been interpreted as associated with the magmatic fabric (primary flow) in the rocks. WNW-ESE and N-S preferred flow directions are the most common in most sites. Besides, some magnetic fabrics can be interpreted as related with the Pyrenean foliation (WNW-ESE) locally pervasive and recorded mainly in extrusive rocks (lava flows).

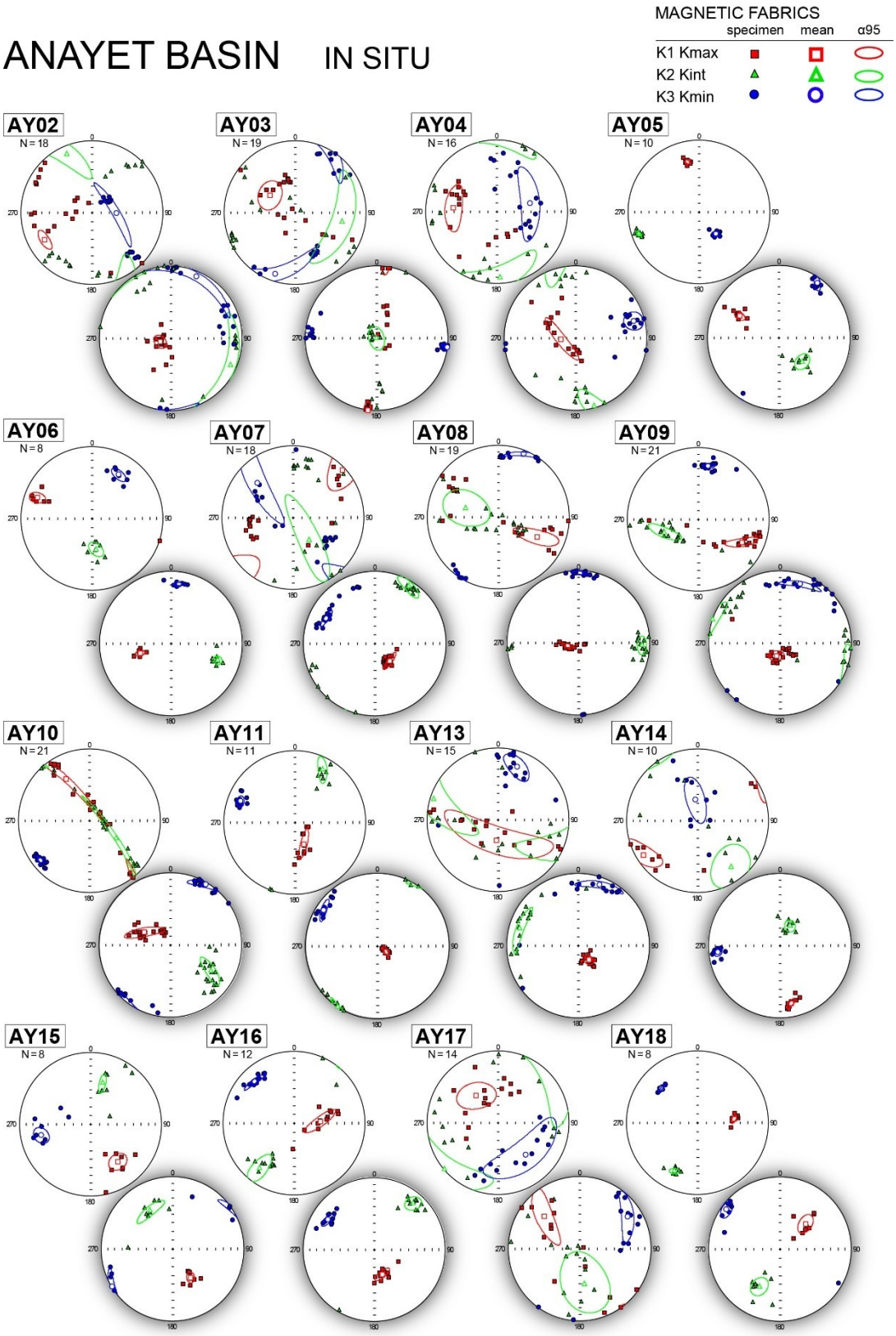
5.3.2.1- Supplementary material

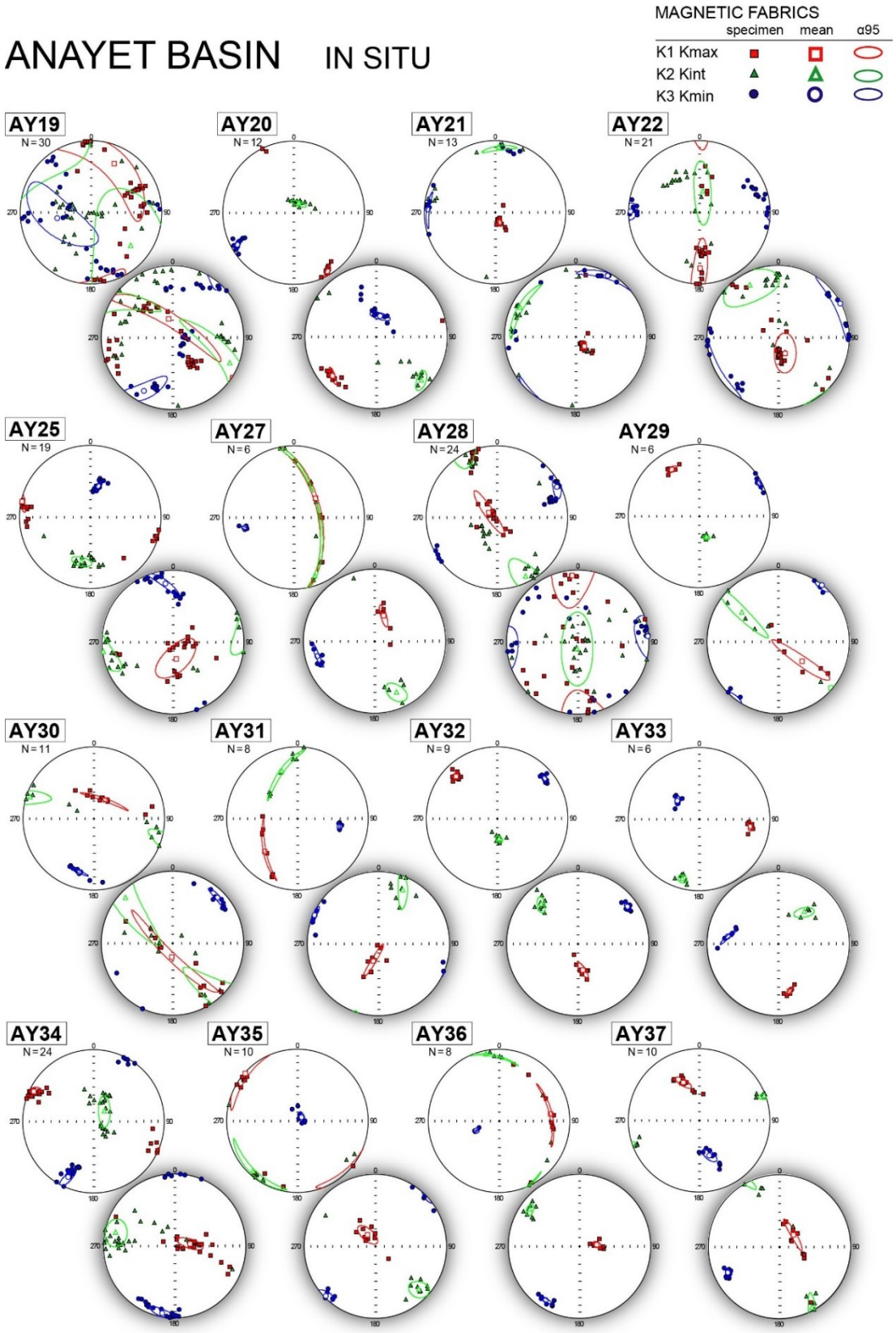
Supplementary material 1: Ftest, F12 and F23 in out-of-phase AMS

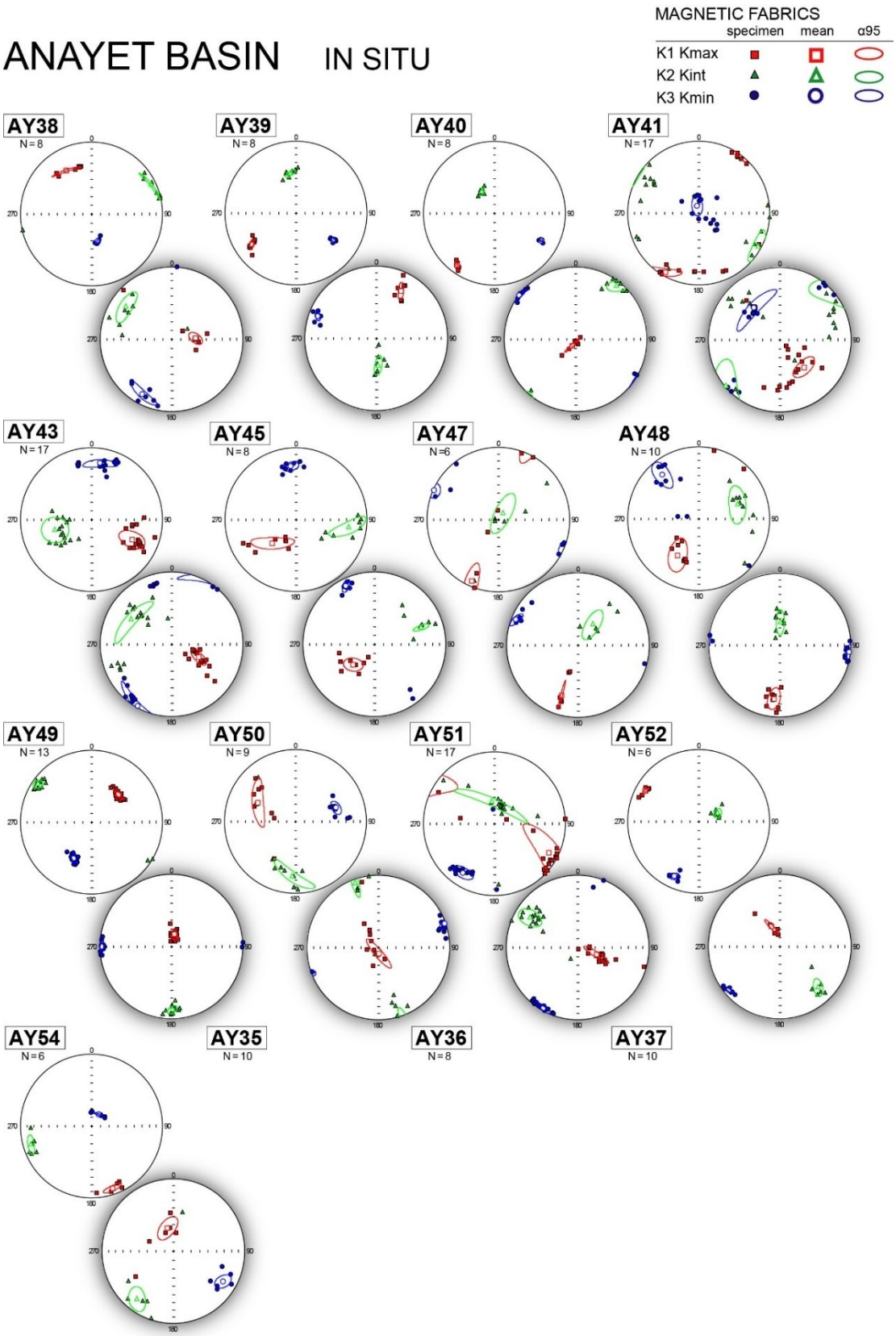



Ay29
N = 8
Ay30
N = 11
Ay31
N = 8
Ay32
N = 9
Ay33
N = 6
Ay34
N = 24
Ay35
N = 10
Ay37
N = 10
Ay38
N = 8
Ay40
N = 8
Ay41
N = 17
Ay43
N = 17
Ay45
N = 8
Ay48
N = 10
Ay50
N = 9
Ay51
N = 17
AY52
N = 6
AY54
N = 6
Max
Int
Min
0
90
180
270
IN SITU
laccolith (sill 1)
sill 2 and 3
plug
lava flow
F-test ≥3, F12 and F23 ≥3.5
F-test ≥3, F12 or F23 ≤3.5
F-test ≤3 or/and F12 and F23 ≤3.5
out-of-phase magnetic fabrics (opAMS)
Central Anayet Basin
Geographic Coordinate System
Equal-Area Projection

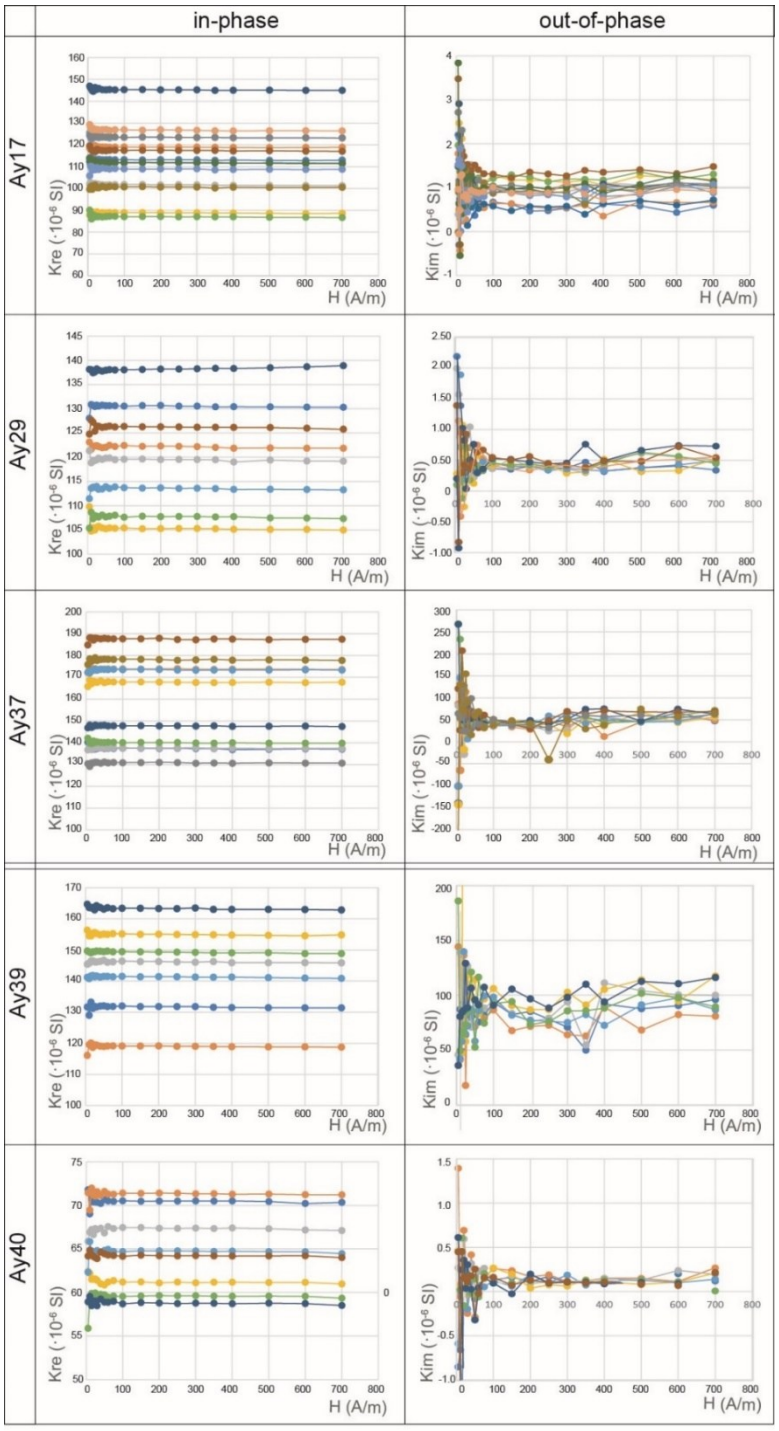
Supplementary material 2: magnetic fabrics (Central Anayet basin): magnetic fabrics in situ. In-phase and out-of-phase AMS (gray shadow).




ANAYET BASIN IN SITU
MAGNETIC FABRICS
specimen mean α95
K1 Kmax
K2 Kint
K3 Kmin
AY19 N=30
AY20 N=12
AY21 N=13
AY22 N=21
AY25 N=19
AY27 N=6
AY28 N=24
AY29 N=6
AY30 N=11
AY31 N=8
AY32 N=9
AY33 N=6
AY34 N=24
AY35 N=10
AY36 N=8
AY37 N=10


ANAYET BASIN IN SITU
MAGNETIC FABRICS
specimen mean α95
K1 Kmax
K2 Kint
K3 Kmin
AY38 N=8
AY39 N=8
AY40 N=8
AY41 N=17
AY43 N=17
AY45 N=8
AY47 N=6
AY48 N=10
AY49 N=13
AY50 N=9
AY51 N=17
AY52 N=6
AY54 N=6
AY35 N=10
AY36 N=8
AY37 N=10

Supplementary material 3: Variations of ipMS and opMS with increasing field in each specimen of selected sites.



An ipMs and opMs measurements with an increasing magnetic field were carried out in 5 selected sites (Ay17, Ay29, Ay37, Ay39, Ay40) in order to test the magnetic minerals field dependence. The criteria was to select sites that cover the highest, intermediate and minimum mean ipMs values in the studied rocks which is closely related with the magnetic mineral behaviors within the rocks. Standard cubes specimens (20 specimens per each site) were analyzed in the KLY-5 Kappabridge (AGICO Inc, Czech Republic) in an increasing magnetic field (20 steps: 5, 10, 15, 20, 25, 30,40,50, 60, 75, 100, 150, 200, 250, 300, 350, 400, 500, 600, 700 A/m) at the operating frequency 976 Hz in the Observatoire Midi-Pyrénées (GET-CNRS) in Toulouse. Results were processed using the SAFYR software.

5.4. CONTEMPORARY TECTONIC CONTEXT WITH THE VOLCANISM: AMS IN RED BEDS

5.4. CONTEXTO TECTÓNICO CONTEMPORÁNEO CON EL VULCANISMO: LA ASM EN LAS FACIES ROJAS

5.4.1.-Imprint of paleocurrents, extensional and compressional deformation in the magnetic fabrics of the Permo-Triassic red beds of the Cadí Basin (Eastern Pyrenees)

Ana Simón-Muzás[1], Ruth Soto[2] , Emilio L. Pueyo[2] , Elisabet Beamud[3] , Belén Oliva-Urcia[1], Antonio M. Casas-Sainz[1]

1 Departamento de Ciencias de La Tierra, Geotransfer-IUCA , Universidad de Zaragoza, 50009 Zaragoza, Spain
2 IGME, Instituto Geológico y Minero de España, CSIC, Unidad de Zaragoza, 50059 Zaragoza, Spain
3 Paleomagnetic Laboratory CCiTUB - Geosciences Barcelona (Geo3Bcn), CSIC, 08028 Barcelona, Spain

JOURNAL OF IBERIAN GEOLOGY (2024). Received: 23 February 2024; Accepted: 11 July 2024

A magnetic fabric study was carried out in Permo-Triassic continental sedimentary red beds from the Cadí Basin (Eastern Pyrenees). These rocks were deposited on the top of a volcanic sequence when the regional tectonic regime changed from transtension to extension. Standard paleomagnetic cores (cylinders), cubes and irregular fragments were obtained for this study in 25 sites distributed throughout the basin. The "fragment methodology", using oriented irregular fragments in claystones, is demonstrated to be successful and replicable. The aims of this study are (i) to interpret the magnetic fabrics in red beds according to sedimentary or tectonic models; (ii) to establish the relationship between the magnetic fabrics in the sedimentary red beds and the magnetic fabrics previously obtained in the underlying volcanic series, and (iii) to compare magnetic fabrics in continental sediments with other basins of the same age to interpret the tectonic scenario in the Iberian plate during Permian and Triassic times. The results obtained reveal a primary magnetic fabric that recorded a syn-sedimentary stretching in two nearly perpendicular directions, WNW-ESE and N-S, linked to basin development. Other sedimentary and tectonic factors, such as paleocurrents and deformation derived from the Alpine compression did not have a significant influence on the development of magnetic fabrics. The geodynamic scenario of the Iberian plate during Late Permian to Triassic times can be explained according to regional trajectories of extensional stress due to the activity of the North-Pyrenean fault zone.

Keywords: AMS, Magnetic fabrics, Pyrenees, Permian, Sedimentary rocks, Red beds

Available in:

https://zaguan.unizar.es/record/131722?ln=es

1. Introduction

The analysis of anisotropy of magnetic susceptibility (AMS) allows to define the magnetic fabric of rocks and sediments, which is related to the preferred orientation of grains and minerals. AMS is a fast, non-destructive and statistically representative technique that is often superior to visible markers that are scarce at the outcrop level in ancient volcanic and sedimentary rocks.

Magnetic fabrics result from the spatial variation of the magnetic susceptibility (K for normalized volume). The magnetic susceptibility of a rock or sediment is a tensorial property that can be expressed geometrically by a three axes ellipsoid. The orientation and size of the magnetic susceptibility ellipsoid depend mostly on the orientation and magnetic (mainly ferromagnetic s.l. when it is present and paramagnetic) behavior of the minerals within the studied rocks. For this reason, AMS allows us to define the magnetic fabric that can be primary if it shows the original orientation of the minerals during their deposition, or secondary, if minerals were subsequently reoriented by tectonic deformation.

Sedimentary rocks, and in particular continental sediments, such as siltstones and claystones, were the starting point for the development of AMS from its beginning (Graham, 1954) and its application was later extended to igneous rocks, either intrusive or extrusive (Khan, 1962; Knight & Walker, 1988). Some of the most common minerals in sedimentary rocks are phyllosilicates, that in a nonhydrodynamically energetic environment are expected to be oriented with their largest surface parallel to the ground due to their platy shape. In this case, the magnetic fabric is an oblate susceptibility ellipsoid where the minimum susceptibility axis (K_3) is vertical, thus defining a typical sedimentary fabric. This AMS dependence on the shape anisotropy of platy minerals is well known (Kodama & Sun, 1992; Martín-Hernández and Hirt, 2003) and in general, phyllosilicates are the main carriers of susceptibility in sedimentary rocks. However, the presence in much less quantities of iron oxides (ferromagnetic s.l.) can superimpose on the other magnetic behaviors present in a mineral assemblage (Oliva-Urcia et al., 2009) and dominate the bulk magnetic fabric. The magnetic fabric can be thought of as the sum of the contributions of the different components, showing different magnetic behaviors of the rock.

The interest of magnetic fabrics studies in fine grained continental sediments lies in its extreme sensitivity to very weak deformation episodes which may not produce macroscopic structural markers such as well-defined foliations and lineations (Gracia-Puzo et al., 2021; Parés, 2015). The changes in the shape and orientation of magnetic susceptibility ellipsoids due to a progressive increase in strain has been extensively described in mudrocks in compressional settings (Parés et al., 1999): in the early stages of deformation, the magnetic fabric shows K_3 axes perpendicular to bedding and a cluster of K_1 axes perpendicular to the direction of compression/ shortening (see also Larrasoaña et al., 2004; Soto et al., 2009). Regarding medium-coarse-grained sediments such as sandstones that were deposited in an hydrodynamically energetic environment to a greater or lesser degree, the preferred mineral orientation and therefore magnetic fabrics orientation are conditioned by currents (Pueyo-Anchuela et al., 2010; Felletti et al., 2016; Stachowska et al., 2020). In this context, mineral grains are oriented with their long axis parallel to the current and magnetic fabrics present their K_1 axes also parallel to it (Piper, 1996). However, there are cases where K_1 axes are perpendicular to the current direction when mineral grains have been transported by rolling in ripples (Piper, 1996). For that reason, the study of magnetic fabrics in sedimentary rocks must be addressed considering all these factors that influence their final shape and orientation.

The Pyrenees have attracted numerous AMS studies in Mesozoic and Cenozoic sedimentary rocks, especially in their Central and Western sectors (e.g. Pocoví et al., 2014 and references therein). However, the eastern sector of the Pyrenees shows a lower amount of this kind of data, except for the abundant studies of Carboniferous granites (Porquet et al., 2017 and references therein) and analysis of deformation linked to cleavage development (Parés et al., 1999).

The Upper Carboniferous-Permian rocks of the Cadí Basin (Eastern Pyrenees) are volcanic and volcaniclastic in the lower part of the stratigraphic succession, and sedimentary, with a clear continental imprint, in its upper part. The present work aims to exploring the limits of the application of AMS in rocks that i) present a high degree of chemical alteration (see Gisbert, 1981; Bixel, 1984), ii) show a varied range of lithologies, from fine-grained sandstones (in which the influence of paleocurrents can be present) to siltstones and claystones and iii) have been affected by, firstly, extensional or transtensional tectonics and, subsequently, by compressional tectonics. The objectives are i) to recognize the dominant magnetic fabrics pattern in the above-mentioned lithologies; ii) to characterize the carriers of the magnetic susceptibility and iii) to establish the relationship between magnetic fabrics in volcanic and volcaniclastic rocks with those obtained in continental sediments deposited in the same basin (the Cadí Basin) under a (presumably) similar tectonic regime. Red beds were deposited in different environments with different energy (fluvial to lacustrine) and were sampled with the aim to determine if the magnetic fabrics were acquired primarily (during the deposit), responding or not to the action of hydrodynamic flows (paleocurrents), or secondary, that is, related to the prevailing tectonic regime. Additionally, these sedimentary units were deposited in an intramountainous basin that since their origin underwent different tectonic scenarios due to their evolution as a part of the Variscan orogen (undergoing a Late-Variscan fracturing and volcanic stage) and subsequently as a part of the Pyrenean belt.

The results obtained here are the complement of the detailed magnetic fabric study performed in volcanic and volcaniclastic rocks (Simón-Muzás et al., 2022) in the lower part of the stratigraphic succession (Grey Unit and Transition Unit, GU and TU of Gisbert, 1981). In that study, the origin of the magnetic fabrics was interpreted as primary and allowed us to establish a NW–SE direction (without establishing the sense of the flow) for the paleocurrents of magma, ignimbrites and other volcaniclastic products. The deposition of volcanic rocks, and hence the magnetic fabrics distribution was also closely controlled by the fault pattern developed during Late Carboniferous-Permian times.

2. Geological context and stratigraphy

The Cadí Basin is located in the Eastern Pyrenees (Fig. 1A) and is one of the Late Carboniferous-Permian basins that are distributed along a discontinuous WNW-ESE band in the southern edge of the Axial Zone (Gisbert et al., 2024). These basins have undergone changing tectonic regimes since their formation. They were originated at Late Carboniferous-Early Permian times during the dismantling of the Variscan orogen. At this stage, volcanic episodes linked to crustal- or lithosphere-scale faults occurred in a tectonic context that changed from extension to transtension (Gretter et al., 2015). During that period, the basins were filled with fluvio-lacustrine sediments and volcanic products. Subsequently, they evolved during the two rift-postrift Late Palaeozoic-Mesozoic cycles that also affected the Variscan rocks (e.g. Barnolas & Pujalte, 2004; Muñoz, 2019). During the Late Cretaceous to Miocene, these basins were affected by the Alpine orogeny due to the convergence between the European and Iberian plates (e.g. Muñoz, 1992). The Cadí Basin was particularly affected by the Pyrenean compression between the Early Eocene and the Late Oligocene (Vergés et al., 2002), when it was incorporated into the Orri thrust unit (Muñoz, 1992; Saura & Teixell, 2006) and all the stratigraphic succession filling the ancient basin was tilted towards the south.

The Orri thrust unit presents an anticline geometry elongated in an E-W direction. It is constituted by sandstones, shales and siltstones with an attributed Cambro-Ordovician age (Hartevelt, 1970). Unconformably overlying this unit, there are Upper Ordovician conglomerates, Silurian shales and Devonian limestones. This set of rocks constitutes the Variscan basement, that is overlain by the Late Carboniferous-Permian rocks. The Orri unit is topped by the Rialp thrust sheet and underlain by the Erta and Nogueres thrust units, all of them forming the Axial Zone antiformal stack (Muñoz, 1992). The main transport direction of these thrusts is SSW (Saura & Teixell, 2006).

Sedimentary and volcanic rocks from the Cadí Basin were described in detail by Gisbert (1981), who defined four lithostratigraphic units based on paleoclimatic conditions existing during their sedimentation (Fig. 1B, C). This nomenclature its widely used for the Carboniferous-Permian rocks of these intramountainous basins. The Grey Unit (GU) is the basal unit; it lies unconformably onto the pre-Variscan basement, and is composed by detrital, volcanic and volcaniclastic deposits. The Transition Unit (TU) appears discontinuously in the area and is composed mainly by detrital sediments within which volcanic and volcaniclastic deposits are occasionally intercalated. The Lower Red Unit (LRU) is formed by claystones, sandstones and microconglomerates with interspersed volcanic rocks. The volume of volcanic products decreases towards the top of the unit. In the Upper Red Unit (URU), detrital rocks are also dominant and only occasionally volcanic rocks are described.

3. Methodology

3.1. Sampling campaign and field work

A total of 25 sites were sampled for the AMS study in red bed outcrops of the TU, LRU, URU (Permian) and the Triassic. The sampling lithologies (Fig. 1D) were claystones (six sites), siltstones (seven sites) and medium/coarse-grained sandstones (12 sites). Conglomerates and coarse-grained sandstones were excluded from sampling.

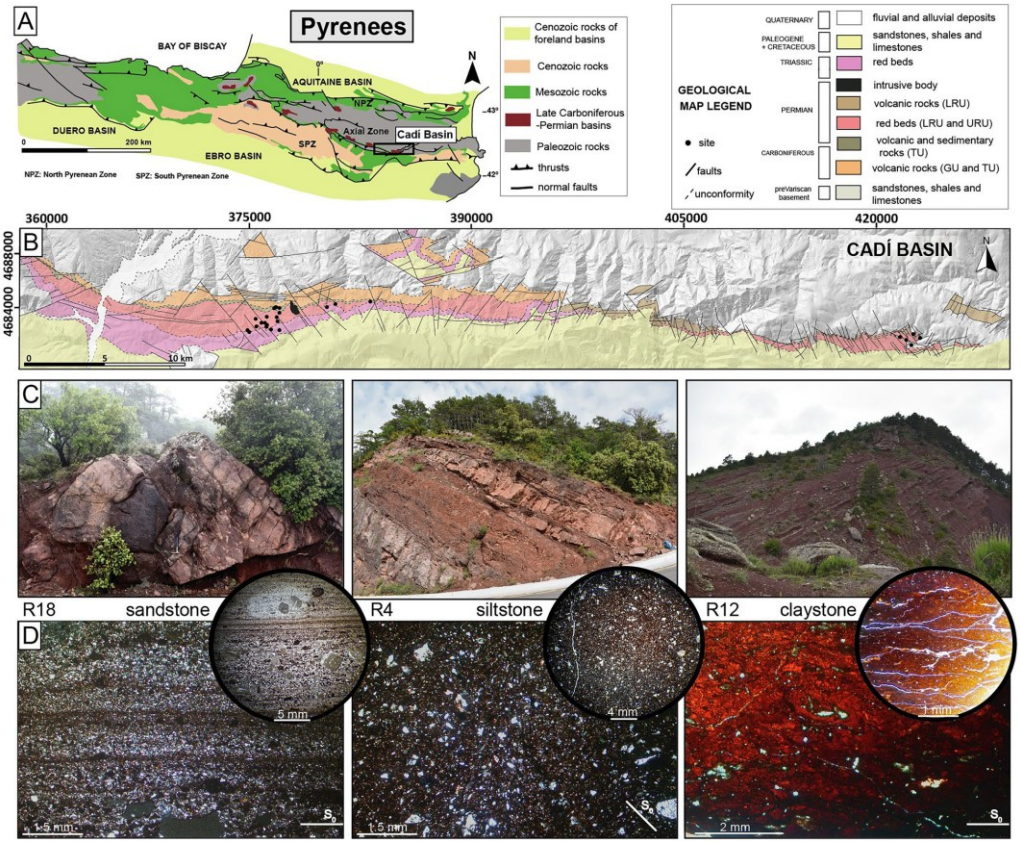


Figure 1: A Geological map of the Pyrenees and situation of the Carboniferous-Permian basins; the Cadí Basin squared in black; B Geological map digitized from Gisbert (1981). Black circles sampling sites; C Different views of the red bed outcrops sampled in the present study; D Three thin sections in parallel polarizers for the three sampled lithologies. The bedding plane is marked with a white line (S0)

Samples were obtained in the field with an electrical drill in siltstones and with a gas-powered drill in sandstones, both water-cooled, to obtain oriented cores. Oriented blocks were taken (two or three oriented blocks per site) in six sampling sites (R5, R8, R13st, R20, R21 and R22) where the access to the outcrop with the drills was difficult. In the claystone sites (six sites, Table 1), oriented fragments of small size and irregular shapes were extracted manually due to their brittle nature (see in Table 1 sample type for each site). All samples were oriented with a magnetic compass and sampling sites were positioned with a GPS. Oriented samples were cut using a radial saw (non-magnetic steel) in the laboratory: cores to 2.1 cm height and 2.5 cm-diameter standard cylinders and blocks to 2.1 cm-edge cubes. Ten standard cylinders were obtained, on average, in each drilled sampling site, and nine to 24 standard cubes were obtained from oriented blocks. The oriented small irregular fragments from claystone sites were placed inside a methacrylate cube with 2 cm edge with its oriented face parallel to one side of the cube. They were then properly fixed in with absorbent cotton, a material that shows a dominant weak diamagnetic behavior that does not affect the rock magnetic susceptibility signal (Fig. 2).

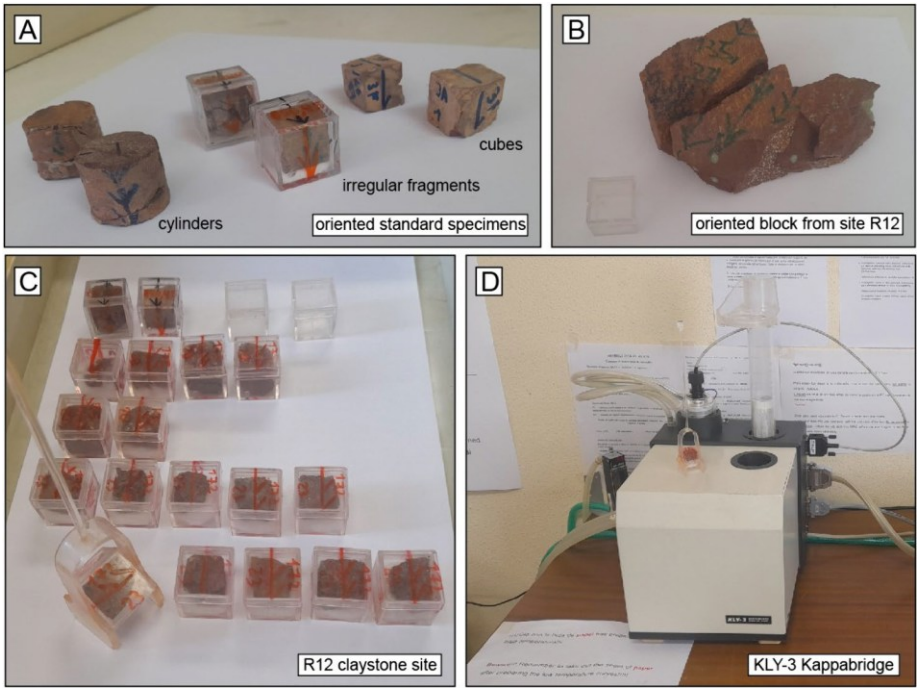


Figure 2: A Oriented standard specimen types analyzed in the present study: cylinders, irregular fragments, and cubes. B Oriented block sample from which the oriented irregular fragments have been obtained in site R12. C Oriented irregular fragments specimens from site R12. D) KLY-3 Kappabridge (AGICO Inc, Czech Republic) used for the analysis of the magnetic fabrics.

Structural data (bedding planes, fractures, faults and striae) were collected from 17 sites along a N-S section in El Ges zone (central zone) where most of the sites are located. Additionally, measurements of scours and gutters were taken to obtain paleocurrent directions in a base of a conglomerate bed located at the top of the URU. One site (R12) was sampled in the underlying claystones. The purpose of this data collection is to compare the AMS results with the structural data and paleocurrents directions and to recognize the influence of tectonic stresses and hydrodynamic flows in the final shape and orientation of the magnetic fabrics. Structural data and paleocurrents were represented in lower-hemisphere, equal-area stereoplots (Allmendinger et al., 2012).

3.2. AMS analysis

The study of anisotropy of magnetic susceptibility is based on the determination of the directional variation of the susceptibility (K) by applying a low intensity magnetic field (300 A/m) in different orientations to a standard specimen (cylinder or cube). The magnetic susceptibility (K) of a rock depends on the orientation of its mineral particles and is conditioned by their magnetic behaviors:

ferromagnetism, paramagnetism and diamagnetism. Magnetic susceptibility is a dimensionless property in the International System (SI) that can be expressed mathematically as a second order tensor or geometrically as an ellipsoid where its three principal orthogonal axes are $K_1 > K_2 > K_3$. The magnetic susceptibility ellipsoid was described by Nye (1957) and the parameters used for its characterization (Jelinek, 1981) are: (a) mean susceptibility (K_m or K_{mean}) expressed as $Km = (K_1 + K_2 + K_3)/ 3$, (b) corrected degree of anisotropy (Pj) expressed as $Pj = \exp\sqrt{2((n_1-n)^2 + (n_2-n)^2 + (n_3-n)^2)}$ and (c) shape parameter (T) expressed as $T = (2n_2-n_1-n_3)/(n_1-n_3)$ where n_1, n_2, n_3 are the natural logarithms of K_1, K_2 and K_3 and $n = (n_1+n_2+n_3)/3$.

A correction to the mean magnetic susceptibility was applied in the case of irregular fragments (different volume and mass, non-standard specimens) of claystone sites (see Supplementary material 1). The mass of each fragment was measured, and a mean density value was also calculated according to Archimedes' principle, ρ = dry weight/ (dry weight-weight immersed in water) in cgs units. The methacrylate cubes containing the fragments were measured in 15 manual routine positions.

The AMS measurements at room temperature (RT-AMS) were performed in the Magnetic Fabrics Laboratory of the Zaragoza University (Spain), using a KLY-3S Kappabridge (AGICO Inc, Czech Republic) and SUSAR software (AGICO Inc, Czech Republic). The Anisoft 5.1.03 software (Chadima and Jelinek, 2019) was used for data processing. A total of 285 oriented specimens in the sedimentary red beds were analyzed.

In order to check the origin of the magnetic fabrics three thin sections perpendicular to the bedding plane were carried out in three different lithologies (R18 sandstone, R4 siltstone and R12 claystone site).

3.3. Rock magnetism

Measurements of AMS were complemented with nine temperature- dependent susceptibility curves to elucidate the magnetic carriers in the studied rocks. The presence of paramagnetic minerals is determined from the hyperbolic geometry of the temperature-dependent susceptibility curves. Paramagnetic minerals show a dependence of susceptibility on temperature defined by the Curie–Weiss law: $Kp = C/(T- \theta)$, where Kp is the paramagnetic fraction of the total magnetic susceptibility, C is the Curie constant of the mineral, T is the absolute temperature in Kelvin and θ is the paramagnetic Curie temperature. On the other hand, ferromagnetic minerals identification depends on their Curie (TC) or Néel (TN) temperature. The analyses were performed in the KLY-3S Kappabridge with a coupled CS-3 furnace and they encompassed a temperature range between 40 to 700°C in argon atmosphere in order to avoid mineral oxidations during heating. These samples were powdered in an agate mortar (0.1–0.3 g per sample). Sample processing was carried out with SUSTE software (AGICO Inc., Czech Republic) and a correction of the free furnace (measure of the CS3 without the sample) and a normalization of the susceptibility values to a standard-volume specimen were applied in each analyzed curve. Results were interpreted with the Cureval 8 software (Chadima & Hrouda, 2012). Thermal demagnetization of the isothermal remanent magnetization (IRM) is also available from a previous paleomagnetic study (Simón-Muzás et al., 2023b).

The hysteresis loops and the temperature-dependent induced magnetization curves (sites R1st, R6, and R9) were performed in a MPMS3 Quantum Design Squid with a SQUID sensor magnetometer system at the University of Zaragoza (Spain). The hysteresis loops were performed at room temperature applying a progressively higher induced magnetic field up to 4 T and subsequently decreasing it in the opposite direction. In the temperature-dependent induced magnetization curves, the analyzed sample

is cooled down to 5 K and then a 3 T field is applied; then the sample reaches room temperature (300 K) and a magnetic field of 3 T is applied again; finally, it is cooled down to 5 K. The measurements were taken during the heating and the second cooling path.

4. Results

4.1. Magnetic fabrics: RT-AMS

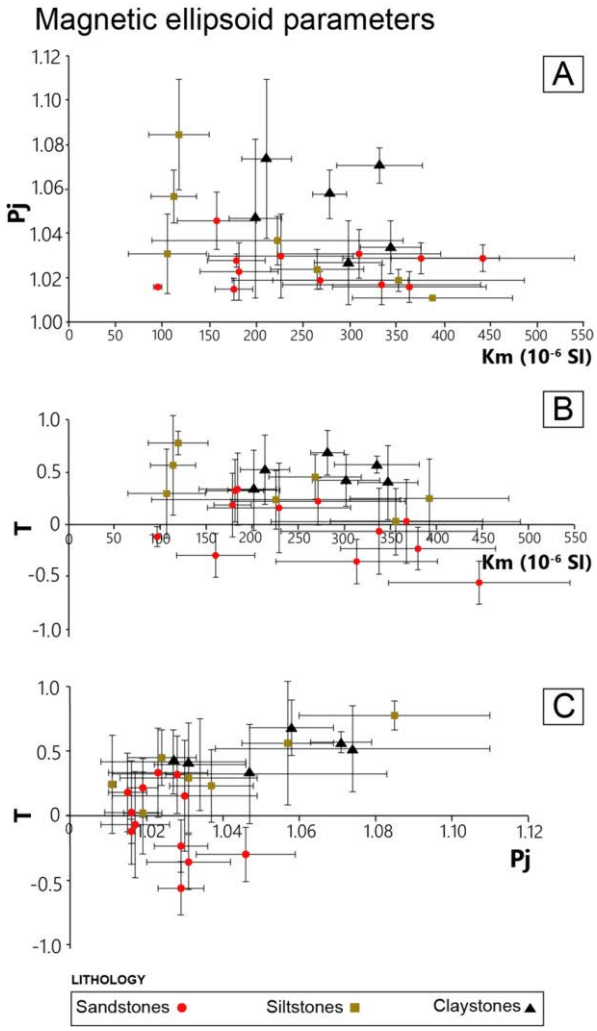


Figure 3: Diagrams of the magnetic ellipsoid parameters depending on lithological types: A Corrected anisotropy degree (Pj) versus bulk magnetic susceptibility (Km). B Shape parameter (T) versus bulk magnetic susceptibility (Km). C Shape parameter (T) versus corrected anisotropy degree (Pj). Averaged values from each sampled site and standard error.

The mean value of Km at site level is 256.58·10−6 SI, and it ranges between 97.01 in site R20 to 446.40·10−6 SI in site R21 (Table 1; Fig. 3A, B). A relationship between Km and the lithological type of the studied sites is ruled out. Regarding the magnetic ellipsoids characterization (Table 1), the Pj parameter ranges between 1.011 and 1.085 at site level (sites R4 and R13sh) and shows no correlation with Km values. The T parameter does not show a correlation with Km and ranges between -0.553 and 0.779 (sites R21 and R13sh). If we consider the lithology, siltstones and claystones only show oblate magnetic ellipsoids whereas sandstones are the only lithology that presents prolate magnetic ellipsoids in seven sites (see T parameter in Table 1). A positive correlation between the Pj and T parameters is observed only in siltstones (Fig. 3C).

Concerning the orientation of the magnetic fabrics, K_3 is arranged perpendicular to the bedding plane in average or distributed within a girdle with the K_2 axes (sites R1st, R18 and R21) also perpendicular to it. Only site R20 does not show this relationship between the minimum magnetic axis and the bedding plane (Fig. 4). After tectonic correction, the K_3 axes become vertical or subvertical except at sites where it is distributed in a girdle with K_2 or in site R20 (Fig. 5). The α_{95} confidence angle (Table 1) is not higher in claystones sampled using small oriented fragments, which allows us to discard that the sampling methodology (irregular fragments with small orientation surface) and analysis (15 manual positions) could have introduced some additional uncertainty or bias.

In general, the orientation of K_1 axes before or after the tectonic correction shows either an E-W direction (sites R1sh, R2sh, R2st, R6, R9, R11, R13sh, R13st, R15, and R17) or a N-S direction (sites R3, R4, R14, R16, R18, R19, R21 and R22); both of them well clustered. Intermediate directions are found in the rest of sites, either NW–SE (sites R1st, R5, R10, R12 and R20) or, more rarely, NE-SW (sites R7 and R8). All these directional maxima revealed in individual sites can also be observed in the stereoplot summarizing the whole dataset (Fig. 7A). If we consider the whole dataset, an overall pattern showing

a dominant N-S and an WNW-ESE direction for K_1 can be defined after tectonic correction. Both K_1 and K_3 axes show a better grouping after tectonic correction pointing to an early acquisition of magnetic fabrics in the studied rocks prior to any subsequent tectonic event.

Site	Sample type	X UTM 31 EPGS:25,831	Y UTM 31 EPGS:25,831	N	Lit	Kmean ($\cdot 10^{-6}$)	std.dev ($\cdot 10^{-6}$)	K_1 (in situ)	conf. ang	K_3 (in situ)	conf. ang	K_1 (corrected)	conf. ang	K_3 (corrected)	conf. ang	Pj	e	T	e	S0 (D.D)
R1sd	cyl	376,345.99	4,684,228.66	10	sd	271.6	94.65	135.8/31.2	33.6/10.2	39.9/9.7	48.2/7.7	324.7/4.9	33.6/10.3	60.1/47.3	48.2/7.7	1.019	0.004	0.221	0.225	186/50
R1st	cyl	376,340.83	4,684,230.42	7	st	355.8	135.2	84.0/21.3	37.0/10.4	339.6/32.5	22.1/12.0	105.6/22.4	37.0/10.4	287.2/67.6	22.1/12.0	1.019	0.005	0.027	0.316	186/50
R2st	cyl	376,353.297	4,684,131.492	5	st	225.8	134.9	90.3/14.3	12.6/2.0	301.2/73.5	10.4/1.3	270.4/9.6	12.6/2.0	56.3/78.4	10.4/1.3	1.037	0.011	0.236	0.28	095/24
R2sh	frag	376,346.564	4,684,136.469	12	cl	347.4	45.6	75.0/2.4	51.7/14.5	331.7/79.6	17.3/16.9	76.9/6.4	51.7/14.5	190.1/74.1	17.3/16.9	1.034	0.012	0.4	0.354	175/25
R3	cyl	376,436.149	4,684,044.640	8	st	268.3	49.99	348.2/6.1	42.0/10.3	210.9/81.7	40.3/24.9	352.9/13.2	42.0/10.3	112.5/64.6	40.3/24.9	1.024	0.009	0.454	0.214	095/28
R4	cyl	376,419.14	4,683,686.11	8	st	392.3	86.07	22.0/22.3	13.5/12.7	161.2/61.5	12.8/6.2	22.0/22.3	13.5/12.7	161.2/61.5	12.8/6.2	1.011	0.001	0.248	0.378	170/41
R5	cube	376,484.63	4,683,533.12	19	st	107.4	42.04	135.4/7.5	28.6/19.2	40.8/30.9	36.1/15.1	315.0/24.4	28.6/19.1	60.2/30.0	36.1/15.0	1.031	0.018	0.297	0.424	139/32
R6	frag	376,340.546	4,683,248.655	11	cl	301.9	43.5	79.4/9.5	28.4/11.0	328.2/65.1	12.0/6.3	85.6/13.5	28.4/11.0	237.1/74.7	12.0/6.2	1.027	0.019	0.422	0.247	180/30
R7	cyl	375,582.04	4,683,089.22	11	sd	184.4	41.91	222.4/26.1	24.5/6.9	355.8/54.5	8.4/6.0	37.9/2.5	24.4/6.9	276.7/85.2	8.5/6.0	1.023	0.013	0.338	0.344	184/35
R8	cube	375,626.599	4,683,041.511	11	st	114.3	24.46	214.7/10.7	39.4/4.9	340.2/72.0	13.9/4.7	208.7/18.1	39.3/4.9	55.9/69.9	13.9/4.7	1.057	0.012	0.566	0.476	104/24
R9	cyl	375,971.407	4,682,937.678	9	sd	181.6	31	095.0/11.2	25.7/12.2	348.7/54.7	16.1/11.8	277.0/4.0	25.7/12.2	58.6/84.9	16.1/11.9	1.028	0.003	0.323	0.299	160/34
R10	frag	375,826.674	4,682,762.542	9	cl	201.9	21.7	136.2/15.8	18.1/3.4	19.8/57.6	24.8/4.6	317.6/3.6	18.1/3.4	59.8/73.5	24.8/4.6	1.047	0.036	0.328	0.383	170/23
R11	cyl	376,134.789	4,682,685.166	9	sd	178.9	20.17	102.6/21.6	14.4/5.0	322.4/62.7	9.5/6.3	108.5/21.2	14.5/5.0	291.1/68.8	9.5/6.4	1.015	0.005	0.186	0.303	194/15
R12	frag	375,462.436	4,682,555.744	16	cl	335.4	10.6	139.7/18.6	27.6/7.0	337.3/70.5	12.1/5.8	319.7/6.4	27.7/7.0	96.0/81.2	12.1/5.8	1.071	0.008	0.573	0.081	139/25
R13st	cube	374,933.038	4,682,293.344	9	st	119.8	32.46	98.2/18.3	34.3/1.7	299.5/70.4	24.2/6.8	280.4/6.5	34.3/1.7	164.9/75.1	24.2/6.8	1.085	0.025	0.779	0.112	139/32
R13sh	frag	374,932.864	4,682,297.421	10	cl	214	23.6	101.2/11	20.4/6.6	345.2/66.1	6.8/5.0	103.7/2.1	20.4/6.6	282.8/87.9	6.8/5.0	1.074	0.036	0.523	0.331	170/23
R14	frag	376,537.455	4,682,383.731	14	cl	281.8	16.1	335.6/10.8	53.1/13.7	193.8/76.4	17.2/13.5	335.6/10.8	53.1/13.7	193.8/76.4	17.2/13.5	1.058	0.011	0.685	0.214	180/30
R15	cyl	379,707.948	4,684,664.751	12	sd	380	84.11	95.4/15.3	7.4/3.7	333.3/62.7	18.9/5.0	104.2/10.8	7.4/3.7	229.4/71.7	18.9/5.0	1.029	0.007	-0.228	0.202	183/37
R16	cyl	380,298.675	4,684,420.480	11	sd	229.3	77.67	174.8/34.9	18.3/8.8	355.9/55.1	11.1/5.1	176.9/8.4	18.3/8.8	326.3/80.3	11.1/5.1	1.03	0.019	0.16	0.427	187/27
R17	cyl	382,882.432	4,684,737.269	10	sd	313.5	87.64	275.0/24.4	9.4/3.0	29.8/42.8	11.2/7.3	263.9/2.0	9.4/3.0	143.0/86.0	11.2/7.3	1.031	0.011	-0.351	0.212	205/49
R18	cyl	419,106.946	4,681,389.905	24	sd	160.5	42.45	155.5/47.4	7.1/2.6	37.8/23.2	19.1/2.9	351.6/1.1	7.1/2.6	85.1/72.0	19.1/2.9	1.046	0.013	-0.292	0.209	200/58
R19	cyl	419,552.680	4,681,246.213	10	sd	391.8	77.09	161.4/55.2	12.4/5.7	23.9/27.1	7.6/5.5	357.0/5.4	12.5/5.9	131.1/82.2	7.6/5.6	1.013	0.004	-0.028	0.439	196/66
R20	cube	419,661.891	4,681,156.694	9	sd	97.01	4.326	53.5/60.9	3.1/1.7	281.3/20.5	3.3/2.3	143.2/27.7	3.1/1.6	246.2/23.2	3.2/2.4	1.016	0.001	-0.114	0.094	172/74
R21	cube	420,038.533	4,681,704.916	14	sd	446.4	98.46	175.6/33.5	6.9/4.0	59.4/33.8	44.4/3.7	178.9/2.0	6.9/3.9	86.4/52.2	44.3/3.7	1.029	0.006	-0.553	0.206	195/33
R22	cube	420,269.446	4,681,534.203	13	sd	337.7	106.4	250.9/16.9	50.1/6.5	357.4/43.0	14.9/5.2	65.9/7.2	50.1/6.5	194.6/78.6	14.8/5.2	1.017	0.009	-0.063	0.409	181/58

Table 1: Magnetic susceptibility ellipsoid data. Name of the site, coordinates (UTM), Sample type: cyl for cylinder, cube for cube and frag for irregular fragments. N: number of specimens, Lit: lithology: sd: sandstones, st: siltstones, cl: claystones, Km: magnitude of mean magnetic susceptibility (10–6 S.I), K_1 and K_3-mean (trend and plunge) of the magnetic lineation and of the pole to the magnetic foliation (Jelinek, 1977) in situ and after tectonic correction (corrected). Conf. ang: major and minor semi-axes of the 95% confidence ellipse (Jelinek, 1977). Pj: corrected anisotropy degree (Jelinek, 1981); T shape parameter (Jelinek, 1981); e: standard deviation in situ; S0 (D.D): bedding plane dip direction.

4.2. Rock magnetism characterization

Sites R4, R9, R12 and R15 show reversible temperature dependent magnetic susceptibility curves (heating and cooling paths are superimposed or close) and sites R1st, R2st, R6, R10 and R21 are clearly irreversible, a fact that is not linked with the grain size or the lithology (claystones, siltstones or sandstones). Magnetic mineralogy consists of a mixture of paramagnetic and ferromagnetic phases (Fig. 6). The paramagnetic behavior can be inferred from the concave- hyperbolic shape at the beginning of the heating curves (Curie–Weiss law, e.g. Parés & Van der Pluijm, 2002) in sites R2st, R4, R9 and R15. Ferromagnetic minerals are inferred from the decay at 580°C and the decay at 670°C in the heating curves that correspond to the Curie temperature (Tc) of magnetite and hematite respectively. An abrupt decay at 120°C is only observed in site R21. Cooling paths show higher susceptibilities than heating paths; their traces diverge steeply at 580°C pointing towards the neoformation of a mineral with this Tc during heating.

The temperature-dependent induced magnetization curves present the decays around 580°C pointing towards the presence of magnetite. The hysteresis loops do not show a wasp waist, corroborating the presence of a single ferromagnetic fraction of magnetite in the three analyzed sites (R1st, R6 and R9). The two branches of the hysteresis loops describe a straight line with a positive slope due to the presence of paramagnetic minerals (Fig. 6).

4.3 Paleocurrents and structural data

The scours and gutters measured in the base of a conglomerate bed (Fig. 7A, C) located at the top of the URU indicates, in terms of paleocurrents, an WNW-ESE flow direction, that is very similar to

the flow direction obtained in the volcaniclastic rocks deposited during the Late Carboniferous (Simón-Muzás et al., 2022).

The tectonic structures are mainly faults and fractures. Faults (Fig. 7A, E) show slickenside striations and often a mineralized film of quartz or calcite. Shear criteria include crystal growth and R (Riedel, 1993) fractures associated with shear along the main fault plane. Most faults are normal after restoring the beds to the horizontal and many of them are arranged in conjugate systems. Their syn-sedimentary origin can be often assessed by the different thickness of strata in their hanging wall and foot wall. Reactivations of normal faults as reverse faults can also be observed. The fault planes display two main directions: a subvertical N–S set and a WNW–ESE-set dipping 55° towards the south. After tectonic correction they are arranged in N–S and E–W directions. Interestingly, slickenside striations indicate a transtensional component for the E–W fault set and reactivation, under a strike-slip regime, for the N-S set.

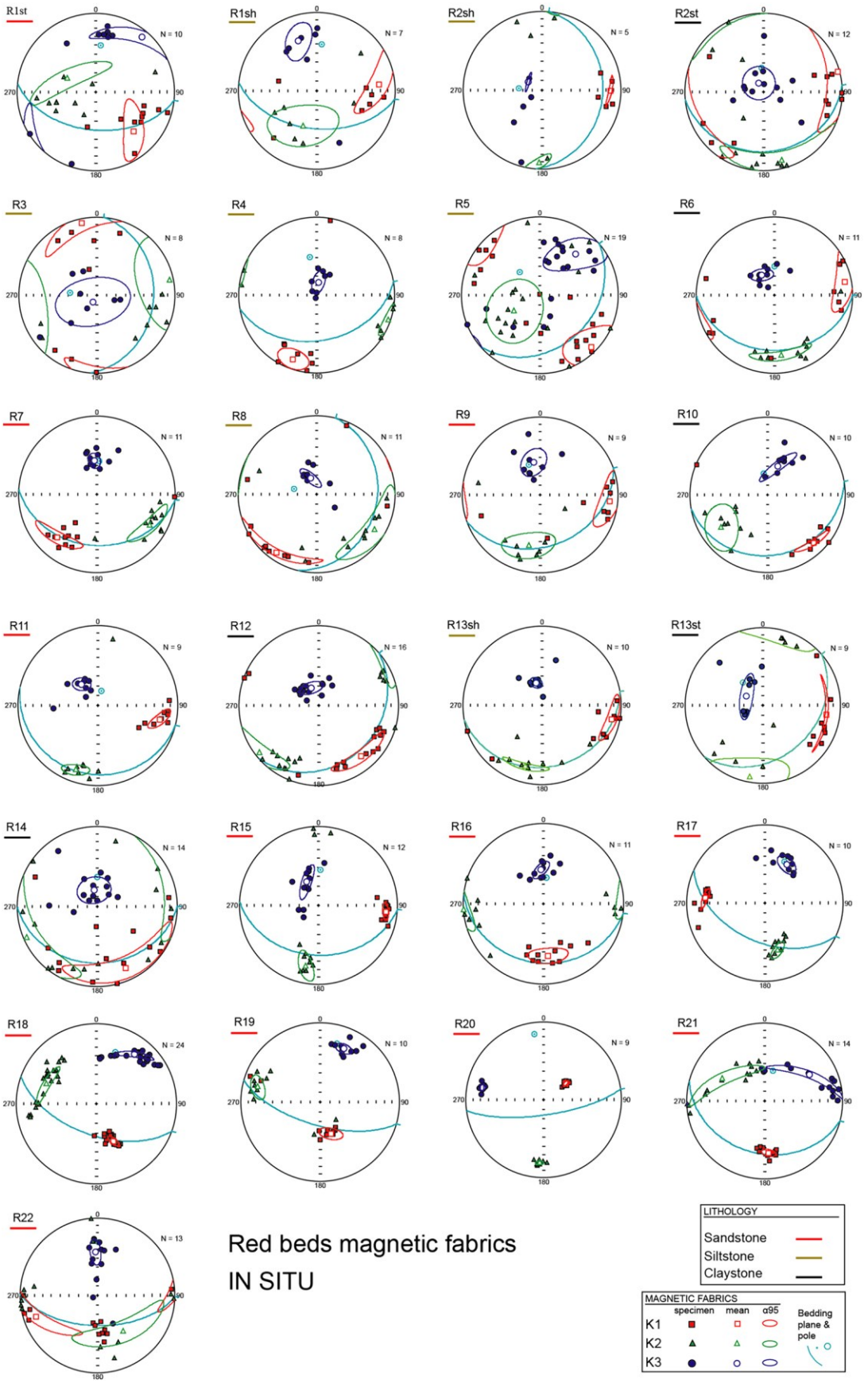


Figure 4: AMS ellipsoids obtained for each sampling site with 95% confidence ellipses (Jelinek, 1977). The projection of the bedding plane and its pole is represented. Before tectonic correction.

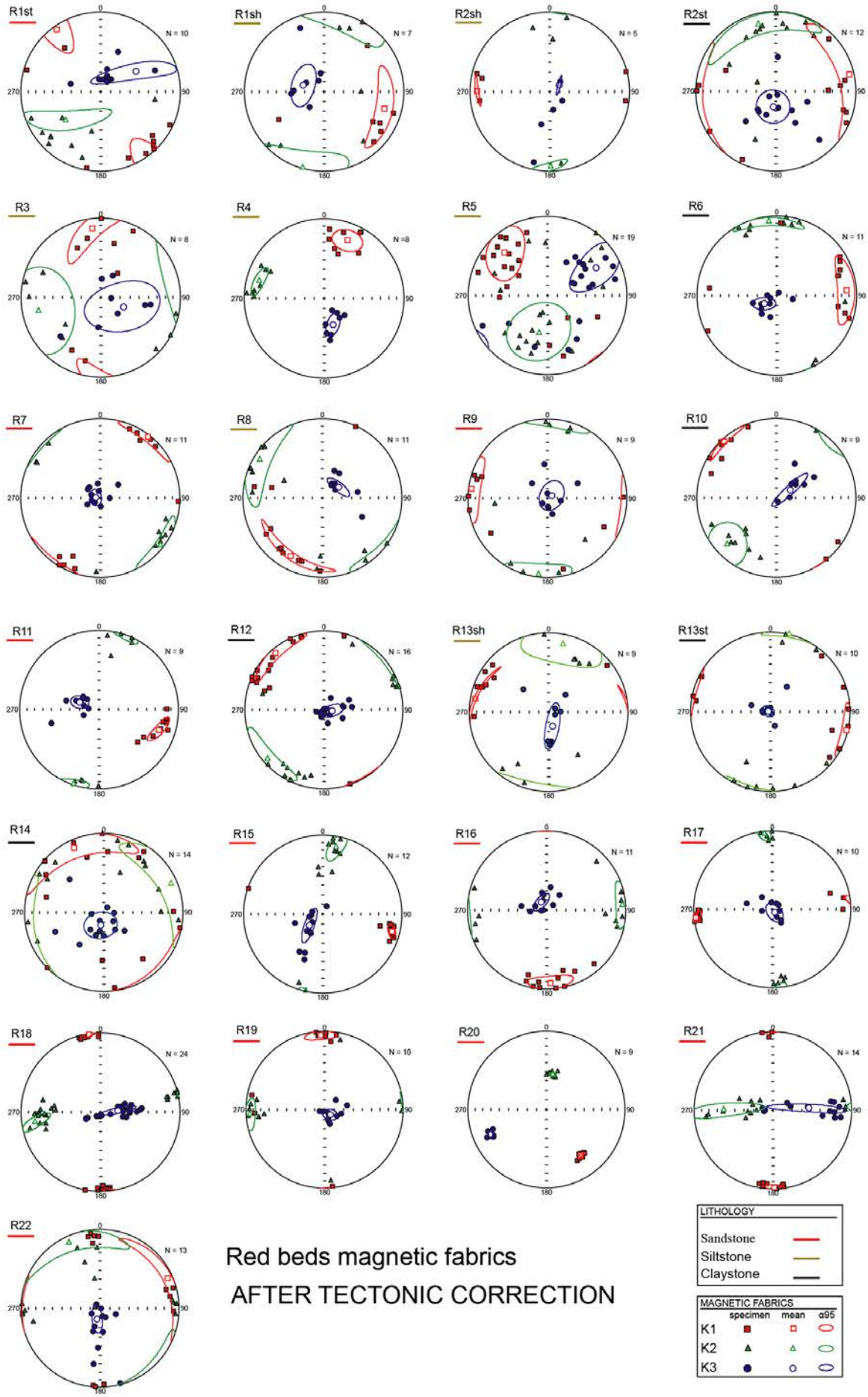


Figure 5: AMS ellipsoids obtained for each sampling site with 95% confidence ellipses (Jelinek, 1977). The projection of the bedding plane and its pole is represented. After tectonic correction.

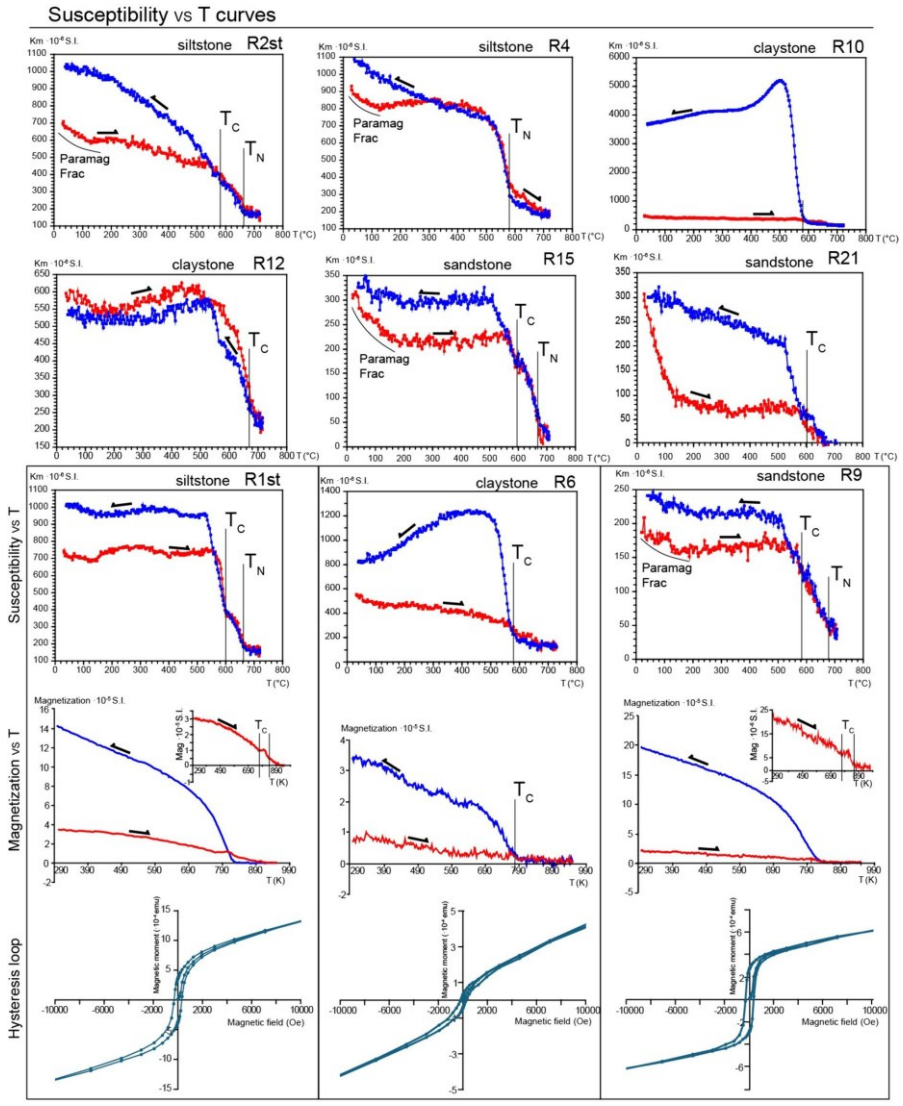


Figure 6: Temperature-dependent susceptibility curves (40 to 70°C) of heating (in red) and cooling (in blue) for the eight analyzed curves, where i) the non-reversibility curves, ii) the concave-hyperbolic shape indicative of paramagnetic minerals and iii) the Curie temperature of the ferromagnetic s.l. mineral can be observed. Below, magnetization temperature curves and hysteresis loops of three selected sites (R1st: siltstone, R6: claystone and R9: sandstone).

Fractures without observable movement between their two blocks have also been observed (Fig. 7A, B and D). Most of them are perpendicular to the bedding and display two directional maxima: N100E oriented poles (after restoring the bedding to the horizontal) and N-S oriented poles (this maximum can be divided into two, NNE–SSW and NNW–SSE). The main set of fracture planes shows a NNW–SSE direction.

4.4. Comparison between magnetic fabrics and structural data

Comparing AMS results with the structural data and paleocurrents directions allows us to recognize and discuss the role of tectonic stresses and hydrodynamic flows in the final shape and orientation of the magnetic fabrics.

Large-scale faults of the Cadí Basin (Fig. 8) show at present two main directions: NNW-SSE and E-W. The orientation of the magnetic lineation (K_1 mean axis) (Fig. 8) is oblique (R1sd, R1sh, R2sh, R2st, R4, R6, R7, R8, R9, R11, R13sh, R13st, R14, R15, R16, R17, R18, R19, R21, R22) or parallel (sites R3, R5, R10, R12 and R20) to the strike of the large-scale faults. There are no differences in its orientation

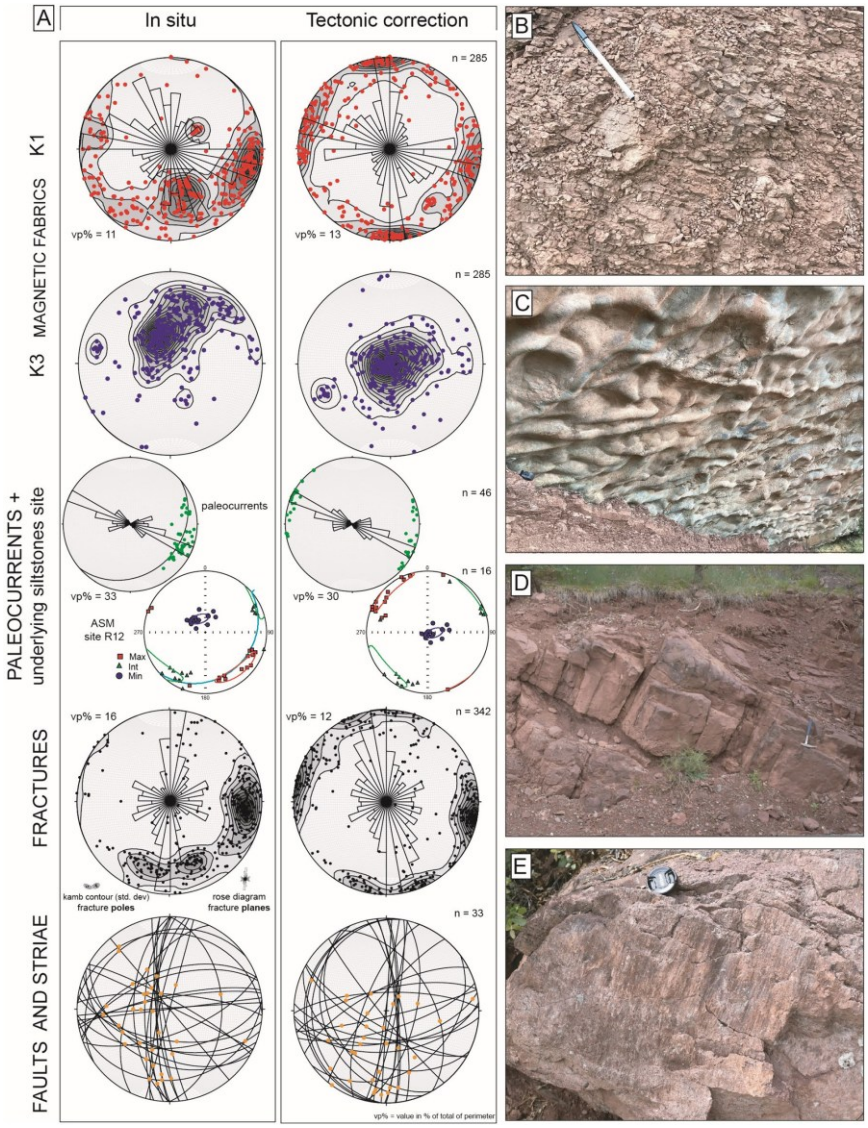


Figure 7: A Density diagrams (Kamb contours, 2% interval) of magnetic axes, data from individual specimens: K_1 (K_{max}) and K_3 (K_{min}). Paleocurrents, fractures and faults with striae collected in the studied rocks. All data are represented before (left) and after (right) tectonic correction. B Clasystones showing pervasive fractures. C Paleocurrents at the bottom of the Permian red bed unit. D E–W fractures in red sandstones. E Fault plane with striae.

related to the stratigraphic position of the samples or the lithology of the sites. At outcrop scale, the K_3 mean axis is perpendicular to the bedding plane and the magnetic lineation is perpendicular (sites R7 and R9) or clearly oblique (R3 and R4) to the strikes of the two fracture sets (Fig. 9): N–S and WNW–ESE. Furthermore, K_3 approaches, at least in two cases (R4 and R9) the line of intersection between the main fracture sets (Fig. 10).

The paleocurrents have a majority WNW-ESE direction coincident with one of the K_1 clusters observed in the overall data set and in the rose diagram of mean directions (Fig. 11). At site level, site R12 sampled in the underlying claystones, presents a K_1 direction slightly oblique to the general trend. However, in a close-up view, a NW–SE direction, at a low angle to the mean paleocurrent direction (which rather approximates an E-W trend), can be distinguished.

5. Interpretation and discussion

5.1. Oriented irregular fragments methodology

The so-called “fragment methodology” in AMS studies has been previously and successfully applied in other areas where sampling by means of oriented blocks or core drilling is difficult or impossible (Gracia-Puzo et al., 2021). However, to our knowledge it had not been applied to oriented fragments. The sampling methodology applied in claystone sites solves the difficulties of using traditional sampling methods (manually oriented blocks or oriented cores taken with a drilling machine) due to the fragility of this lithology. Indeed, the dimension of fragments is always less than 1 cm in this work. In spite of the difficulty of orienting fragments of this size, because the plane of measurement is necessarily small, the results show α_{95} confidence angles similar to the sites analyzed by standard methods, in which both drilling machines and larger blocks were used. Magnetic fabrics orientation and their Km, Pj and T parameters do not show anomalous values and allow ruling out

additional uncertainty or errors. This methodology is successful and replicable in fine-grained lithologies such as siltstones and claystones that have undergone diagenesis processes leading to strong fragmentation and hardness of the fragments at the same time.

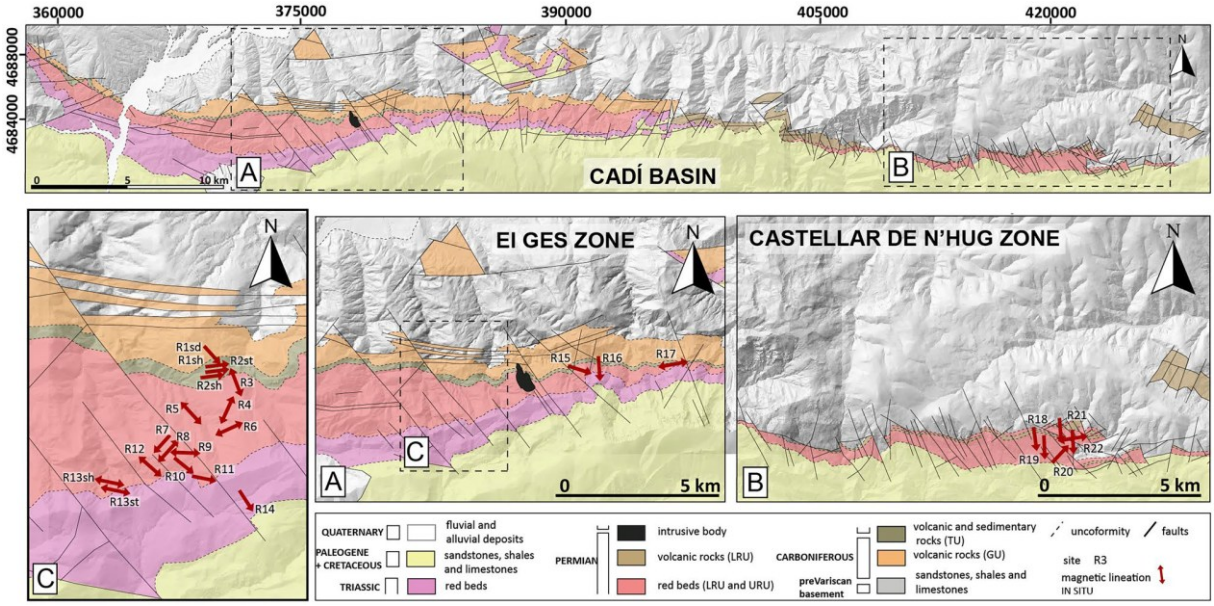


Figure 8: In situ magnetic lineation (trend) plotted in the geological map (Gisbert, 1981). Rectangles indicate the location of the studied areas: A El Ges zone, B Castellar de n'Hug zone, and C Zoom in the El Ges one. In the legend: GU—Grey Unit. TU—Transition Unit. LRU— Lower Red Unit. URU – Upper Red Unit

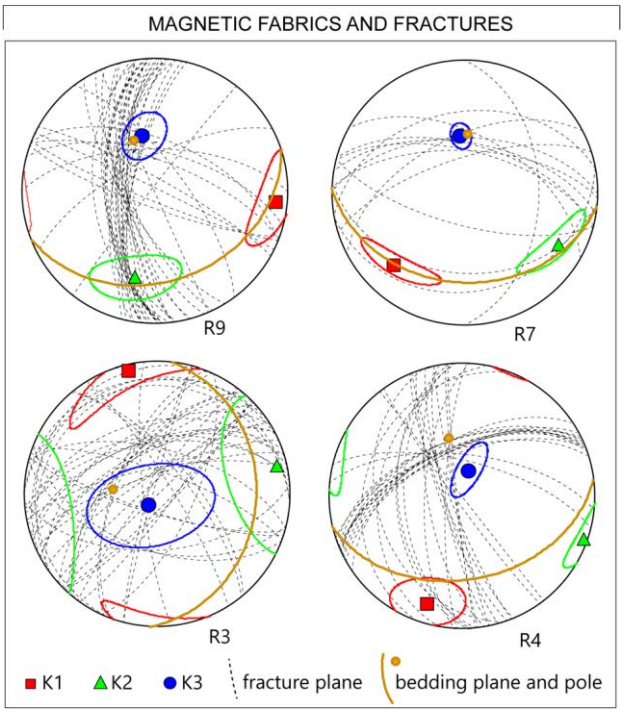


Figure 9: Comparison between the magnetic ellipsoid (K_1, K_2 and K_3 axes) and structural data: fractures and bedding planes. Samples R3, R4, R7 and R9.

5.2. Correlation between magnetic fabrics and petrofabrics and/or structural elements

According to the rock magnetism characterization, the magnetic carriers of the susceptibility are a mixture of paramagnetic and ferromagnetic minerals. The paramagnetic fraction represents more than half of the total contribution to magnetic susceptibility in each analyzed site and can be attributed to the phyllosilicates commonly present in detrital rocks such as micas and clays (except in site R16 where the contribution is only ferromagnetic). The ferromagnetic fraction is represented by hematite (TN 675°C), occasionally magnetite (TC 580°C). The abrupt decay at TC 120°C in site R21 is possibly goethite.

A key point in the analysis of magnetic fabrics is to recognize whether their origin is primary, i.e. whether they were fully developed at early stages of sedimentation and reveal the strain pattern at the time of deposition (see, e.g. Larrasoaña et al., 2011; García-Lasanta et al., 2013 and references therein) or secondary (acquired during the tectonic history of the basin, e.g. including tectonic inversion). The studied sites in the Cadí Basin, regardless of their lithology, show a magnetic susceptibility ellipsoid typical for sedimentary fabrics: K_1 and K_2 axes are contained in the bedding plane

and the K_3 axis is well-clustered and parallel to the bedding pole (Parés, 2015; Tarling & Hrouda, 1993). In spite of this, three sandstone sites show a prolate shape (considering the magnetic ellipsoid axis distribution or the negative T parameter values, R15, R17, R18, R19, R20, R21 and R22 sites). The fact that the K_2 and K_3 axes are arranged in a girdle and the K_1 axis is well-clustered (prolate shape) points towards either (i) a transition from extensional/sedimentary fabrics to compressional fabrics or ii) mineralogical artifacts related to alteration and crystallization of other mineral phases, as occurring, for example, in the Triassic of the Argana basin in Morocco (Oliva-Urcia et al., 2016). Having a look at the literature, prolate magnetic fabrics in detrital sediments such as claystones, siltstones and sandstones are commonly related to tectonic deformation (tectonic fabrics). This prolate fabrics are often associated to particular mechanisms such as micro-folding, or S-C-like structures, among others (see Lüneburg et al., 1999 and references therein). However, in general they are interpreted as the result of a deformation mechanism that has affected a large area, what gives a pervasive magnetic lineation (K_1 axis) in a direction parallel to the trend of the macrostructure (e.g. folds in Bakhtari et al., 1998). It should be noted that, although prolate fabrics can be also related to more local tectonic settings, it is not always possible to recognize the local conditions that originated them when the exposure of the rock is not optimal (Szaniawski et al., 2020). The references to prolate fabrics are scarcer when they are associated with mineralogical changes and formation of new minerals due to mineralization fluids (probably because only very detailed analysis under the FESEM can reveal them, Oliva-Urcia et al., 2016)

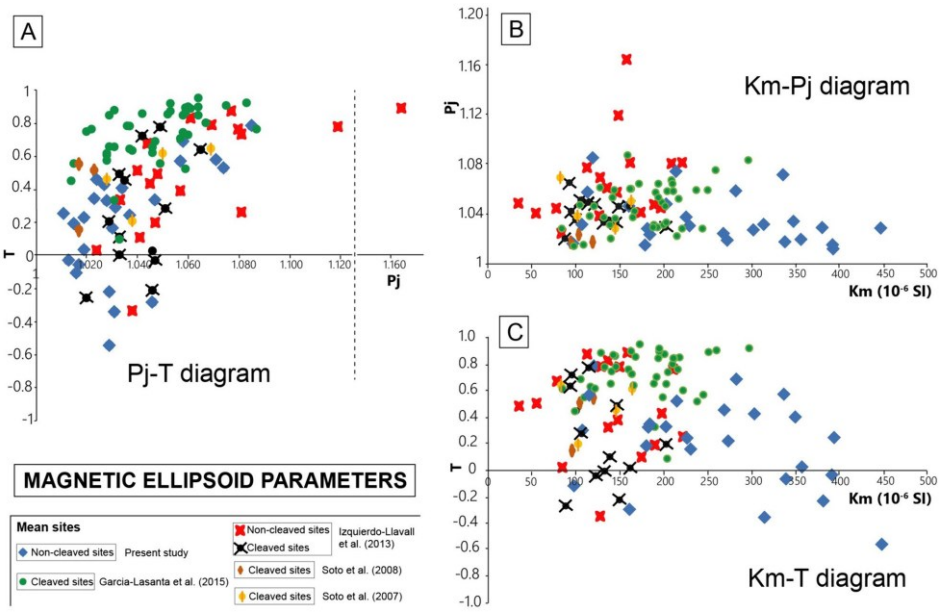


Figure 10: Diagrams of the magnetic ellipsoid parameters and mean values at site level of the different studies performed in the Permian and Triassic rocks in the Iberian Peninsula: A Corrected anisotropy degree (Pj) versus shape parameter (T). B Corrected anisotropy degree (Pj) versus bulk magnetic susceptibility (Km). C Shape parameter (T) versus bulk magnetic susceptibility (Km).

but this origin cannot be discarded or ignored, either.

In the present study in the Cadí Basin, most of the prolate fabrics do not show the expected (if a secondary origin related to compression is to be assumed) E–W trend (except for R15 and R17) of the main structure, the Cadí Range: a N-S and NNW–SSE directions are observed, instead. For that reason, mineralogical factors seem the most plausible explanation for these prolate magnetic fabrics.

Both K_1 and K_3 axes show better grouping after the tectonic correction considering the overall data. Most of the studied sites present a main common orientations for the magnetic lineation (K_1): WNW–ESE and close to N-S. This fact reveals that the primary stretching directions in red beds were

constant along the time without remarkable changes. The interpretation of a stable stretching pattern is also reinforced by the parallelism between the paleocurrents directions measured in the base of conglomerates at the bottom of the Triassic sequence and the magnetic lineation in site R12 sampled in the underlying Permian red beds (LRU). This means that the water currents in the Cadí Basin flowed along a WNW-ESE direction, probably conditioned by the main and secondary faults (as it occurred during the Carboniferous for the volcanic and volcaniclastic rocks) in Triassic times.

In a more detailed view, the magnetic lineation orientation after tectonic correction is (i) oblique to the strike of the mapped, large-scale faults of the Cadí Basin (Gisbert et al., 2024), and (ii) perpendicular to the main faults with Pyrenean strike limiting the Triassic basins (Saura & Teixell, 2006) in five sites (R3, R5, R10, R12 and R20). We interpret in the latter case that the magnetic fabrics respond more to the local stretching tectonic context determined by the fault pattern that to the regional one represented by the N-S conjugate normal faults (Gisbert et al., 2024) controlling sedimentation in the Cadí Basin. This model is supported by the precipitation of hematite during diagenesis that also took advantage of the primary orientation of the platy minerals in fine-grained rocks, as observed in thin sections (Fig. 1D).

5.3. Magnetic lineation in the Cadí Basin and comparison with other Permian and Triassic basins in the Iberian plate.

There are several magnetic fabrics studies performed in Permian and Triassic basins in the northern Iberian Peninsula (García-Lasanta et al., 2015; Izquierdo-Llavall et al., 2014a; Oliva-Urcia et al., 2006; Soto et al., 2007, 2008a). For the comparison with the magnetic fabrics obtained in this work, only results obtained in the Lower Triassic (Buntsandstein facies) and Permian were considered. In all cases, claystones, siltstones and fine/medium grained sandstones were selected to avoid as much as possible the influence of paleocurrents in the mineral arrangements. In these previous studies, AMS results are described as tectonic fabrics because of their magnetic parameters and the relationship between the orientation of magnetic susceptibility axes and the regional structural markers such as faults, bedding, or cleavage planes.

In the Cabuérniga Basin, the Demanda-Cameros Massif and the Iberian Range, magnetic fabrics are interpreted as an early tectonic fabric related to the extensional synsedimentary context in Triassic times (García-Lasanta et al., 2015; Soto et al., 2007, 2008a). However, in the Central Pyrenees (Oliva-Urcia et al., 2006 in the Bielsa sector and Izquierdo-Llavall et al., 2013a in the Nogueres Zone) magnetic fabrics are explained in terms of tectonic fabrics that show a tectonic overprint originated during the Eocene–Oligocene Pyrenean deformation (Alpine orogeny). In all cases, the magnetic lineation orientation is explained in terms of stretching directions according to the orientation of faults (in the case of extensional origin) and cleavage (i.e. intersection between bedding and cleavage planes, when the magnetic fabric is compressional in origin), if present. The magnetic susceptibility parameters in red beds show that Km values are usually under 300·10−6 SI in all the studied basins except in the Cadí Basin, where it reaches anomalously higher values: in ten out of 25 sites it ranges between 301.9 and 446.4·10−6 SI regardless of the lithology (Fig. 10). We interpret that these higher Km values are related to magnetite content in the mineral assemblage, as the temperature-dependent magnetic susceptibility curves point out. However, the presence of magnetite has not been observed in the other basins or its presence has been considered negligible (see Izquierdo- Llavall et al., 2013a, 2018; García-Lasanta et al., 2015). In the same way, the Pj and T parameters hardly show any correlation, what indicates that there is no influence of the magnetic mineralogy on the mineral arrangement. This fact allows us to consider all the studied sites for the general geodynamic interpretation.

The studies carried out in the Central Pyrenees (Izquierdo- Llavall et al., 2013a; Oliva-Urcia et al., 2006) are the ones that present more similarities in terms of its structural location and the main orientation, N110E, of the magnetic lineation (K_1) with the present study. Nevertheless, the secondary K_1 cluster with a NNW-SSE to N-S direction recorded in the Cadí Basin is not present in the previously studied areas in the Pyrenees or in any of the other Permian basins in northern Iberia (Fig. 11), and can be related to a local stretching direction. This NNW-SSE magnetic lineation direction is found not only in the sedimentary red beds but also (although with a slightly NNE-SSW direction) in the volcanic and volcaniclastic rocks (Simón-Muzás et al., 2022). In this way, the E-W syn-sedimentary faults described in the Cadí Basin (Gisbert, 1981) probably acted since the Carboniferous during the deposit of the volcanic/volcaniclastic rocks and throughout the Permian until the beginning of the Triassic, thus conditioning the deposit (location, and orientation of depocenters) of all these sediments. On the other hand, the main faults mapped in the Cadí Basin (Gisbert et al., 2024), that show NNW-SSE and SW-NE strikes are arranged N-S after the tectonic correction of the whole stratigraphic series (Fig. 12 B). The main K_1 cluster (WNW-ESE direction) is probably related with the stretching direction associated with this set of faults.

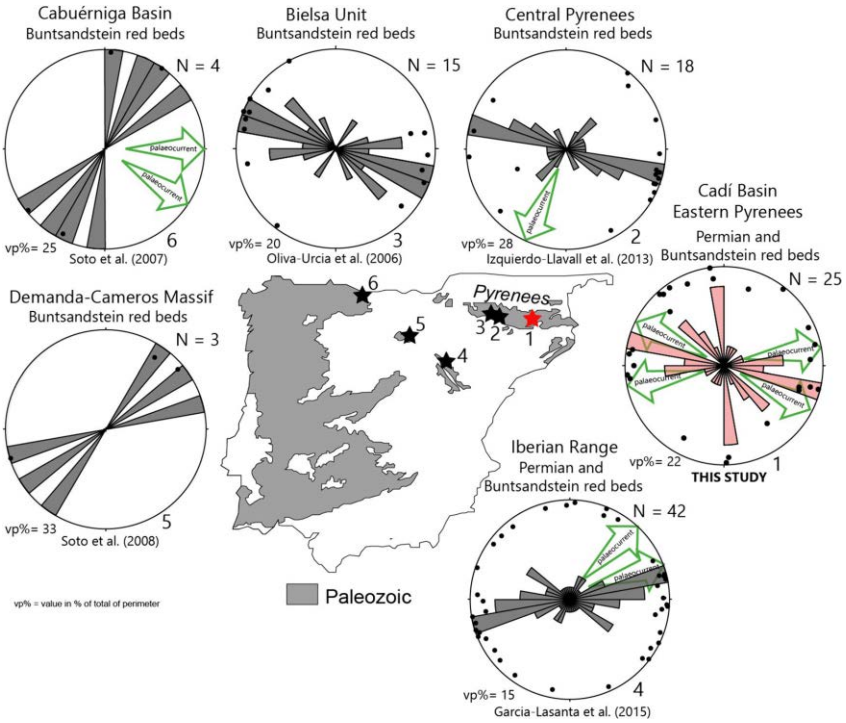


Figure 11: Rose diagrams of the magnetic lineation (mean values at site level after tectonic correction) obtained in different studies performed in the Permian and Triassic rocks in the Iberian Peninsula. Green arrows: directions of paleocurrents measured in the studied rocks in the different zones

In the Cadí Basin, the absence of Alpine cleavage (Choukroune and Séguret, 1973) is in contrast with its occurrence in the Central Pyrenees (Izquierdo-Llavall et al., 2013a) in rocks of the same age and lithology. This, and the fact that in most sites magnetic fabrics present a typical sedimentary arrangement, indicate an early stretching direction during the deposition of the LRU and URU. This tectonic scenario continues along the Triassic and is also in continuity with the stress regime prevailing during the sedimentation of the Late Carboniferous volcanic and volcaniclastic rocks (Simón-Muzás, et al., 2022). A similar interpretation can be applied in the Central Pyrenees, where the tectonic corrected magnetic lineation presents the same main orientation, and can be considered as an early stretching direction, originated during the deposition of sediments. The paleomagnetic data of Late-Carboniferous-Permian series of the Cadí basin point to the absence of regional vertical-axis rotations during

subsequent tectonic events (Simón-Muzás et al., 2023b). The observed magnetic lineations did not rotate and their orientation can be i nterpreted straightforwardly. A paleogeographic reconstruction of the Central Cadí Basin based on the geological map and the stratigraphic panel (Gisbert et al., 2024) allows us to understand the fault activity in the studied area (Fig. 12B) from the Late Carboniferous to the Triassic.

Attending the large-scale tectonic scenario, the magnetic lineation orientations in the Permian and Triassic rocks from the northern Iberian Peninsula allow us to hypothesize about the regional trajectories of stretching directions (σ3 stress axes) in the northern Iberian plate during that period, due to the activity of the North-Pyrenean fault zone (Fig. 12A). Stretching directions become parallel to the North-Pyrenean fault zone in areas located next to it (Central and Eastern Pyrenees), being therefore compatible with a secondary extension at the tip of the strike-slip fault system. This is consistent with the geodynamic scenario during Triassic times proposed by Soto et al. (2019), in which the North-Pyrenean fault zone would show a sinistral strike slip motion.

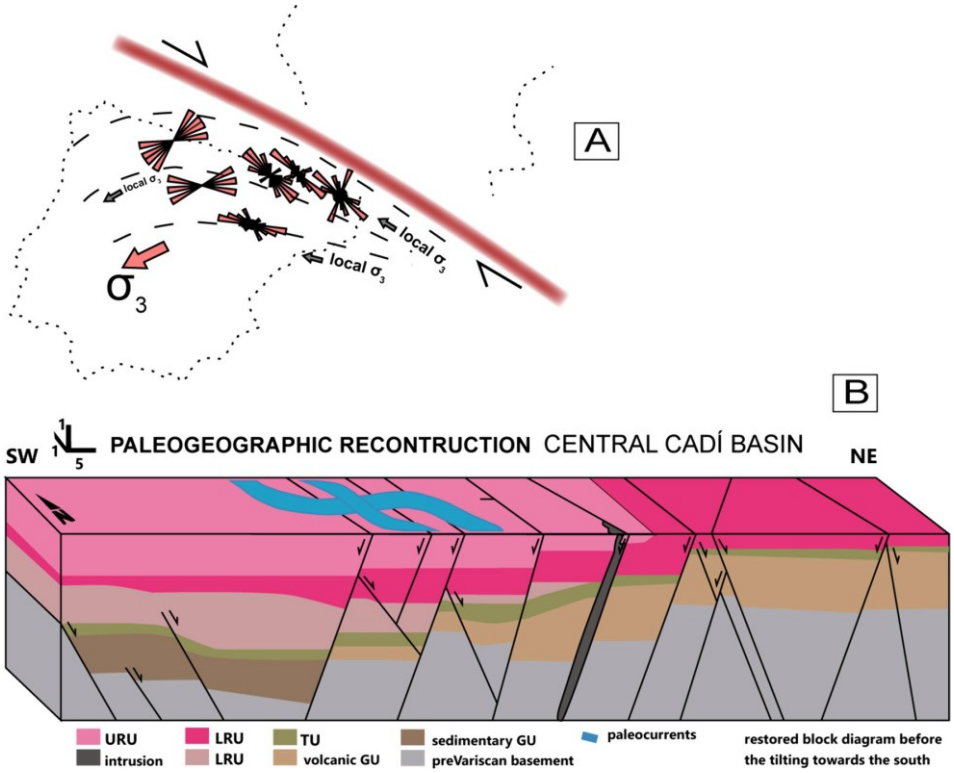


Figure 12: A Reconstruction and interpretation of the main stretching directions in the Iberian plate during Permian and Triassic times; B Block diagram of the central area of the Cadí Basin (Castellar de n'Hug is excluded) before the tilting of the stratigraphic sequence towards the south during the Pyrenean compression

Additionally, a local N-S direction is also recorded in the Cadí Basin but is only detected in some of the sandstones (prolate magnetic fabrics) and two siltstone sites. The fact that this direction is mainly recorded in sandstone sites can be related to mineralogical changes as it was pointed out in Sect. 5.2, even if this is not the most common mechanism. Despite this, if a tectonic origin is considered for this N-S direction it could be explained as the result of the deflection of the stretching trajectories. This could be related to the increasing distance to the zone of influence of the fault and the re-orientation of stress trajectories to become subperpendicular to the North-Pyrenean fault zone. In order to confirm one of the two hypotheses, it would be necessary to carry out a detailed magnetic sub-fabrics study in the red sandstones along the Permian–Triassic basins in the Pyrenees to observe if this N-S direction is recorded in other areas and if it is related or not to prolate magnetic fabrics. In any case, the proposed geodynamic

context explains the magnetic lineation orientation after tectonic correction in the above-mentioned areas, including the Southern margin of the Iberian Massif (Dinarés-Turell & Parés, 1996) that shows a NE–SW direction.

6. Conclusions

The conclusions obtained in this study can be summarized as follows, from a local to a regional tectonic scenario:

– Red beds (claystones, siltstones and sandstones) reveal a primary magnetic fabric that recorded early stretching directions (in two nearly perpendicular directions, WNW-ESE and N-S) during the deposit of the rocks, linked to basin development.

– In the Cadí Basin, magnetic fabrics present a typical sedimentary fabric and indicate an early stretching direction during the deposition of the Upper Permian sediments (LRU and URU units) that continues along the Triassic, having started during the sedimentation of the Upper Carboniferous volcanic and volcanoclastic rocks.

– The stretching directions remained constant along time, without remarkable changes since the Late Carboniferous until the Triassic.

– The geodynamic scenario of the Iberian plate during the Late Permian–Triassic can be explained by the deflection of regional trajectories of σ3 in the northern Iberian plate margin due to the strike-slip activity of the North- Pyrenean fault zone.

– The sampling methodology by means of oriented irregular fragments applied in siltstones and claystones has been proved as a useful way of obtaining samples in hard, however fragile lithologies. It is successful and replicable.

Acknowledgements. Ana Simón-Muzás would like to acknowledge Lorena Bentué her help during the measurement of faults and fractures in the field campaign. The authors would like to acknowledge to the Servicio General de Apoyo a la Investigación- SAI, Universidad de Zaragoza that elaborated the thin sections and performed the hysteresis loops and the temperature-dependent induced magnetization curves This work is part of the projects PID2020-114273 GB-C22, PID2019- 108753 GB-C22 and FPU19/02353 funded by Ministerio de Ciencia, Inovación y Universidades MCIN/ AEI/10.13039/501100011033, “ERDF A way of making Europe” and “ESF Investing in your future”. The authors are also grateful to the Associate Editor Ausonio Ronchi and to anonymous reviewers for their revision of the first version of this manuscript.

5.5.1- Supplementary material

Site	Specimen	K measured	Specimen mass (g)	Specimen mass (g)- box mass (g)	VOLUMEN (g/cm^3)	K measured corrected SI	Kmean corrected SI	Stad error
R10	SITE7A	6.18E-05	14.14	8.32	3.07	2.01E-04	2.019E-04 202*10-6	2.17E-05
	SITE7I	1.53E-05	8.49	2.67	0.99	1.55E-04		
	SITE7G	5.45E-05	13.07	7.25	2.68	2.04E-04		
	SITE7H	6.18E-05	13.6	7.78	2.87	2.15E-04		
	SITE7B	7.29E-05	14.92	9.1	3.36	2.17E-04		
	SITE7C	6.09E-05	13.68	7.86	2.90	2.10E-04		
	SITE7D	5.02E-05	12.31	6.49	2.39	2.09E-04		
	SITE7E	1.08E-04	18.85	13.03	4.81	2.25E-04		
	SITE7F	2.84E-05	10.11	4.29	1.58	1.79E-04		
R13sh	SITE6E	2.01E-05	8.6	2.78	1.03	1.95E-04	2.14E-04 214*10-6	2.36E-05
	SITE6F	3.58E-05	10.79	4.97	1.83	1.95E-04		
	SITE6H	6.98E-05	13.41	7.59	2.80	2.49E-04		
	SITE6I	6.35E-05	13.77	7.95	2.93	2.16E-04		
	SITE6J	8.22E-05	15.21	9.39	3.46	2.37E-04		
	SITE6K	4.39E-05	10.99	5.17	1.91	2.30E-04		
	SIE6L	3.35E-05	10.25	4.43	1.63	2.05E-04		
	SITE6A	2.22E-05	8.93	3.11	1.15	1.93E-04		
	SITE6B	9.49E-05	16.53	10.71	3.95	2.40E-04		
	SITE6D	2.49E-05	9.54	3.72	1.37	1.81E-04		
R14	SITE5M	3.43E-05	9.23	3.41	1.26	2.72E-04	2.818E-04 282*10-6	1.61E-05
	SITE5L	7.07E-05	12.33	6.51	2.40	2.94E-04		
	SITE5J	6.22E-05	11.7	5.88	2.17	2.86E-04		
	SITE5K	4.20E-05	9.77	3.95	1.46	2.88E-04		
	SITE5H	6.11E-05	11.72	5.9	2.18	2.80E-04		
	SITE5I	9.09E-05	13.9	8.08	2.98	3.05E-04		
	SITE5A	2.33E-05	8.16	2.34	0.86	2.70E-04		
	SITE5B	4.99E-05	10.84	5.02	1.85	2.69E-04		
	SITE5C	4.18E-05	9.66	3.84	1.42	2.95E-04		
	SITE5D	3.75E-05	9.28	3.46	1.28	2.93E-04		
	SITE5E	5.65E-05	10.95	5.13	1.89	2.98E-04		
	STE5G	2.84E-05	8.81	2.99	1.10	2.57E-04		
	SITE5F	3.63E-05	9.7	3.88	1.43	2.53E-04		
R6	SITE2F	7.65E-05	13.77	7.95	2.93	2.61E-04	3.019E-04 302*10-6	4.35E-05
	SITE2H	5.17E-05	9.86	4.04	1.49	3.47E-04		
	SITE2D	9.27E-05	13.5	7.68	2.83	3.27E-04		
	SITE2K	1.57E-04	18.77	12.95	4.78	3.29E-04		
	SITE2J	3.45E-05	10.08	4.26	1.57	2.20E-04		
	SIT2B	9.21E-05	13.83	8.01	2.96	3.12E-04		
	SITE2G	1.15E-04	16.44	10.62	3.92	2.92E-04		
	SITE2C	4.67E-05	10.76	4.94	1.82	2.56E-04		
	SITE2I	6.55E-05	10.62	4.8	1.77	3.70E-04		
	SITE2A	1.19E-04	16.13	10.31	3.80	3.13E-04		
	SIE2E	6.44E-05	11.75	5.93	2.19	2.94E-04		
R2sh	SITE1G2	6.73E-05	12.12	6.3	2.32	2.90E-04	3.474E-04 347*10-6	4.56E-05
	SITE1A	8.68E-05	12.18	6.36	2.35	3.70E-04		
	SIT1B	1.34E-04	16.67	10.85	4.00	3.35E-04		
	SITE1C	8.71E-05	11.84	6.02	2.22	3.92E-04		
	SITE1H	8.42E-05	11.69	5.87	2.17	3.89E-04		
	SITE1L	3.18E-05	8.89	3.07	1.13	2.81E-04		
	SITE1M	8.38E-05	11.52	5.7	2.10	3.98E-04		
	SITE1D	1.09E-04	13.7	7.88	2.91	3.76E-04		
	SITE1F	1.35E-04	15.48	9.66	3.56	3.79E-04		
	SITE1K	5.00E-05	10.42	4.6	1.70	2.94E-04		
	SITE1J	9.64E-05	12.84	7.02	2.59	3.72E-04		
	SITE1GG	4.42E-05	9.91	4.09	1.51	2.93E-04		
R12	1	4.00E-05	8.88	3.31	1.22	3.27E-04	3.354E-04 335*10-6	1.06E-05
	2	1.14E-04	14.46	8.89	3.28	3.47E-04		
	3	1.89E-04	20.57	15	5.54	3.42E-04		
	4	1.84E-04	19.85	14.28	5.27	3.48E-04		
	5	1.71E-04	18.92	13.35	4.93	3.46E-04		
	6	9.84E-05	13.43	7.86	2.90	3.39E-04		
	1	8.16E-05	12.19	6.62	2.44	3.34E-04		
	2	9.45E-05	13.29	7.72	2.85	3.32E-04		
	3	6.56E-05	11.16	5.59	2.06	3.18E-04		
	4	5.67E-05	10	4.43	1.63	3.47E-04		
	5	8.39E-05	12.31	6.74	2.49	3.37E-04		
	6	6.93E-05	11.17	5.6	2.07	3.35E-04		
	7	7.34E-05	11.52	5.95	2.20	3.34E-04		

Supplementary material 1: Data from the measurement of oriented irregular fragments in the Kappabridge KLY-3 in 15 positions (manual procedure).

There are 6 sampling sites where each line is a specimen. Each sampling site and specimen is labeled.

Box is the mass of the methacrylate cube with 2 cm edge where the irregular fragment is fixed for the analysis.

box mass	5.82	(g)	5.57	(g)
density used for volume normalization	2.71	(g/cm^3)		
specimen volume standard Kappabridge	10	(cm^3)		

5.5. RECONSTRUCTION AT BASINAL SCALE: PALEOMAGNETIC DATA

5.5. RECONSTRUCCIÓN A ESCALA DE CUENCA: LOS DATOS PALEOMAGNÉTICOS

5.5.1. Paleomagnetic study of Late-Carboniferous-Permian rocks from the Cadí Basin (Eastern Pyrenees): Tectonic implications

Ana Simón-Muzás[1], Antonio M. Casas-Sainz[1], Ruth Soto[2] , Emilio L. Pueyo[2] , Elisabet Beamud[3] , Belén Oliva-Urcia[1]

1 Departamento de Ciencias de La Tierra, Geotransfer-IUCA , Universidad de Zaragoza, 50009 Zaragoza, Spain
2 IGME, Instituto Geológico y Minero de España, Unidad de Zaragoza, 50006 Zaragoza, Spain
3 Paleomagnetic Laboratory CCiTUB - Geosciences Barcelona (Geo3Bcn), CSIC, 08028 Barcelona, Spain

TECTONOPHYSICS (2024). Received: 26 January 2023; Accepted: 18 November 2023

We have carried out a detailed paleomagnetic study of volcanic rocks (18 sites) and red beds (10 sites) from the Late-Carboniferous-Permian series of the Cadí Basin (Eastern Pyrenees). The study provides reliable Late Carboniferous-Permian paleomagnetic directions, in an area where paleomagnetic studies are scarce. The main characteristic component in both rock types shows a SSE direction with a shallow inclination and a dominant reverse polarity. The magnetic carriers, both in the volcanic rocks and the red beds, are magnetite and hematite. The main component is interpreted as a primary magnetization of Permian age in the red beds; in the Late Carboniferous volcanic rocks, the main component likely represents primary magnetization or early remagnetization. These results are consistent with the poles for the Iberian plate during the Permian and indicate an absence of regional vertical axis rotations for the Orri nappe, in whose hanging wall the Cadí Basin was transported southwards during the Pyrenean orogeny.

Keywords: Paleomagnetism Volcanic Red beds Late Carboniferous Permian Pyrenees.

Available in:

https://zaguan.unizar.es/record/144641?ln=es

1. Introduction

In spite of the difficulties in interpreting paleomagnetic directions in fold-and-thrust belts (Pueyo et al., 2016a), primary magnetizations can be used to unravel plate motions (Gong et al., 2008; Vissers and Meijer, 2012) and thrust-related kinematics (McCaig and McClelland, 1992; Oliva-Urcia and Pueyo, 2007 and 2019). In Iberia, the occurrence of widespread remagnetizations can preclude the use of paleomagnetic directions with such objectives. Nevertheless, secondary magnetizations may help to infer the deformational history of thrust belts and to obtain valuable kinematic information (e.g., Villalaín et al., 2016; Soto et al., 2008b, 2011; Torres-López et al., 2018). In the Pyrenees there are three remagnetization events, dated as Permian (Pastor-Galán et al., 2021), Early Cretaceous (Larrasoaña et al., 2003; Garcés et al., 2016) and Eocene-Oligocene (Oliva-Urcia and Pueyo, 2007; Oliva-Urcia et al., 2008, 2012; Izquierdo-Lavall et al., 2015; Izquierdo-Llavall et al., 2018). These remagnetization events erased the primary magnetization of the rocks located within internal units of the orogen. Nevertheless, the occurrence of secondary magnetizations or the co-existence of primary and secondary magnetizations have not precluded the extensive use of paleomagnetism for the determination of the kinematics of thrusts. The differences in displacement within a thrust sheet can be detected by means of vertical axis rotations inferred from paleomagnetic methods (Sussman et al., 2012; Pueyo et al., 2016a). In this sense, paleomagnetism has become an important complementary tool for defining basin-scale or crustal-scale cross-sections.

In this work, we focus on the Late Carboniferous-Permian Cadí Basin, which is a sector of the Pyrenees for which paleomagnetic data are relatively scarce (Pueyo et al., 2016b and references therein). The study area is located at the southern margin of the Axial Zone in the Eastern Pyrenees (Fig. 1 A and B). The typical stratigraphic sequence in this area consists of volcanic, volcaniclastic, and continental sedimentary rocks that were deposited in small, variably-spaced intra-mountain basins. These basins have undergone significant transport in the hanging wall of one of the most important basement thrust sheets that define the Pyrenean orogen (e.g. Gisbert, 1981).

Previous work in the area, by Van Dongen (1967), recognized an Early Permian paleomagnetic component (Dec 169.5° and Inc. - 3°) in Carboniferous volcanic rocks. This vector was used to define an Early Permian pole (48.5° N, 163° W) for the Iberian plate. Based on these results, Van Dongen (1967) inferred that the Iberian Peninsula was subjected to a post-Permian counter-clockwise rotation of 30°. Pueyo et al. (2016b) recognized a primary magnetization component in the red beds from the easternmost part of the Cadí Basin, in the Castellar de n'Hug area (Fig. 1 C). This component shows a direction similar to the one obtained by Van Dongen (1967) for the volcanic rocks. Pueyo et al. (2016b) also isolated an intermediate-temperature reverse paleomagnetic component, in the sedimentary rocks of this unit. A magnetostratigraphic study of the Permian red beds was performed by Mujal et al. (2017) in the western part of the Cadí Basin. However, a generalized remagnetization precluded the application of magnetostratigraphic analysis. This scarcity of paleomagnetic data, and the uncertainty in the previous results, have motivated the present study, that aims: 1) to characterize the Permian remagnetization event recognized in other zones of the Pyrenees (Pastor-Galán et al., 2021) and 2) to reconstruct the kinematics of the Alpine Orri thrust sheet (that has transported the Cadí Basin in its hanging wall). We finally compare our results with neighboring structures, where the existence of vertical axis rotations has been demonstrated (Izquierdo-Llavall et al., 2014a). The possibility of comparing the results obtained in volcanic and volcaniclastic deposits on one side and red beds on the other, can also provide interesting information on the origin of the paleomagnetic components.

2. Geological setting

The study area is located in the Cadí Basin, one of the Late Carboniferous-Permian basins located at the southern border of the Pyrenees (Fig. 1 A and B). The Cadí Basin (Fig.1 C and E) is a 30 km-long intra-mountain basin oriented in an approximately WNW-ESE direction. It has been interpreted as an asymmetric graben, which is limited by extensional faults to the north and south (Saura and Teixell, 2006). At present, its sedimentary infill forms a south-dipping monocline, which belongs to the southern limb of a basin-scale anticline associated with the Alpine, basement-involved, Orri thrust (Muñoz et al., 1986; Saura and Teixell, 2006). The structure of the Cadí Basin is the result of a positive tectonic inversion; it underwent two main rift-postrift Late Paleozoic-Mesozoic cycles that affected the Variscan basement (e.g. Barnolas and Pujalte, 2004). Subsequently, during the Pyrenean compression, the basin was subjected to shortening. The latter stage can be bracketed between the Early Eocene and the Late Oligocene (Vergés et al., 2002). During the Alpine orogeny, the Cadí Basin was incorporated into the

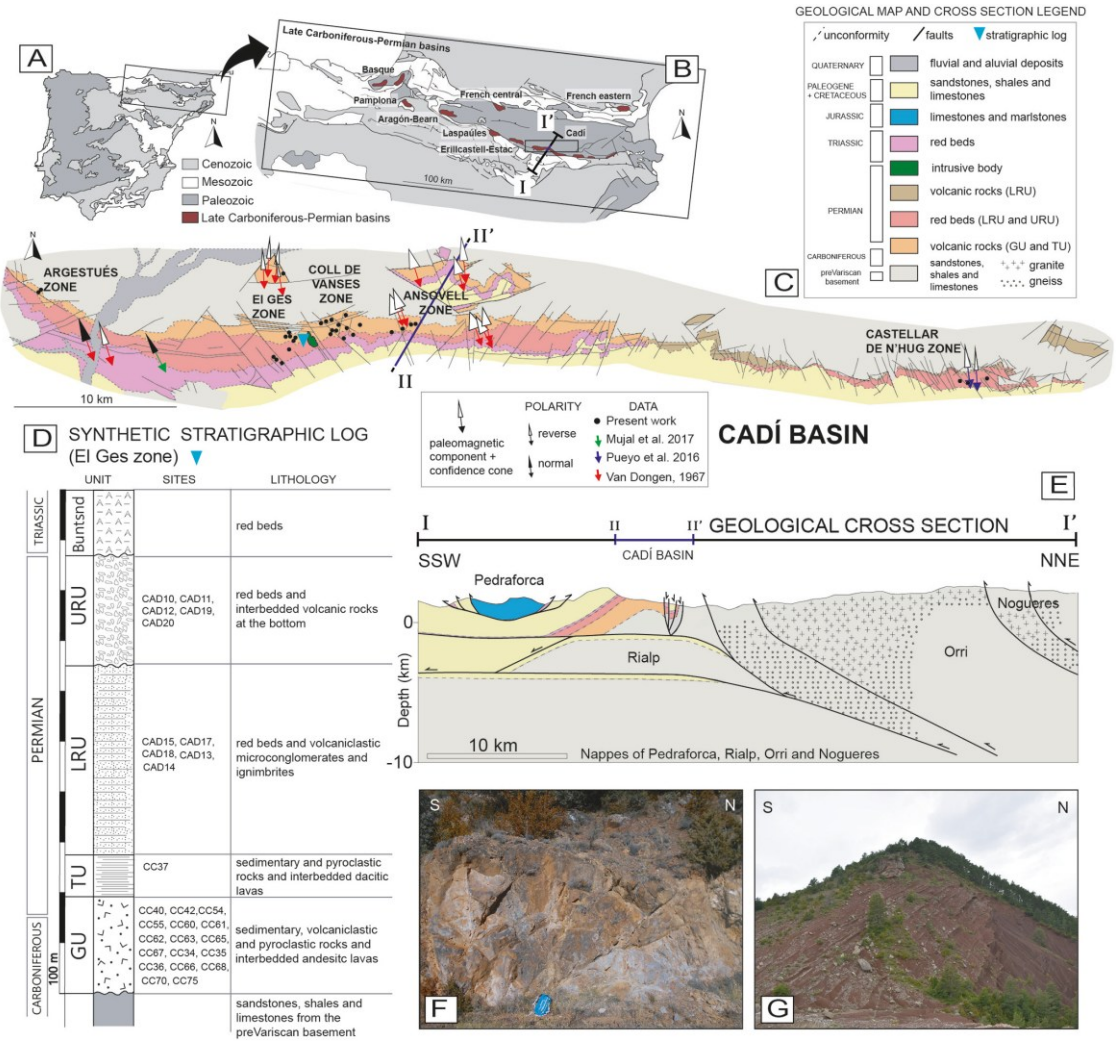


Figure 1: A) Geological map of the Iberian Peninsula; B) Geological map of the Pyrenees with the Carboniferous-Permian basins highlighted in maroon (modified from Izquierdo-Llavall et al., 2014a); C) Simplified geological map of the Late-Carboniferous-Permian Cadí Basin and the studied areas: Argestués, Coll de Vanses, Ansovell and Castellar de n'Hug (modified from Gisbert, 1981); D) Synthetic stratigraphic log; E) Geological cross sections: I-I') General view (simplified from Soto et al., 2022a) and II-II') Location of the Cadí Basin; views of the studied outcrops: F) Field photograph of an exposure of volcanic and volcaniclastic rocks (site CC60), G) Photograph showing the red beds (site CAD12).

south-verging Orri thrust sheet (Muñoz et al., 1986; Muñoz, 1992; Saura and Teixell, 2006), that contains rocks of Paleozoic and Triassic age (e.g. Muñoz, 1992).

In the Cadí Basin, the following units can be distinguished (Fig. 1 D), according to the stratigraphic subdivision proposed by Gisbert (1981): Grey Unit, Transition Unit, Lower Red Unit and Upper Red Unit. The Grey Unit (GU) lies unconformably on the Variscan basement (Ordovician to Devonian rocks, Casas et al., 2012). It is composed of breccias, sandstones, conglomerates, grey siltstones and layers of coal. This sedimentary sequence passes laterally to volcaniclastic and pyroclastic rocks with interbedded andesitic lava flows (Fig. 1 F). The Transition unit (TU) is characterized by conglomerates, sandstones and siltstones. In this unit, sedimentary rocks show a lateral transition to pyroclastic rocks with interbedded dacitic lavas. The Lower Red Unit (LRU) is mainly composed of siltstones, sandstones, acidic tuffs and red volcaniclastic microconglomerates. In the Cadí Basin, these lithologies interfinger with pyroclastic rocks that contain ignimbrites and interbedded banded rhyolites. Finally, the Upper Red Unit (URU) contains red conglomerates, sandstones, and siltstones (Fig. 1 G) with carbonate nodules, and lacustrine deposits. These rocks are arranged in two sequences, with interbedded volcanic bodies at the bottom. Mafic minerals and plagioclases in the volcanic series are replaced by opaque minerals, chlorite, ferromagnesian silicates, carbonates and sericite (Gisbert, 1981; Bixel, 1984). Radiometric dating of extrusive rocks of the GU in the Cadí Basin yielded Late Carboniferous ages, including 304.0 ± 1.5 Ma (andesite) and 300.4 ± 1.4 Ma (ignimbrite) (Pereira et al., 2014).

3. Methodology

The 28 sites are distributed along N-S and NW-SE cross-sections (El Ges, Coll de Vanses and Ansovell transects) as well as in specific zones of the basin margins (Argestués and Castellar de n'Hug outcrops). A total of 18 sampling sites (158 specimens) were taken in Late Carboniferous- Permian volcanic and volcaniclastic rocks (GU and TU), and 10 sites (77 specimens) in Permian red beds (sandstones and siltstones, LRU and URU). Sites were grouped according to their lithology: Carboniferous- Permian volcanic-volcaniclastic materials on one side and Permian terrigenous red beds on the other. Sampling was aimed to obtain data from different age intervals and to compare results obtained in rocks bearing different magnetic properties.

We avoided sampling the northern area of the Cadi Basin where the main structures are smaller in size and Carboniferous-Permian rocks are found in isolated grabens. In addition, data for these zones have been made available from paleomagnetic data obtained by other authors (Fig. 1 C). A proper fold test could not be carried out because the stratigraphic sequence is arranged as a south-dipping, gentle monocline. The conglomerate tests performed for a lava breccia were not conclusive, and consequently those results were not further considered (sites T08, T100, T102).

The samples were taken directly in the field as standard paleomagnetic cylindrical cores with a gasoline-powered drill machine (26 sites) or as oriented blocks taken with extraction tools (two sites: CAD18 and CAD19). In the laboratory, the oriented cores and blocks were cut to standard oriented specimens using a radial saw (non-magnetic steel). The average number of cores per site was nine, with a minimum of six at site CC35 and a maximum of 10 in several volcanic-rocks sites.

Paleomagnetic analyses were conducted in two laboratories. Two pilot sites (CC35 and CC61) were demagnetized with a 2G cryogenic magnetometer with an alternating field (AF) demagnetizer in the Paleomagnetism laboratory at the University of Burgos (Spain). Two specimens from the two pilot sites were firstly demagnetized by an alternating field from 0 to 100 mT; however, magnetization was not fully removed after 100 mT (Fig. 2 A). For this reason, we discarded AF demagnetization (see supplementary material), and, instead, we applied thermal demagnetization (Th) to the remaining samples from room temperature up to 670 °C (16 steps) with a TD48-DC thermal demagnetizer. The Th demagnetization of the other specimens was carried out in the Paleomagnetic Laboratory CCiTUB-Geosciences Barcelona (CSIC) (Spain) using the TD48EU (ASC Scientific) and TSD-1 (Schondstedt) thermal demagnetizers, a JR-6 A spinner magnetometer (AGICO) and a superconducting rock magnetometer 755SRM (2G Enterprises). Magnetic susceptibility was measured after each demagnetization step with a KLY2 (Geofyzika Brno, now AGICO) in order to monitor the undesired creation of magnetic minerals during heating. No significant changes related to the neoformation of minerals were observed. The results of the progressive demagnetization were displayed on Zijderveld diagrams (Zijderveld, 1967) and the ChRM directions were analyzed using the software packages *Remasoft 3.0* (Chadima and Hrouda, 2006) and *VPD* (Ramón et al., 2017).

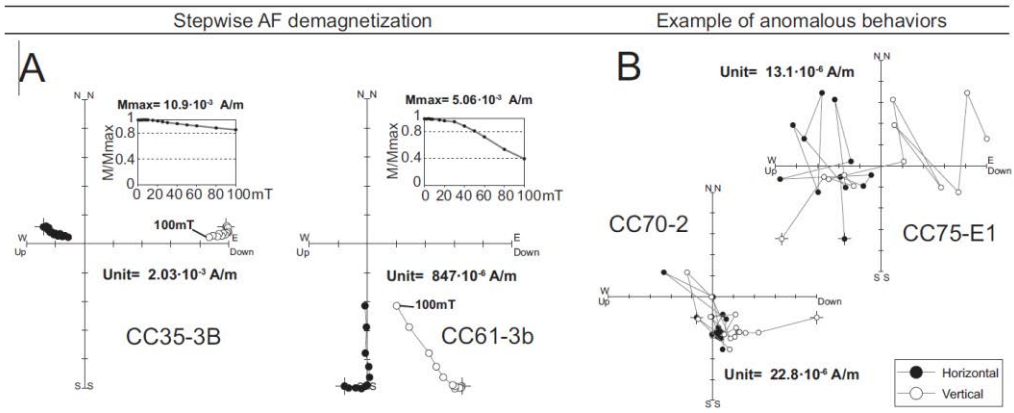


Figure 2: A) stepwise AF demagnetization from 0 to 100mT in two pilot specimens from volcanic and volcaniclastic rocks. B) Examples of anomalous behavior in sites CC70 and CC75. In white colour, vertical projection and in black colour, horizontal projection, N upward and E to the right. Additionally, normalized intensity of the NRM (M/Mmax) versus temperature diagrams are shown.

Lowrie's (1990) tests, (i.e. thermal demagnetization after acquisition of isothermal remanent magnetization, IRM, along three orthogonal axes) were conducted for five specimens: three in volcanic rocks and two in sedimentary red beds. In the volcanic rocks, samples CC35-3B, CC61- 8 A and CC63–5 were magnetized using a pulse magnetizer. The imparted fields were 2, 0.4 and 0.147 T along the Z, Y, and X axes, respectively. They were measured in the 2G cryogenic magnetometer and were progressively demagnetized by means of a TD48 thermal demagnetizer at the Laboratory of Paleomagnetism, University of Burgos. For the sedimentary red beds, samples CAD12–8 and CAD15–10 were magnetized with imparted fields of 1.2, 0.3 and 0.1 T along the Z, Y, and X axes, respectively, by means of a IM10–30 impulse magnetizer (ASC Scientific) and were measured with a JR6A spinner magnetometer (AGICO) at the Paleomagnetic Laboratory CCiTUB-Geosciences Barcelona (CSIC).

We conducted temperature-dependent susceptibility experiments for 15 samples from different sites using a KLY-3S Kappabridge combined with a CS-3 furnace (temperature range 40°-700 °C) at the University of Zaragoza (Spain). These results were analyzed using the software SUSTE (AGICO Inc., Czech Republic). The selection criterion was based on previous AMS measurements (Simón-Muzás et al., 2022), by selecting the samples with representative K mean values for the two main lithologies: volcanic rocks and sedimentary red beds. The Cureval 8 software (Chadima and Hrouda, 2012) was used for the

correction of the background signal (a measure of the empty CS3), the normalization of the susceptibility values to a specimen of a standard volume, and for the interpretation of the results.

The directional results for volcanic and volcaniclastic rocks and for Permian red beds are represented at the site level, the usual procedure for paleomagnetic data. For the quality control of the obtained paleomagnetic components, we used the criteria detailed below, defined according to the α_{95} involved in the Fisherian distribution at the site/ locality level (Fisher, 1953). At the specimen level, we distinguished three categories taking into account the maximum angular deviation (MAD): 1 (MAD<10°); 2 (10° < MAD<25°); 3 (MAD>25°). At the site level, we defined three categories considering the α_{95} confidence cone: good (α_{95} < 15°), intermediate (15° < α_{95} < 25°); and bad (α_{95} > 25°). Sites showing α_{95} > 25°, were discarded from further interpretation (Table 1 and Table 2).

4. Results

4.1. NRM and magnetic mineralogy

The demagnetization of the natural remanent magnetization (NRM) of samples (Tables 1 and 2) at site level shows two slightly different behaviors depending on their lithology. The mean NRM intensities of the volcanic and volcaniclastic samples range between $5.92 \cdot 10^{-3}$ A/m and $180 \cdot 10^{-3}$ A/m showing a mean value of $58 \cdot 10^{-3}$ A/m. The magnetic susceptibility of these sites ranges between $302 \cdot 10^{-6}$ S·I. and $2025 \cdot 10^{-6}$ S.I. with a mean value of $703 \cdot 10^{-6}$ S.I. The Permian red beds show NRM intensities ranging between $1.65 \cdot 10^{-3}$ A/m and $16.4 \cdot 10^{-3}$ A/m, with a mean value of $7.59 \cdot 10^{-3}$ A/m, and magnetic susceptibility values between $177 \cdot 10^{-6}$ S.I and $380 \cdot 10^{-6}$ S.I. with a mean value of $256 \cdot 10^{-6}$ S.I. Results from the thermal demagnetization of the IRM applied to volcanic and volcaniclastic specimens from sites CC35, CC61, and CC63 (Fig. 3 A) show that high coercivity minerals (2 T along the Z axis) such as hematite dominate in samples CC35 and CC63. Conversely, intermediate coercivity minerals (0.4 T, along the Y axis) are the main carriers for sample CC61. Sample CC63–5 showed a drop of magnetization at 200 °C, pointing toward the presence of an intermediate phase, probably goethite. The thermal demagnetization of the IRM applied to the red bed specimens (Fig. 3 B) from sites CAD12 and CAD15, shows that high coercivity minerals with high unblocking temperatures dominate (1.2 T along the Z axis). This is found in samples CC35, CC63, CAD12 and CAD15, and allows us to discard goethite and to consider hematite as the main carrier of the magnetization, instead. The presence of magnetite

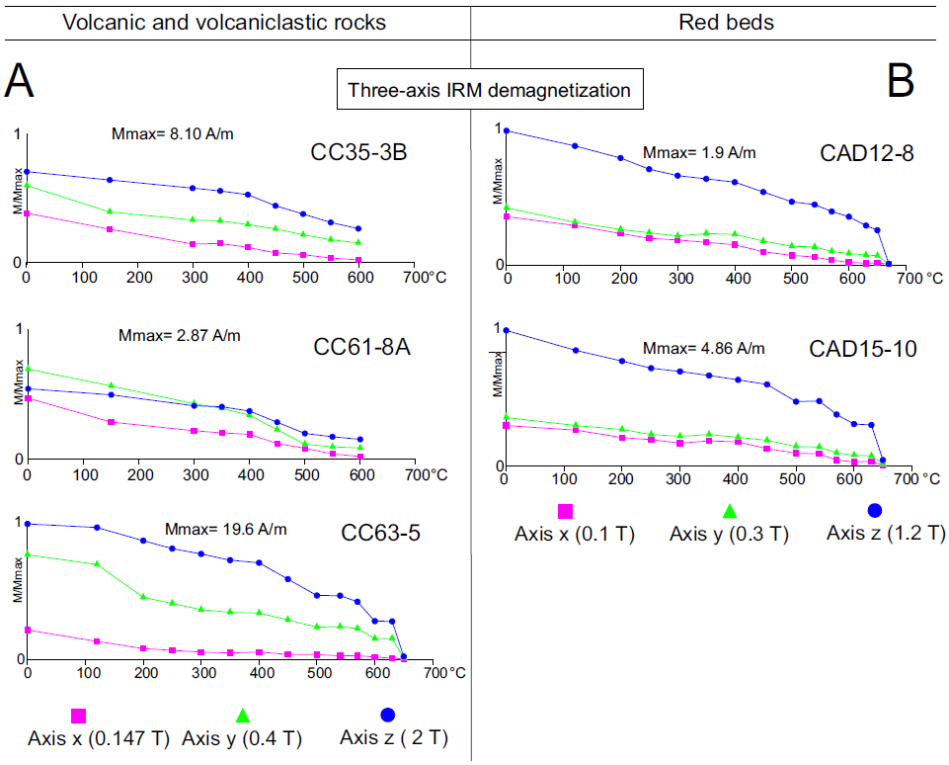


Figure 3: A) Three-axis IRM thermal demagnetization in A) volcanic and volcaniclastic, and B) red beds specimens.

coexisting with the dominant hematite is also noticeable for both lithologies (site examples CC35, CC61, CAD12 and CAD15) where the soft coercivity component displays significant intensities that drop just below 600 °C.

Temperature-dependent susceptibility curves (Fig. 4, see also supplementary material) in volcanic and volcaniclastic rocks are irreversible. The heating curves present a concave hyperbolic shape at their beginning, indicating a paramagnetic contribution, a decay at 580 °C indicating the presence of magnetite (Tc 580 °C) and a final decay around 650–700 °C also indicating the presence of hematite. In the continental sedimentary rocks (red beds), susceptibility curves are almost reversible except for CAD10, CAD12, CAD14 and CAD18 where a magnetite phase is neoformed, as shown in the cooling curve. The heating curves show a small decay between 100 and 200 °C. This indicates the presence of a paramagnetic contribution, with an abrupt decay above 650 °C, and provides evidence for the presence of hematite. There are also slight, though noticeable decays below 600 °C, which point toward the presence of magnetite. In sample CAD13–1 the increase of susceptibility is associated with a broad Hopkinson's peak.

Diagrams of the normalized intensity of NRM versus temperature of the high temperature magnetic component (Fig. 5) in volcanic and volcaniclastic rocks show an abrupt decay at 580 °C for specimens CC40–1 and CC42b-6. For specimens CC36-4 A, and CC60-5 A, a slight decay at this temperature occurs before an abrupt decay close to 700 °C. In sedimentary rocks (red beds) the abrupt decay is above 610 °C, but a small decay is also noticeable around 580 °C for specimen CAD10–5.

	ETRS89 UTM zone31N EPSG: 25831			High temperature component (Ch)													
	Site	Longitude	Latitude	N	Nt	Unit	NRM(A/m) ($\cdot 10^{-3}$)	Km($\cdot 10^{-6}$)	Dec BTC	Inc BTC	α_{95}	Quality	D	k	Dec ATC	Inc ATC	S0 (D·D/Dip)
El Ges	CC34 *	1.501574	42.302963	8	8	GU	180	800	241	27.8	55.5	bad	56.2	1.95	227.6	−7.5	170/72
	CC35 *	1.501684	42.302798	–	6	GU	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	180/90
	CC36	1.501775	42.302627	9	9	GU	28.7	1053	233.9	33.1	64.9	bad	79.7	1.59	227.3	−23.0	180/80
	CC37	1.501771	42.302481	9	9	TU	7	575	133	35.9	53.5	bad	74.8	1.88	134.7	−33.6	180/75
	CC40	1.499777	42.302595	10	10	GU	9.24	310	150.8	34.1	7.5	good	7.5	42.97	152.7	−5.3	162/40
	CC42	1.582011	42.306753	9	9	GU	9.27	399	156	27	1.5	good	1.5	1175.2	162.3	−5.7	204/45
Ansovell	CC54+	1.585579	42.310182	10	10	GU	11.07	632	278.2	16.8	3.4	good	6.8	201.86	286	−60.1	270/78
	CC55	1.587445	42.311082	9	9	GU	90.08	386	156.3	22.4	2.2	good	2.6	531.26	152.5	−32.4	190/65
	CC60	1.535565	42.306902	9	9	GU	46	1045	149	38.6	4.1	good	4.1	157.9	156.2	−3.7	180/47
	CC61	1.531243	42.308103	7	7	GU	7.03	322	140.1	48.7	6.2	good	6.3	96.86	146.8	−9.4	160/60
	CC62	1.530810	42.308544	6	8	GU	173.21	1044	115.8	53.2	13.4	good	13.5	26.05	135.2	6.2	160/55
				8★	8				139.9	46.2	36.4	bad	–	3.27	146.2	−6.8	
Coll de Vanses	CC63	1.546480	42.311200	7	8	GU	60.2	546.2	151.9	17.1	3.1	good	3.1	319.14	156.1	−5.4	215/44
	CC65	1.529323	42.309946	8	8	GU	107	563	142.1	58.5	16.3	intermediate	16.3	12.44	161.3	−0.8	180/65
	CC66	1.529914	42.310323	10	10	GU	79.2	2025	141.6	63.9	6.4	good	7.1	65.22	180.5	26.1	205/54
	CC67	1.530015	42.310735	9	9	GU	58.4	549	133.4	66.9	11.6	good	12.8	20.55	149.9	24.6	177/42
	CC68	1.530407	42.311244	9	9	GU	5.92	302	126.7	52.2	5	good	5.0	107.70	152.3	3.2	183/63
Argestués	CC70 *	1.326368	42.323474	–	10	GU	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	207/38
	CC75 *	1.326915	42.323029	–	10	GU	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	200/45

Table 1: Paleomagnetic data at site level of the high temperature component in volcanic and volcaniclastic rocks (Ch). Sampled section and name of the site, coordinates (longitude and latitude), N: number of samples used to calculate the mean from the total number, Nt: number of total standard samples, Unit: stratigraphic unit, Grey Unit (GU), Transition Unit (TU); site-mean NRM value, Km: site-mean susceptibility value, Declination (Dec) and Inclination (Inc) before (BTC) and after (ATC) tectonic correction, α_{95} and k are the statistical parameters of a fisherian distribution (Fisher, 1953); Quality: good: $\alpha_{95} < 15$, intermediate: $\alpha_{95} = 15$ to 25, bad (out of threshold): $\alpha_{95} > 25$, D: declination error (calculated as D = arcsin (sin α_{95} /cos[I]), S0: bedding plane (dip direction and dip).

**discarded sites: $\alpha_{95} > 25$ out of threshold or paleomagnetic component cannot be defined. + discarded sites: unknown paleomagnetic direction. ★: raw data*

	ETRS89 UTM zone31N EPSG: 25831			High temperature component (Ch)													
	Site	Longitude	Latitude	N	Nt	Unit	NRM .(A/m) ($\cdot 10^{-3}$)	Km ($\cdot 10^{-6}$)	Dec BTC	Inc BTC	α_{95}	Quality	D	k	Dec ATC	Inc ATC	S0 (D·D/Dip)
El Ges	CAD10 x	1.497620	42.28655	7	8	URU	4.96	176.6	350.8	12.4	14.4	good	15.1	18.63	354.6	17.8	104/15
	CAD11*	1.495580	42.28880	6	6	URU	1.65	181.6	178.9	42.5	38.5	bad	39.0	4.9	172.6	8.7	155/36
	CAD12*	1.490830	42.29010	8	8	URU	2.46	184.4	338.6	43.3	47.4	bad	–	2.32	288.0	70.6	185/39
	CAD13	1.499850	42.30048	5	8	LRU	6.64	247.6	144.8	54.1	8.4	good	8.8	83.28	170.8	17.8	202/48
				8★	8				159.3	68.5	17.8	intermediate	–	10.68	186.1	25.0	
Ansovell	CAD14	1.579020	42.30607	8	8	LRU	14.5	313.5	93.5	58.5	21.6	intermediate	30.8	7.53	158.6	44.0	202/48
Coll de Vanses	CAD15◦	1.547750	42.30281	8	8	LRU	6.18	229.3	5.1	41.2	12	good	43.4	31.55	352.8	72.4	193/32
	CAD17	1.540530	42.30491	6	8	LRU	16.4	380	117.0	60.6	10.6	good	12.5	28.03	149.1	31.6	180/40
	CAD18	2.033060	42.28189	7	7	LRU	6.05	337.7	174.3	35.3	10	good	11.0	37.18	173.9	−24.6	170/60
Castellar de n'Hug	CAD19	2.033557	42.28392	8	8	URU	13	–	166.9	45.2	5	good	5.0	123.92	177.2	−7.2	200/58
	CAD20	2.026621	42.28017	8	8	URU	4.1	–	75	40.4	3.2	good	3.3	303.39	120.3	15.5	172/74

				Low temperature component (Cl)												
	Site	Longitude	Latitude	N	Nt	Unit	NRM .(A/m) ($\cdot 10^{-3}$)	Km ($\cdot 10^{-6}$)	Dec BTC	Inc BTC	α_{95}	Quality	k	Dec ATC	Inc ATC	S0 (D·D/Dip)
El Ges	CAD10	1.497620	42.28655	7	8	URU	4.96	176.6	335.8	27	9.6	good	34.5	343.3	34.5	104/15
	CAD11*	1.495580	42.28880	6	6	URU	1.65	181.6	21.3	21.1	71.6	bad	2.63	40.3	42	155/36
	CAD12*	1.490830	42.29010	6	6	URU	2.46	184.4	6.2	28.6	28.3	bad	4.79	7.8	67.6	202/48
	CAD13*	1.499850	42.30048	5	8	LRU	6.64	247.6	32.3	16.1	71.5	bad	1.56	44	62.6	202/48
Ansovell	CAD14	1.579020	42.30607	8	8	LRU	14.5	313.5	359.8	29	12.9	good	22.76	320.7	67.9	202/48
	CAD15	1.547750	42.30281	8	8	LRU	6.18	229.3	331.7	24.0	23.6	intermediate	6.45	314.3	45.1	193/32
Coll de Vanses	CAD17	1.540530	42.30491	7	8	LRU	16.4	380	5.1	28.2	9.2	good	44.35	12.1	67.8	180/40
				8★	8				357.1	31.1	19.5	intermediate	9.01	352.3	71.0	
	CAD18*	2.033060	42.28189	7	–	LRU	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Castellar de n'Hug	CAD19*	2.033557	42.28392	8	–	URU	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
	CAD20*	2.026621	42.28017	8	–	URU	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–

Table 2: Paleomagnetic data at site level of the High (Ch) and Low (Cl) temperature components in red beds. Sampled section and name of the site; coordinates (longitude and latitude); N: number of samples used to calculate the mean from the total number; Nt: number of total standard samples; Unit: stratigraphic unit, Transition Unit (TU), Lower Red Unit (LRU), Upper Red Unit (URU); site-mean NRM value; Km: site-mean susceptibility value, Declination (Dec) and Inclination (Inc) before (BTC) and after (ATC) tectonic correction; α_{95} and k are the statistical parameters of a fisherian distribution; Quality: good: $\alpha_{95} < 15$, intermediate: $\alpha_{95} = 15$ to 25, bad (out of threshold): $\alpha_{95} > 25$, D: declination error D = arcsin(sinα_{95} /cos[I]), S0: bedding plane (dip direction and dip).

** discarded sites: $\alpha_{95} > 25$ out of threshold or paleomagnetic component cannot be defined. ★raw data. X transposed site (in the table mean direction without transposition, in stereoplot mean direction transposed). ◦ 5/8 specimens are remagnetized with the recent Earth's magnetic field*

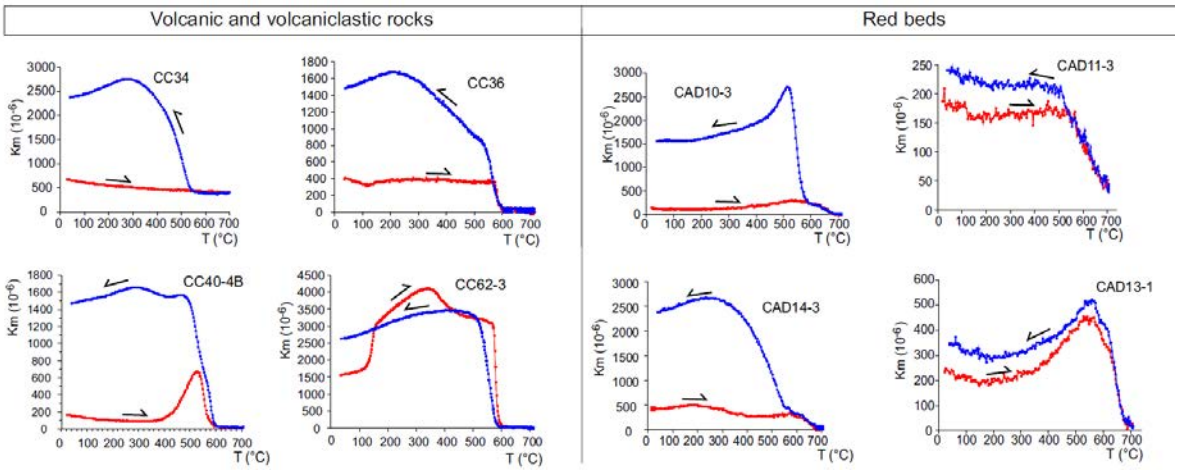


Figure 4: Representative susceptibility-temperature curves in volcanic and volcaniclastic rocks and red beds. Heating curve in red and cooling curve in blue. See curves for all specimens in the Supplementary material.

4.2. Demagnetization behavior and paleomagnetic components

We separated the sampling sites into two groups depending on their lithological type. The identified components span the following temperature intervals:

- *Volcanic-volcaniclastic rocks*: the low temperature component presents a maximum unblocking temperature of 300°C (Fig. 5). The high temperature paleomagnetic component presents an unblocking temperature from 480 °C, although it occasionally starts at 350°C. This component is defined up to a maximum value that normally reaches 570–600°C, although in some specimens it extends to 650–670°C.

- *Sedimentary red beds:* the low temperature paleomagnetic component is defined between 100 and 200°C and 300–350°C, although in some specimens it reaches up to 400–450°C. The high temperature paleomagnetic component for the red beds presents an unblocking temperature between a minimum value in the range of 350–450 °C and a maximum value that extends up to 650°C (Fig. 5). This interval is similar to the one defined for the volcaniclastic rocks.

Diagrams of the normalized intensity of NRM versus temperature show a complete decay at 630 to 670 °C, both in the volcanic rocks and in the sedimentary red beds, although for some specimens of volcanic rocks this decay occurs at 570 to 580 °C (Fig. 5). According to these temperature intervals, the high temperature characteristic paleomagnetic components obtained for the different analyzed transects are as follows (Fig. 5):

- *Argestués outcrop* (sites CC70 and CC75, volcaniclastic rocks): the paleomagnetic directions during stepwise thermal demagnetization are randomly distributed for all the specimens and paleomagnetic components cannot be isolated (Fig. 2 B).

- *El Ges transect* (sites CC34, CC36, CC37 and CC40 for the volcanic sequence and CAD10, CAD11, CAD12, CAD13 for the red beds). For the volcaniclastic rocks, the paleomagnetic signal in each specimen is good and gives well-defined directions, except for sites CC34, CC36 and CC37. The mean values at site level (Table 1) display a high degree of scattering ($\alpha_{95} > 50°$) and the obtained paleomagnetic component was discarded. Site CC40 shows a good clustering ($\alpha_{95} = 7.5°$). In the red beds, the paleomagnetic signal for each specimen is good to intermediate and gives well-defined directions, except for sites CAD11 and CAD12. The mean values at site level display a remarkable degree of scattering ($\alpha_{95} > 30°$) and were also

discarded. For sites CAD10 and CAD13, the mean values for the sampling sites show good quality (α_{95} of 14.4° and 8.4°, respectively) (Table 2).

- *Coll de Vanses transect* (sites CC60, CC61, CC62, CC63, CC65, CC66, CC67 and CC68 in the volcanic sequence and CAD15 and CAD17 in the red beds). For the volcaniclastic sites, the individual paleomagnetic directions at site level and the site average are of good quality and are well-clustered (α_{95} between 3.1° and 16.3°). The red beds sites present a good paleomagnetic signal and their degree of dispersion is similar to the one observed in El Ges (α_{95} = 12° and 10.6°, respectively). Nevertheless, the mean direction at site CAD15 suggests a recent remagnetization under the (normal) present-day Earth's magnetic field and has been excluded from further consideration (Table 2).

- *Ansovell transect* (sites CC42, CC54 and CC55 in volcaniclastic materials and CAD14 in red beds). These sites show a good paleomagnetic signal quality for each specimen and good grouping at the site level, both for the volcaniclastic sequence (α_{95} between 1.5° and 3.4°). and for the red beds (α_{95} = 21.6° for site CAD14). Site CC54 displays a paleomagnetic direction that has not been observed in any of the other studied sites or in previous studies carried out in the area (Fig. 6).

-*Castellar de n'Hug outcrop* (CAD18, CAD19 and CAD20 sites, in red beds). These sites show a well-defined paleomagnetic component with clusterings that show α_{95} values from 3.2° to 10°.

A low temperature paleomagnetic component was recognized 1) in the volcanic and volcaniclastic rocks except at sites CC61 and CC63, and 2) in the red beds (Fig. 7), except for those located in the Castellar de n'Hug zone. Sites CAD10, CAD14, CAD15 and CAD17 are the only sites considered (α_{95} between 9.6° and 23.6°, Fig. 7).

Only two sites (CC62 and CAD17) present anomalous directions that were therefore excluded from the group statistics and the mean paleomagnetic component calculation. These individual specimens were rejected because they present a random orientation with respect to the rest of the specimens of the site, which, conversely, were clearly grouped (in Tables 1 and 2 we show the effect of rejection of anomalous data on the mean direction and associated confidence cone). At three sampling sites no component could be defined for any of the specimens (CC35, CC70 and CC75).

5. Interpretation and Discussion

5.1. Paleomagnetic directions and age of magnetization

The low-temperature component in volcanic and volcaniclastic rocks is probably a viscous component and corresponds to the recent or current magnetic field direction for in situ coordinates. The low-temperature component in the red beds appears well-grouped and shows normal polarity. It does not reach the expected recent magnetic field orientation, either in situ or after total restoration, but the path from one direction to the other parallels the paleomagnetic reference for the Eocene-Oligocene interval (Fig. 7). Because of that, we interpreted this low-temperature component as a *syn*-tectonic secondary direction probably acquired during the Cenozoic (Early Eocene-Oligocene). It was during that period (50 to 20 Ma approximately), that the Pyrenean compression showed its maximum intensity (Vergés et al., 2002). This low-temperature paleomagnetic component was only detected in the central zone of the Cadí Basin (sites CAD10, CAD11, CAD12, CAD13, CAD14, CAD15 and CAD17) and not in its easternmost part (Castellar de n'Hug area, sites CAD18, CAD19 and CAD20).

The high temperature paleomagnetic component was isolated both in the volcanic-volcaniclastic rocks of Carboniferous age and in the Permian red beds (Fig. 8).

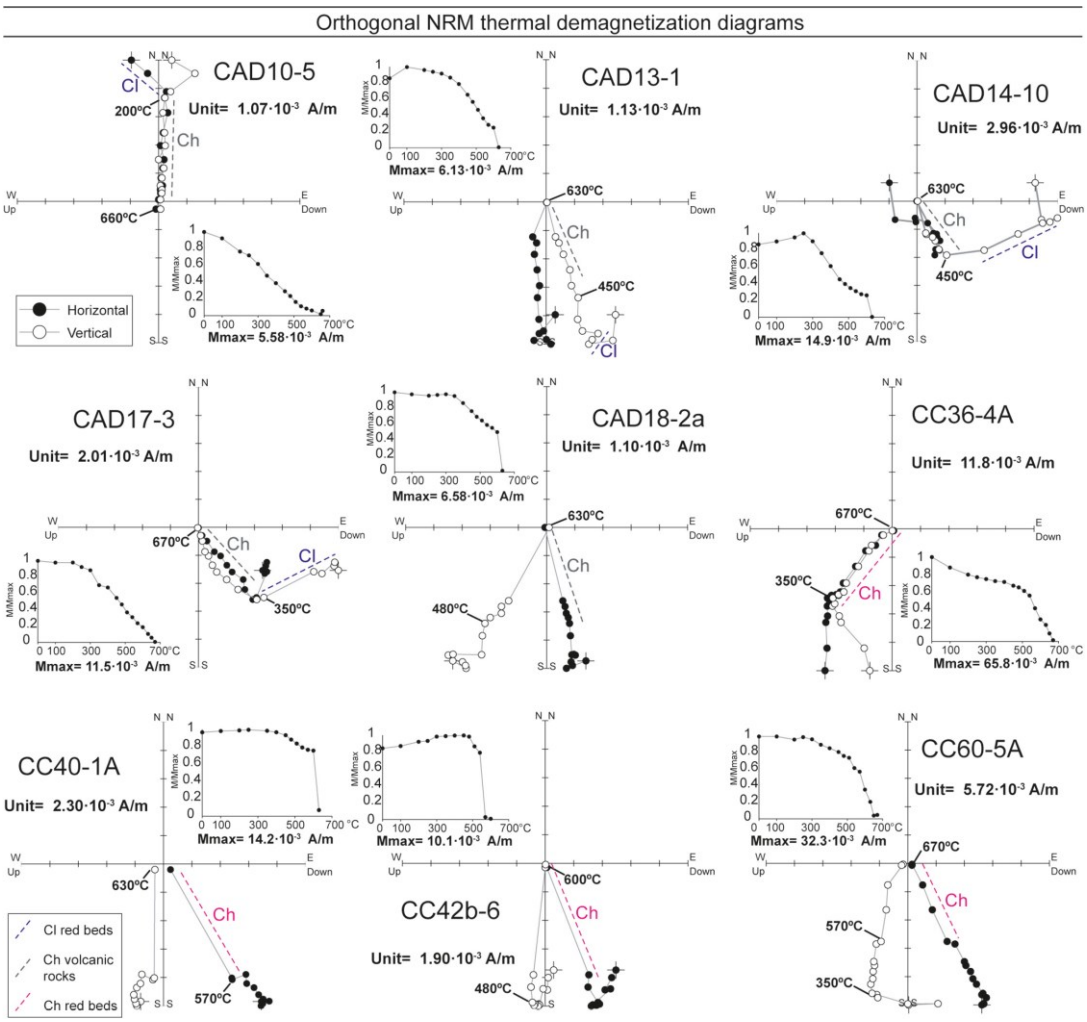


Figure 5: Orthogonal NRM thermal demagnetization diagrams of representative specimens from the Carboniferous volcanic and volcaniclastic rocks (CC36-4a, CC40–1A, CC42b-6 and CC60-5 A) and Permian red beds (CAD10–5, CAD13–1, CAD14–10, CAD17–3 and CAD18-2 A). Vertical projection in white and horizontal projection in black; N upward and E to the right. Normalized intensity of the NRM (M/Mmax) versus temperature diagrams are also shown.

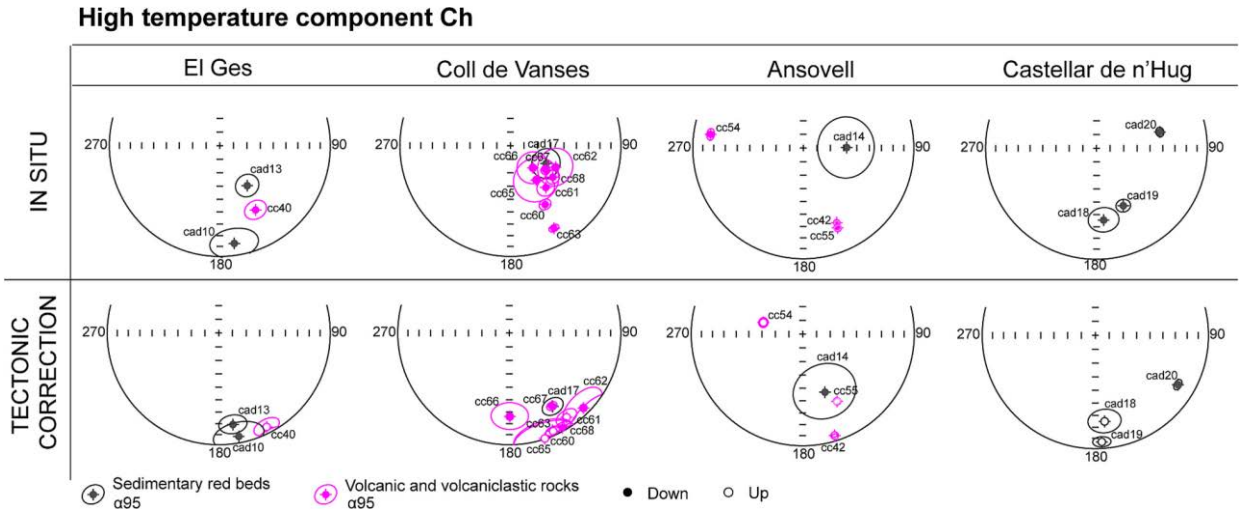


Figure 6: High temperature paleomagnetic component and α_{95} confidence cone for each site in both lithologies (volcanic rocks and red beds) in the studied zones of the Cadí Basin, in situ and after tectonic correction.

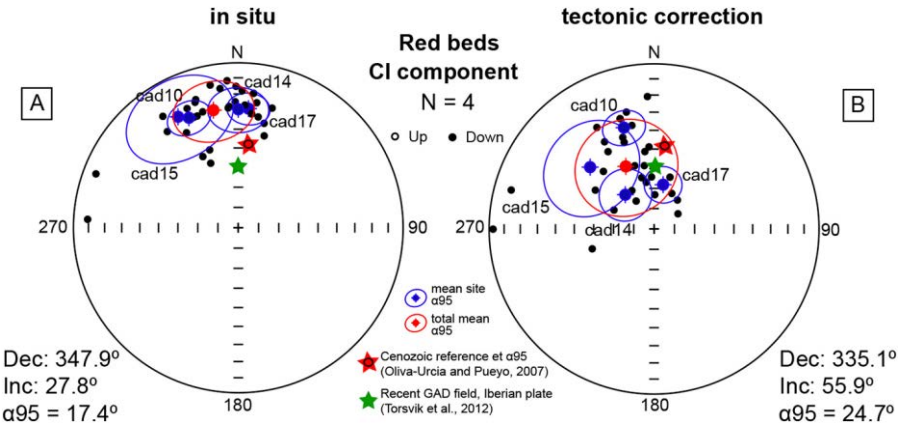


Figure 7: Paleomagnetic results of the low temperature component at site level: A) in situ (Dec. = 347.9, Inc. = 27.8) and B) after tectonic correction (Dec. = 355.1, Inc. = 55.9). The Cenozoic reference (Late Eocene-Early Oligocene) calculated from sediments of stable Iberia is Dec. = 005, Inc. = 47, α_{95} = 2, k = 16 (Oliva-Urcia and Pueyo, 2007).

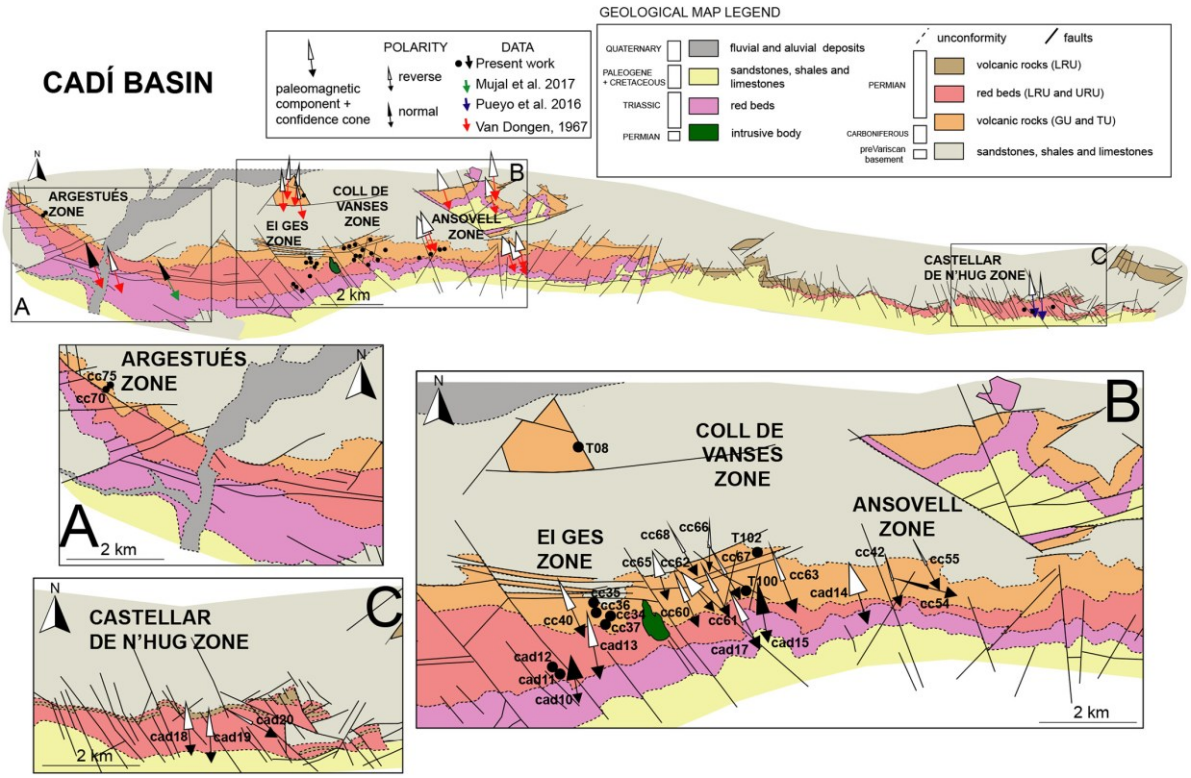


Figure 8: A) Map view of the Cadí Basin (Modified from Gisbert, 1981) with the previous paleomagnetic data and the high temperature components. The α_{95} confidence cone isolated in the present study in the studied zones is also shown. A) Argestués area, B) El Ges, Coll de Vanses and Ansovell areas, and C) Castellar de n'Hug areas; all diagrams after tectonic correction. See Tables 1 and 2 for the declination error. D. Sites T08, T100 and T102 are the discarded conglomerate tests.

For the volcanic-volcaniclastic rocks, sites CC34, CC36 and CC37 present an important internal degree of scattering and site CC54 displays an anomalous paleomagnetic direction that has not been observed at any of the other studied sites or in previous studies carried out in the area, hence they were not further considered (Table 1).

Considering all the directions at the site level (Fig. 9), the resulting mean paleomagnetic direction has a declination of 154.8° and an inclination of -0.3° after bedding correction (N = 11, R = 10.44, k = 17.78 and α_{95} = 11.1°) in the volcanic and volcaniclastic rocks. In the continental sedimentary

rocks (red beds), the resulting mean paleomagnetic direction shows a declination of 160.8° and an inclination of 13.6° after the bedding correction (N = 7, R = 6.12, k = 6.78 and α_{95} = 23.6°).

The high temperature components isolated in the volcanic-volcaniclastic rocks (Carboniferous-Permian age) and the red beds (Permian age) are similar both in declination and inclination, and are indistinguishable from a statistical point of view. Individual sites show a dominant reverse polarity, and very low inclinations (Figs. 8 and 9). After tectonic correction, the resulting paleomagnetic directions in the two sampled lithologies coincide with the Permian reference direction for the Pyrenees (D = 166, I = -9, Oliva-Urcia et al., 2012, Fig. 9). The main magnetic carriers of the magnetization in both lithologies are magnetite and hematite as observed in the results of the 3-axis IRM and the susceptibility-temperature curves. In the first experiment, the presence of a high coercivity mineral, which points toward the presence of hematite in both lithologies, is clearly visible. In the susceptibility-temperature curves the decay for hematite is not visible, probably because magnetite has an intrinsic susceptibility of at least 103–104 times higher than hematite, while the multiplying factor for saturation remanence is only 50.

In any case, the dominant reverse component shows a very low inclination after tectonic correction which is compatible with the primary reverse polarity magnetization retrieved for the Permian red beds. The high-temperature component of the volcanic rocks could also be primary in origin, but the similarity of the orientation of the paleomagnetic vectors in relation to the red beds, in spite of their older age, points to a secondary origin of this magnetization. If the remagnetization is chemical in origin, as may be suggested by the strong, early alteration of minerals in the volcanic series (Bixel, 1984), it should have occurred before the deposition of the overlying red beds. The chemical origin for this (probable) remagnetization is also reinforced by the non-reversibility of the susceptibility-temperature curves. This non-reversibility indicates that these minerals are not thermally stable and did not undergo high temperatures since their formation. Alternatively, fluid circulation at the end of the rifting stage could have involved only the lower part of the sequence (i.e., volcanic and volcaniclastic rocks), whose permeability was enhanced by pervasive fracturing related to extensional tectonics. Conversely, the clayey levels within the red bed units could have worked as a thermal and chemical seal for the ascent of magnetite- and hematite-bearing fluids (see, e.g. Johnson et al., 1995; Eichhubl et al., 2009; Nemkin et al., 2016; Skurtveit et al., 2018; Zhang et al., 2020).

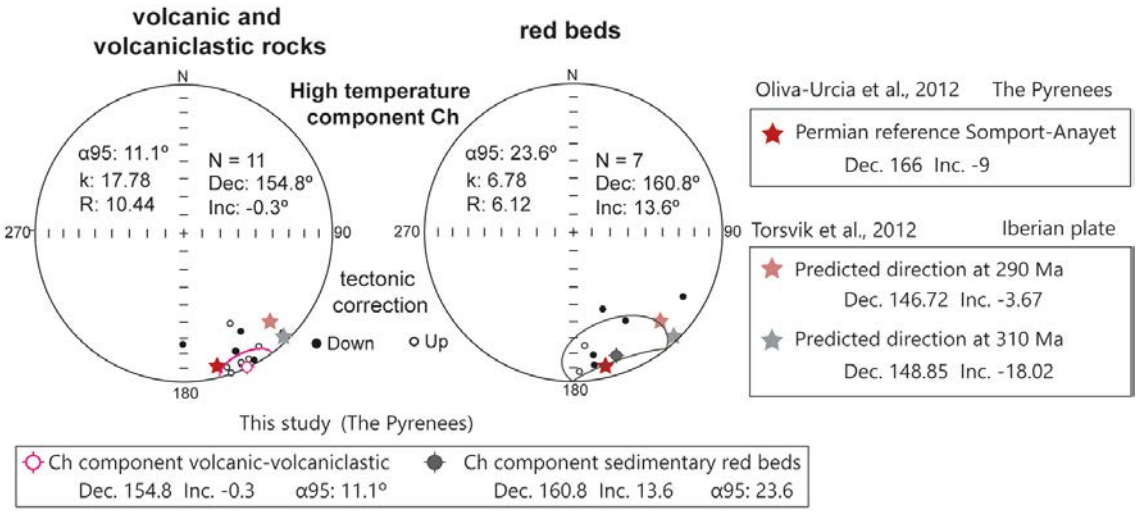


Figure 9: Stereoplots showing the Permian reference in the Pyrenees (Oliva-Urcia et al., 2012), the predicted Permian and Carboniferous directions (after Koymans et al., 2016) using paleomagnetic directions from Iberia (Torsvik et al., 2012) and the high temperature paleomagnetic component in volcanic-volcaniclastic rocks and red beds from this study.

5.2. Implications for the kinematics of basement thrust sheets

The Pyrenees represent one of the areas in the world with a higher number of paleomagnetic studies both for tectonic and magnetostratigraphic objectives (San Miguel et al., 2010). In spite of that, the Late Carboniferous-Permian Cadí Basin, located in the Eastern Pyrenees, has been the focus of very few previous works, some of which showing contradictory results. The paleomagnetic directions in the Permian volcanic rocks (Van Dongen, 1967) were related to an Early Permian primary magnetization that shows a deviation attributed to a post- Permian counterclockwise rotation of the Iberian plate. In the Permian red beds, Pueyo et al. (2016b) isolated a primary magnetization showing a direction similar to the results obtained by Van Dongen (1967). Those authors also isolated an intermediate-temperature reverse paleomagnetic component for these sites. Conversely, a generalized remagnetization in the Permian red beds was proposed by Mujal et al. (2017).

Close to the study area, Gil-Peña et al. (2006) sampled Ordovician rocks below the Stephanian unconformity and obtained a secondary paleomagnetic magnetization, probably related to a remagnetization event linked to the formation of the Late Carboniferous-Permian Cadí Basin. These results fit better with the early remagnetization hypothesis vs. primary magnetization in the volcaniclastic rocks, as indicated in the previous point, although it cannot be considered as definitive, either.

Paleomagnetic studies have also been done in equivalent volcaniclastic rocks that belong to a contemporaneous basin located to the west, the Late Carboniferous-Permian Castejón-Laspaules Basin (Izquierdo- Llavall et al., 2014a, 2018). These authors found a primary paleomagnetic magnetization both in the volcanic rocks and in the overlying Triassic red beds. Vertical axis rotations in that basin are linked to the upper Alpine thrust units (downward facing structures included in the Nogueres Zone; e.g., Séguret, 1972; Saura and Teixell, 2006), whereas the lower ones (equivalent to the Orri thrust unit) are not rotated.

In our study, the coincidence of the paleomagnetic directions with the Permian reference indicates the absence of vertical axis rotations for the Cadí Basin, and hence for the Orri basement thrust sheet. This confirms a strong lateral continuity of basement-involved Pyrenean thrust units. In fact, the Castejón-Las Paules Basin was incorporated during the Alpine orogeny in the antiformal stack of the Axial Zone in the same way as the Cadí Basin. Moreover, the absence of significant vertical-axis rotations in the Orri thrust sheet is also supported by the paleomagnetic directions of a low temperature component that postdates structures associated with the Pyrenean compression (Eocene- Oligocene). In the same sense, the fact that the high temperature component direction (Ch) after bedding correction is close to the expected Permian reference, indicates a pre-folding acquisition of the remagnetization (before the Alpine period and the tilting of the whole stratigraphic succession).

6. Conclusions

The paleomagnetic analysis of volcanic, volcanoclastic rocks and red beds of Late Carboniferous and Permian ages from the Eastern Pyrenees allows us to conclude the following:

- There are not significant differences between the high temperature paleomagnetic directions obtained in the red beds and the ones obtained in volcanic and volcaniclastic rocks. This suggests either a primary acquisition with little or no change throughout time, or a remagnetization for the volcanic series co-existing with (i) a primary magnetization for the red beds or, alternatively (ii) an early Permian

remagnetization just after their deposition, always consistent with the poles for the Iberian plate at this stage.

- The high temperature component direction is close to the expected Permian reference after bedding correction and therefore it predates the folding of beds. This implies a Cenozoic compressional origin for folding, which excludes tilting associated with previous rifting processes.

- The coincidence of the obtained paleomagnetic directions with the Permian reference indicates the absence of vertical axis rotations for the Cadí Basin, and hence for the Orri basement thrust sheet.

Supplementary data to this article can be found online at https://doi.org/10.1016/j.tecto.2023.230148.

CRediT authorship contribution statement Ana Simón-Muzás: Writing – review & editing, Writing – original draft, Visualization, Resources, Methodology, Investigation, Data curation. **Antonio M. Casas-Sainz:** Writing – review & editing, Supervision, Project administration, Investigation, Funding acquisition, Conceptualization. **Ruth Soto:** Writing – review & editing, Supervision, Project administration, Investigation, Funding acquisition, Conceptualization. **Emilio L. Pueyo:** Supervision, Resources, Methodology, Investigation. **Elisabet Beamud:** Supervision, Resources, Methodology, Investigation. **Belén Oliva-Urcia:** Supervision, Resources, Investigation. **Declaration of Competing Interest** The authors declare that they have no known competing financial interests or personal relationships that could have appeared to influence the work reported in this paper.

Data availability Data in the article and in supplementary material. The .rs3 data will be sent upon request.

Acknowledgements. This work was supported by projects grants PID2020-114273GB-C22, PID2019-108753GB-C22, and PID2019-104693GB-I00 funded by MCIN/AEI/10.13039/501100011033, “ERDF Away of making Europe” and grant FPU19/02353 funded by MCIN/AEI/10.13039/5011000110 33, “ERDF Away of making Europe” and funded by “ESF Investing in your future”. This study represents a contribution from the GeoAp (E01- 20R) and the GeoTransfer (E32-20R) Research Groups (Aragón Government). EB thanks the Geomodels Research Institute and AGAUR 2021SGR00076. Thanks are given to Gaia Siravo, Juan José Villalaín, P. Robion and the editor Gideon Rosenbaum for their detailed review of the manuscript and their suggestions.

5.6.1- Conglomerate tests in volcanic breccias of the Cadí Basin

Three sites (46 specimens) in volcanic rocks (T08, T100 and T102) were selected to carry out conglomerate tests to test the stability of the paleomagnetic signal. The Th demagnetization of the sites was carried out in the Paleomagnetic Laboratory CCiTUB-Geosciences Barcelona (Geo3Bcn) (Spain) using TD48EU (ASC Scientific) and TSD-1 (Schondstedt) thermal demagnetizers and a JR-6A spinner magnetometer (Agico) and a superconducting rock magnetometer 755SRM (2G Enterprises).

In sites T08, T100 and T102 conglomerate tests (Fig.10) were performed in lavic breccia to evaluate the primary or secondary (remagnetization) character of the ChRM. In the three sites, both clasts and matrix, showing the same lithology, were sampled. In site T08, five specimens were taken in the matrix and nine in clasts; in site T100, eight specimens come from the matrix and eight from clasts; finally, in site T102, seven specimens were taken in the matrix and eight in clasts. However, the distinction between clasts and matrix is not always straightforward, and we cannot totally rule out that some portions of clasts were incorporated into the matrix, or vice-versa during the deposition or breccification processes of the lava before its total cooling.

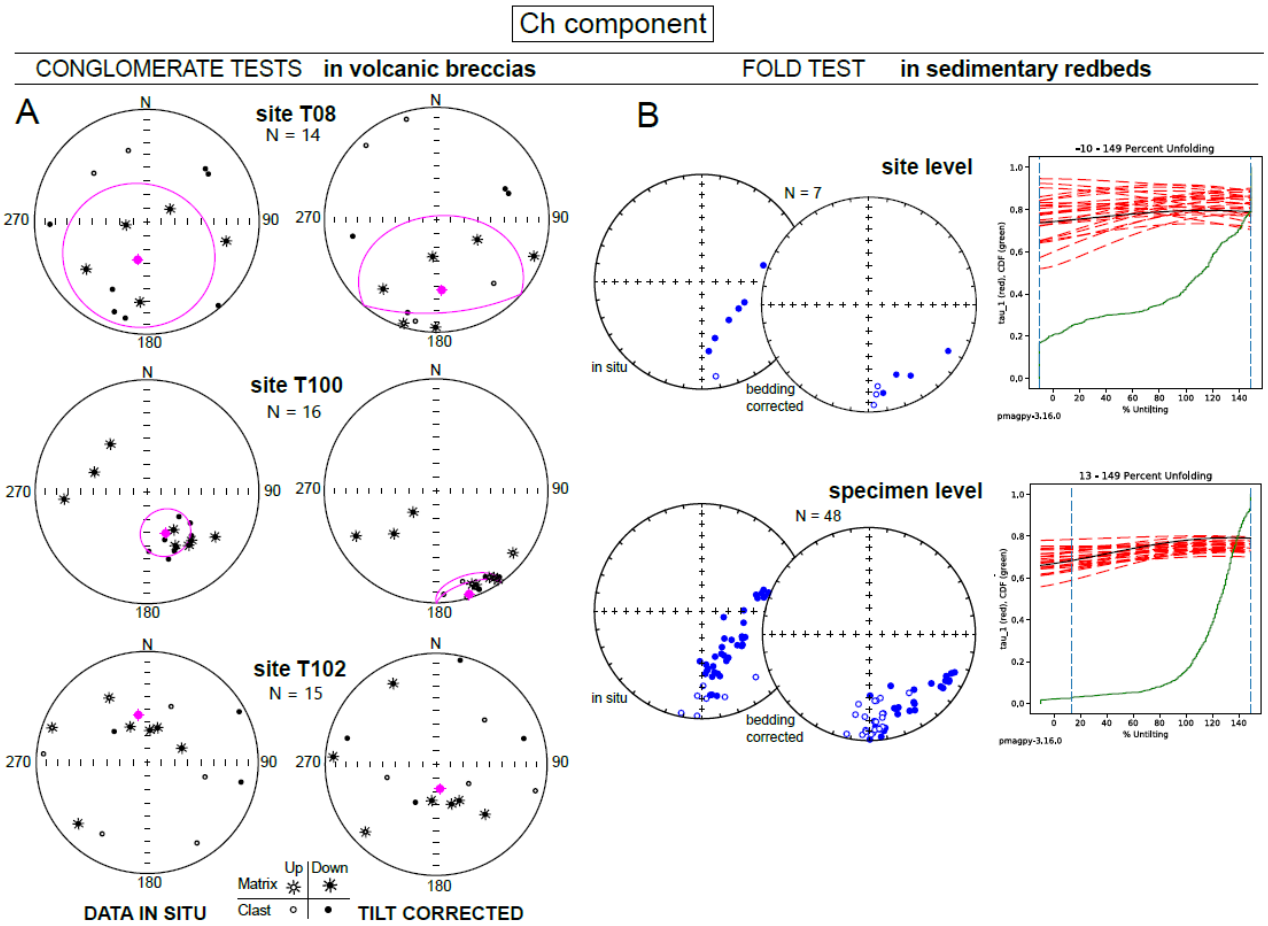


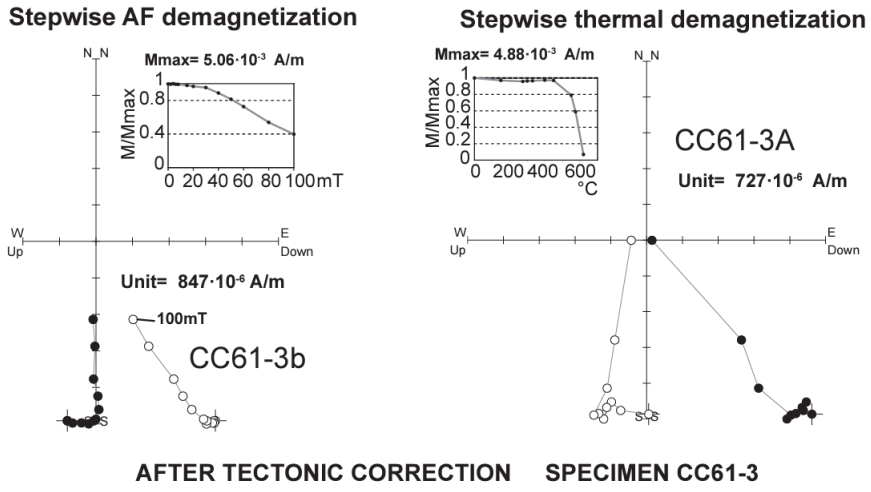
Figure 10: A) Conglomerate test performed in volcanic breccias before and after tilt correction (bedding correction). Sites T08, T100 and T102. B) Fold test in high temperature component of the sedimentary red beds.

In sites T08 and T102 the paleomagnetic characteristic direction of the breccia presents a random distribution, both for the clasts and the matrix, before and after bedding restitution, indicating a spurious and non-stable paleomagnetic record, and the result is therefore not significant. Conversely, in site T100, the clasts and the matrix of the conglomerate present the same paleomagnetic component before and after tilting correction, with a good clustering, except for three samples that do not follow this general trend (Fig. 10). This indicates a negative conglomerate test and a secondary origin for the characteristic component.

The results of the conglomerate test in the volcanic breccias can be interpreted considering the following constraints: i) in two out of three cases the random direction of paleomagnetic directions in clasts also applies to the matrix; therefore, these results cannot be used as a proof of primary magnetization but rather as the result of subsequent processes responsible for random directions in all the rock volume; ii) in one case both clasts and matrix show a consistent, reverse Permian direction with very shallow inclination after bedding correction (and, on the other hand do not have sense in in-situ coordinates). Therefore, the age of magnetization, involving clasts and matrix, slightly postdates the age of the rock, consistently with the Permian remagnetization.

5.6.2- Supplementary material

Pilot sites CC61 was demagnetized with a 2G cryogenic magnetometer with an alternating field (AF) demagnetizer in the Paleomagnetism laboratory at the University of Burgos (Spain). Two specimens from the two pilot sites were demagnetized by an alternating field from 0 to 100 mT. Magnetization was not fully removed after 100 mT. For this reason, we discarded AF demagnetization.



5.6. APPLICATION OF AMS AND MAGNETIC TECHNIQUES IN A CASE OF PERVASIVE HYDROTHERMAL ALTERATION IN VOLCANIC ROCKS

5.6. APLICACIÓN DE LA ASM Y TÉCNICAS MAGNÉTICAS EN UN CASO CON ALTERACIÓN PERVASIVA EN ROCAS VOLCÁNICAS

5.6.1.-Secondary Fe-Ti oxides precipitation as a source for strongly changing magnetic properties in ancient volcanic rocks (Cadí Basin, Pyrenees)

Ana Simón-Muzás[a], Antonio M. Casas-Sainz[a], Ruth Soto[b], and Belén Oliva-Urcia[a]
[a]Departamento de Ciencias de la Tierra, Geotransfer-IUCA, Universidad de Zaragoza, 50009, Zaragoza, Spain
[b]IGME, Instituto Geológico y Minero de España, IGME-CSIC, Unidad de Zaragoza, 50059 Zaragoza, Spain

corresponding author mail: anasimon@unizar.es
Ana Simón-Muzás http://orcid.org/0000-0001-5824-5367
Antonio Casas-Sainz http://orcid.org/0000-0003-3652-3527
Ruth Soto http://orcid.org/0000-0002-1929-8850
Belén Oliva-Urcia https://orcid.org/0000-0003-1563-6434

FIRST REVISION. Internation Journal of Earth Sciencies

The volcanic rocks of the Lletó zone, which are part of the Cadí Basin in the Eastern Pyrenees, show a heterogeneous distribution of the magnetic properties that has not been observed in other Late Carboniferous-Permian volcanic units of the basin. The measurement of magnetic properties are a very useful proxy to characterize rocks and their evolution. This work studies strong magnetic susceptibility and natural magnetic remanence changes occurred in a single body of volcanic rocks producing magnetic anomalies up to 200 nT in amplitude. To unravel its origin, we performed a detailed magnetic property study, and a magnetic prospection combined with a structural (fault and fracture analysis) and mineralogical characterization. The results indicate that the strong variations in the magnetic properties are due to the combination of (i) the intrinsic changes of the magnetic properties and lithology along the volcanic series, and (ii) the inhomogeneous secondary precipitation of ferromagnetic minerals. As a result of these secondary processes, magnetic fabrics do not record either the volcanic paleoflow or the deformation imprint that have been previously identified in this basin. Likewise, the mineralogical characterization suggests a strong hydrothermal alteration occurred during early diagenetic stages, which was also responsible for the neoformation of magnetite crystals with variable titanium content. Random fluid circulation during the Late-Variscan stage could be the origin of these large variations in magnetic properties.

Keywords: volcanic rocks, magnetic susceptibility, magnetic anomaly, secondary magnetite

1. Introduction

Magnetic surveying has become a fundamental tool for understanding the structure of the upper crust through the study of magnetic anomalies (e.g. Krutikhovskaya, and Pashkevich, 1979; Reynolds et al., 1990; Wonik et al., 2001). Rocks of volcanic origin (lava flows, volcanic rocks or hypovolcanic systems) are responsible for magnetic anomalies that since long, have contributed to the understanding of plate kinematics (e.g. Chase, 1978; Dyment and Arkani-Hamed, 1998; Schettino and Turco, 2009, among many others), to infer the geometry of volcanic bodies (e.g. Cassidy et al., 2007; De Ritis et al., 2007; Blanco-Montenegro et al., 2007, 2008; López-Loera et al., 2010), or to detect ores either stratabound or linked to fracturing (e.g. Reynolds et al., 1990; Alva-Valdivia et al., 1996; Fan et al., 2014). However, the interpretation of magnetic anomalies linked to volcanic rocks is complicated due to a variety of factors that include (i) the irregular shape of the bodies, that include geometries ranging from lava flows to sills, dykes or cones and their orientation with respect to the present-day magnetic field (e.g. Bruckshaw and Kunaratnam, 1963; Nasuti et al., 2015); (ii) the influence of magnetic remanence, especially when the age of rock cooling corresponds with a period of reverse polarity (e.g. Girdler and Peter, 1960; Green, 1960; Fedi, 1989; Calvín et al., 2014); (iii) the sometimes strongly changing magnetic properties between volcanic bodies that juxtapose with one another as a result of different pulses of volcanic activity, and, iv) in the case of ancient materials, subsequent faulting and alterations (e.g. Dyment et al., 1997; Ubangoh et al., 2005; Kristjansson and Jonsson, 2007; Hudson et al., 2008; Quesnel et al., 2008; Dietze et al., 2011; McEnroe et al., 2022).

Magnetic anomalies are intimately related to the magnetic properties of rocks and their history. Primary reasons for large range of magnetic properties are: the cooling history, chemical composition and high temperature oxidation of homogeneous titanomagnetite (Rosenbaum, 1993; de Wall et al., 2004; O'Reilly, 1984 among others), whereas secondary reasons are related to alteration (for example by hydrothermal fluids) and weathering, being serpentinization probably the most classical case, usually limited to the ultrabasic end-member of the composition spectrum (e.g. Maffione et al., 2014 and references therein). In any case, volcanic and volcaniclastic rocks of intermediate and basic affinity show distinct magnetic properties that have contributed to make them an interesting target for magnetic studies, both in the field of paleomagnetic analysis (related to magnetic remanence, e.g. Rodríguez-Trejo et al., 2023 and references therein) and for the study of the Anisotropy of Magnetic Susceptibility (AMS, e.g. Porreca et al., 2015; Das and Mallik, 2020; Martin et al, 2022). In both types of analyses, determination of the primary or secondary origin of magnetic minerals, or their possible changes with time, is extremely important for interpreting magnetic data. For the volcanic and volcaniclastic rocks, their sometimes-complex mineralogical compositions can strongly influence their magnetic properties (e.g. Ade-Hall et al., 1971; Vahle et al., 2007; Oliva-Urcia et al., 2011b). These rocks usually contain minerals that come from different sources (i.e. transported by water and resulting from volcanic flows) that have interacted with hydrothermal fluids during their rise to the Earth's surface through faults or fractures or subsequently during their emission and emplacement. This interaction results in the alteration of the original minerals to new ones that are stable under the new conditions imposed by the hydrothermal fluid and the new environment. Beyond mineralogical transformations, the alteration processes change the rock magnetic susceptibility values that slightly decrease with advancing hydrothermal alterations (e.g. Navelot, et al. 2018; Krása et al., 2005; Kereszturi et al., 2020). Interestingly, the magnetic minerals are removed or transformed, but the directions of magnetic fabrics are usually not significantly affected (e.g. Krása et al., 2005; Hrouda et al., 2015). A decrease in the remanent magnetization intensity accompanied with high magnetic susceptibility values has been also described due to maghemitization (low-temperature oxidation in hydrothermally altered basalts, Oliva-Urcia et al., 2011b). It has been also observed that the first phase of alteration transforms the original

minerals and concentrates iron oxides, what originates a slight increase of the magnetic susceptibility (Navelot, et al. 2018). In the neoformation of magnetite, and, more generally speaking, in hydrothermal flow, fracturing often plays a significant role, and therefore, analysis of fracturing, its geometry and its relationships with mineral alteration can be of primary importance for establishing fluid flow models and the origin of hydrothermal alteration (Curewitz and Karson, 1997).

In this study we focus on the Lletó zone, a particular area of the Late Carboniferous-Permian Cadi Basin which is one of the most important basins of this age in the southern Pyrenees. It presents rocks with a large variability of magnetic susceptibility values (varying from several tens to several tens of thousands in S.I. units), a feature that was not detected in the surrounding volcanic filling of the same basin (see Simón-Muzás et al. 2022). These rocks have been previously interpreted as the result of a plutonic rock intrusion (Gisbert, 1981) due to their hardness, that result in a rough topography similar to that of plutonic materials. To decipher the origin of this anomalous behavior, a geophysical magnetic surveying, magnetic property analyses including magnetic fabric, and Field Emission Scanning Electron Microscopy (FESEM) observations combined with a structural field data compilation were carried out.

2. Geological setting of the Lletó area

The Pyrenees are located at the northern boundary of the Iberian Peninsula, extending from East to West above the sea level along ~400 km (Fig. 1 A). This range is a double vergent orogen formed during the Late Cretaceous to earliest Miocene and represents the suture between the European and Iberian plates (e.g. Muñoz, 1992). The Pyrenees are traditionally subdivided (Mattauer, 1968; Mattauer and Henry, 1974; Choukroune, 1992) into three longitudinal WNW-ESE elongated zones: the North-Pyrenean Zone, the South-Pyrenean Zone, and the Axial Zone between them.

The Axial Zone was mainly structured during the Variscan Orogeny (e.g. García-Sansegundo, 1996) when structures from the milimeter to the kilometer scale developed. The Axial Zone is located at present in the innermost part of the Pyrenees and is constituted by a large and continuous outcrop of pre-Variscan rocks, whose age ranges from the Precambrian to the Early Carboniferous. This pre-Variscan basement is overlain by a relatively thin, post-Variscan Palezoic cover, mainly composed by detrital and volcaniclastic rocks ranging in age from the Late Carboniferous to the Permian. The faulting and basin formation developed during this stage had a strong influence in the subsequent evolution of the Iberian microplate: large, crustal-scale faults constitute weakness zones through which magma ascended during the magmatically active periods. In subsequent stages, these weakness zones became favorable areas for localizing extensional faults (Arthaud and Matte, 1977; Antolín-Tomás et al., 2007; Aldega et al., 2019) and often constituted basin boundaries.

Bixel (1984) recognized five volcanic episodes during the late Variscan period in the Pyrenees: i) a Late Carboniferous (Stephanian) volcanism that produced dacites and rhyolites at the bottom of the sequence and calc-alkaline andesites at the top; ii) a Late Carboniferous (Stephanian-Autunian) calc-alkaline hyperpotassic volcanism that results of the assimilation by the preceding andesitic magma of the potassium-rich metamorphic rocks; iii) a volcanism formed by peraluminous and peralcaline rhyolites contemporary with the sedimentation of the red beds belonging to the Lower Red Unit (LRU, see Gisbert, 1981, Gisbert et al., 2024); iv) a calc-alkaline volcanism (Autunian-Saxonian) generated during the sedimentation of both the Lower Red Unit and the overlying Upper Red Unit (Gisbert et al., 2024); and v) a basic alkaline volcanism (Saxonian-Thuringian) produced during the Late Permian-Triassic.

Between the Variscan and the Alpine main orogenic stages, the Pyrenean area was subjected to periods of extension and strike-slip deformation contemporary to sedimentation. Deposition was restricted to localized areas (intra-mountain basins) during the Late Carboniferous, Permian and Early Triassic, and more widespread during the Late Triassic, Jurassic and Cretaceous. Subsequently, the South-Pyrenean and North-Pyrenean zones were structured during the Alpine Orogeny from the Mesozoic to the Cenozoic (e.g. Muñoz, 1992; Teixell, 1998; Izquierdo-Llavall et al., 2014a), a period during which the Pyrenean compression built the Axial Zone through: i) a higher degree of shortening, often re-activating previous structures (García-Sansegundo, 1996); this was accompanied by the

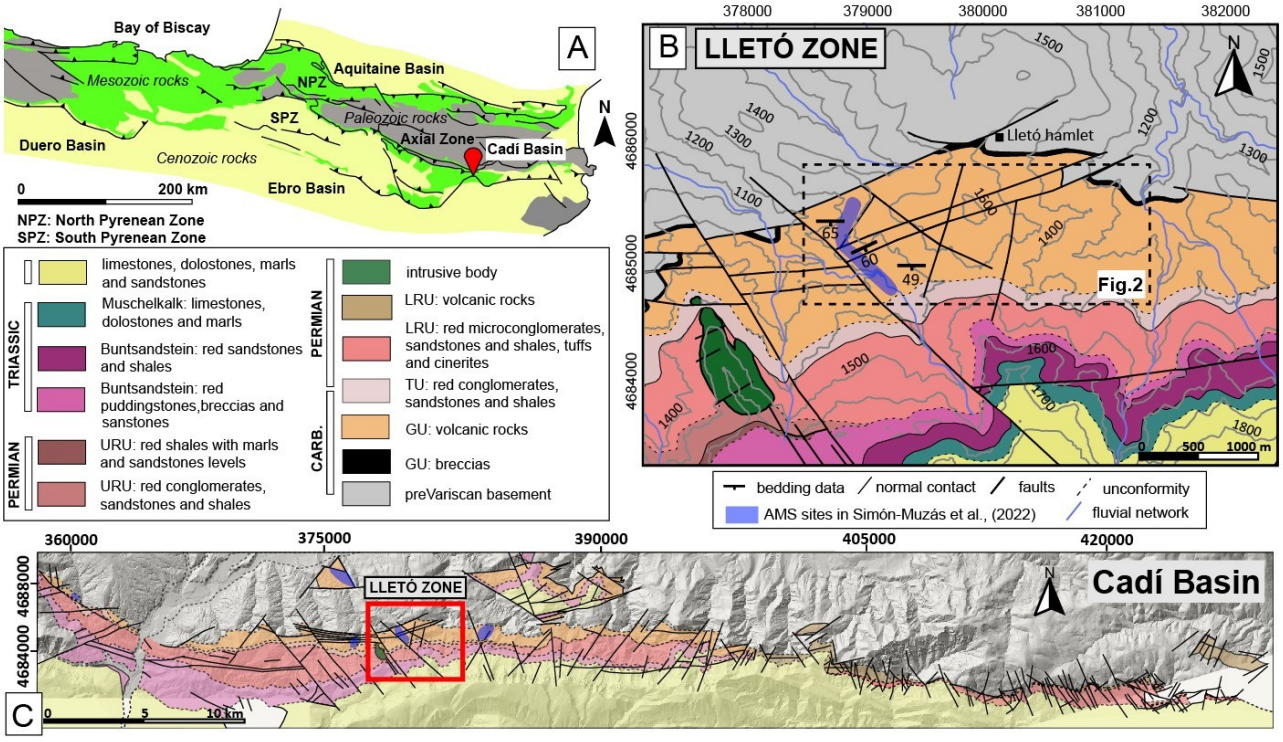


Figure 1: A) Geological map of the Pyrenees and location of the Cadí Basin; B) Detailed geological map of the Lletó zone, dashed line box location of Fig. 2; C) Geological map of the Cadí Basin simplified from Gisbert et al. (2024) in which the Lletó zone is squared in red.

development of tectonic foliation in certain sectors (Choukroune and Séguret, 1973), ii) the verticalization of some of the previous thrusts, and iii) the re-activation of former extensional detachments as low-angle thrusts (i.e. the Gavarnie Thrust, Marcén et al., 2018 and references therein; Oliva-Urcia 2004; Millán Garrido et al., 2006). In both the South-Pyrenean and North-Pyrenean zones, the Upper Triassic evaporites in Keuper facies are a major detachment level that separates the basement from the cover units. Two structural levels with different tectonic styles are recognizable: i) in the basement units, small-scale, high-angle and out-of-sequence thrusts and shortening related to tectonic foliation were developed during the Variscan orogeny and re-activated during the Cenozoic compression, that probably also generated newly-formed structures, and ii) in the cover units the structural style is controlled by multi-kilometric thrusts with a thin-skin style whose detachment level is in the Triassic evaporites, formed during the Alpine orogeny.

The studied Lletó zone is within the central part of the Cadí Basin, located in the Axial Zone of the Eastern Pyrenees and formed during Late Carboniferous-Permian times (e.g. López-Gómez et al., 2019). The filling of the Cadí Basin consists of up to 800 m thick series of Late Carboniferous-Permian (post-Variscan age) volcanic and volcaniclastic products and also conglomerates, sandstones and shales deposited in fluvial and alluvial fan environments with interspersed lacustrine and ash levels that were generated during the episodes (i to iv) previously described. These deposits are overlain by the series of

the Lower Triassic red beds (Gisbert, 1981), and an extensive sequence of dolostones, shales and gypsum whose age ranges from the Middle to Late Triassic.

At present, the Cadí Basin defines the south-dipping limb of a large-scale monocline that overlies the Paleozoic-cored, south-verging Orri Alpine thrust unit. The Cadí Basin was formed during the last stages, or shortly after the Variscan Orogeny under a transtensional regime in which N-S and E-W faults played a significant role (Gisbert, 1981; Gisbert et al., 2024). The strong subsidence of the basin has been interpreted both as the result of tectonic activity (Gisbert, 1981, Skejinder, 1985) and/or the collapse of a volcanic caldera (Martí, 1987). The hydrothermal activity that took place in the post-basinal stage affected the volcanic rock filling, where a strong alteration changed partially or completely their initial mineralogical composition although maintaining the shapes and orientation of grains (Bixel, 1984; Simón-Muzás et al., 2022).

The Lletó zone (Fig.1 B and C) is a good example to understand hydrothermal alterations affecting pervasively the rock minerals that generate magnetic features not seen in the surrounding outcrops. This zone was previously interpreted, due to its rough topography and rock hardness, as resulting from differential erosion of intrusive bodies within the volcaniclastic Cadí Basin filling (Gisbert, 1981). The Lletó zone is located between sectors 4 (Col de Vanses) and 5 (Ansovell) in the Cadí Basin research of Simón-Muzás et al. (2022). These previously studied zones show a robust average subhorizontal magnetic lineation (K_1 axes) oriented WNW-ESE both in situ and after tectonic correction. In that study, the carriers to the magnetic susceptibility are a mixture of paramagnetic and ferromagnetic (magnetite) phases. Despite the fact that in that study it was not possible to establish a relationship between lithology and magnetic fabric types, the axes of the magnetic ellipsoids show a close relationship with the spatial distribution and orientation of the mineral components of the studied rocks. In this way, flow directions were interpreted to be conditioned by the sets of syn-sedimentary faults, showing N035 and N135–140 directions (Simón-Muzás et al., 2022).

3. Methodology

The multiproxy approach of this study has required different techniques carried out both in the field and the laboratory.

3.1. Magnetic surveying (linear and areal)

A magnetic surveying was carried out in the studied zone to model the local magnetic anomaly according to the magnetic properties of the subsoil considering both a linear and an areal distribution of data collection. The distribution of the magnetic surveying was conditioned by the rough topography and dense vegetation.

The linear magnetic surveying was accomplished performing three magnetic profiles, two in a NNW-SSE direction (numbered 1 and 2 in Fig. 2A) and one in a NNE-SSW direction (number 3 in Fig. 2 A), cutting across the outcrops of volcanic (Fig. 2 B, C, D and E) rocks (intermediate dips to the south) and the underlying (the pre-Variscan basement) and overlying (Permian red beds) rocks. Two small areas (≈ 2.4 and 0.5 hm^2 respectively, marked with yellow rectangles in Fig. 2 A) were selected to perform a detailed areal magnetic prospection, with more closely spaced (average 2 m) magnetic profiles.

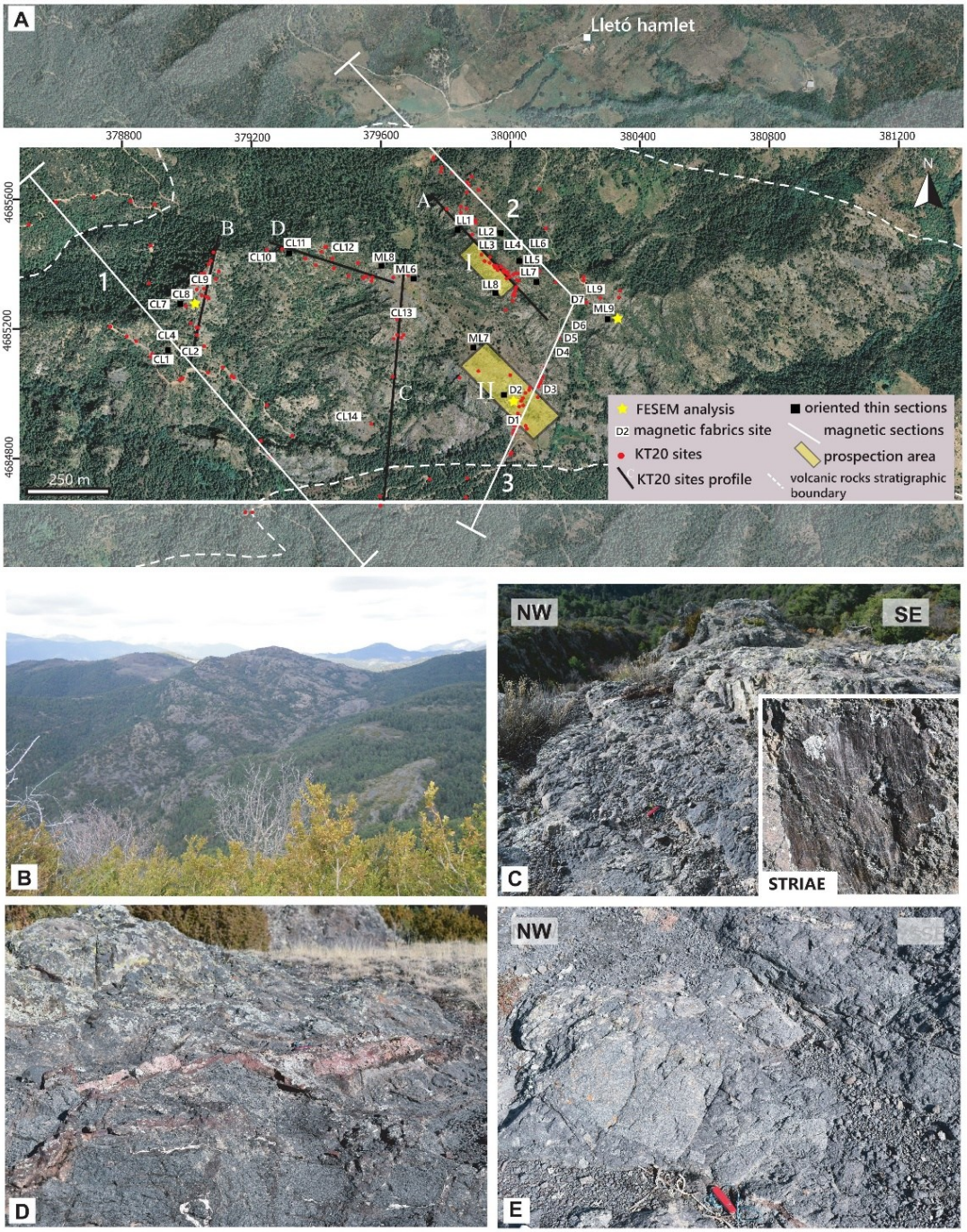


Figure 2: A) Location of the studied sites within the GU unit (volcanic rocks): i) white labels: magnetic fabric site, ii) red circles: magnetic susceptibility sites measured by means of the KT20-Terraplus hand-held susceptibilitymeter and their projected sections (A, B, C and D), iii) magnetic survey in three profiles (1, 2 and 3) and iv) magnetic areal survey with yellow rectangles (I, and II). Outcrop views: B) General view of the Lletó zone where the volcanic rocks that crop out are clearly distinguishable; C) Volcanic rocks in which the N-S fracture set and striae are observed; D) Detail of a reddish altered dyke intruded in the volcanic rocks; E) Decimetrer size blocks of volcanic rocks within a volcanic lava flow.

This was done to recognize the variations at different scales (from a few meters to hundreds of meters) of the Earth's magnetic field, in its turn related to the magnetic properties of rocks. This study was complemented by the mapping of the magnetic susceptibility (measured by means of a hand-held KT-20 Terraplus susceptibility meter) on a structural surface more or less parallel to bedding on flat exposed surfaces. This allowed to identify the geometry (punctual or linear) of the magnetic anomalies and their possible relationship with fracturing. The magnetic surveying follows the same methodology and workflow used in other classical magnetic surveying in geology and archaeology (e.g. Burger et al., 2023; Dentith and Mudge, 2014; Everett, 2013; Whitten et al., 2017). It was carried out using: i) a static proton magnetometer (PMG-01, Gf instruments, Czech Republic) that measures the intensity of the total Earth's magnetic field (1 nT) at a fixed point on the ground (base) to control the diurnal variation, and ii) a mobile rover magnetometer with Overhauser effect (GSM-19, Gemsys, Canada) with an integrated GPS and two sensors (0.01 nT precision, data acquisition every 0.5 s). Together with the Earth's total magnetic field, we measured the vertical magnetic gradient by means of the two-sensor system

(gradiometer) separated 0.5 m. Data from the three magnetic profiles were projected onto straight transects (lines) subparallel to the path performed with the mobile magnetometer taking into consideration the strike of volcanic and lava flow beds. Most projection lines are oblique to the strike of bedding in order to not distort excessively the original path (i.e. the distance of projection was reduced to a minimum). To honor the shape of the magnetic anomalies during the process of modeling, the topographic profile of the magnetometer path was also projected.

Raw data obtained in the magnetic prospection were processed by means of the GEMlink 5.4 software to apply diurnal correction (difference between the values obtained on the fixed point on the ground and those with the mobile magnetometer) and coordinate conversion. Data filtering consisted of eliminating values corresponding to magnetic gradients with absolute values higher than 15 nT/m and magnetic anomalies that corresponded to anthropogenic magnetic noise caused by bridges, pipes, hunting and/or traffic signs. Data obtained with the hand-held susceptometer (Fig. 2 A, red dots) allow to recognize the susceptibility variations along the sections, essential for modelling the magnetic anomalies with the GravMag software (Pedley et al., 1993).

Additionally, NRM measurements were taken in the 2G cryogenic magnetometer combined with an alternating field (AF) demagnetizer in the Paleomagnetism laboratory at the University of Burgos (Spain) to help characterizing the magnetic behavior of the studied rocks. Previous results (Simón-Muzás et al., 2023b) were also considered.

3.2. Fracture pattern and structural analyses

In order to investigate if magnetic anomalies are related to the fault and fracture pattern, we have analyzed the fractures and faults using aerial color orthophotographs (IGN, Spain, year 2011) mapping them by means of software QGIS. In this way, we quantified the main fracture directions, their lengths and their geometrical relationships.

To complete the structural analysis, field measurements of fracture and fault plane orientations (314 planes in total) were taken with a field compass. Measurements were double-checked with a solar compass to ensure that the strong magnetic susceptibility of some of these rocks does not deviate the needle of the magnetic compass. Data were represented in lower hemisphere stereoplots in Schmidt net by means of Stereonet v.11 software (Allmendinger et al., 2012).

3.3. Rock sampling, magnetic fabric and magnetic susceptibility

In the field, two sampling campaigns were performed to obtain oriented cylindrical cores (14 sites) or blocks (15 sites) using a gasoline drill cooled with water or extraction tools, respectively. On average, more than eight AMS standard specimens (2.1 cm-long, 2.5 cm-diameter cylinders and/or 2 cm-edge cubes) were obtained per site using a radial saw (non-magnetic steel) to ensure the representativeness of the results. In addition, the magnetic susceptibility was measured in 188 sites (with an average of 15 measurements per site) on rock surfaces in the field with a hand-held susceptometer to constrain data from the magnetic surveying. All the studied sites and measurements were positioned with a GPS in the field.

Anisotropy of Magnetic Susceptibility (AMS) analysis at room temperature (RT-AMS) was conducted at the Magnetic Fabrics Laboratory of the University of Zaragoza (Spain) using a Kappabridge KLY-3S (AGICO Inc., Czech Republic). The AMS is a technique that allows to determine the spatial variation of a magnetic property, the magnetic susceptibility (K), through the application of a low intensity (≈300 A/m) magnetic field in several directions around an oriented standard specimen (cylinder or cube). The magnetic susceptibility (K) of a rock depends on the preferred orientation of its

mineral particles and their magnetic behavior (i.e. ferromagnetism, paramagnetism and diamagnetism) (e.g. Tarling and Hrouda, 1993; Borradaile and Jackson, 2004b). The magnetic susceptibility is a dimensionless constant in the International System (S.I) and can be expressed mathematically as a second order tensor or geometrically as an ellipsoid, as defined by Nye (1957), whose main axes $K_1 > K_2 > K_3$ are mutually perpendicular. The scalar magnetic parameters (Jelinek, 1981) used for its characterization are as follows: a) mean susceptibility (K_m or K_{mean}) expressed as $K_m = (K_1+K_2+K_3)/3$, b) corrected anisotropy degree (Pj), expressed as $\ln(Pj) = \sqrt{2((\ln(K_1/K))^2 + (\ln(K_2/K))^2 + (\ln(K_3/K))^2)^{1/2}}$, and c) shape parameter (T) expressed as $T = 2(\mu_2 - \mu_3)/(\mu_1 - \mu_3) - 1$ where $\mu_1 = \ln K_1$, $\mu_2 = \ln K_2$, $\mu_3 = \ln K_3$ and $\mu_m = (\mu_1 + \mu_2 + \mu_3)/3$. The magnetic fabric data were processed with the SUSAR software (AGICO Inc., Czech Republic) and the results were processed and represented using the Anisoft 5.1.03 software (Chadima and Jelínek, 2019).

In order to better constrain the carriers of the magnetic fabric, three types of experiments were carried out in representative powdered samples (0.3–0.6 g per sample): i) temperature-dependent magnetic susceptibility curves (six samples), ii) hysteresis loops (four samples), and iii) temperature-dependent induced magnetization curves (four samples). These samples were selected depending on the bulk magnetic susceptibility mean value and their areal distribution, in order to homogeneously cover the zone and the rock variety. The analysis of the temperature-dependent magnetic susceptibility curves (sites CL7, CL14, MLL6, MLL7, LL2 and LL9) was done using the KLY-3S Kappabridge combined with a CS-3 furnace (temperature range 40–700°C) in an argon atmosphere at the University of Zaragoza and the software SUSTE (AGICO Inc., Czech Republic) and the results were represented by means of the software Cureval 8 (Chadima and Hrouda, 2012). The hysteresis loops and the temperature-dependent induced magnetization curves (sites D2, CL8, MLL7 and MLL9) were performed in a MPMS3 Quantum Design Squid with a SQUID sensor magnetometer system at the University of Zaragoza (Spain). The hysteresis loops were performed at room temperature applying a progressively higher induced magnetic field up to 2 T and subsequently decreasing it in the opposite direction. The temperature-dependent induced magnetization curves are based on the routine applied by Oliva-Urcia (2004). The samples were given an IRM at low temperature of 5 K, allowed to warm in a zero field (ZF) to 300 K while measuring the magnetic remanence, then given an IRM at room temperature, and cooled down to reach 5 K again in a zero field while measuring the magnetic remanence.

3.4. Petrofabric and microscopic characterization of minerals

Density measurements of 386 specimens from 32 sites were performed in order to recognize or discard a possible relationship between this property (normally related to iron content, see Pueyo et al., 2022) and the magnetic susceptibility. With that purpose, measurement of dry weight and subsequently its weight immersed in water for each specimen was carried out. The density of specimens was calculated according to Archimedes' principle, ρ = dry weight/ (dry weight- weight immersed in water).

In addition, mineral identification in thin sections using an optical microscope and a Field Emission Scanning Electron Microscope (FESEM) was carried out to characterize the mineral shape, size and composition, paying special attention to the ferromagnetic carriers. Sites ML6, CL8, ML9, LL5, LL7, D2, CL1 and CLL11 were selected according to their magnetic susceptibility values and petrophysical properties covering the entire range of magnetic susceptibility and density values present in the sampled rocks . The optical microscope was an Olympus AX-70 with an Olympus DP28 camera. The FESEM session was conducted with a Carl Zeiss MERLIN™ field emission scanning electron microscope (0.8 nm resolution) in three selected thin sections (D2, CL8 and ML9) at the University of Zaragoza.

4. Results

4.1. Magnetic surveying (linear and areal)

In magnetic profile 1 (Fig. 3.A), the residual magnetic field value (total value minus the magnetic field at the base station) remains constant (anomalies with amplitude lower than 5 nT) in the Paleozoic (mainly Ordovician shales and sandstones). As the measurements are taken progressively closer to the contact with the volcanic rocks (coming from North to South), a progressive decrease in the magnetic field values is observed (arrow in Fig. 3). Close to the contact, negative values ranging from -20 to -85 nT are reached. In contrast, significant magnetic anomalies with values up to 255 nT appear in the volcanic and volcaniclastic series. The 800 m transect along the latter shows abrupt lows and highs in the magnetic field describing magnetic anomalies with wavelengths between 20 to 70 m and amplitudes of 50 nT. Four strong magnetic anomalies must be highlighted: three of them with an amplitude of 100 nT and one of 255 nT. The last 440 m of the transect along the detrital Triassic red beds show a constant value without significant magnetic anomalies.

Profile 2 shows relatively homogeneous magnetic field values in the detrital sediments of the pre-Variscan basement, with small magnetic anomalies of 5 to 10 m in wavelength and 20 nT in amplitude (not observed in the other profiles). Magnetic anomalies of 10 to 40 m in wavelength and 40 to 100 nT in amplitude are observed in the segment of the profile cutting across the Upper Carboniferous-Permian volcanic and volcaniclastic rocks (Fig. 3 . B).

Profile 3 shows a pattern of magnetic anomalies with average wavelengths of 10 m, two of them reaching 30 m in wavelength with an amplitude around 150 nT, in the volcanic/volcaniclastic series. This trend changes abruptly when the transect cuts across the Triassic detrital red beds, showing a constant magnetic field value (higher than in profile 1, Fig. 3 B).

The direct magnetic susceptibility measurements taken along the magnetic prospection paths of profiles 1 and 3 (Fig. 3 A and B) show a stable background value of around $200 \cdot 10^{-6}$ S.I. in sedimentary rocks and a wide range, between 300.10^{-6} and $4000 \cdot 10^{-6}$ S.I. in the Upper Carboniferous-Permian volcanic and volcaniclastic rocks. These values were measured in sectors that partly coincide with the magnetic anomalies inferred from the areal prospection (see Supplementary material 2). This fact indicates that the bodies with high magnetic susceptibility that are responsible for the long-wavelength magnetic anomalies (and therefore located at relatively large depths, from several meters to hundreds of meters), must also reach the surface. This is necessary in order to explain the superposition of the long-wavelength magnetic anomalies with the high amplitude, short wavelength ones.

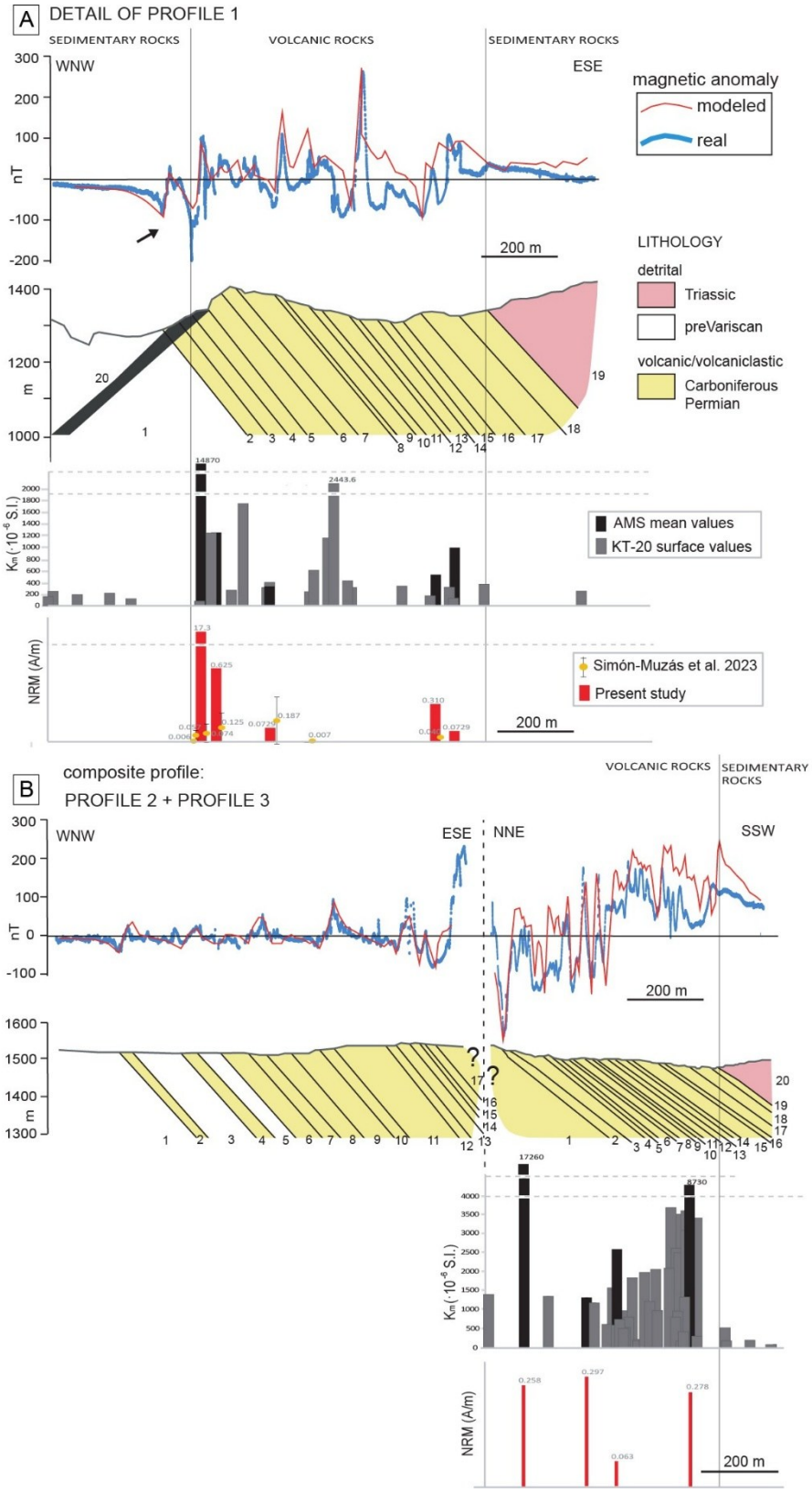


Figure 3: Residual magnetic field value (blue line) and their modelization with Gravmag v1.7c: modeled magnetic field anomaly (red line) and geologic profile. The black line in profile 1 represent a dyke within the stratigraphic succession tilted towards the south. Arabic numbers are the modelized bodies in the stratigraphic succession. To see their magnetic properties, see Table 1 that show magnetic susceptibility and NRM values used to model the local magnetic anomaly. Together with the modelization magnetic susceptibility (measured by mean s of the KT-20 Terraplus hand-held susceptibility meter) measurements and natural remanent magnetization (NRM) values were projected along the profiles: A) Profile 1, B) Profile 2 + 3.

SPECIMEN	NRM (A/m)	Km (·10^{-6} SI)	Q ratio
CL11-6	1.73E+01	15320.00	30.8
CL13-3	2.74E-01	413.70	18.1
CL13-4	3.10E-01	371.50	22.8
CL14-2	7.29E-02	806.20	2.47
CL14-7	4.73E-02	916.10	1.41
CL2-2	1.00E-01	288.60	9.47
CL2-3	7.29E-02	280.10	7.11
CL8-6	3.70E-01	728.40	13.8
CL8-7	6.25E-01	1106.00	15.4
D2-7B	2.33E-01	10510.00	0.61
D2-8A	2.58E-01	9927.00	0.71
D4-3B	1.68E-01	4130.00	1.11
D4-5B	6.26E-02	685.50	2.50

SPECIMEN	NRM (A/m)	Km (·10^{-6} SI)	Q ratio
D5-5A	1.36E-01	744.00	4.99
D5-6B	2.97E-01	1435.00	5.66
D7-3B	2.42E-01	7952.00	0.83
D7-8B	2.78E-01	10760.00	0.71
LL2-3B	8.46E+00	1477.00	156.
LL2-5B	8.61E-01	729.50	32.2
LL4-1C	5.98E-01	9868.00	1.66
LL4-3B	5.44E-02	626.70	2.37
LL4-6B	4.36E-03	344.20	0.35
LL4-7B	2.62E-03	304.10	0.24
LL9-2B	2.09E+00	8508.00	6.71
LL9-4B	1.27E-01	9458.00	0.37
MLL7-2	1.87E-01	3751.00	1.36
MLL7-3	1.94E-01	4653.00	1.14

profile 1: data for modeling

Modelized body	Kmean (·10^{-6} S.I.)	NRM (A/m)
1	200	-
2	750	0.28
3	2000	0.1
4	11000	0.01
5	3500	0.035
6	2000	0.006
7	2300	0.057
8	20000	0.57
9	7000	0.1
10	5000	0.007
11	10000	0.007
12	23000	0.57
13	100	0.001
14	500	0.1
15	1000	0.007
16	1000	0.001
17	6800	0.007
18	200	0.1
19	600	1E-04

profile 2: data for modeling

Modelized body	Kmean (·10^{-6} S.I.)	NRM (A/m)
1	200	-
2	3000	0.09
3	200	-
4	1600	0.048
5	200	-
6	100	0.091
7	2500	0.2
8	3600	0.003
9	3000	0.007
10	5000	0.02
11	200	0.001
12	500	0.1
13	4700	0.085
14	100	0.005
15	8000	0.005
16	100	0.004
17	8000	0.007

profile 3: data for modeling

Modelized body	Kmean (·10^{-6} S.I.)	NRM (A/m)
1	6100	0.029
2	30000	0.01
3	20000	0.297
4	20000	0.1
5	10000	0.786
6	25000	0.048
7	10000	0.048
8	9000	0.053
9	17500	0.02
10	400	0.1
11	9800	0.062
12	30000	0.2
13	20000	0.046
14	20000	0.001
15	10000	0.174
16	25000	0.2
17	10000	0.096
18	9000	0.001
19	17500	0.001
20	400	0.01

Table 1: A) Natural remanent magnetization (NRM), mean magnetic susceptibility value (Km) and Q ratio (Koenigsberger ratio) of representative specimens of studied sites to model the magnetic field anomaly. B) Data for the modeled magnetic field anomaly of Fig. 3 of each profile 1, 2 and 3.

The NRM measurements (see Table 1) show a high contrast between sites, regardless of their position in the stratigraphic succession. The highest value is 17 A/m and the lowest 0.0026 A/m, with large variability between specimens taken in the same sampling site. Abnormally high NRM values are not always related to high magnetic susceptibility (Km). Additionally, the high Koenigsberger ratios (Q ratio) of the analyzed specimens (most of them with values higher than one) indicate that the magnetic remanence prevails over the magnetic susceptibility in 20 sites (see Table 1).

The modeling of the detected magnetic anomalies fits well with the geometry interpreted according to the features of surface geology (Supplementary material 1 and 2). The model (Fig. 3) corresponds to a stratigraphic succession tilted towards the south where (i) the pre-Variscan basement presents homogeneous magnetic susceptibility values of 200·10^{-6} S.I,; (ii) volcanic and volcaniclastic rocks constitute layers with magnetic susceptibility ranging between 100 and 37000·10^{-6} S.I, and (iii) the Triassic red beds present magnetic susceptibilities between 400 and 600·10^{-6} S.I. The strongest magnetic anomalies detected over the volcanic and volcaniclastic rocks must be explained by the

interaction between the different sets of materials with a marked contrast in their susceptibility and NRM values within the same stratigraphic succession (Supplementary material: Table 1).

4.2.Fracture pattern and structural analyses

In the aerial orthophotograph, the fractures and faults are observable despite the vegetation canopy growing on a large portion of the study area (Fig. 2 A).

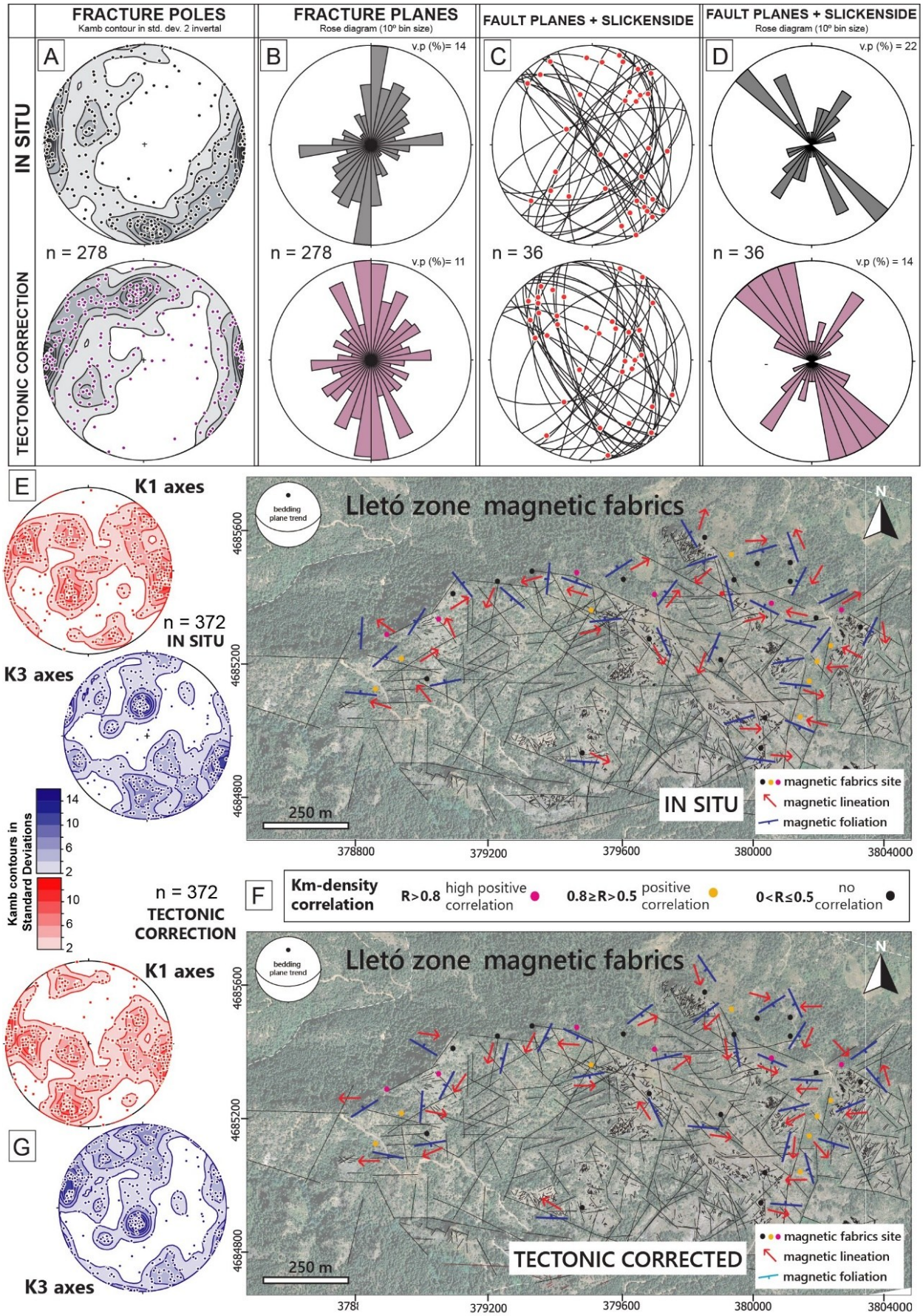
At outcrop scale there are two main fracture sets in E-W and N-S directions respectively (Fig. 4 A and B), and only one conjugate fault system consisting of NE-SW and NW-SE sets, is observed (Fig. 4 C and D). Its interpretation mainly depends on its chronological relationship with the general tilting of the stratigraphic series. A limiting factor has been the scarcity of movement indicators in the fault surfaces and slickensides to infer the fault kinematics (Developed in section 4.3.1).

4.3.Magnetic fabrics and magnetic susceptibility

The AMS study was done to detect changes in the magnetic susceptibility ellipsoids linked to the anomalously high values of magnetic susceptibility (Fig. 4 E, F and G and Supplementary material 4 and 5). The standard or expected orientations were obtained from previous magnetic fabric studies carried out in other areas where a good correlation with original lava flow and pyroclastic depositional petrofabric (Simón-Muzás et al., 2022). As this is not the case in the Lletó area for many (~55%) of the studied sites, AMS results were compared with other structural features, such as the fracture and fault pattern and analyzed on the basis of the new data found in this work.

The mean value of magnetic susceptibility (K_m) in the sampled sites is $1186.5 \cdot 10^{-6}$ SI, ranging between $239 \cdot 10^{-6}$ SI in site CL7 to $17260 \cdot 10^{-6}$ SI in site D7 (Table 1 and Supplementary material: Table 1, Supplementary material 7). These values are significantly higher than the K_m values obtained in the surroundings where they range from $65 \cdot 10^{-6}$ SI (site CC74) to $6784 \cdot 10^{-6}$ (site CC44, see Simón-Muzás et al., 2022). The corrected anisotropy degree (Pj) parameter ranges from 1.005 to 1.086 (std. dev. between 0.001 and 0.022) in sites CL2 and LL5, respectively. The T parameter ranges between -0.551 and 0.612 (std. dev. between 0.262 and 0.082) in sites CL10 and CL7, respectively (see Supplementary material: Table 1 and Supplementary material 7).

Figure 4: Lower hemisphere stereoplots in Schmidt net, before and after tectonic correction, showing: A) density fracture poles in 2% contour intervals; B) rose diagrams of the strike of fracture planes; C) fault planes and their slickensides; D) rose diagram of the strike of the fault planes; E) In situ K_1 and K_3 axes at specimen level of the studied sites projected in lower hemisphere stereoplots in Schmidt net; F) color orthophotograph with the analyzed fracture pattern of the Lletó zone in situ (IGN, Spain, year 2011) in which the magnetic lineation (K_1 mean axis) and the magnetic foliation (K_3 mean axis) where plotted in situ and after tectonic correction. Additionally, the correlation between mean magnetic susceptibility value and density is shown. G) K_1 and K_3 axes at specimen level of the studied sites projected in lower hemisphere stereoplots in Schmidt net after the tectonic correction.


FRACTURE POLES
Kamb contour in std. dev. 2 invertal
FRACTURE PLANES
Rose diagram (10º bin size)
FAULT PLANES + SLICKENSIDE
FAULT PLANES + SLICKENSIDE
Rose diagram (10º bin size)
A
B
C
D
IN SITU
TECTONIC CORRECTION
v.p (%)= 14
v.p (%) = 22
n = 278
n = 278
v.p (%)= 11
n = 36
n = 36
v.p (%) = 14
E
K1 axes
n = 372
IN SITU
K3 axes
14
10
6
2
Kamb contours in Standard Deviations
10
6
2
n = 372
TECTONIC CORRECTION
K1 axes
G
K3 axes
bedding plane trend
Lletó zone magnetic fabrics
N
4685600
4685200
4684800
250 m
IN SITU
magnetic fabrics site
magnetic lineation
magnetic foliation
378800
379200
379600
380000
3804000
F
Km-density correlation
R>0.8 high positive correlation
0.8≥R>0.5 positive correlation
0<R≤0.5 no correlation
bedding plane trend
Lletó zone magnetic fabrics
N
4685600
4685200
4684800
250 m
TECTONIC CORRECTED
magnetic fabrics site
magnetic lineation
magnetic foliation
379200
379600
380000
3804000

The analysis of the magnetic fabrics (Fig. 4 E, F and G and Supplementary material 4 and 5) shows a strong variability in the orientation of the K_1 and K_3 axes, what produces a scattered orientation of the magnetic susceptibility axes before or after the tectonic correction. In 17 sites studied in the Lletó zone, the magnetic foliation (plane perpendicular to K_3 axes) is vertical after tectonic correction, whereas the magnetic lineation (K_1) is either close to the vertical or shows an approximate E-W horizontal trend. The pattern differs from the surrounding areas (Simón-Muzás et al., 2022), where K_3 is mostly perpendicular to bedding, although the orientation of K_1 axes are partly coincident (horizontal E-W trend). The vertical attitude of the magnetic foliation shows a relationship with the main structure of the Cadí Basin, that is interpreted to be limited by major, non-outcropping, E-W faults (see Simón-Muzás et al., 2022). In this case the magnetic fabric would be conditioned by fluid flow along faults rather than by mineral orientation, what is consistent with a secondary ferromagnetic signature (see below).

The analyzed specimens represented in the Henkel plot (Fig. 5, Enkin et al., 2020) are located along the QFC-M mixing line (blue line) between the granite and siliciclastic rock types. Most of them present lower values in the FM to M ratio than expected in igneous rocks (10:1 for igneous rocks, Enkin et al., 2020). Related to the magnetite content, part of the specimens are grouped around the 0.3% of magnetite content and the other large majority is distributed between the 0.01 an 0.1 %. We must highlight that a considerable part of the specimens fits in the mixing lines (dashed lines) of the rocks rich in K-feldespar.

All k-T curves show an irreversibility between the heating and cooling curves, pointing towards the neoformation of magnetite during heating. Four (samples LL2-6, MLL6, MLL7 and LL9) out of the six investigated samples show an increase in K_m above 120°C and a decrease between 300 and 400°C. This phase is mostly irreversible and transforms probably into magnetite. Two reasons can explain this behavior, either the presence of unstable titanomaghemite that transforms into magnetite (see e.g. Oliva-Urcia et al. 2011b) or a superparamagnetic magnetite component (see e.g. Zhang et al. 2021). In addition, two curves show a decay in the magnetic susceptibility at temperatures close to room temperatures (low), suggesting a paramagnetic behavior (samples CL7 and CL14, Fig. 6). However, this decay can also

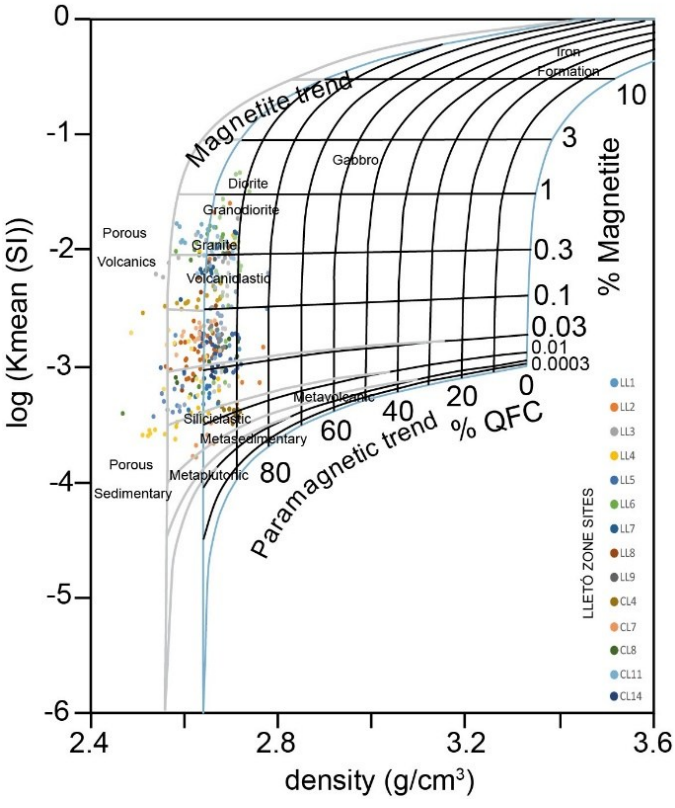


Figure 5: Henkel plot from Enkin et al. (2020) where the three-component mineral mixing curves are superimposed: QFC (quartz, alkali feldspar, plagioclase, and calcite), FM (ferromagnesian minerals) and M (magnetite). Subvertical lines show the range of QFC volume proportions from 0% to 100% in 10% steps, with the remainder of the rock being the sum of FM and M. In the right axis, logarithmic steps of magnetite content, M (volume proportions), are drawn as percentages for the subhorizontal lines. For magnetite content M > 0.03% these lines are essentially horizontal, meaning that magnetic susceptibility is directly proportional to magnetite content. The density data from 14 sites of the Lletó zone (at specimen level) were plotted and are distributed in the left border of the Henkel plot between the siliciclastic and granodiorite domain. See in Supplementary material the density and K_{mean} values per specimen.

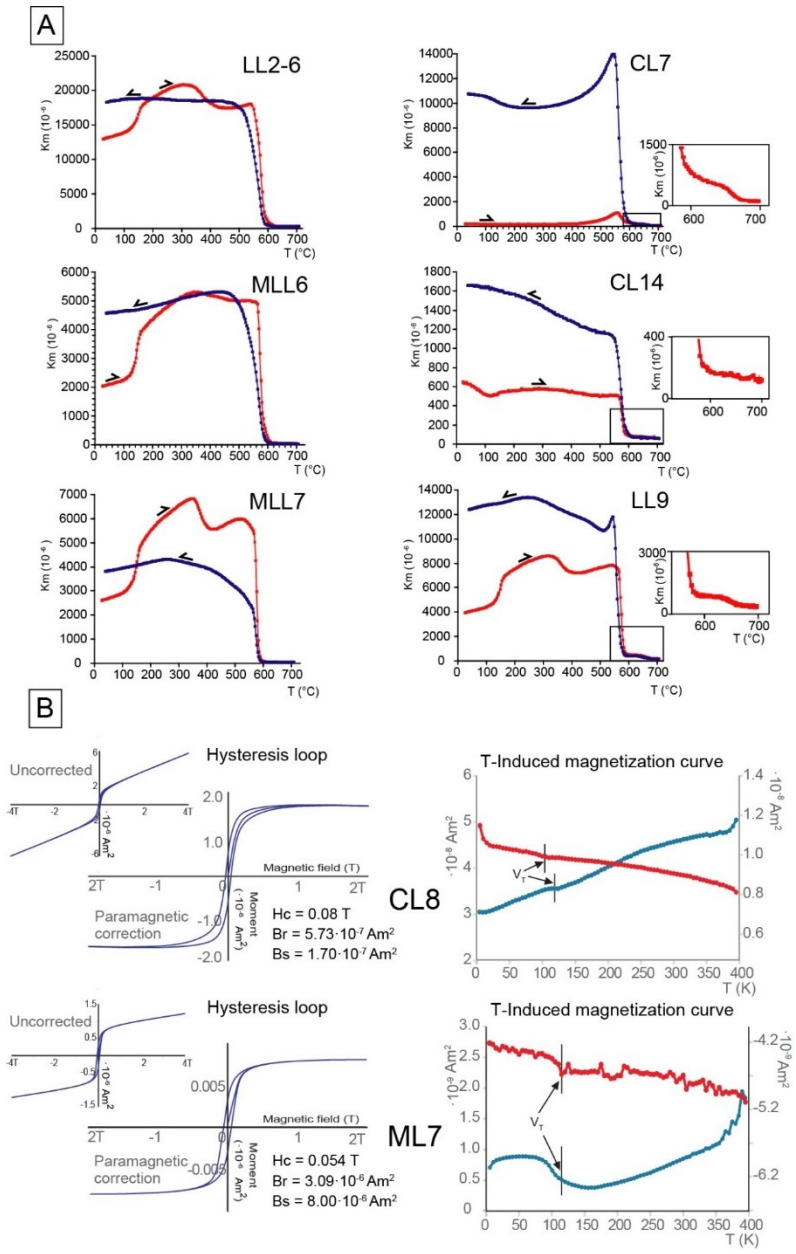


Figure 6: A) Temperature -dependent magnetic susceptibility curves (from 40 to 700 °C) of heating in red and cooling in blue for the six analyzed samples; B) Hysteresis loop and temperature-dependent induced magnetization curve for two selected samples. Hysteresis loops present a remarkable paramagnetic contribution, and the wasp waist is not observed, thus pointing towards a single ferromagnetic phase. The temperature-dependent induced magnetization curve presents the Verwey transition of magnetite, red color: heating curve; blue color: cooling curve.

be interpreted as the result of ferrimagnetic behavior in small grains with a main Curie temperature (T_c) at 580°, pointing to the presence of SP magnetite as it subtly appears at low temperature in ML7 in the magnetic remanence (Fig. 6B, right). The cooling paths show higher susceptibility values except in sites MLL7 and MLL6. Comparing with previous analyses of susceptibility-dependent temperature curves carried out in the surrounding areas that also show various phases in the heating run (Simón-Muzás et al., 2022), the new curves show a higher reversibility of the cooling run. A decrease in the heating curve in sample CL14 around 150°C may be related to goethite. In addition, in four samples (LL2-6, LL9, MLL6 and MLL7) there is and increase (at about 120°C) and decrease (at about 350°C) in the heating curve that could be indicative of unstable titanomaghemite. In three sites (LL9, CL7 and CL14) there is a small decay at 670°C pointing towards a small contribution of hematite. The strong magnetic signal of magnetite respect to the other ferromagnetic *s.l.* minerals led us to consider that magnetite (with variable proportions of Ti) is the most prominent magnetic carrier in the susceptibility-dependent temperature curves (see also hysteresis cycles, Fig. 6).

The presence of a limited paramagnetic contribution is corroborated in the uncorrected hysteresis loops (Fig. 6), where a subtle positive slope is observed. After the paramagnetic correction, the absence of a wasp waist in the hysteresis loops in samples CL8 and MLL7 suggest a homogeneous magnetic grain size and ferromagnetic mineral (see e.g. Weil et al., 2002). Additionally, the bulk coercive force (Hc) ranges in the four analyzed samples between 0.014 to 0.08 T.

The temperature-dependent induced magnetization curves show the Verwey transition (120 K) of magnetite in three (CL8, ML7 and D2) out of the four studied samples. This fact confirms the presence of magnetite, previously inferred in the temperature-dependent magnetic susceptibility curves.

Although there are sites in which a positive to highly positive correlation between the Km and the density value (Fig. 4 F and 5 and Supplementary material 3 and 8) can be established, when comparing the whole data integrating the different sites, no clear relationship could be established between these parameters and the magnetic ellipsoid orientation, shape or distribution.

4.4. Petrofabric and microscopic characterization of minerals

At outcrop scale, the studied Upper Carboniferous-Permian volcanic/ volcaniclastic series present grayish and dark grayish colors (Fig. 2 B and E), locally red in the most oxidized levels or close to the faults (Fig. 2 C and D). Faults are often associated with fillings that can be considered as dykes, approximately 10 cm thick, whose exposures developed along a few meters in the central sector of the study area. These dykes appear cutting the volcanic strata and lava flows (Fig. 2 D). A pervasive alteration is observed at naked eye in the volcanic rocks but despite this, 2 mm-sized phenocrysts can still be identified. A volcanic breccia, characterized by the presence of heterometric blocks (from 4 to 30 cm), appears in the northern sector of the study area (Fig. 2 E).

In thin section (Fig. 7), the volcanic rocks show a porphyritic and occasionally seriated porphyritic texture. The phenocrysts are embedded in a cryptocrystalline aphanitic matrix and show a clearly preferred arrangement originated by the magma flow (Fig. 7, sample ML6, ML9 and CL1). The analysis of oriented polished and thin sections allows to infer that, conversely to other areas within the Cadí Basin, there is not a correspondence between the magnetic and the petrographic fabrics. All the studied rocks present a pervasive alteration which specially affects the matrix. The phenocrysts are mainly plagioclase (albite) and ferromagnesian minerals such as augite, amphibole, pyroxene, titanite and occasionally biotite, which are paramagnetic minerals since only pure feldspar of ideal composition is diamagnetic (Biederman et al., 2016). Occasionally there are feldspar and rarely quartz crystals isolated within the matrix, rarely forming aggregates. Plagioclase (albite) grains 0.1 to 1 mm in size are the most abundant phenocrysts and present an idiomorph habit with polysynthetic and frequently Carlsbad crystal twining. Within the plagioclases and feldspar crystals, compositional zonation and perthitic texture are present. The felsic minerals are altered to sericite and carbonate. The phenocrysts of augite, pyroxene, amphibole, titanite and biotite present a grain size around 500 μm and are pseudoautomorphic. They are less commonly automorphic and completely or partially replaced by illite or chlorite. The amphiboles that originally formed part of these rocks are pseudomorphed by chlorite and only their original shape still recognizable (Bixel, 1984). The most common accessory minerals are the opaque minerals that are accumulated around the ferromagnesian phenocrysts, isolated or in aggregates within the matrix or within the phenocrysts. They show varying grain sizes forming aggregates up to 225 μm. In sample CL1, iron oxides fill a 1.5 mm vesicle and in sample CL8, an opacitic rim is recognizable around the ferromagnesian minerals (Fig. 7). The FESEM analysis indicates that, in these two cases, this opacitic rims mainly contain Fe and do not present Ti (Fig. 8). For that reason, we consider that in most cases it is probably magnetite.

Investigations on rock magnetic properties have shown that titanomaghemite, magnetite and minor contents of hematite are the most important ferrimagnetic minerals in these rocks. In order to get a deeper insight into the origin of these ferromagnetic minerals as the main responsible for the strong changes in magnetic properties, FESEM studies for the selected thin sections CL8, ML9 and D2 were carried out (Fig. 8, and 9).

The textures of the Fe-Ti oxides vary from being tiny (less than 5 microns) in the background of the general view of the thin sections, to symplectitic around silicate minerals (titanite, pyroxene, CL8-1), to skeletal grains (as in the zoom of thin section CL8-1) and to larger grains up to ~300 microns with exsolution lamellae (ML9-4) or to larger grains clearly altered, as in D2-5 sample. Symplectites are

defined as reaction microstructures characterized by fine-grained vermicular intergrowths of two or more minerals (Spruzeniece et al., 2017). They usually are related to metamorphic rocks, since they formed in the subsolidus at the interface of two reactive phases (Pitra and de Wall, 2001).

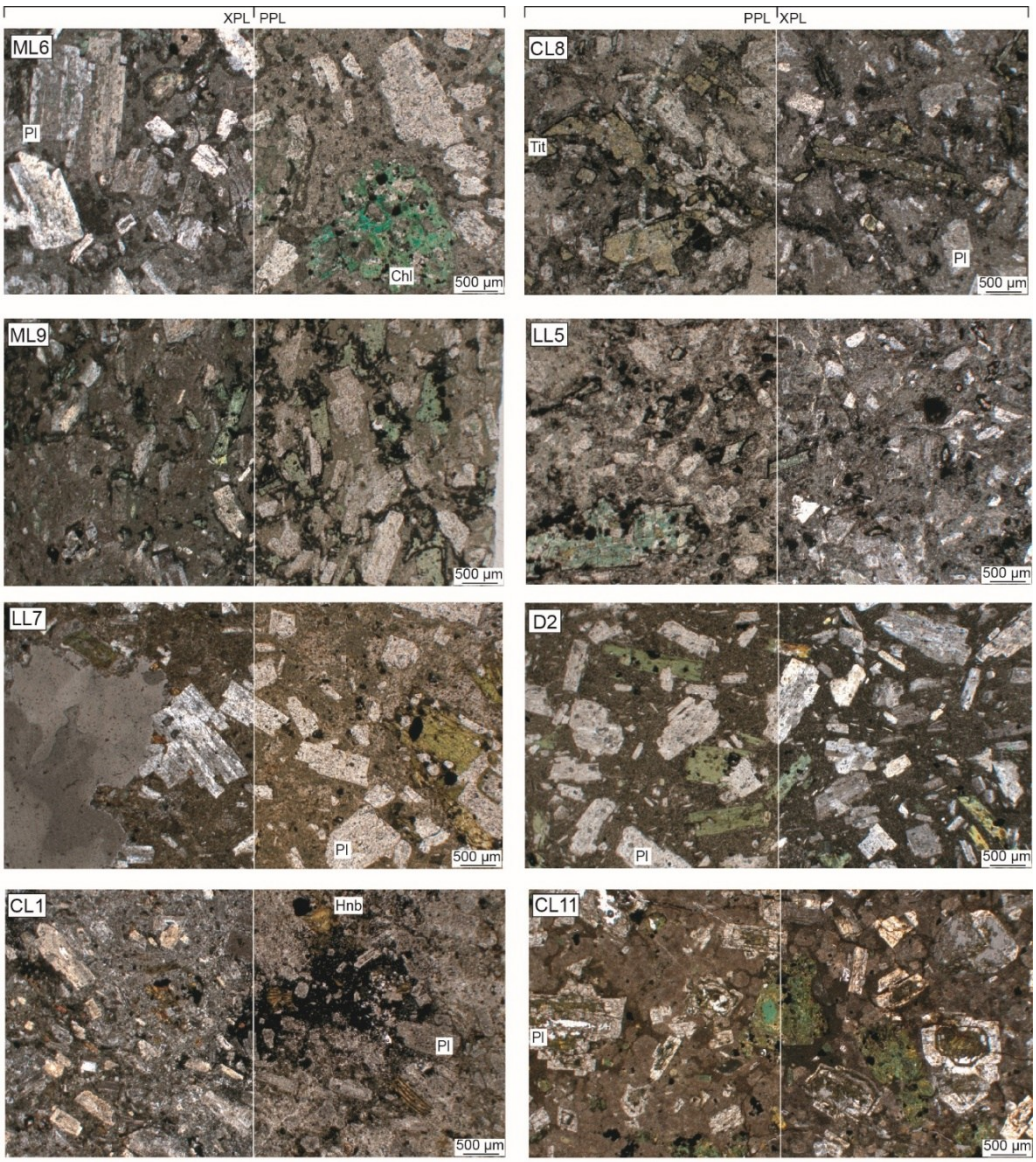


Figure 7: Thin sections of the volcanic rocks. PPL: Parallel polarized light. XPL: Cross polarized light. For each microphotograph, half are in PPL and the other half in XPL. The clear arrangement of the phenocrystals within the matrix are observable in ML9 and CL1. In ML9 and CL8 an opacitic rim is recognizable around the ferromagnesian minerals. A pervasive alteration which specially affects the matrix is observed in all the thin sections.

The titanite surrounded by Fe-oxides can be the product of two limiting reactions of the titanite (Kohn, 2017):

Reaction 1: 3CaFeSi2O6 (clinopyroxene) + 3FeTiO3 (ilmenite) + O2 --> 3CaTiSiO5 (titanite) + 2Fe3O4 (magnetite) + 3SiO2 (quartz)

Reaction 2: CaFeSi2O6 (clinopyroxene) + FeTiO3 (ilmenite) --> CaTiSiO5 (titanite) + Fe2SiO4 (olivine)

Reaction 1 is observed in sample CL8-1. High-temperatures and low oxygen fugacity (fO2) stabilize ilmenite rather than titanite, so with decreasing T or increasing fO2, titanite may form via reactions like the previous ones (Kohn, 2017).

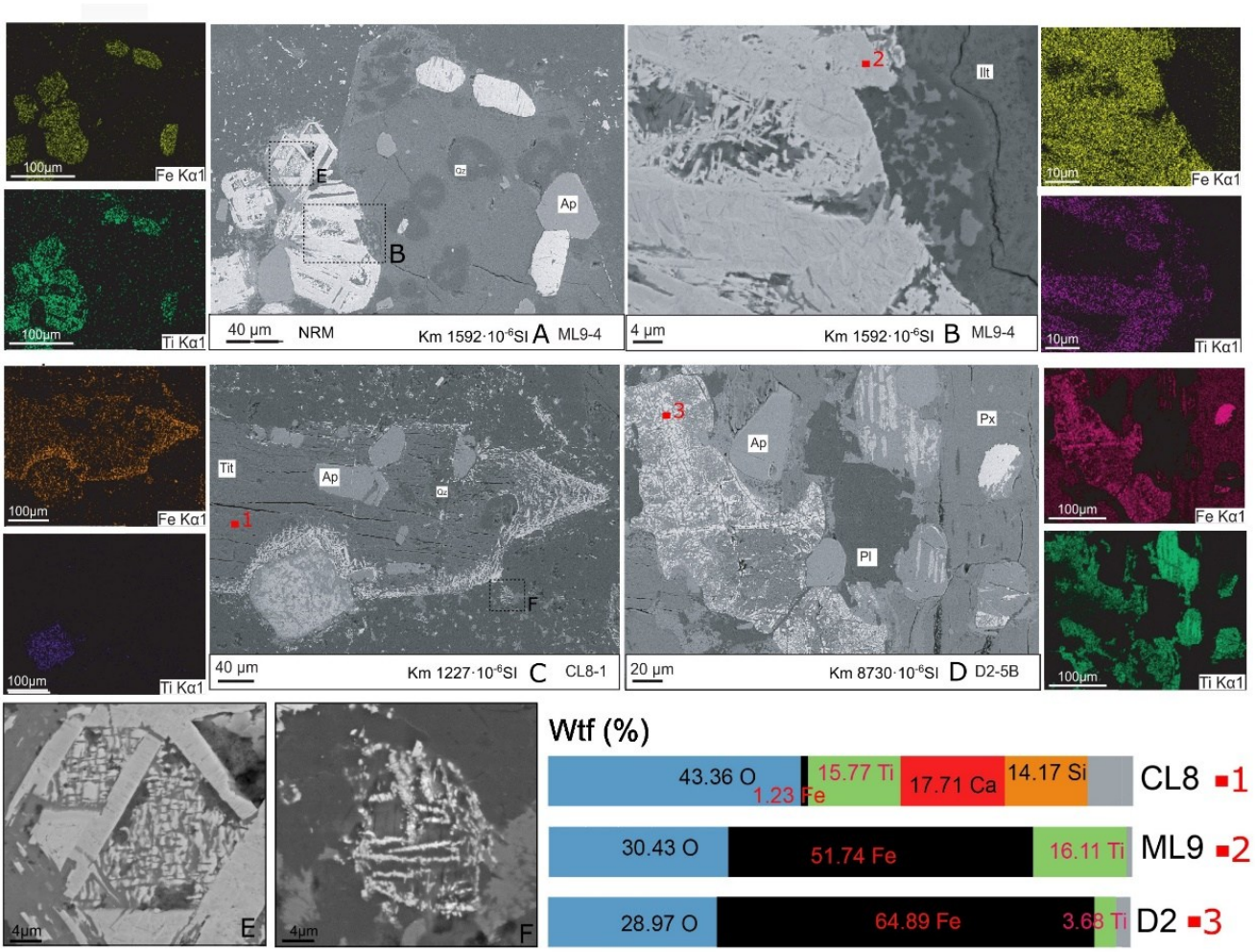


Figure 8: FESEM analysis realized in three selected thin sections. Aggregates rich in Ti and Ca are observed in the ferromagnesian minerals in CL8. Ti-Fe oxides in sample ML9 presents lamellae sets that intersect between them. Ti-Fe oxides are distributed within the crystal in D2. In the lower part, %wtf of the elements in CL8, ML9 and D2. Ap: apatite; Qz: quartz; Aug: augite; Tit: titanite; Px: pyroxene; Ilt: illite; Pl: plagioclase. Km: mean magnetic susceptibility value at site level.

Other reactions like the reaction of pyroxene with oxygen also provides magnetite and quartz (Frost and Lindsley, 1991):

Reaction 3: (3FesSi2 O6 (pyroxene) + O2 = 2 Fe3O4 (magnetite) + 6 SiO2 (quartz)

Therefore, the reactions in oxidizing environments of silicate minerals such as titanite and pyroxene neoforms Fe-oxides. However, the larger grains of Fe-Ti oxides (exsolved and not exolved) appear altered. In sample ML9, the Fe-Ti oxides s.l. are present in exsolution lamellae sets that intersect between them (Fig 9 A, B) with different proportion of Ti next to altered augite (clinopyroxene) crystals. Particularly, the Fe-Ti oxides s.l. are interdigitized in the lamellae sets. A detail of thinner lamellae of Fe-rich oxide exsolved within the Ti-rich oxide larger lamellae is observed in sample ML9 Fig. 8 B and Fig. 9 A. Large Fe-Ti-rich oxides up to ~500 μm with shrinked cracks and altered to sphene stand out in sample D2 (Fig 9.B).

The alteration of the Fe-Ti oxides lamellae to illite is common in D2; in some crystal illite has altered the Fe-Ti oxides (Fig. 9 A). It has been observed in sedimentary rocks that the authigenic illite precipitated in the nearby interstitial space (Morad, and Adin Aldahan, 1986). A similar situation is observed in sample ML9 (Fig. 9 A) in the volcanic rock.

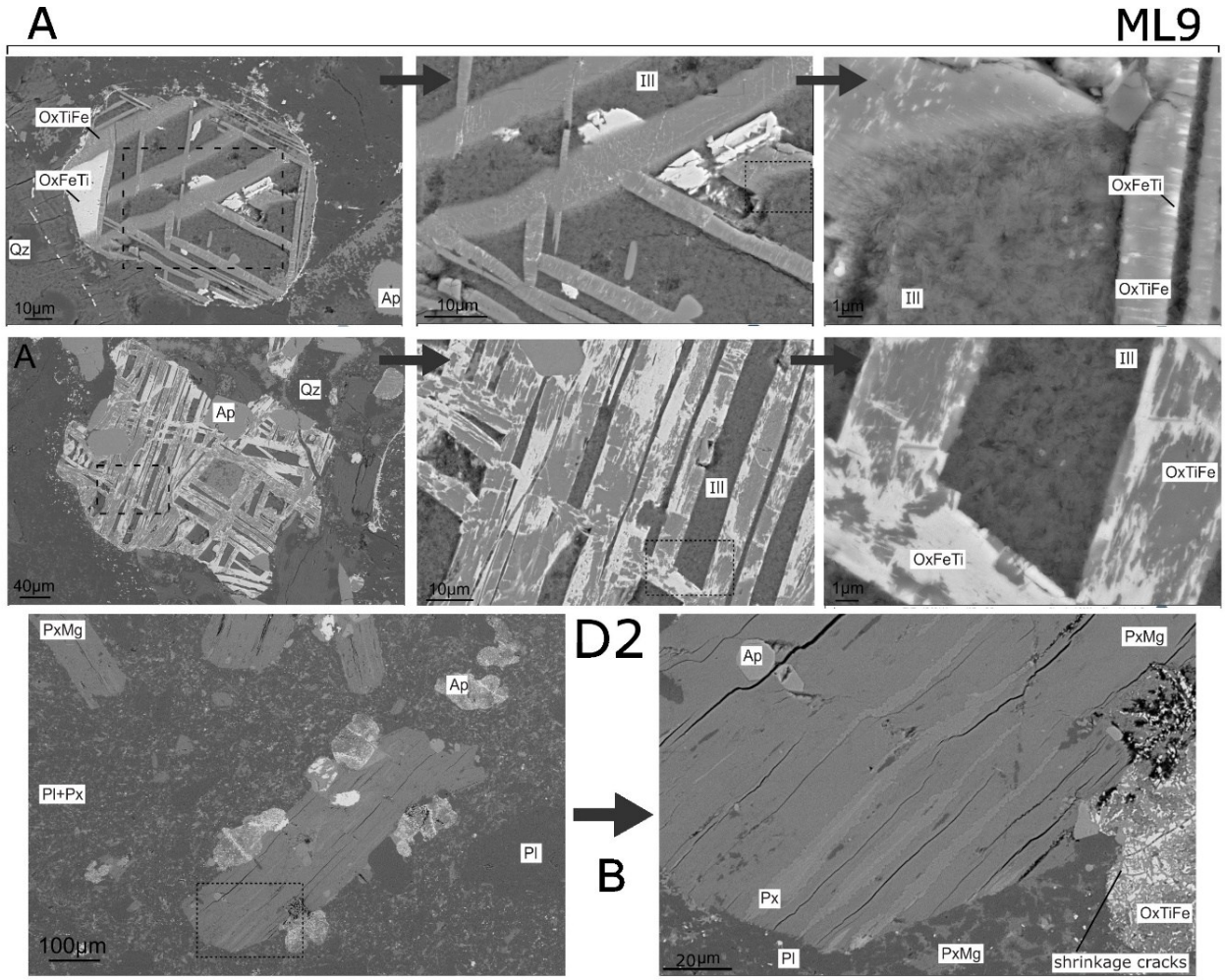


Figure 9: Electron microscope images. Different views of the Fe-Ti oxides textures in sample ML9: A) exsolution lamellae and illite between the sets; B) thinner lamellae of Fe-rich oxide observed in the Ti-rich oxide; C) Detail of other textures of the Fe-Ti oxides. In sample CL8: mineral assemblage and zoomed image where the symplectitic texture at the edges of the pyroxenes and aggregates of apatite and sphene within ilmenite is observed. In sample D2: large Fe rich-Ti oxides with shrinked cracks altered to sphene and bands without Mg content in magnesium and ferric pyroxenes. Ap: apatite; Qz: quartz; Aug: augite; Px: pyroxene; PxMg: pyroxene rich in Mg; OxFeTi: Fe-Ti oxide more rich in Fe; OxTiFe: Ti-Fe oxide more rich in Ti; Ilt: illite; Pl: plagioclase.

Interestingly, the lamellae enriched in Fe (from the Fe-Ti oxides) are altered to small flocks of illite ($K_{0.6\text{-}0.85}(Al,Mg)_2(Si,Al)_4O_{10}(OH)_2$; in the octahedral layer Al > (Mg+Fe)), leaving the lamellae enriched in Ti (darker colors) "unaltered" and surrounded by illite (in ML9, zoom to the right). This implies hydrothermal alteration that leaves the oxides enriched in titanium and depleted in iron (the last item will be rutile TiO_2). Some of the iron and titanium which is released during alteration of the Fe-Ti oxides is incorporated in associated clay minerals (Morad, and Adin Aldahan, 1986). But illite can also be formed from volcanic glass (Boles and Combs, 1975, Gisbert, 1981). In other areas of the Cadí Basin illite-montmorillonite intertrata present fibrous textures and preferentially replace volcanic glass of the matrrix but also phenocrystals such as feldspars or volcanic rock fragments (Gisbert, 1981).

In general, all ssamples show unaltered apatite and small grains of Fe-Ti oxides spread in the matrix (Fig. 9).

5.Discussion

5.1.Magnetic mineralogy findings and origin

In the studied volcanic rocks, ferrimagnetic minerals such as magnetite and a secondary ferromagnetic phase with Tc between 300 and 400°C are the main carriers of the magnetic susceptibility. We consider that this second phase can be titanomaghemite, because of the presence of Ti in the FESEM analyzed samples and the absence of a wasp waist in the hysteresis loops (samples CL8 and ML7 and samples D2 and ML9 in Supplementary material 6). This points towards the presence of a single ferromagnetic fraction of magnetite, at least in some sites. Related to these wasp-waists, the presence of magnetic minerals with different coercivities is discarded because temperature-dependent induced magnetization curves do not show any other decay except for the Verwey transition related to magnetite.

The thin section observations and the FESEM analysis have allowed us to establish a chronology of the formation of the ferromagnetic minerals (Fig. 10) that are probably the main carriers of the magnetic fabrics and the source for magnetic anomalies:

- A first generation of Fe-Ti oxides developed during an early stage: i) symplectic magnetite during alteration of silicate minerals (titanite, pyroxene); ii) subsequent alteration of larger Fe-Ti crystals. There are alterations of the Fe-Ti oxides with exsolution lamellae that probably formed after the crystallization of the lava, commonly under subaerial conditions (see Oliva-Urcia et al., 2011b and references therein) and iii) Fe-Ti oxide crystals up to 100 μm. The formation of pyroxene bands within the Mg-rich pyroxene and apatite is linked to the Fe-Ti oxides formation during the magma crystallization in the primary stage. The thinner lamellae of Fe-rich oxide observed in the Ti-rich oxide can also be related to this early stage.
- The rest of Fe-Ti oxides probably generated during a second event or in successive subsequent events by fluid-rock interactions from the alteration of the previous Fe-Ti oxides: i) neoformation of titanite, ii) neoformation of ilmenite within the apatite, iii) maghemitization, which is a low temperature oxidation of magnetite s.l., leads to the generation of shrinkage cracks where small relicts of the primary Fe-Ti oxides are still preserved with the secondary sphene. The secondary mineral assemblage also includes the illite, chlorite and quartz spots.

The FESEM analysis shows that the opaque minerals are iron oxides rich in titanium, a fact that supports the interpretation that the secondary phase observed in the temperature-dependent susceptibility curves with a lower Tc than magnetite is probably titanomaghemite.

5.2 Magnetic properties variations in relation with faulting and/or magma flow

The Upper Carboniferous-Permian volcanic and volcaniclastic rocks cropping out in the study area exhibit much higher magnetic susceptibility values, with stronger spatial variations, compared with neighboring areas studied by Simón-Muzás et al. (2022). These singular characteristics led to perform the detailed magnetic property analyses presented in this work in order to understand the process and the constraints that generated them.

On a kilometric scale, the magnetic profiles confirm that the area with strong magnetic anomalies is restricted to the Upper Carboniferous-Permian volcanic rocks . Neither the detrital pre-Variscan basement nor the overlying Permian-Triassic red beds seem to be responsible for significant magnetic anomalies. The mineralization or alteration processes are restricted to the volcanic rocks; some layers of this sequence are affected by these mineralizations and others are not. After a thorough study of the spatial variations of these anomalies, we can say that alterations are not strictly linked to the fracture/fault pattern, as occurring in numerous examples worldwide (e.g. Garven et al., 2001; Hayman

and Karson, 2007). The areal magnetic anomaly maps (see Supplementary material 2) performed in detail in two small areas show no straightforward relationship between the magnetic anomalies and the fault conjugate system and other fracture sets. Magnetic anomalies are not arranged along the strike of the faults and fractures but rather show strongly localized punctual maxima not necessarily located at the intersections between fractures or fault systems. This can indicate that the origin of the magnetic anomalies is not strictly controlled by the fracture/fault network. Instead, it seems that, even though the fault and/or fracture pattern may have conditioned fluid flow or its accumulation (triggered by hydrothermal activity), primary or secondary porosity, changes in thermal conductivity, or the initial composition of the rock (see, e.g. Lamur et al., 2017) could have been the main controls for these mineralogical changes. This scenario is not uncommon in recent hydrothermal fields (Rissmann et al., 2011).

The magnetic anomalies recorded in the studied units point towards the presence of high susceptibility bodies close to the surface (their lower boundary cannot be determined from magnetic surveys because at 20-40 m below the surface their influence in short-wavelength magnetic anomalies is negligible) and several centimeters to several meters wide. The model that optimally adjusts to the results of the magnetic prospection fits with the following scenario: volcanic rocks within a detrital

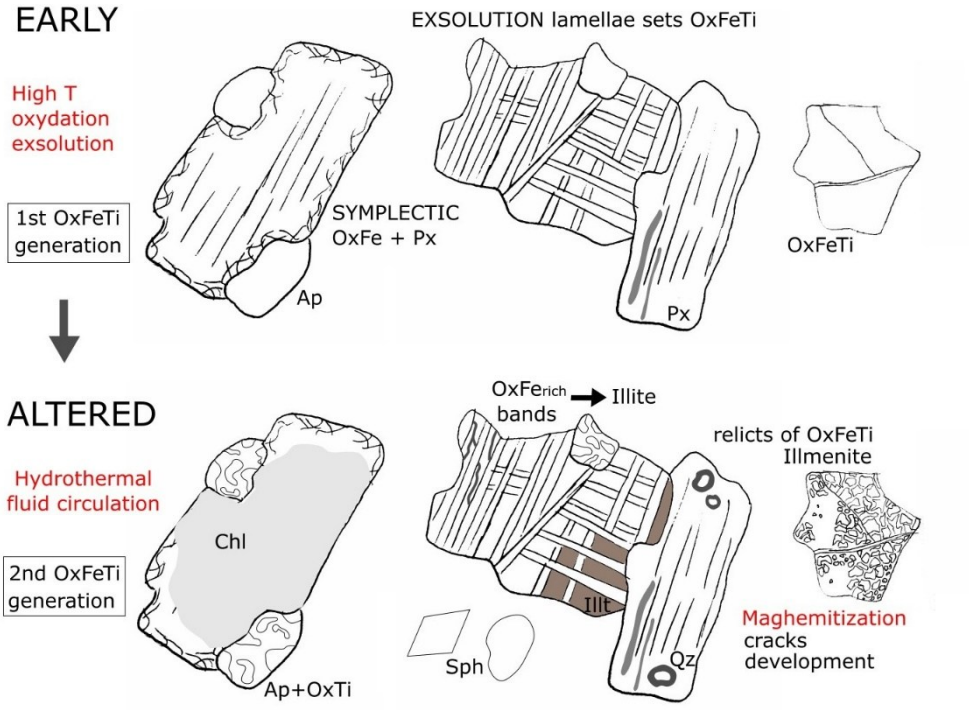


Figure 10: Scheme that summarizes the chronology of formation of the main Fe-Ti oxides and alterations. During early stage: symplectic magnetite, Fe-Ti oxides exsolution lamellae and Fe-Ti oxide crystals up to 100 μm. The formation of pyroxene bands within the Mg rich pyroxene are marked in gray color. During alteration processes neoformation of titanite, ilmenite within the apatite and maghemitization. The secondary mineral assemblage also includes the illite, chlorite (seen in optical microscope) and quartz spots. The thinner lamellae of Fe-rich oxide observed in the Ti-rich oxide can be related to a primary or early stage.

succession were pervasively faulted, but the precipitation of high magnetic susceptibility minerals (mainly magnetite) immediately after the deposit of the Upper Carboniferous-Permian volcanic and volcaniclastic sequence only affected some sets of the volcanic rocks. This allows us to rule out a younger (i.e. linked to the Mesozoic extension or Cenozoic inversion) basin-scale fluid circulation that would affect the entire volcanic and volcaniclastic sequence (and probably their sedimentary cover), distributed according to the existing pattern of fractures and faults. This fact suggests that the secondary Fe-Ti oxides generated during hydrothermal fluid interaction, and responsible of the abnormally high

Km values, were generated during early diagenetic stages but after the deposit and cooling of the lava flow. Indeed, the early remagnetization that can be interpreted from the paleomagnetic study of the volcaniclastic rocks of the Cadí basin (Simón-Muzás et al., 2023b) could be associated with these early diagenetic events. Vahle et al. (2007) also observed that the secondary magnetite formed during hydrothermal fluid circulation in volcanic rocks (basalts) leads to the increase of the Km. In the present study, the sample D2, that presents a Km of $8730 \cdot 10^{-6}$ S.I., is the one of the three FESEM analyzed samples where maghemitization is pervasive, which indicates that this can be one of the processes that increases the Km.

Therefore, we interpret that the marked contrast between (i) layers affected by hydrothermal fluid circulation that present secondary Fe-Ti oxides and underwent maghemitization and (ii) other volcanic layers that do not and present primary Fe-Ti oxides, generates an interaction between the different magnetic properties that can give rise to the strong magnetic anomalies observed in the magnetic surveys.

The magnetic susceptibility ellipsoid axes do not show a clear relationship with structural or paleoflow markers such as the preferred mineral orientation due to magma flow, bedding planes, or faults or fractures at the outcrop scale. On the other hand, observation of polished and thin sections indicates a good alignment of phenocrysts within the matrix in accordance with the results of AMS obtained in other areas of the Cadí Basin (i.e. a main magmatic foliation "parallel" to bedding and a WNW-ESE lineation parallel to the magmatic or sedimentary flow). Some of the magnetic fabrics obtained preserved this preferred orientation of the magnetic lineation. Nevertheless, the pervasive vertical attitude of the magnetic foliation, showing an E-W direction is compatible with a dominant hydrothermal flow along the major faults limiting the Cadí Basin to the north and south (Gisbert et al., 2024).

6. Conclusions

The results obtained in thick sequences of volcanic rocks prove the complexity of AMS data and the heterogeneous distribution of magnetic properties, where a combination of different factors, including local geology and hydrothermal fluid circulation are involved. The methodology used to face this case study can be applied to similar environments (considering both ancient and recent volcanic rocks) in order to decipher the processes involved. The multi-proxy approach carried out in this work indicates that many factors must be taken into account when interpreting magnetic fabrics in volcanic rocks, and that the relationship between magnetic properties (here including magnetic fabrics) and geological structures is not always straightforward. The conclusions in the studied case are the following:

- The magnetic fabrics obtained in the studied area cannot be directly associated with magma flow or the deformation history and are rather linked to particular mineral transformations due to hydrothermal fluid circulation. This is an important caveat when applying magnetic techniques to define the fabric of volcanic rocks.
- The heterogeneous properties of the volcanic rocks, and iron remobilization, responsible for the crystallization of magnetite with different contents in Ti, are driven by secondary processes. Precipitation was favored by fluid circulation (in its turn probably favored by fracturing) during early diagenetic stages after the deposition of the volcanic rocks.
- The strong magnetic anomalies registered in the magnetic surveying and the particular magnetic properties of the rocks are not directly related with the fault and/or fracture

pattern typical of the Cadí Basin. This phenomenon is originated by the irregular distribution of magnetite and Fe-Ti oxides within the different rock layers.

Acknowledgements. The authors would like to acknowledge Josep Gisbert for his help in the field campaign and for sharing hypotheses about the origin of these rocks; to Juanjo Villalaín for his teaching during the NRM measurement in the Paleomagnetism Laboratory of the University of Brugos, to the Servicio General de Apoyo a la Investigación- SAI, Universidad de Zaragoza that elaborated the thin sections and the hysteresis and temperature-dependent induced magnetization curves and to the FESEM technician Ana Cristina Gállego for helping us with the electronic microscope. The authors thank the financial support from the projects grants PID2020-114273 GB-C22, PID2019-108753 GB-C22 and FPU19/02353 funded by MCIN/ AEI/10.13039/501100011033, "ERDF Away of making Europe" and "ESF Investing in your future".

Funding. This study has been supported by Project grants PID2020-114273 GB-C22, PID2019-108753 GB-C22 and FPU19/02353 funded by MCIN/ AEI/10.13039/501100011033, "ERDF Away of making Europe" and "ESF Investing in your future. Disclosure statement. The authors report there are no competing interests to declare. Authorship statement. -Ana Simón-Muzás: Writing–original, Resources, Methodology, Visualization, Investigation, Data curation, Conceptualization. -Antonio M. Casas-Sainz: Review, Resources, Investigation, Supervision, Project administration, Conceptualization, Funding acquisition. -Ruth Soto: Review, Resources, Investigation, Supervision, Project administration, Conceptualization, Funding acquisition. -Belén Oliva-Urcia: Methodology, Investigation, Conceptualization, Review.

7.- Structural pattern in the Lletó Zone (complementary information)

As previously mentioned in the chapter there are two main fracture sets in a E-W and in a N-S direction respectively (Fig. 4 A and B), and only one conjugate fault system consisting of NE-SW and NW-SE sets (Fig. 4 C) in the Lletó zone. Categorizing by their length (e.g. Bonnet et al., 2001), the most frequent structures are faults/fractures less than 5 m long in the E-W, NW-SE and NE-SW sets (pinkish color in Fig. 10.B), followed by the 5-10 m length in the NE-SW and N-S sets (yellow color in Fig. 10.B). Longer faults/fractures (more than 50 m) are included in the E-W, NE-SW and N-S sets (blue color in Fig. 10.B). The dominant strike directions (Fig. 10.C) for faults and fractures are a NE-SW (035) trend followed by the E-W (085) trend. The set of longer faults/fractures (sum of faults length with the same strike, Fig. 10.D) is the one with the i) E-W (090) direction with a scattering of ± 10°, followed by ii) NE-SW (035) ± 05° direction, and iii) NW-SE (130) ± 10° direction. In relation to the fracture pattern, the E-W main set is parallel to the trend of the main structures of the Cadí Range (Fig. 1 A) and other sectors of the Pyrenees.

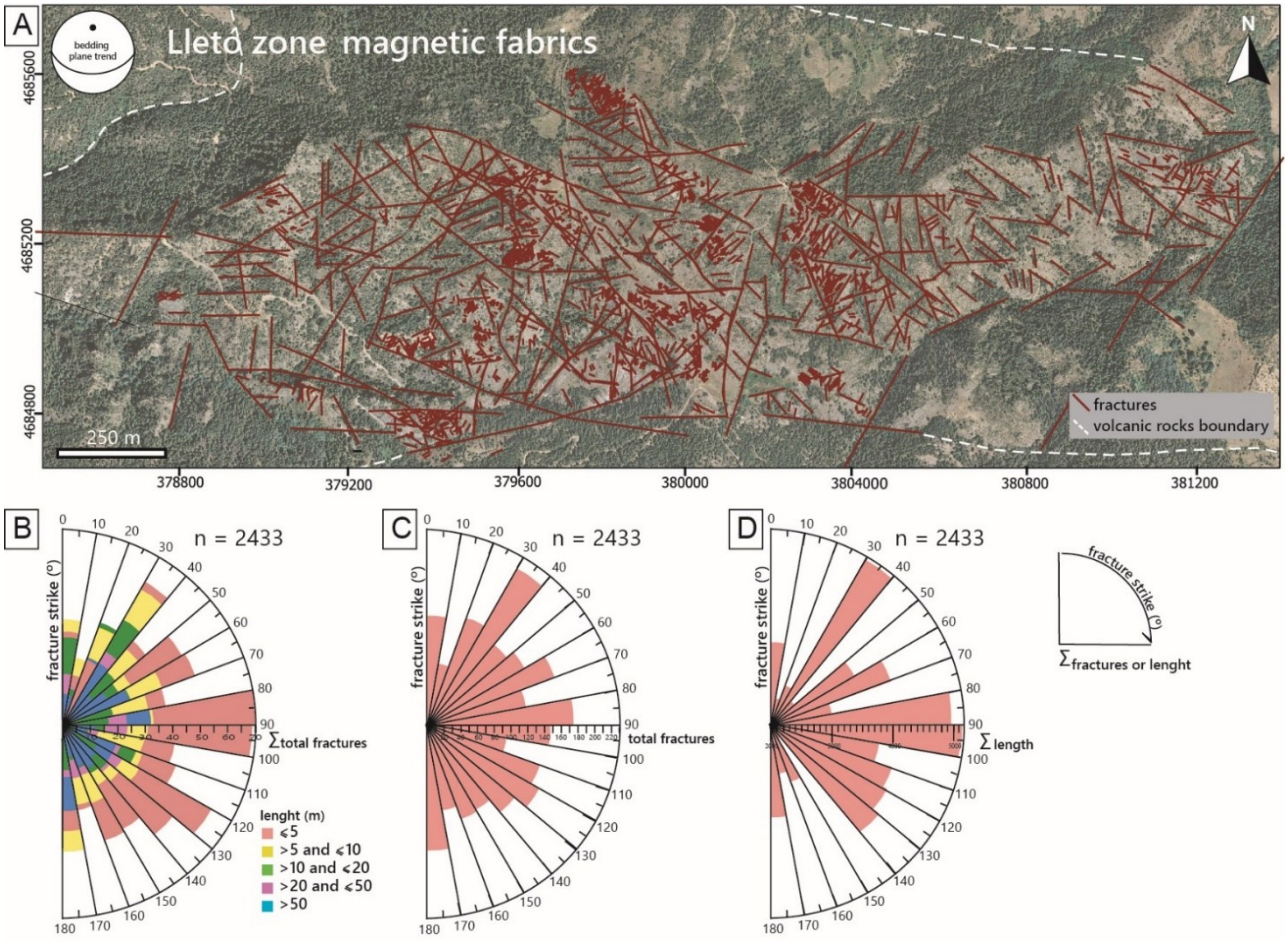


Figure 10: A) Color orthophotograph with the analyzed fracture pattern of the Lletó zone in situ (IGN, Spain, year 2011); B) Rose diagram showing fractures and faults weighted by strike and length (see color legend, where all colors have their origin at the center of the semicircle). C) Number of fractures and faults (X axis) respect to their strike. D) Sum of the length of fractures and faults (X axis) with the same strike.

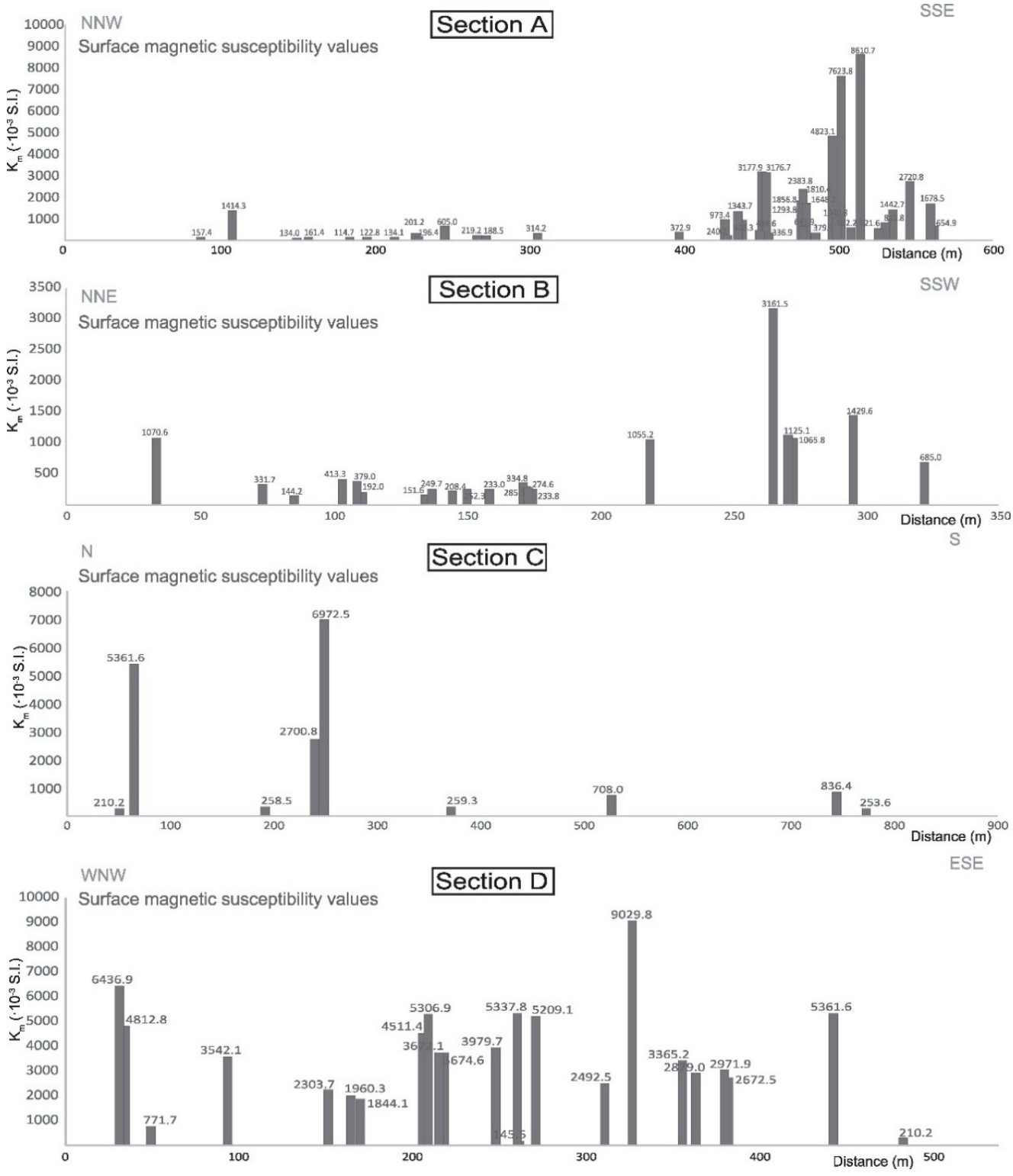
Despite the scarcity of kinematic indicators on the fault surfaces, two hypotheses can be taken into account to define their chronological relationship: 1) this conjugate system was generated during, or immediately after, the deposit of the volcanic and detrital rocks at Late Carboniferous-Permian times, and therefore tectonic correction must be applied to find their original orientation since the stratigraphic series was tilted towards the south during the Pyrenean compression, or, alternatively, 2) this conjugate system was originated after the tilting towards the south of the stratigraphic succession during the Pyrenean Alpine compression.

If we consider hypothesis 1 (Late Carboniferous-Permian origin) after the tectonic correction (bedding restored to the horizontal) one of the fault sets (those faults that at present have a NW-SE strike) shows a NNW-SSE direction, with dips towards the west. The other fault set (those faults that show at present a NE-SW strike) shows an eastwards dip after tilt correction. The hypothesis 2 (faults formed during the Pyrenean compression) is consistent with a N-S compression, with the σ1 axis located in the bisector of the acute angle between the two conjugate fault sets (Anderson, 1905).

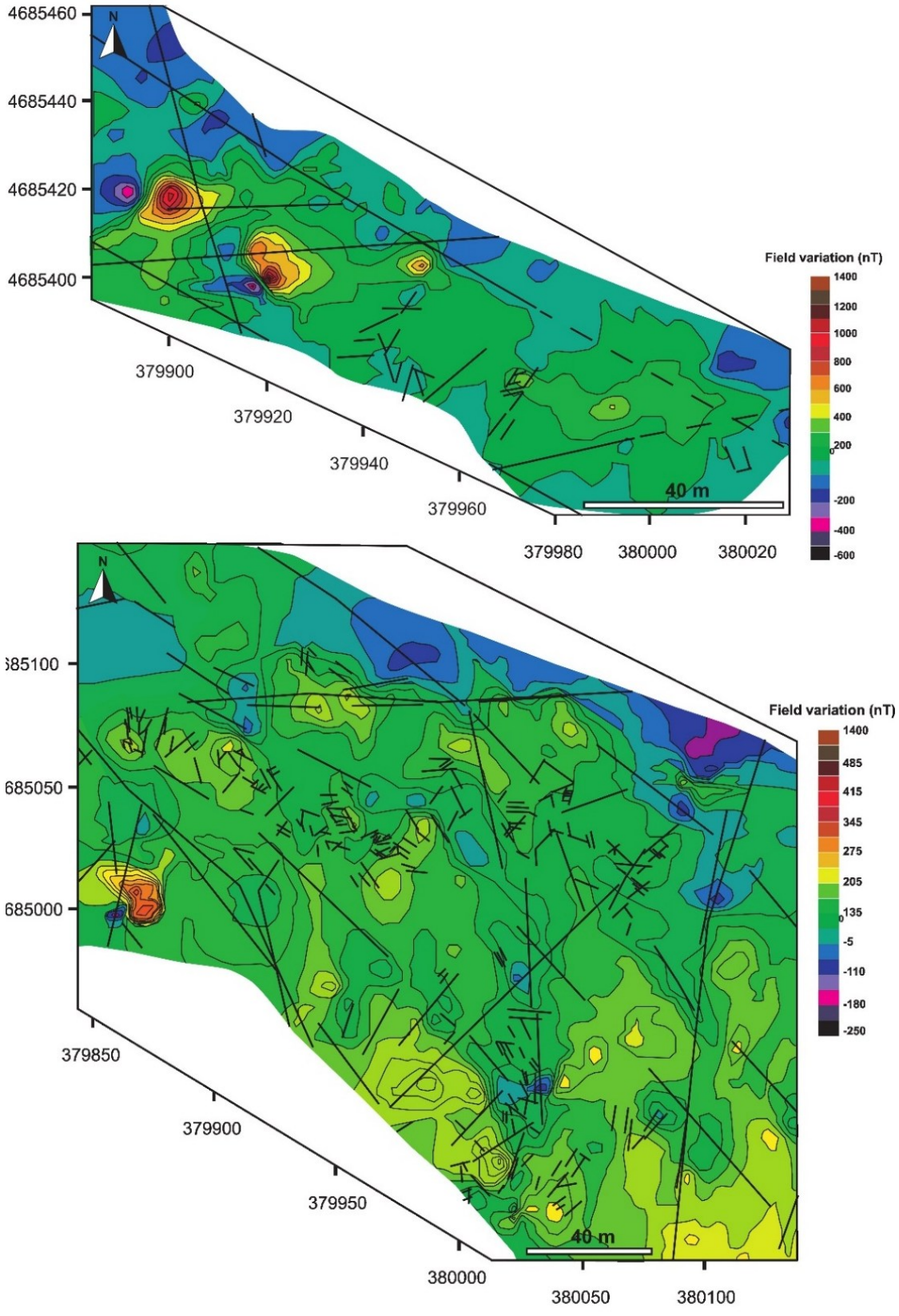
The subhorizontal slickensides measured on the fault planes (Fig. 4 C) point towards a strike-slip fault movement in both stereoplots: in present-day coordinates and also after tilt correction to the horizontal (particularly on the faults dipping to the west). The slickensides show plunges of 15 to 80 ° with respect to the horizontal in situ, and 2 to 70° after tilt correction to the horizontal. In any case, these data do not exclude either of the two previously mentioned hypotheses since the fault sets could have originated either as normal faults and lately to strike-slip faults during Late Carboniferous-Permian post-Variscan extensional/transtensional/strike-slip events or as reverse faults during the beginning of the Pyrenean compression and then being re-activated after the tilting of the whole succession as strike-slip faults during the southwards displacement of the Cadí thrust sheet.

5.6.1..1- Supplementary material

Supplementary material *1:* surficial magnetic susceptibility values measured by means of a KT20-Terraplus hand-held susceptometer and projected along sections A, B, C and D. See Fig.2 to see the sections location.

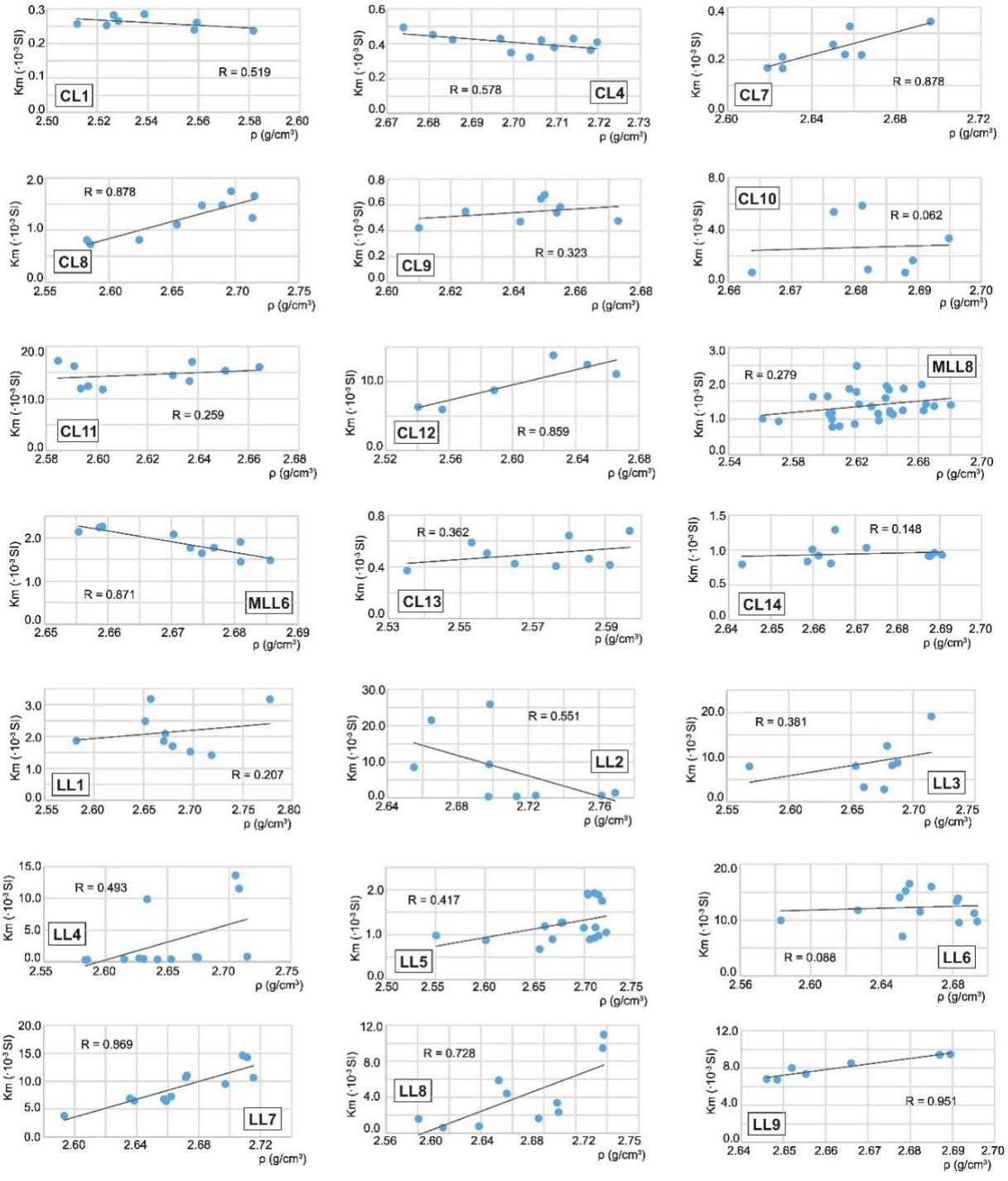


Supplementary material 2: Areal magnetic survey performed in two small areas (≈ 2.4 Hm^2 and 0.5 Hm^2) to recognize the scale of the variations of the magnetic field. Magnetic anomalies are not arranged along the major faults and/or fractures (black lines) and do not show a clear pattern of distribution. Magnetic field in nT.

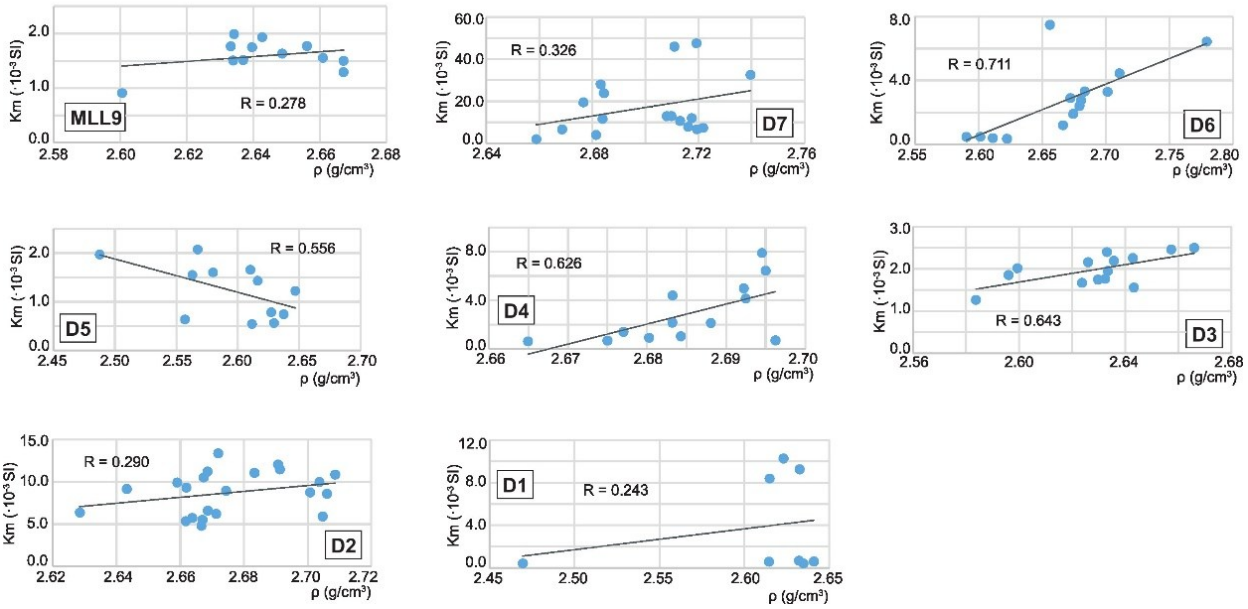


Supplementary material *3:* density values v s. mean magnetic susceptibility values (Km) at specimen level in each studied site. Sites CL1, CL4, CL7, CL8, CL12, ML6, LL2, LL7, LL8, LL9, D6, D5, D4 and D3 present a high positive and/or high correlation between the two parameters (see also Fig.2 and Fig.9 to locate the sites and their distribution). It has not been possible to relate this correlation between density and Km with the iron and/or titanium oxides content, with the orientation of the magnetic susceptibility ellipsoid parameters or the fault and/or fracture pattern distribution.

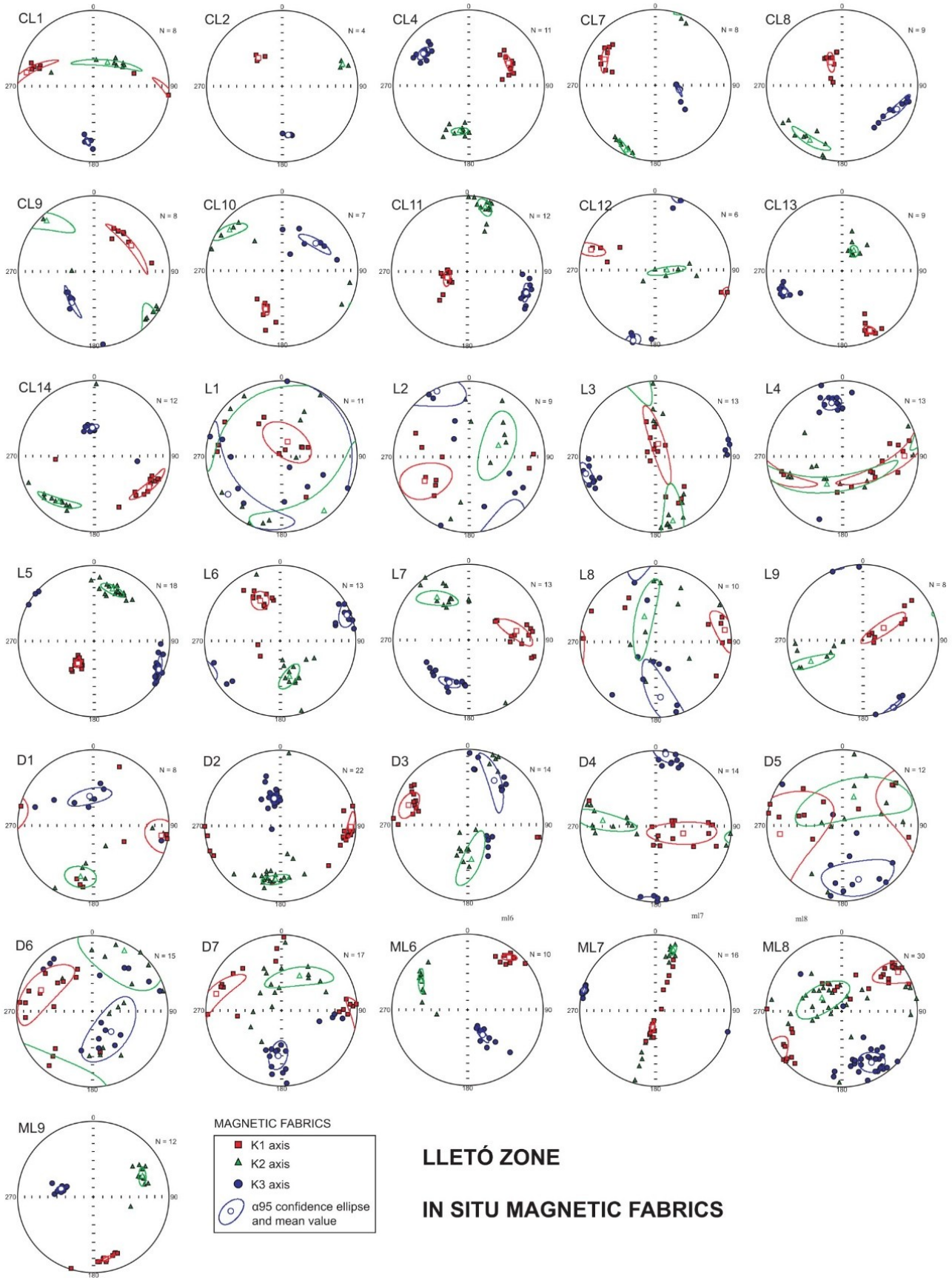
Density- Km diagrams at site level



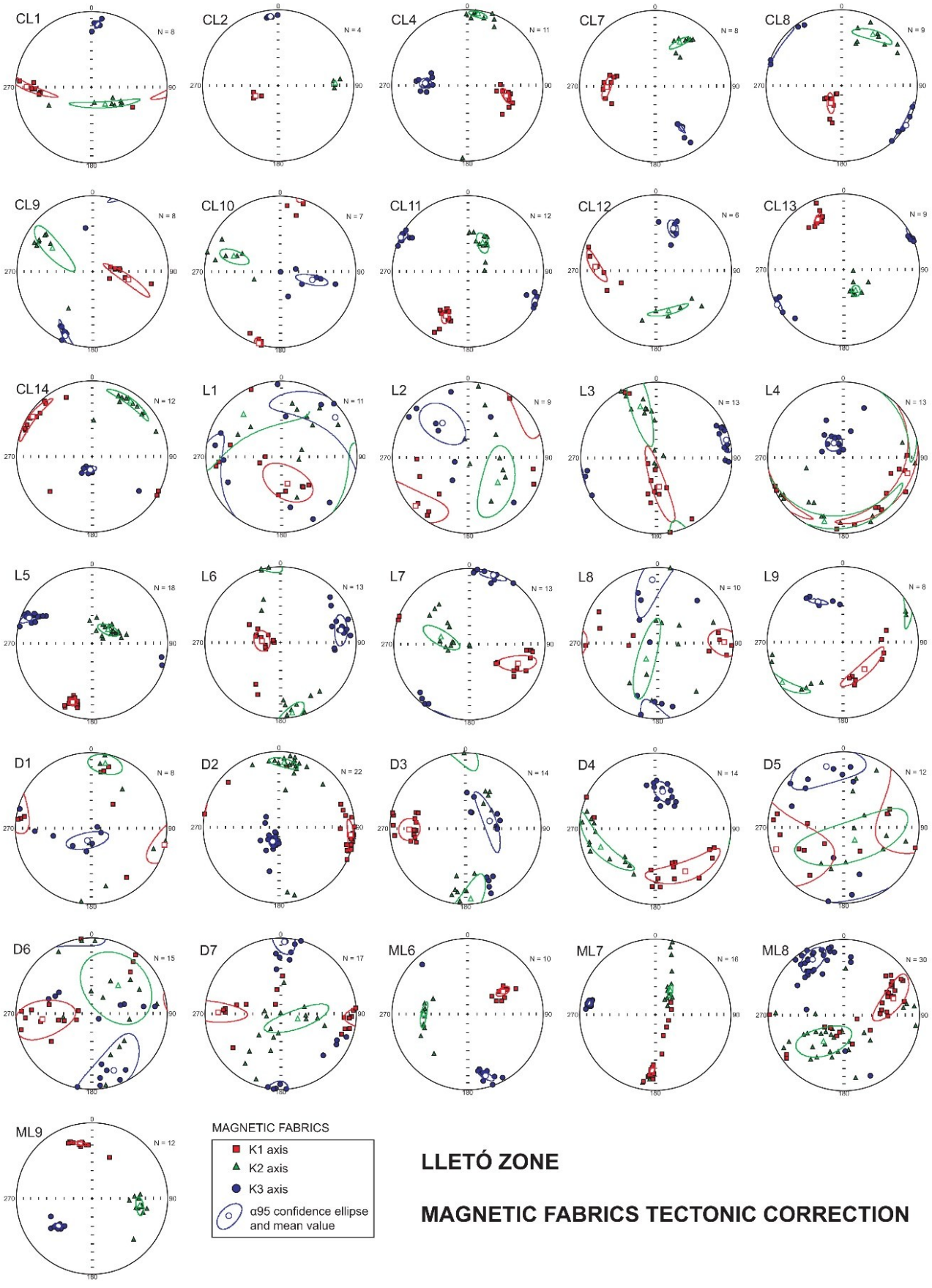
Density- Km diagrams at site level



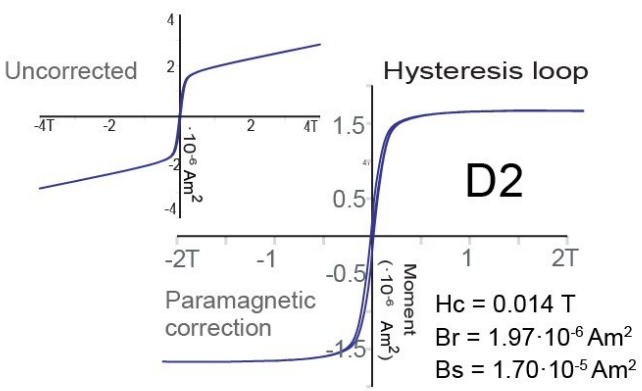
Supplementary material *4:* magnetic fabrics *in situ* for the Lletó zone.

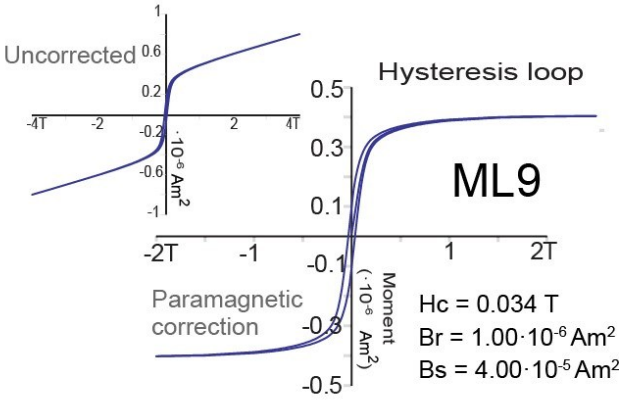


Supplementary material *5:* magnetic fabrics after tectonic correction for the Lletó zone.

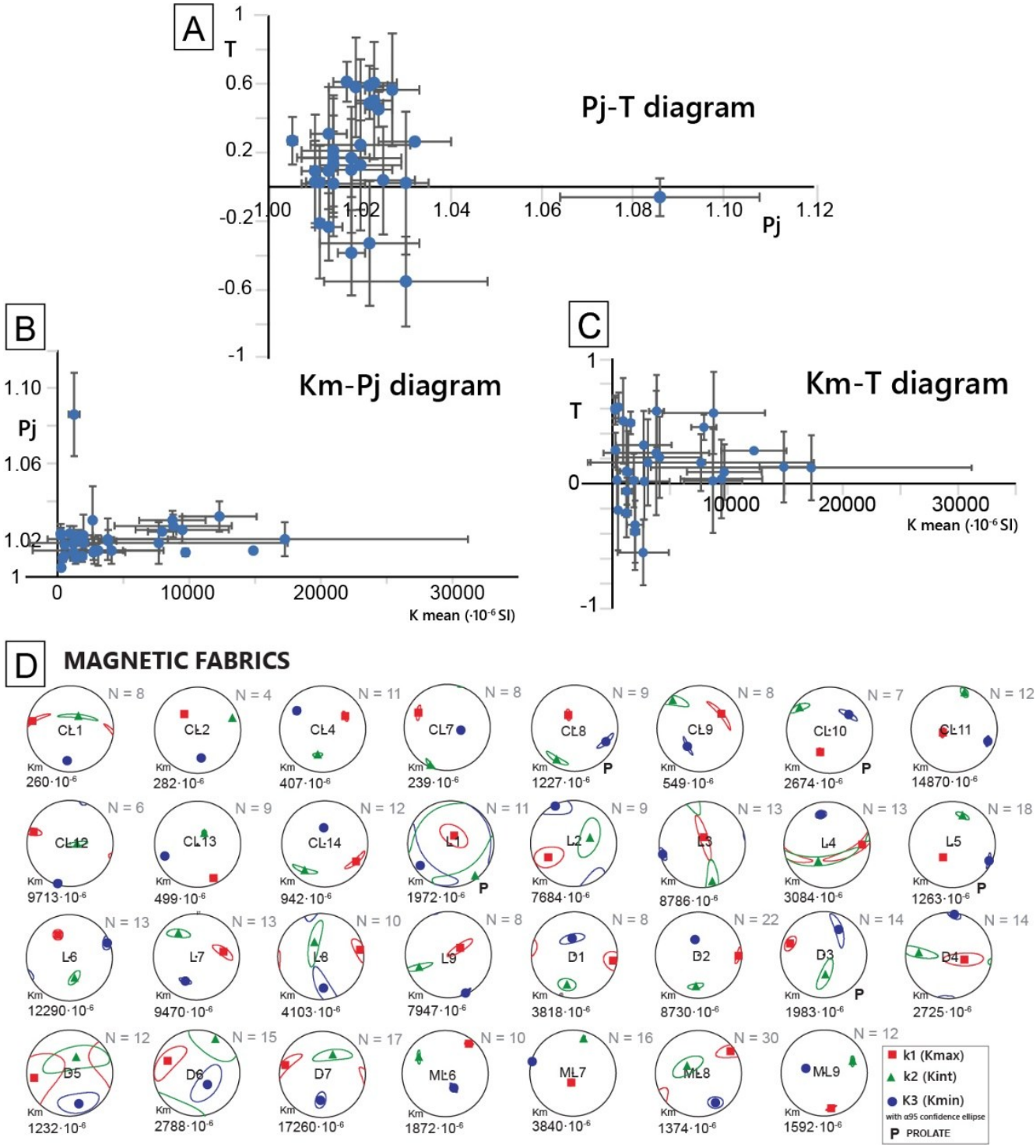


Supplementary material 6: Hysteresis loops present a remarkable paramagnetic contribution, and the wasp waist is not observed, thus pointing towards a single ferromagnetic phase. The temperature-dependent induced magnetization curve presents the Verwey transition of magnetite, red color: heating curve; blue color: cooling curve.





Supplementary material 7: (Lletó zone): Magnetic ellipsoid scalar parameters, average per site with standard deviation, A) Pj (corrected anisotropy degree) versus T (shape parameter), B) K_{mean} (mean magnetic susceptibility value) versus Pj and C) K_{mean} versus T. D) Simplified, in situ magnetic fabric results: bulk magnetic susceptibility value, mean axes and the associated α_{95} confidence cone.



TABLES

				in situ				restored									
site	N	Km (·10^{-6})	Std.dev (·10^{-6})	K_{max}	$alfa_{95}$	K_{min}	$alfa_{95}$	K_{max}	K_{min}	Pj	e	T	e	F	e	L	e
CL1	8	260	17.45	282/11	38/3	186/27	6/2	270/16	6/18	1.022	0.004	0.589	0.116	1.017	0.002	1.004	0.002
CL2	4	282	5.58	320/50	-	173/36	-	246/63	354/9	1.005	0.001	0.269	0.138	1.003	0	1.002	0.001
CL4	11	407	49.23	61/39	9/4	306/27	7/5	105/46	273/44	1.01	0.002	0.029	0.24	1.005	0.002	1.005	0.001
CL7	8	239	67	297/26	13/4	101/64	8/1	269/37	148/35	1.023	0.005	0.605	0.082	1.017	0.004	1.004	0.001
CL8	9	1227	384	334/62	11/4	113/22	19/5	212/68	122/0	1.013	0.003	-0.233	0.196	1.005	0.001	1.008	0.003
CL9	8	549	88.68	55/40	32/4	215/48	19/3	103/50	203/8	1.017	0.003	0.612	0.116	1.013	0.002	1.003	0.001
CL10B	7	2674	2221	204/44	7/3	51/42	19/5	197/2	104/54	1.03	0.018	-0.551	0.262	1.005	0.002	1.023	0.015
CL11	12	14870	2108	253/67	9/4	110/18	9/4	207/35	297/0	1.014	0.001	0.133	0.283	1.008	0.002	1.006	0.002
CL12	6	9713	3245	288/12	19/5	197/3	10/5	274/21	22/40	1.013	0.002	0.092	0.222	1.007	0.001	1.006	0.002
CL13	9	499	111.6	155/14	8/3	250/20	6/4	333/26	242/1	1.011	0.001	-0.212	0.322	1.004	0.002	1.006	0.002
CL14	12	942	130	119/18	22/5	356/59	7/3	304/6	189/76	1.023	0.004	0.502	0.342	1.016	0.005	1.005	0.002
D1	8	3818	4571	98/10	23/13	353/58	24/9	103/1	197/76	1.02	0.011	0.245	0.498	1.01	0.004	1.009	0.009
D2	22	8730	2525	91/8	13/4	347/60	6/4	96/5	203/73	1.03	0.005	0.022	0.416	1.014	0.006	1.014	0.007
D3	14	1983	365	289/19	14/10	31/32	34/7	269/26	73/63	1.018	0.003	-0.384	0.248	1.006	0.003	1.012	0.002
D4	14	2725	2412	104/59	40/12	8/4	13/8	145/31	12/48	1.013	0.004	0.309	0.273	1.008	0.003	1.004	0.002
D5	12	1232	556	263/18	67/34	163/26	35/22	252/7	345/17	1.018	0.009	0.1	0.367	1.01	0.008	1.007	0.003
D6	15	2788	2179	293/28	38/17	137/60	41/20	264/35	159/21	1.014	0.007	0.018	0.305	1.007	0.005	1.007	0.003
D7	17	17260	13910	284/12	36/8	184/40	17/9	271/18	3/5	1.02	0.009	0.127	0.26	1.011	0.006	1.008	0.004
LL1	11	1972	713	22/73	29/18	235/15	64/19	167/60	54/13	1.022	0.011	-0.329	0.362	1.006	0.004	1.014	0.01
LL2	9	7684	9793	242/34	33/17	334/4	31/17	228/6	323/44	1.018	0.011	0.168	0.227	1.011	0.007	1.007	0.004
LL3	13	8786	4455	12/76	46/8	256/6	10/7	174/59	76/5	1.027	0.006	0.565	0.328	1.02	0.007	1.005	0.005
LL4	13	3084	4972	90/19	80/7	349/29	9/9	104/14	327/71	1.014	0.008	0.17	0.345	1.008	0.005	1.005	0.004
LL5	18	1263	422	216/60	5/4	114/7	12/3	198/20	292/11	1.086	0.022	-0.06	0.109	1.04	0.012	1.045	0.011
LL6	13	12290	2821	334/40	11/9	69/6	14/8	275/70	79/19	1.032	0.008	0.263	0.008	1.02	0.008	1.011	0.002
LL7	13	9470	3539	80/36	23/7	205/38	11/5	112/31	19/4	1.025	0.007	0.038	0.314	1.013	0.006	1.011	0.004
LL8	10	4103	3623	80/9	21/11	175/28	45/12	89/13	355/17	1.014	0.007	0.21	0.324	1.008	0.005	1.005	0.004
LL9	8	7947	1085	59/64	30/7	156/3	11/2	141/53	329/37	1.024	0.003	0.451	0.102	1.017	0.003	1.006	0.001
ML6	10	1872	300	38/12	8/4	149/59	11/3	57/44	164/17	1.011	0.003	0.025	0.214	1.006	0.002	1.005	0
ML7	16	3840	648	189/72	7/2	286/2	3/2	183/27	280/13	1.019	0.006	0.58	0.29	1.014	0.002	1.004	0.004
ML8	30	1374	405	55/10	32/10	150/23	15/11	72/32	331/17	1.01	0.003	0.093	0.328	1.006	0.003	1.004	0.002
ML9	12	1592	292	169/18	9/2	284/54	5/3	345/26	231/42	1.022	0.003	0.486	0.091	1.016	0.002	1.005	0.001

Table 1: N: number of specimens; Km: mean magnetic susceptibility value per site. K_{max} and K_{min} (trend and plunge) of the magnetic lineation and of the pole to the magnetic foliation (Jelinek, 1977) in situ and after the tectonic correction; Std.Dev: standard deviation for the Km; alfa95: major and minor semi-axes of the 95% confidence ellipse (Jelinek, 1977); Pj: corrected anisotropy degree (Jelinek, 1981); T shape parameter (Jelinek, 1981); F: K_{int}/K_{min}; L: K_{max}/K_{int}; e: standard deviation.

Supplementary material *8:* density and mean magnetic susceptibility values, Pj and T parameters at specimen level.

Specimen	Density (g/cm³)	Km (SI)	Pj	T
LL1.2A	2.68	1.702E-03	1.014	0.2665
LL1.3A	2.78	3.169E-03	1.0123	-0.2922
LL1.3B	2.65	2.484E-03	1.0127	-0.4929
LL1.4A	2.58	1.874E-03	1.0072	-0.3326
LL1.5B	2.67	2.092E-03	1.0211	-0.6146
LL1.6A	2.67	1.861E-03	1.0365	-0.2193
LL1.7A	2.70	1.526E-03	1.0394	-0.7191
LL1.7B	2.72	1.419E-03	1.0392	-0.6277
LL1.8A	2.66	3.177E-03	1.0196	0.3885
LL2.1A	2.66	8.524E-03	1.0146	0.1587
LL2.1B	2.70	9.323E-03	1.0163	-0.2327
LL2.3B	2.77	1.477E-03	1.0119	0.0884
LL2.4A	2.70	4.339E-04	1.0101	-0.0368
LL2.4B	2.71	4.806E-04	1.0136	0.1734
LL2.5A	2.72	7.320E-04	1.0131	0.5892
LL2.5B	2.76	7.295E-04	1.0112	0.2988
LL2.6A	2.70	2.589E-02	1.0391	0.2237
LL2.6B	2.66	2.156E-02	1.0359	0.2489
LL3.1A	2.68	2.765E-03	1.0171	0.653
LL3.1C	2.66	3.261E-03	1.019	0.5824
LL3.2A	2.68	1.248E-02	1.0327	0.879
LL3.3A	2.57	7.891E-03	1.0302	0.7217
LL3.4A	2.69	8.711E-03	1.0199	0.407
LL3.4C	2.68	8.113E-03	1.0281	0.4227
LL3.7B	2.71	1.912E-02	1.0296	-0.2953
LL3.8A	2.65	7.962E-03	1.0377	0.6804
LL4.1B	2.63	9.868E-03	1.0189	-0.1045
LL4.2B	2.63	5.570E-04	1.0127	0.3935
LL4.3A	2.67	7.881E-04	1.0091	0.4241
LL4.3B	2.67	6.267E-04	1.0075	0.2693
LL4.3C	2.71	8.192E-04	1.0074	0.2952
LL4.4A	2.71	1.155E-02	1.0238	-0.0345
LL4.4B	2.71	1.367E-02	1.0275	0.2111
LL4.5A	2.63	4.417E-04	1.0036	-0.3252
LL4.5B	2.65	3.967E-04	1.0028	-0.5545
LL4.6A	2.61	4.011E-04	1.0103	0.6121
LL4.6B	2.64	3.442E-04	1.0227	0.4405
LL4.7A	2.59	3.305E-04	1.0158	0.0724
LL4.7B	2.58	3.041E-04	1.0174	0.5151
LL5.1A	2.70	1.895E-03	1.0732	0.0001
LL5.1B	2.71	1.932E-03	1.0641	-0.0323
LL5.1C	2.72	1.759E-03	1.0677	-0.0578
LL5.2A	2.70	1.922E-03	1.0858	0.0206
LL5.2B	2.71	1.892E-03	1.0781	-0.0556
LL5.3A	2.65	6.795E-04	1.0897	0.0099
LL5.3B	2.60	8.757E-04	1.1016	-0.0404
LL5.3C	2.68	1.264E-03	1.1547	0.0239
LL5.4A	2.68	1.274E-03	1.1074	0.0364
LL5.4B	2.66	1.191E-03	1.0888	0.044
LL5.5B	2.71	8.944E-04	1.0576	0.0729
LL5.6A	2.55	9.849E-04	1.0695	-0.0327
LL5.6B	2.71	1.163E-03	1.0848	-0.0584
LL5.6C	2.70	1.156E-03	1.1016	-0.1928
LL5.7A	2.67	8.992E-04	1.0714	-0.3022
LL5.7B	2.71	9.280E-04	1.0755	-0.2754
LL5.7C	2.71	9.804E-04	1.0868	-0.1888
LL5.7D	2.72	1.052E-03	1.0984	-0.0577
LL6.1A	2.65	1.518E-02	1.0273	0.1916
LL6.1C	2.68	1.390E-02	1.0319	0.4165
LL6.2B	2.67	1.598E-02	1.0353	0.4899
LL6.2C	2.66	1.649E-02	1.0368	0.5131
LL6.3A	2.66	1.148E-02	1.0207	0.0955
LL6.3B	2.65	1.406E-02	1.0289	0.1204
LL6.4A	2.58	9.940E-03	1.0249	0.1048
LL6.4B	2.63	1.176E-02	1.0238	-0.2636
LL6.4C	2.68	1.335E-02	1.0221	-0.1516
LL6.6A	2.69	9.736E-03	1.0438	0.4029
LL6.7A	2.65	7.047E-03	1.0318	0.4494
LL6.8A	2.68	9.561E-03	1.0426	0.5484
LL6.8B	2.69	1.123E-02	1.0441	0.505
LL7.1A	2.66	7.264E-03	1.0317	0.4157
LL7.1B	2.66	6.420E-03	1.0327	0.4735
LL7.2A	2.70	9.504E-03	1.0248	0.4151
LL7.2B	2.67	1.069E-02	1.0266	0.2704
LL7.4A	2.64	6.483E-03	1.0133	-0.187
LL7.5A	2.59	3.808E-03	1.0225	0.1235
LL7.5B	2.64	6.931E-03	1.025	-0.081
LL7.6A	2.66	6.799E-03	1.0198	0.103
LL7.7A	2.67	1.105E-02	1.027	0.0751
LL7.8A	2.72	1.065E-02	1.013	-0.3629
LL7.8B	2.71	1.464E-02	1.0242	-0.356
LL7.8C	2.71	1.426E-02	1.028	-0.4716
LL8.1A	2.67	2.33E-03	1.0106	0.3802
LL8.2A	2.64	4.41E-03	1.0204	-0.336
LL8.3A	2.67	3.37E-03	1.0086	0.2899
LL8.4A	2.62	7.67E-04	1.0098	-0.3126
LL8.4B	2.60	6.28E-04	1.0149	0.0856

Specimen	Density (g/cm^3)	Km (SI)	Pj	T
LL8.5A	2.58	1.58E-03	1.0078	0.6965
LL8.5B	2.66	1.65E-03	1.0085	0.1593
LL8.6A	2.70	1.10E-02	1.0269	0.3876
LL8.7A	2.70	9.46E-03	1.0219	0.3626
LL8.8A	2.63	5.88E-03	1.006	0.3874
LL9.1B	2.66	7.34E-03	1.0255	0.5288
LL9.2A	2.65	7.97E-03	1.0247	0.479
LL9.2B	2.67	8.51E-03	1.0271	0.5572
LL9.3A	2.65	6.74E-03	1.0203	0.4036
LL9.3B	2.65	6.82E-03	1.0184	0.3129
LL9.4A	2.69	9.41E-03	1.0241	0.3504
LL9.4B	2.69	9.46E-03	1.0263	0.3868
CL4-11	2.70	3.23E-04	1.0121	0.657
CL4-6	2.68	4.53E-04	1.0123	0.0086
CL4-5	2.72	4.10E-04	1.0099	0.0877
CL4-10	2.70	3.50E-04	1.0104	-0.1665
CL4-7	2.71	4.21E-04	1.0096	0.0524
CL4-8	2.72	3.64E-04	1.0087	-0.0882
CL4-4	2.71	4.30E-04	1.0097	0.0198
CL4-1	2.71	3.81E-04	1.0091	0.0639
CL4-2	2.70	4.30E-04	1.0139	-0.0459
CL4-3	2.67	4.95E-04	1.0099	-0.3136
CL4-9	2.69	4.24E-04	1.0098	0.0433
CL14-12	2.66	9.18E-04	1.0201	0.5081
CL14-11	2.67	1.29E-03	1.0143	-0.5419
CL14-2	2.66	8.06E-04	1.0245	0.6731
CL14-4	2.69	9.13E-04	1.0203	0.6856
CL14-3	2.69	9.61E-04	1.0277	0.7193
CL14-7	2.69	9.16E-04	1.026	0.5458
CL14-5	2.67	1.03E-03	1.0235	0.6231
CL14-6	2.66	1.01E-03	1.0216	0.616
CL14-8	2.69	9.29E-04	1.0244	0.5543
CL14-9	2.64	7.95E-04	1.02	0.4674
CL14-10	2.66	8.36E-04	1.0213	0.45
CL8-1	2.67	1.47E-03	1.0129	-0.4655
CL8-2	2.70	1.74E-03	1.0156	-0.4234
CL8-3	2.69	1.48E-03	1.0165	-0.5014
CL8-4	2.71	1.24E-03	1.008	-0.1595
CL8-5	2.58	8.08E-04	1.0159	-0.1667
CL8-6	2.59	7.28E-04	1.0142	-0.0165
CL8-7	2.65	1.11E-03	1.0099	-0.019
CL8-8	2.62	8.15E-04	1.0094	-0.3082
CL8-9	2.72	1.66E-03	1.0115	-0.041
CL11-1	2.64	1.71E-02	1.0153	-0.0817
CL11-2	2.58	1.73E-02	1.0152	-0.142
CL11-3	2.66	1.61E-02	1.0142	0.0762

Specimen	Density (g/cm^3)	Km (SI)	Pj	T
CL11-4	2.60	1.18E-02	1.0134	0.0335
CL11-5	2.59	1.63E-02	1.0141	-0.0077
CL11-6	2.65	1.53E-02	1.0164	0.7178
CL11-7	2.63	1.45E-02	1.0138	0.5269
CL11-8	2.64	1.34E-02	1.016	-0.054
CL11-11	2.59	1.19E-02	1.0128	0.0507
CL11-12	2.60	1.24E-02	1.0123	0.4268
CL7A-1	2.66	3.27E-04	1.0144	0.5374
CL7A-2	2.65	2.57E-04	1.0246	0.7074
CL7A-3	2.66	2.19E-04	1.0283	0.6526
CL7A-4	2.66	2.18E-04	1.0259	0.5875
CL7A-5	2.63	1.66E-04	1.0245	0.5624
CL7A-6	2.70	3.46E-04	1.0178	0.4611
CL7A-7	2.63	2.10E-04	1.0245	0.672
CL7A-8	2.62	1.68E-04	1.0245	0.6558
CL12-1	2.65	1.24E-02	1.014	-0.1163
CL12-2	2.63	1.38E-02	1.0141	-0.1196
CL12-3	2.67	1.11E-02	1.0105	0.2972
CL12-4	2.59	8.73E-03	1.0127	0.1745
CL12-5	2.54	6.32E-03	1.0133	-0.0644
CL12-6	2.56	5.94E-03	1.0109	0.3823
CL1-1	2.53	2.82E-04	1.0196	0.7153
CL1-2	2.52	2.53E-04	1.0174	0.6323
CL1-3	2.51	2.57E-04	1.0214	0.6442
CL1-4	2.56	2.61E-04	1.0248	0.6647
CL1-5	2.58	2.37E-04	1.0303	0.3728
CL1-6	2.54	2.85E-04	1.0237	0.6674
CL1-7	2.53	2.65E-04	1.0211	0.4852
CL1-8	2.56	2.40E-04	1.0199	0.5287
CL13-1	2.58	4.05E-04	1.0108	0.1864
CL13-2	2.56	4.24E-04	1.0106	-0.1913
CL13-3	2.59	4.14E-04	1.0111	-0.0534
CL13-4	2.54	3.72E-04	1.0106	0.3483
CL13-5	2.58	6.41E-04	1.0112	-0.4903
CL13-6	2.60	6.78E-04	1.0109	-0.5549
CL13-7	2.55	5.88E-04	1.0101	-0.5064
CL13-8	2.59	4.63E-04	1.0099	-0.2129
CL13-9	2.56	5.03E-04	1.0098	-0.4335
CL10B-1	2.68	5.88E-03	1.0461	-0.5605
CL10B-2	2.66	7.30E-04	1.0107	-0.2908
CL10B-3	2.69	3.36E-03	1.0516	-0.9248
CL10B-4	2.68	5.39E-03	1.0464	-0.8613
CL10B-5	2.69	7.34E-04	1.0115	-0.2356
CL10B-6	2.68	9.65E-04	1.0185	-0.4553
CL10B-7	2.69	1.66E-03	1.0234	-0.5265
CL9-1	2.65	5.42E-04	1.0158	0.6101

Specimen	Density (g/cm^3)	Km (SI)	Pj	T
CL9-2	2.65	5.87E-04	1.0154	0.5886
CL9-3	2.62	5.52E-04	1.0147	0.7645
CL9-4	2.65	6.81E-04	1.0197	0.6893
CL9-5	2.65	6.49E-04	1.0177	0.6343
CL9-6	2.67	4.80E-04	1.0228	0.7164
CL9-7	2.61	4.24E-04	1.016	0.4533
CL9-8	2.64	4.74E-04	1.0178	0.4431
MLL8-1	2.68	1.39E-03	1.0096	0.1742
MLL8-2	2.63	1.35E-03	1.0082	-0.3262
MLL8-3	2.62	1.84E-03	1.0046	-0.2446
MLL8-4	2.64	1.82E-03	1.0108	0.6813
MLL8-5	2.64	1.59E-03	1.0106	-0.1089
MLL8-6	2.67	1.36E-03	1.0115	0.1965
MLL8-7	2.62	1.42E-03	1.0067	0.3919
MLL8-8	2.62	2.49E-03	1.0094	-0.1207
MLL8-9	2.62	1.76E-03	1.013	-0.3262
MLL8-10	2.61	1.17E-03	1.0094	0.3194
MLL8-11	2.65	1.24E-03	1.0078	0.0563
MLL8-12	2.64	1.17E-03	1.0092	0.136
MLL8-13	2.65	1.85E-03	1.009	-0.3105
MLL8-14	2.63	1.15E-03	1.0094	-0.0186
MLL8-15	2.60	1.14E-03	1.0071	0.5357
MLL8-16	2.66	1.24E-03	1.0125	0.3118
MLL8-17	2.59	1.63E-03	1.0064	0.3053
MLL8-18	2.66	1.42E-03	1.01	0.1356
MLL8-19	2.63	9.63E-04	1.008	-0.3564
MLL8-20	2.62	8.63E-04	1.0128	-0.0335
MLL8-21	2.61	7.79E-04	1.0132	0.3042
MLL8-22	2.64	1.13E-03	1.0056	-0.516
MLL8-23	2.61	9.95E-04	1.0167	0.3538
MLL8-24	2.61	7.94E-04	1.009	-0.315
MLL8-25	2.56	1.01E-03	1.0146	0.359
MLL8-26	2.64	1.92E-03	1.0101	-0.3642
MLL8-27	2.66	1.96E-03	1.0104	0.2481
MLL8-28	2.64	1.22E-03	1.011	0.5913
MLL8-29	2.57	9.39E-04	1.0151	0.2692
MLL8-30	2.60	1.63E-03	1.0129	0.4632
MLL6-1	2.67	2.08E-03	1.012	0.1283
MLL6-2	2.67	1.64E-03	1.0102	0.0428
MLL6-3	2.69	1.48E-03	1.0077	-0.1314
MLL6-4	2.68	1.77E-03	1.0114	0.0537
MLL6-5	2.68	1.45E-03	1.0077	-0.2057
MLL6-6	2.66	2.26E-03	1.0136	0.2352
MLL6-7	2.68	1.91E-03	1.0101	-0.1774
MLL6-8	2.66	2.24E-03	1.0151	0.3435
MLL6-9	2.66	2.14E-03	1.0131	0.2372

Specimen	Density (g/cm^3)	Km (SI)	Pj	T
MLL6-10	2.67	1.77E-03	1.0081	-0.279
MLL7-1	2.68	5.28E-03	1.0357	0.0763
MLL7-2	2.67	3.75E-03	1.0163	0.8811
MLL7-3	2.67	4.65E-03	1.0238	0.2933
MLL7-4	2.63	3.27E-03	1.0177	0.7036
MLL7-5	2.65	4.13E-03	1.0198	0.217
MLL7-6	2.66	4.97E-03	1.0282	0.209
MLL7-7	2.68	3.89E-03	1.017	0.7688
MLL7-8	2.68	4.00E-03	1.0222	0.3558
MLL7-9	2.56	3.33E-03	1.0203	0.5183
MLL7-10	2.59	3.14E-03	1.0178	0.9469
MLL7-11	2.61	3.66E-03	1.0148	0.86
MLL7-12	2.60	3.53E-03	1.0151	0.8158
MLL7-13	2.51	2.92E-03	1.0169	0.8487
MLL7-14	2.59	3.55E-03	1.0157	0.8603
MLL7-15	2.61	3.58E-03	1.0112	0.3867
MLL7-16	2.63	3.80E-03	1.0176	0.5304
MLL9-1	2.64	0.001748	1.0239	0.3039
MLL9-2	2.66	0.001551	1.015	0.476
MLL9-3	2.64	0.001933	1.023	0.4675
MLL9-4	2.64	0.001511	1.0235	0.4733
MLL9-5	2.63	0.001764	1.023	0.4115
MLL9-6	2.65	0.001631	1.0243	0.4419
MLL9-7	2.66	0.00177	1.0223	0.565
MLL9-8	2.67	0.001497	1.0203	0.4781
MLL9-9	2.63	0.001987	1.0231	0.4321
MLL9-10	2.60	0.0009112	1.0202	0.6473
MLL9-11	2.63	0.001504	1.0235	0.5985
MLL9-12	2.67	0.00129	1.0235	0.5349
D1.1A	2.62	0.01027	1.0269	-0.0787
D1.1B	2.63	0.009252	1.0368	-0.2241
D1.3A	2.61	0.008383	1.0307	-0.3199
D1.4A	2.64	0.0005959	1.0191	0.8102
D1.5A	2.61	0.0005734	1.0082	0.7037
D1.5B	2.63	0.0003958	1.0125	0.8105
D1.8A	2.47	0.0003951	1.0095	0.4586
D1.8B	2.63	0.0006734	1.0149	-0.1996
D2.1A	2.70	8.77E-03	1.0359	0.3739
D2.2A	2.71	8.62E-03	1.0252	0.7756
D2.2B	2.70	9.99E-03	1.0261	0.8446
D2.2C	2.71	1.09E-02	1.027	0.5856
D2.3A	2.67	8.97E-03	1.0262	0.2815
D2.3B	2.68	1.11E-02	1.0233	0.102
D2.4A	2.69	1.15E-02	1.0312	0.4783
D2.4B	2.67	1.34E-02	1.0287	0.2262
D2.4C	2.67	1.12E-02	1.0229	-0.0583

Specimen	Density (g/cm^3)	Km (SI)	Pj	T
D2.5A	2.67	4.82E-03	1.0373	0.0115
D2.5B	2.67	5.51E-03	1.0321	-0.2194
D2.5C	2.66	5.73E-03	1.0354	-0.3363
D2.5D	2.67	6.23E-03	1.032	-0.6815
D2.6A	2.66	5.36E-03	1.0247	0.0503
D2.6B	2.70	5.92E-03	1.0377	0.1379
D2.6C	2.67	6.61E-03	1.0241	-0.0654
D2.7A	2.69	1.21E-02	1.0326	-0.0466
D2.7B	2.67	1.05E-02	1.0263	-0.5041
D2.7C	2.66	9.34E-03	1.0305	-0.4237
D2.8A	2.66	9.93E-03	1.0345	-0.2192
D2.8B	2.64	9.17E-03	1.0318	-0.4335
D2.8C	2.63	6.39E-03	1.0289	-0.3893
D3.1A	2.63	1.74E-03	1.0179	-0.1836
D3.1B	2.64	1.56E-03	1.018	-0.2799
D3.1C	2.63	1.76E-03	1.0195	-0.4635
D3.2A	2.64	2.19E-03	1.0218	-0.1761
D3.3A	2.63	2.40E-03	1.017	-0.2184
D3.3B	2.63	1.95E-03	1.014	-0.3141
D3.4A	2.64	2.26E-03	1.0199	-0.0342
D3.4B	2.62	1.67E-03	1.0161	-0.173
D3.5A	2.60	2.01E-03	1.0181	-0.428
D3.6A	2.60	1.85E-03	1.0143	-0.9251
D3.6B	2.58	1.27E-03	1.0115	-0.8178
D3.7A	2.67	2.50E-03	1.021	-0.4185
D3.8A	2.66	2.46E-03	1.0192	-0.4545
D3.8B	2.63	2.16E-03	1.02	-0.4887
D4.1A	2.68	2.15E-03	1.0138	0.4334
D4.1B	2.69	2.13E-03	1.0111	0.2904
D4.2A	2.69	4.98E-03	1.0128	-0.0678
D4.2B	2.70	6.43E-03	1.0196	0.1295
D4.3A	2.68	4.39E-03	1.0124	0.1858
D4.3B	2.69	4.13E-03	1.0119	0.1482
D4.4A	2.69	7.90E-03	1.0233	0.5191
D4.5B	2.70	6.86E-04	1.0101	0.4167
D4.6A	2.68	1.38E-03	1.0125	0.6137
D4.7A	2.68	9.05E-04	1.0134	-0.2329
D4.7B	2.68	1.03E-03	1.012	0.0975
D4.8A	2.66	6.11E-04	1.0087	0.5384
D4.8B	2.68	6.77E-04	1.0104	0.6195
D5.1A	2.63	5.65E-04	1.0142	0.063
D5.2A	2.63	7.86E-04	1.0183	-0.6604
D5.3A	2.56	1.55E-03	1.0163	-0.093
D5.4A	2.65	1.22E-03	1.0172	0.2732
D5.5A	2.64	7.44E-04	1.0181	0.1731
D5.6A	2.58	1.60E-03	1.0155	0.0715

Specimen	Density (g/cm^3)	Km (SI)	Pj	T
D5.6B	2.62	1.44E-03	1.017	-0.0031
D5.7A	2.61	5.45E-04	1.0039	0.0001
D5.7B	2.56	6.40E-04	1.0145	-0.309
D5.8A	2.49	1.97E-03	1.0415	0.5601
D5.9A	2.57	2.07E-03	1.0226	0.575
D5.9B	2.61	1.66E-03	1.0171	0.5515
D6.1A	2.59	4.54E-04	1.008	0.222
D6.1B	2.60	4.70E-04	1.0084	0.4539
D6.1C	2.61	3.82E-04	1.006	-0.0915
D6.2A	2.78	6.43E-03	1.0335	0.5146
D6.3A	2.62	3.34E-04	1.0085	0.0295
D6.4A	2.67	2.89E-03	1.0144	-0.0269
D6.5A	2.68	2.39E-03	1.013	-0.3363
D6.5B	2.67	1.90E-03	1.0138	-0.2624
D6.6A	2.68	2.75E-03	1.0091	-0.3678
D6.6B	2.68	3.31E-03	1.0127	0.118
D6.7A	2.71	4.45E-03	1.0112	0.0084
D6.7B	2.70	3.29E-03	1.0171	0.1544
D6.8A	2.67	1.20E-03	1.0213	-0.5362
D6.9A	2.66	7.49E-03	1.0175	0.3713
D7.1A	2.68	4.09E-03	1.0193	-0.0469
D7.1B	2.66	2.05E-03	1.0149	0.028
D7.2A	2.67	6.70E-03	1.0071	-0.3849
D7.3A	2.72	7.41E-03	1.0118	0.1277
D7.3B	2.72	7.95E-03	1.0116	0.3345
D7.3C	2.72	6.79E-03	1.0131	0.3544
D7.4A	2.68	1.17E-02	1.0181	0.3372
D7.4B	2.72	1.20E-02	1.0272	0.4232
D7.5A	2.71	1.30E-02	1.0169	0.3294
D7.5B	2.71	1.31E-02	1.0187	0.4103
D7.6A	2.74	3.26E-02	1.0269	0.2667
D7.7A	2.71	4.60E-02	1.0185	0.1324
D7.7B	2.72	4.76E-02	1.0162	-0.4184
D7.8B	2.71	1.08E-02	1.0147	-0.0864
D7.9A	2.68	2.82E-02	1.0336	-0.0688
D7.9B	2.68	2.39E-02	1.0379	0.1118
D7.9C	2.68	1.96E-02	1.0362	0.3039

6. GENERAL DISCUSSION

6. DISCUSIÓN GENERAL

Fotografía: La cresta que constituye el cuerpo intrusivo de Sant Salvador en primer término, al fondo la Sierra del Cadí en una mañana de invierno.

6.1. IMPLICACIONES DE LA MINERALOGÍA MAGNÉTICA EN LAS ROCAS ESTUDIADAS

Las rocas estudiadas en la presente Tesis pertenecen a las cuencas del Carbonífero superior-Pérmico del margen sur de la Zona Axial de los Pirineos: Anayet, Erillcastell, Estac y Cadí y petrográficamente son andesitas y en áreas muy localizadas de la cuenca de Estac, dacitas (Gisbert, 1981; Bixel, 1984; Valero-Garcés, 1986; Lago et al., 2004). Adicionalmente, en la cuenca del Cadí también se han estudiado las rocas sedimentarias (*red beds)* suprayacentes al conjunto volcánico de la GU, pertenecientes a las unidades URI y URS donde la interestratificación de materiales volcánicos es común.

Las rocas volcánicas y volcanoclásticas s.l. constituyen un grupo heterogéneo de materiales, con una gran variabilidad de texturas, composiciones, grados de cementación, porosidad y alteración. Estas particularidades las convierten en un conjunto difícil de clasificar (p.ej. Fisher, 1961) ya sea desde el punto de vista de su comportamiento físico o mecánico (p.ej. Frolova, 2008; Pola et al., 2012), composicional o genético (p.ej. Gisbert, 1981; White y Houghton, 2006), pues difícilmente se pueden agrupar en conjuntos con características representativas que las haga fácilmente identificables. Por ello, comúnmente se clasifican desde el punto de vista petrográfico y/o geoquímico (diagrama TAS: total alkali versus silica, propuesto por la IUGS, p.ej. Le Maitre, 2002). En el presente estudio, teniendo presente la clasificación petrográfica se ha empleado una terminología (ver Capítulo 3, Apartado 3.3) que tenga en consideración los mecanismos de depósito y/o emplazamiento de las rocas dado que la ASM presenta una relación directa con la petrofábrica y, por ende, con los mecanismos anteriormente mencionados.

El elevado grado de alteración de las rocas volcánicas, volcanoclásticas y subvolcánicas estudiadas tiene especial relevancia: las transformaciones mineralógicas sufridas ya sea por alteración o por neoformación de minerales incrementan la variabilidad mineralógica o reemplazan la mineralogía original dificultando el estudio de fábricas magnéticas (ASM) y del paleomagnetismo. Las rocas volcánicas, volcanoclásticas y subvolcánicas se forman en ambientes altamente reactivos dado el volcanismo activo y donde el principal proceso de alteración suele ser de tipo hidrotermal (p.ej. Gisbert, 1981; Bixel, 1984; Pola et al., 2012). Es por lo que la alteración mineral se ha abordado detalladamente en el Capítulo 5, Apartado 5.6 (zona de Lletó, cuenca del Cadí). La caracterización de la mineralogía magnética, el estudio de subfábricas (LT-AMS y opAMS) y la comparación de la ASM con marcadores estructurales ya sea a escala de cuenca, de afloramiento o en láminas delgadas orientadas, se ha llevado a cabo en todas las rocas estudiadas de las distintas cuencas. Estos procedimientos son determinantes para establecer el grado de influencia de la alteración en la mineralogía original de las rocas. En este apartado de la discusión se va a abordar: i) la mineralogía presente en el conjunto de rocas estudiadas, ii) los minerales que contribuyen a la susceptibilidad magnética total y iii) los minerales portadores de la magnetización remanente natural en las zonas donde se han llevado a cabo estudios paleomagnéticos (cuencas de Estac y del Cadí).

6.1.1. Mineralogía en rocas de las cuencas del Carbonífero superior-Pérmico

La mineralogía presente para el conjunto de rocas volcánicas, volcanoclásticas y subvolcánicas determinada a partir de observaciones realizadas en microscopio óptico, muestra de mano y FESEM está constituida por fenocristales de plagioclasas, feldespatos, minerales máficos como los piroxenos, anfíboles y la biotita, una proporción variable de minerales opacos y en menor medida, cuarzo y aglomerados minerales de distinta naturaleza. Accesoriamente, en rocas de la cuenca del Cadí, concretamente en la zona de Lletó, se ha identificado la titanita. Todos estos minerales están inmersos en una matriz alterada vítrea (en el caso de rocas extrusivas como coladas, ignimbritas y piroclastos), por microlitos de plagioclasas en las rocas hipovolcánicas (rocas de Sant Salvador (cuenca del Cadí) y rocas de la cuenca de Anayet) y minerales opacos. En las plagioclasas se ha identificado un

reemplazamiento parcial o total por filosilicatos como la clorita y la sericita, y también por carbonatos. En los minerales máficos el reemplazamiento total o parcial es por minerales opacos o clorita. El conjunto de rocas volcanoclásticas presenta la misma mineralogía que las rocas volcánicas s.l. junto con cantos de naturaleza detrítica y una mayor proporción de cuarzo. Las *red beds* de la cuenca del Cadí, están formadas por filosilicatos como las micas, cuarzo y minerales opacos, todos ellos inmersos en una matriz arcillosa de coloración terrosa a rojiza.

6.1.2. Contribución mineralógica a las fábricas magnéticas

Para todo el conjunto de rocas estudiadas independientemente de la litología, los valores dominantes de susceptibilidad magnética a nivel de estación se distribuyen en el rango de $0.1 \cdot 10^{-6}$ SI a $1000 \cdot 10^{-6}$ SI (Fig. 6.1). Si este histograma se subdivide en el valor de $1000 \cdot 10^{-6}$ SI (límite por debajo del cual es esperable que el resultado sea una mezcla de contribuciones paramagnéticas y ferromagnéticas s.l. y por encima, sea principalmente debido a fases ferromagnéticas como la magnetita o la titanomagnetita, p.ej. Ellwood, 1975; Park et al., 1988; Rochette et al., 1991; Rochette et al., 1992); para los valores inferiores a $1000 \cdot 10^{-6}$ SI, se puede precisar que los valores promedios de susceptibilidad magnética se encuentran entre los 100 a 400 $\cdot 10^{-6}$ SI. Para los valores superiores a $1000 \cdot 10^{-6}$ SI se observa que la susceptibilidad magnética se encuentra mayormente alrededor de a los $2000 \cdot 10^{-6}$ SI, registrándose puntualmente valores superiores.

El rango de 100 a 400 $\cdot 10^{-6}$ SI oscila en los valores de susceptibilidad magnética propios de la contribución paramagnética; los valores más bajos ($\leq 100 \cdot 10^{-6}$ SI se han atribuido en lavas a una mezcla de contribuciones con un elevado contenido en fases diamagnéticas, caracterizadas por un valor negativo de susceptibilidad magnética, p.ej. Gil et al., 2002). Los valores hasta los $2000\text{-}3000 \cdot 10^{-6}$ SI son atribuibles a una mezcla de contribuciones paramagnéticas y ferromagnéticas s.l. en variable proporción pero dominando la fase ferromagnética s.l., y los valores por encima de los $3000 \cdot 10^{-6}$ SI nos están indicando una susceptibilidad magnética eminentemente controlada por minerales ferromagnéticos s.l (p.ej. Rochette et al., 1992) corroborado por los ciclos de histéresis (ver resultados de las rocas volcánicas de Lletó, las hipovolcánicas de Sant Salvador (cuenca del Cadí) y las lavas de la cuenca de Anayet).

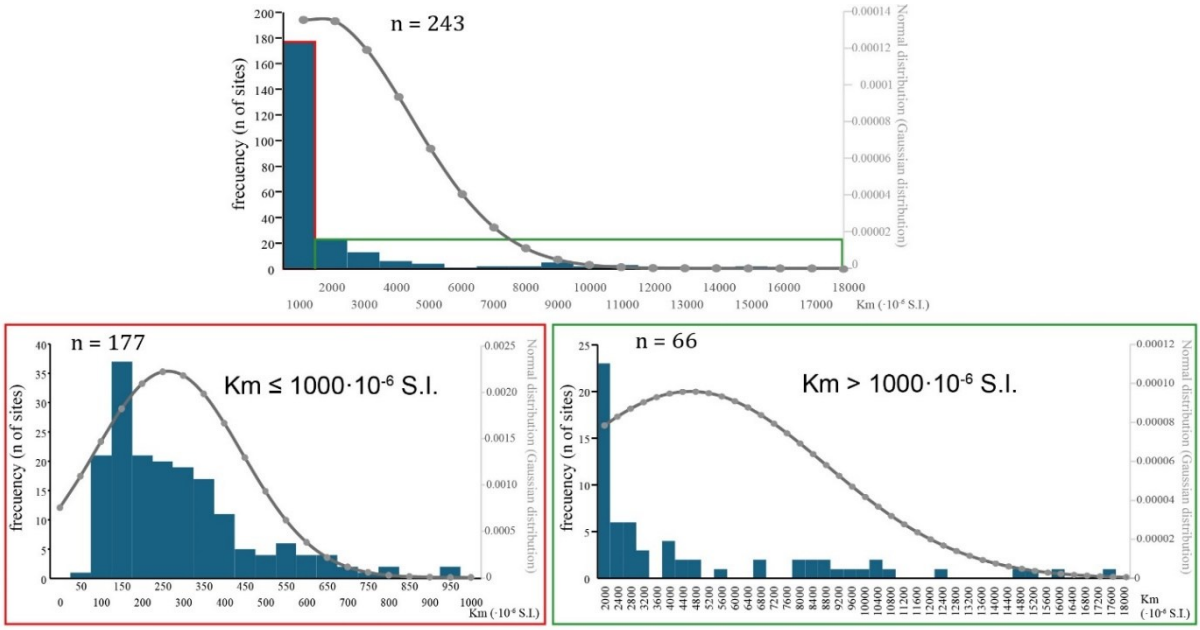


Figura 6.1: Histogramas de frecuencias para el valor de susceptibilidad magnética media a nivel de estación de muestreo de todo el conjunto de rocas estudiadas en la presente tesis en las cuatro cuencas: Anayet, Erillcastell, Estac y Cadí.

Si se tiene en consideración los tipos litológicos identificados y su pertenencia a cada una de las cuencas estudiadas (Fig. 6.2 y Fig. 6.3A y B en histograma de frecuencias), se observan grandes variaciones. Los mayores valores de susceptibilidad magnética a nivel de estación se encuentran restringidos a cuatro grandes conjuntos, los tres primeros situados en la cuenca del Cadí (rocas hipovolcánicas de Sant Salvador, coladas de lava y volcánico de la zona de Lletó pertenecientes a la GU) y el último conjunto situado en la cuenca de Anayet (correspondiente a coladas de lava interestratificadas en la URI). Aunque en el volcánico s.l. de la cuenca de Lletó no se ha podido precisar más en cuanto a tipo litológico, dadas las condiciones de afloramiento y el grado de alteración, sí que se ha podido descartar una componente sedimentaria en las láminas delgadas y secciones pulidas estudiadas. Esto permite determinar que es en las rocas volcánicas e hipovolcánicas, donde se registran los valores más elevados de susceptibilidad magnética, a pesar de que en coladas de la cuenca de Erillcastell y en rocas hipovolcánicas (lacolito, plug y sill) de la cuenca de Anayet, se observan valores anormalmente bajos, situados dentro del rango de las rocas sedimentarias (<1000·10^{-6} SI). Por tanto, el valor de susceptibilidad magnética no guarda relación con el tipo litológico, ni con la distancia al foco de emisión ya que los valores de susceptibilidad magnética del material hipovolcánico de Sant Salvador son de más de dos órdenes superiores a los del material hipovolcánico de Anayet. En cambio, los valores más altos de susceptibilidad magnética sí que se concentran particularmente en las rocas volcánicas de la cuenca del Cadí.

Los valores anormalmente bajos de susceptibilidad magnética del material hipovolcánico de Anayet junto con las observaciones en lámina delgada son consistentes con rocas homogéneas

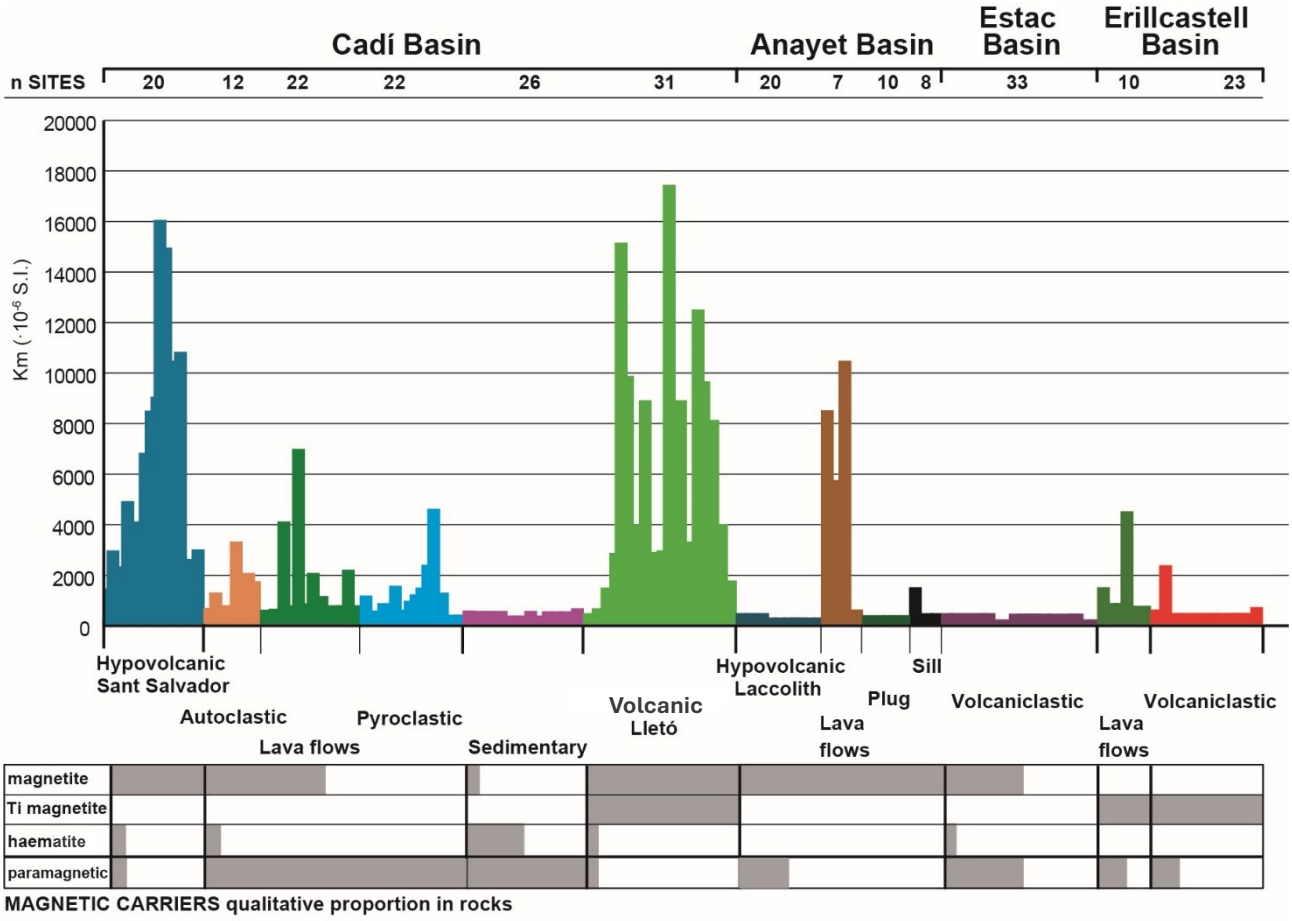


Figura 6.2: Histogramas del valor de susceptibilidad magnética media a nivel de estación de muestreo para los distintos tipos de rocas estudiadas en la presente tesis en las cuatro cuencas: Anayet, Erillcastell, Estac y Cadí. En la parte inferior, proporción relativa (estimación cualitativa) de los distintos portadores de la susceptibilidad magnética de los minerales ferromagnéticos s.l. (magnetita, titanomagnetita y hematites) y de los minerales paramagnéticos.

constituidas eminentemente por plagioclasas, minerales opacos y algún mineral ferromagnesiano como accesorio. Estos valores serian consecuencia del elevado contenido en fases diamagnéticas (p.ej. plagioclasas) que dado su valor negativo de susceptibilidad, reducen considerablemente el valor medio de susceptibilidad magnética de la roca; característica observada previamente por Gil et al. (2002) en estas mismas rocas de esta cuenca.

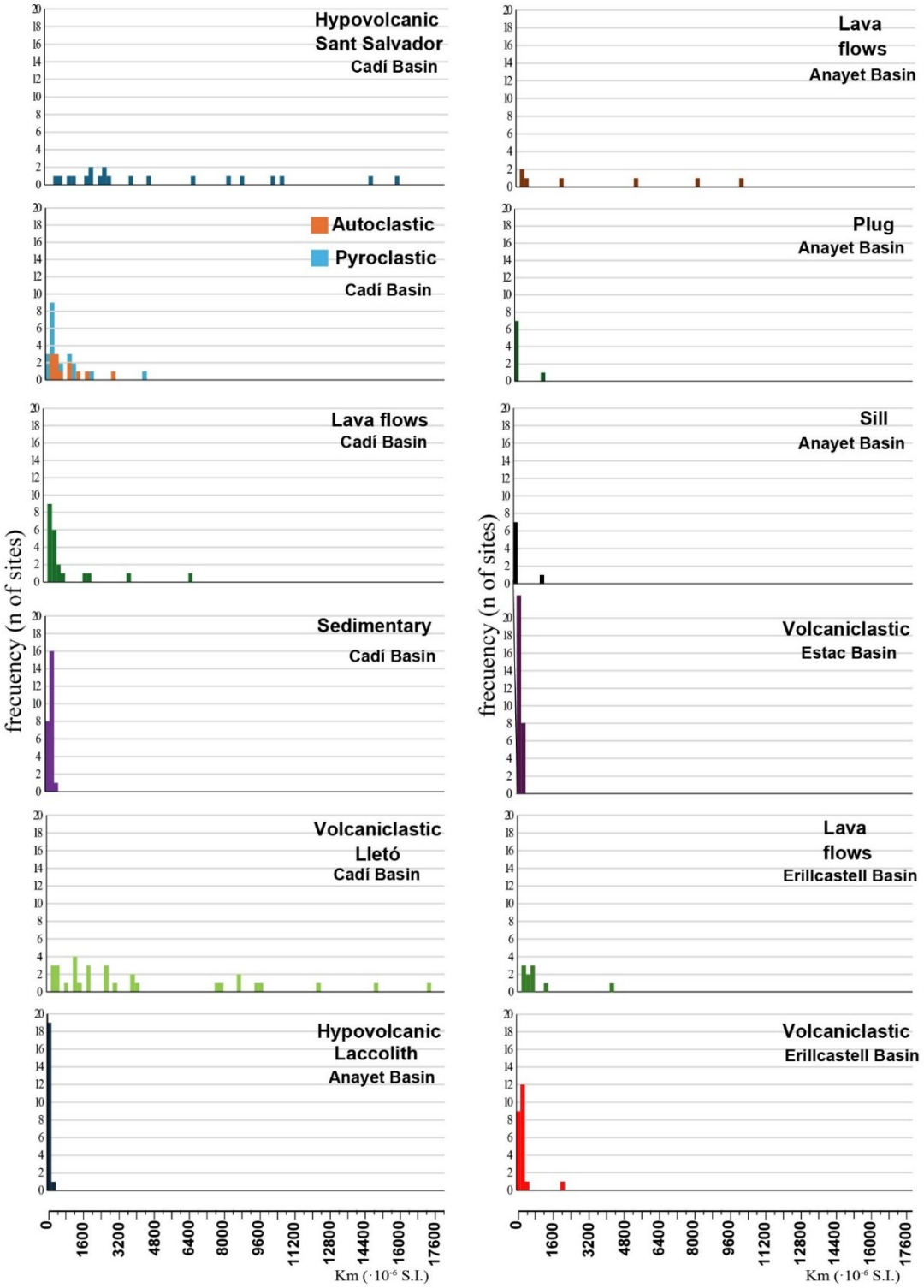


Figura 6.3A: Histogramas de frecuencia del valor de susceptibilidad magnética media a nivel de estación de muestreo para los distintos tipos de rocas estudiadas en la presente tesis en las cuatro cuencas: Anayet, Erillcastell, Estac y Cadí.

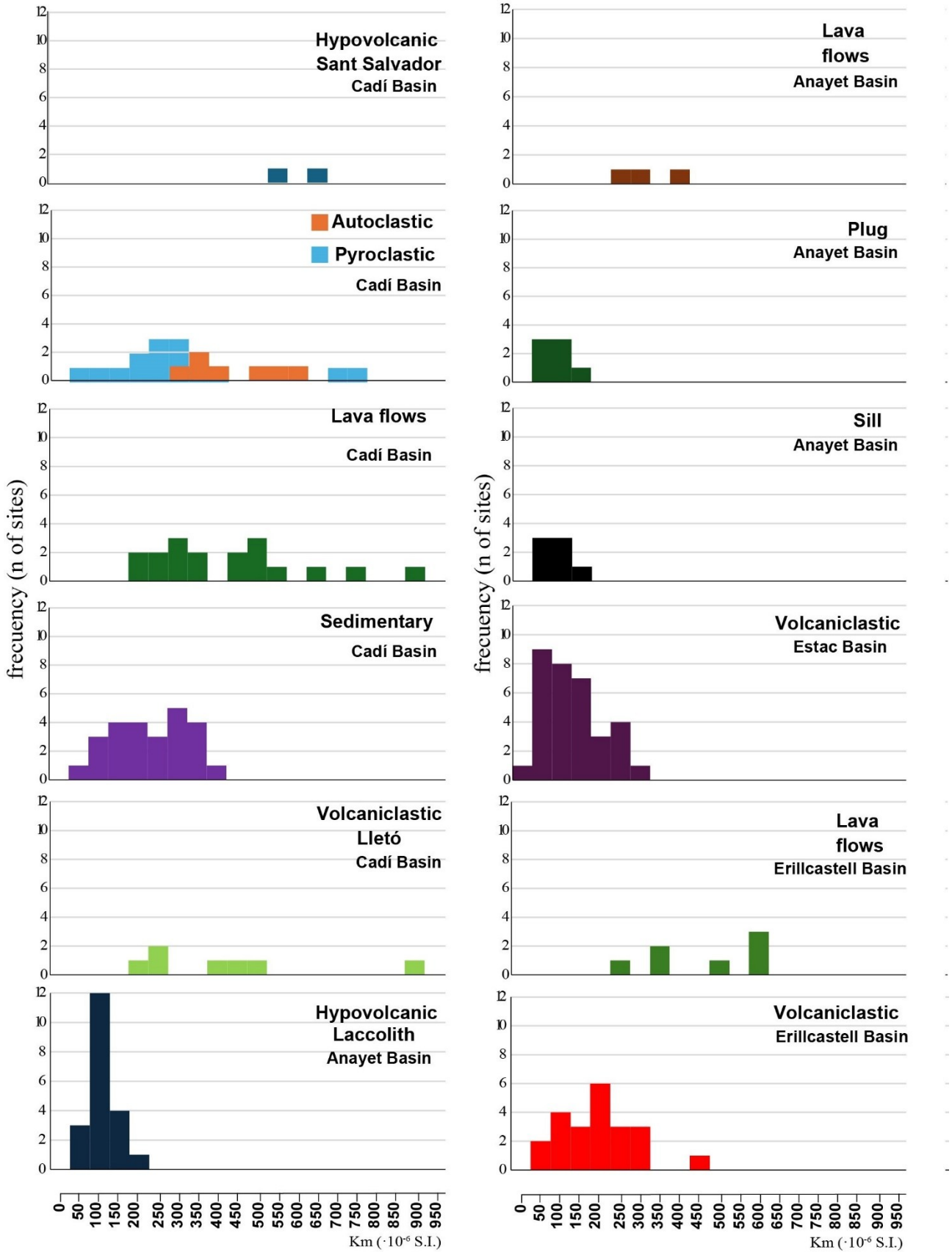


Figura 6.3B: Histogramas de frecuencia del valor de susceptibilidad magnética media a nivel de estación de muestreo para los distintos tipos de rocas estudiadas en la presente tesis en las cuatro cuencas: Anayet, Erillcastell, Estac y Cadí. Corresponde a los histogramas de frecuencia de la Figura 3A en el rango de valores de 0 hasta 950·10⁻⁶ SI.

Si se atiende a los otros dos parámetros del elipsoide de susceptibilidad magnética a nivel de estación (Fig. 6.4), el grado de anisotropía corregido (Pj) presenta valores por debajo de 1.1 (valor descrito en rocas hipovolcánicas de poca profundidad y diques, Girdler, 1961; Khan, 1962; Gil et al., 2004). Estos valores se encuentra mayormente agrupados en torno al 1.010 en las rocas autoclásticas y los piroclastos de la cuenca del Cadí, y las rocas volcanoclásticas de las cuencas de Estac y Erillcastell. En cambio, presentan una gran dispersión de valores Pj para las red beds, el hipovolcánico de Sant Salvador, las coladas de lava y el material volcánico (todos ellos en la cuenca del Cadí), la totalidad de las rocas volcánicas e hipovolcánicas de la cuenca de Anayet y las coladas de la cuenca de Erillcastell. El parámetro de forma (T) presenta una gran variabilidad (elipsoides oblatos, triaxiales y oblatos) sin mostrar una clara preferencia por una posición estructural y/o geográfica concreta (en función de la cuenca). Si bien, los valores más oblatos (T>0.2) dominan en todas las rocas hipovolcánicas estudiadas y en las red beds de la cuenca del Cadí; están también bien representados en el volcánico de Lletó y el volcanoclástico de Erillcastell.

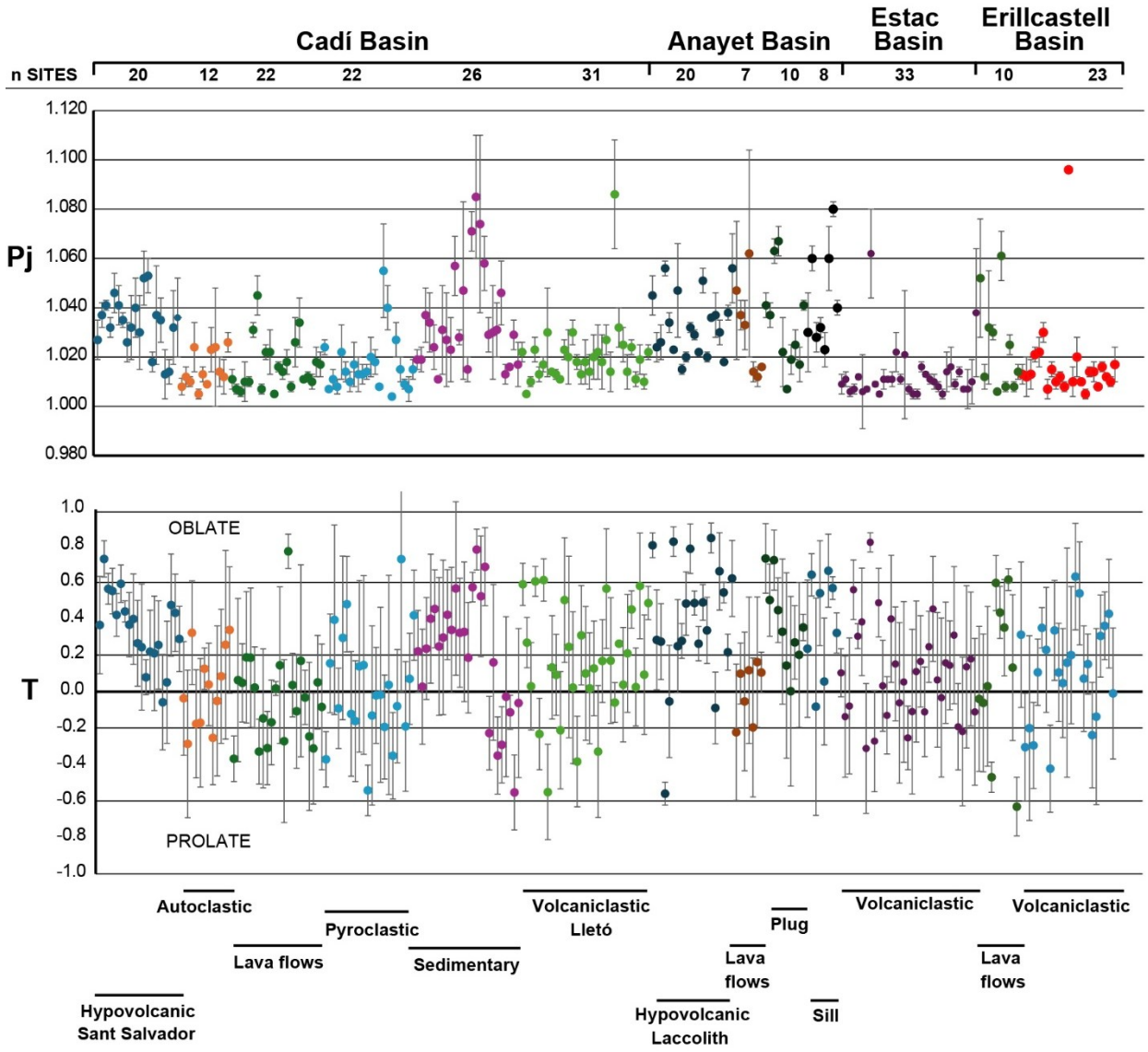


Figure 6.4: Grado de anisotropía corregido (Pj) y parámetro de forma T perteneciente a los distintos estudios de ASM recogidos en esta tesis a nivel de estación de muestreo y de tipo litológico.

Las rocas sedimentarias (red beds) del Cadí (consultar Capítulo 5, Apartado 5.4), según el modelo propuesto de deformación progresiva en rocas sedimentarias de Borradaile y Henry (1997) y posteriormente Parés et al. (1999) y Parés (2015), ver Fig. 6.5, se encuentran dentro del campo de las rocas afectadas por procesos de depósito, enterramiento y una deformación en sus estadios iniciales. Los valores prolatos se corresponden con areniscas y se atribuyen a transformaciones mineralógicas y neoformación mineral ya que la localización de estas estaciones en la cuenca no guarda relación con estructuras a gran escala presentes como fallas ni se concentran en un sector concreto de la cuenca.

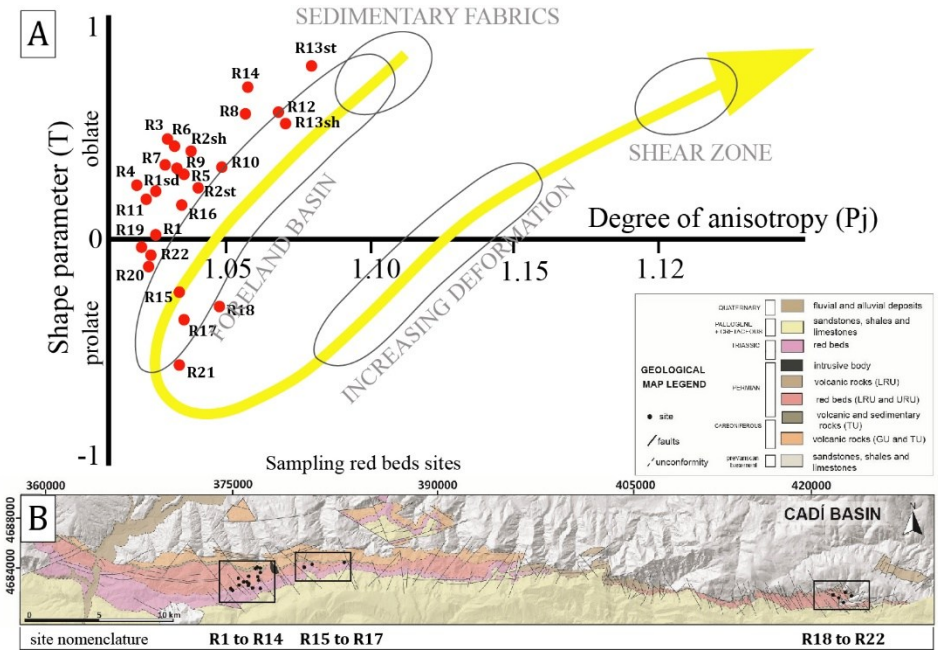


Figure 6.5: Gráfica del parámetro de anisotropía corregido (Pj) frente al parámetro de forma (T) según el incremento progresivo de la deformación para las red beds de la cuenca del Cadí de esta tesis. Modificado de García-Lasanta, (2016), a partir de Parés y Van der Pluijm (2004), Robion et al, (2007) y Borradaile y Henry (1997).

El efecto del shallowing que afecta a los minerales de las rocas sedimentarias como consecuencia de la carga asociada al volumen de rocas y materiales suprayacentes, se detallará en el Apartado 6.8 de la discusión por sus implicaciones en la orientación de la componente paleomagnética.

La combinación de los tres parámetros magnéticos: Km, Pj y T (diagramas de la Fig. 6.13, 6.14, 6.15, 6.16 y 6.17) muestra que tan solo en las coladas de lava de la cuenca de Anayet hay una clara dependencia entre el valor de Pj y de Km, lo que evidencia una influencia del factor mineralógico en estas rocas.

Los experimentos de magnetismo de rocas (curvas de susceptibilidad magnética dependientes de la temperatura, ciclos de histéresis, adquisición de la IRM, curvas de backfield e IRM de tres ejes) han permitido reconocer y caracterizar los distintos minerales portadores de la susceptibilidad magnética en las rocas estudiadas. Para todo el conjunto de rocas volcánicas, volcanoclásticas y subvolcánicas se identifica una mineralogía inestable a alta temperatura que queda en evidencia con la irreversibilidad de las curvas K-T.

Independientemente de la naturaleza extrusiva o hipovolcánica de las rocas estudiadas, la contribución magnética es fundamentalmente una mezcla variable de minerales paramagnéticos y ferromagnéticos s.l. como se ha observado en otros estudios de ASM en rocas ígneas en algunas de estas (cuenca de Anayet, Gil et al., 2002) u otras cuencas del Carbonífero superior-Pérmico de los Pirineos (cuenca de Laspaúles; Izquierdo-Llavall et. al., 2014a). La contribución paramagnética se identifica en

tres experimentos: i) en la forma hiperbólica de la curva de calentamiento de la susceptibilidad magnética- temperatura durante los primeros pasos de incremento de temperatura; ii) en la forma linear de los ciclos de histéresis; y iii) en la ratio entre la susceptibilidad magnética a temperatura ambiente y a baja temperatura para el mismo conjunto de especímenes analizados. Esta contribución es dominante en las muestras volcánicas y volcanoclásticas s.l. estudiadas de las cuencas del Cadí, Estac y Erillcastell. En cambio, en general, representa menos del 50% de la contribución total en las rocas hipovolcánicas de Sant Salvador y de la cuenca de Anayet y representa entorno al 10% en las volcánicas de la zona de Lletó. La contribución paramagnética se corresponde con los fenocristales de micas y minerales máficos como los piroxenos, y los anfíboles identificados en láminas delgadas, en ocasiones también algunas plagioclasas y/o feldespatos (Biederman et al., 2016).

Los minerales ferromagnéticos se identifican a partir de los experimentos de i) curvas de susceptibilidad magnética-temperatura; ii) ciclos de histéresis; iii) curvas de IRM y de backfield; y iv) la IRM de tres ejes. Para las rocas de la zona de Lletó estos experimentos se complementaron con los análisis composicionales cualitativos realizados en FESEM. El mineral ferromagnético s.l. dominante es la magnetita y en menor proporción la hematites, en general restringida a paleosuelos rojos a techo de los tramos volcánicos o las coladas (identificadas en las cuencas de Erillcastell, Estac y en el cuerpo hipovolcánico de Sant Salvador). La titanomagnetita/maghemita es el mineral ferromagnético dominante en el hipovolcánico de Sant Salvador y en la zona de Lletó. Se identifican más de dos fases ferromagnéticas en las rocas volcánicas y volcanoclásticas. de las cuencas del Cadí y Anayet (ciclo de histéresis con wasp-waist).

Para el conjunto de rocas sedimentaria (red beds) de la cuenca del Cadí, se ha identificado una mineralogía magnética que es una mezcla de contribuciones paramagnéticas y ferromagnéticas, siendo dominante está última. El mineral ferromagnético dominante es la hematites, aunque en la totalidad de las muestras estudiadas también se identifica la presencia de magnetita.

6.1.3. Minerales portadores de la magnetización remanente natural

Los estudios paleomagnéticos y los experimentos de magnetismo de rocas (p.ej. IRM de tres ejes, desmagnetización térmica (Th) o de campos alternos (AF)) llevados a cabo en las cuencas del Cadí y de Estac en las rocas volcánicas, volcanoclásticas s.l. (incluida la zona de Lletó) y las rocas sedimentarias (red beds) han permitido identificar la mineralogía portadora de la magnetización remanente natural.

La magnetización remanente natural (NRM) en las rocas de naturaleza ígnea estudiadas, tanto de la cuenca de Estac como del Cadí, está dominada en algunas estaciones por un mineral de alta coercitividad como la hematites, en otros por minerales de coercitividad baja (p.ej. magnetita, titanomagnetita etc.) y minoritariamente también se reconoce un mineral de coercitividad elevada que podría ser goethita.

La magnetización remanente natural (NRM) en las rocas sedimentarias detríticas (red beds) estudiadas es portada principalmente por la hematites, sola o en combinación con la magnetita.

Por tanto, a modo de conclusión se constata que estos minerales portadores de la magnetización remanente (excepto la goethita y no se descarta que alguna fase de coercitividad baja) son los portadores del valor de susceptibilidad magnética en la ASM tanto en las rocas de naturaleza ígnea como sedimentaria. En el caso de las rocas ígneas, la variable mineralogía portadora de la NRM y la existencia de distintos tamaños de grano para un mismo mineral (p.ej. magnetita, determinado a partir de los ciclos de histéresis) evidencian la compleja mineralogía existente.

La Fig. 6.6 muestra los valores de NRM a nivel de estación de las distintas litologías. Se observa, que las rocas volcánicas de la zona de Lletó afectada por una alteración hidrotermal presenta los valores más elevados junto con algunas estaciones de la cuenca de Estac. Por el contrario, los valores más bajos y mejor agrupados corresponden con las red beds, buena parte de las rocas volcánicas y volcanoclásticas s.l. de la cuencas de Estac y del Cadí.

Los valores de NRM anormalmente elevados en la zona de Lletó permitieron descartar la realización de un estudio paleomagnético detallado. Aun así, se realizaron tres tests del conglomerado en brechas lávicas (ver Capítulo 5, Apartado 5.6, zona de Lletó) que evidenciaron una remagnetización temprana de edad Pérmica en uno de ellos (los otros dos test arrojaron componentes paleomagnéticas aleatorias). Esto apunta lo que ya se había observado a nivel de cuenca en el Cadí: que no hay diferencias entre la orientación de los vectores paleomagnéticos entre las componentes aisladas en las rocas sedimentarias y las volcánicas y volcanoclásticas s.l. lo que apunta que en el caso de estas últimas (ver Capítulo 5, Apartado 5.4, red beds), es probablemente una remagnetización producida durante el depósito de las red beds suprayacentes durante el Pérmico.

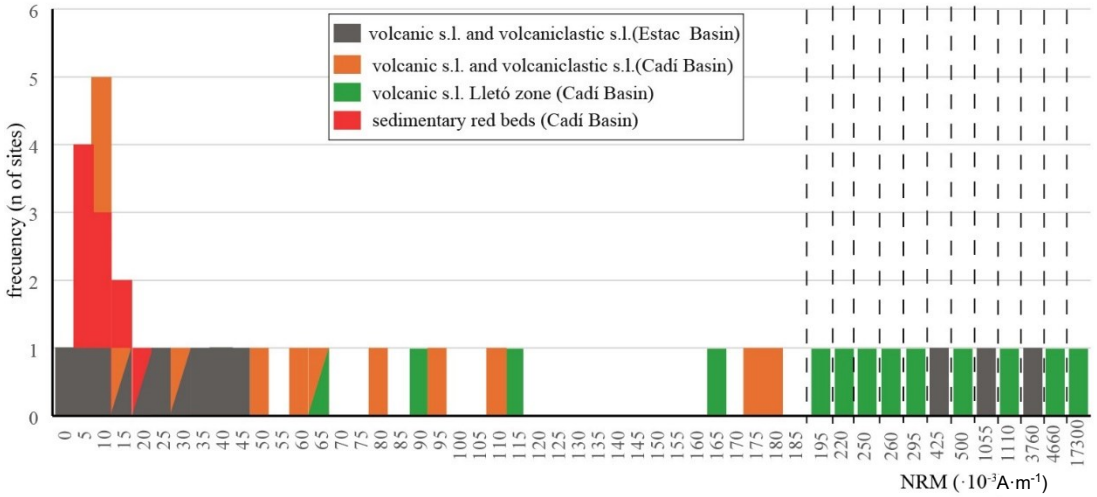


Figura 6.6: Histogramas de frecuencia del valor de magnetización remanente nautral media a nivel de estación de muestreo para las volcánicas y volcanoclásticas s.l. de Estac y del Cadí, las red beds del Cadí, y las volcánicas de la zona de Lletó (cuenca del Cadí).

6.2. FÁBRICAS MAGNÉTICAS COMO MARCADORES DE LA DEFORMACIÓN ALPINA

Las rocas que constituyen los Pirineos sufrieron los efectos de la orogenia Alpina entre el Cretácico tardío y el Mioceno temprano debido a la convergencia entre las placas de Iberia y Europa (p.ej. Muñoz, 1992) y particularmente durante la compresión Pirenaica entre el Eoceno-Oligoceno. En función de su reología y de su posición estructural en la cadena, la impronta alpina puede haber quedado registrada en mayor o menor medida en la petrofábrica y en consecuencia en las fábricas magnéticas (ASM) de las rocas (p.ej. Pueyo-Morer et al., 1997; Pueyo-Anchuela, 2012, entre otros).

Dado que este evento se produjo a gran escala en los Pirineos y es el responsable de su arquitectura actual, es fundamental poder precisar si las fábricas magnéticas estudiadas o algún conjunto de ellas han podido ver reorientados los ejes del elipsoide y modificados los valores de los parámetros magnéticos por este evento tectónico. Para ello, observar a escala de cuenca la relación que guardan los resultados de la ASM con estructuras geológicas (fallas, pliegues etc.) próximas es

imprescindible (p.ej. Oliva-Urcia et al., 2006) y se ha llevado a cabo en los distintos capítulos del bloque de resultados de esta Tesis. En el apartado de la Discusión general se van a examinar todo el conjunto de datos, para poder llevar a cabo una apreciación general de la relación entre la foliación y la lineación magnética con la foliación alpina y/o los planos de estratificación.

6.2.1. Análisis de la orientación de K_{max}

Atender a la distribución y agrupamiento de los ejes K_1 permite interpretar las fábricas magnéticas como primarias o secundarias. En el caso de las rocas volcánicas, volcanoclásticas y subvolcánicas es fundamental descartar la posibilidad de que sean secundarias (tectonizadas) para poder interpretar la lineación magnética en términos de dirección de flujo. En las rocas estudiadas en esta Tesis se ha comprobado, en primer término, si la orientación del elipsoide de susceptibilidad magnética guardaba relación con las estructuras generadas (fallas, pliegues, foliación etc.) durante la orogenia Alpina. Para cuantificar el número de estaciones de ASM que presentan una impronta compresiva alpina, un primer paso ha sido comparar la lineación magnética con la lineación de intersección inferida que resulta de la intersección del plano de foliación alpina y de la estratificación (p.ej. Gil et al., 2002; Parés, 2015). El segundo paso, desarrollado en el apartado siguiente, ha sido comparar la orientación de la foliación magnética con el plano de foliación alpina característico de cada cuenca estudiada.

En la Fig. 6.7 se han representado los ejes del elipsoide magnético de susceptibilidad magnética de las cuencas de Anayet, Erillcastell y Estac de las estaciones a nivel de especimen, en función de la cuenca dónde se han muestreado y del tipo litológico identificado en cada estación. Estas cuencas se disponen dentro del frente de foliación alpina definido por Choukroune y Séguret (1973).

En la cuenca de Anayet, se reconocen cuatro máximos subhorizontales de K_1: uno principal registrado en los sills, el lacolito y el plug (pitón) de dirección NW-SE, otro de dirección N-S registrado en las lavas, y finalmente, uno minoritario de dirección NNE-SSW presente tanto en los sills como en el lacolito. Adicionalmente, se reconocen máximos secundarios subverticales tanto en las lavas como en el plug. Si se comparan estos agrupamientos de K_1 con la lineación de intersección entre la estratificación y la foliación alpina, se observa que, parcialmente, parte del máximo de dirección NW-SE del sill se sitúa cercano al máximo de lineación de intersección.

El estudio de ASM realizado anteriormente en la cuenca de Anayet por Gil et al. (2002), identifica un máximo de dirección NW-SE subhorizontal, como el registrado en los sills y lacolitos en la presente Tesis. Estos autores le atribuyen un origen secundario a la orientación del K_1 generado durante el plegamiento Alpino de la sucesión estratigráfica. Sin embargo, a partir de los resultados de esta Tesis, consideramos que el máximo NW-SE subhorizontal no es consecuencia de la impronta alpina ya que:

i) aunque en la zona estudiada hemos identificado que los ejes de los pliegues presentan una dirección E-W a WNW-ESE como también queda patente en la cartografía geológica presentada en Gil et al. (2002); de todos los tipos litológicos estudiados, sólo en el sill los ejes de K_1 se disponen próximos a la lineación de intersección y a los ejes de los pliegues. Aun así, en ninguno de los tipos litológicos los ejes K_3 guardan relación con el polo de la foliación alpina;

ii) en lámina delgada, las observaciones petrográficas evidencian lo contrario (ver Capítulo 5, Apartado 5.3.2 la Fig. 12), la foliación magnética se dispone subparalela a las foliaciones identificadas en las láminas delgadas definidas por la orientación preferente de los fenocristales dominantes, las plagioclasas, y no coinciden con los planos de foliación tectónica (en este caso alpina) medidos en campo. Esta foliación definida por las plagioclasas es una foliación primaria de flujo generada durante el emplazamiento de los materiales ígneos;

iii) la identificación de fábricas "inversas", donde el conjunto de ejes K_3 se dispone próximo a la lineación de intersección y/o donde el eje de K_1 coincide o se sitúa próximo al polo de superficies tales como la foliación tectónica o la estratificación, no ha sido generalizada, tan sólo se han identificado en tres estaciones de coladas de lava interestratificadas en la URI (estaciones Ay19, Ay20 y Ay22, donde el eje de K_1 es paralelo al polo del plano basal de la colada). Esto, junto a la clara dependencia que muestran los valores de Pj con respecto a Km en estas lavas (a medida que incrementa el valor de Km aumenta el valor de Pj, Fig. 6.14) y los valores de susceptibilidad magnética anormalmente elevados con respecto al resto de litologías muestreadas en esta cuenca (de dos a tres órdenes de magnitud superiores, Fig. 6.3 A y B) evidencian la posible influencia de un factor mineralógico en estos resultados de la ASM. En las lavas, los valores de susceptibilidad magnética entran en el rango de la contribución ferromagnética s.l. (Ellwood, 1975; Rochette et al., 1991) como ya apuntaban los análisis de magnetismo de rocas (p.ej. curvas K-T) a diferencia del resto de estaciones muestreadas que muestran valores en torno a $100 \cdot 10^{-6}$ SI. Estas fábricas magnéticas inversas identificadas previamente por Gil et al. (2002) en esta cuenca, se atribuyen a la contribución ferromagnética s.l. de granos prolatos de magnetita single domain (SD), que presentan una susceptibilidad 0 a lo largo de su eje de fácil magnetización (Rochette et al., 1992 y 1999). En todo caso, no se puede generalizar la existencia de fábricas inversas en las rocas ígneas de la cuenca del Anayet ya que se reduce a 3 estaciones del total de 47. Por ello, será necesario profundizar con un estudio más detallado y complementándolo con la Tomografía de Computarizada de Rayos X que permite caracterizar la petrofábrica y orientación de las distintas fases minerales presentes en las rocas.

Los estudios de fábricas magnéticas realizados en las cuencas de Erillcastell y Estac (Fig. 6.7) permiten reconocer un máximo de lineación magnética bien definido de dirección NW-SE subhorizontal en las rocas volcánicas y volcanoclásticas s.l. en ambas cuencas y un máximo secundario horizontal disperso entre la dirección NE-SW a E-W en la cuenca de Estac. En las lavas de la cuenca de Erillcastell, los valores medios a nivel de estación de los ejes de K_1, están dispersos, no forman un máximo definido y presentan valores de inmersión de 10 a 90°. Al comparar los agrupamientos de K_1 con la lineación de intersección inferida entre los planos de estratificación y la foliación alpina, se observa que el máximo de dirección NW-SE subhorizontal se sitúa próximo al valor de lineación de intersección.

En la cuenca de Erillcastell en las rocas volcanoclásticas también se reconoce un máximo en dirección NW-SE en 8 de las estaciones analizadas (M13, M14, M15, M18, M25, M27, M30 y M42) del total de 23. Este máximo coincide con la lineación de intersección inferida (Fig. 6.7). Estas estaciones se encuentran tanto en el transecto de Peranera como en Coll de Fades donde la estratificación es subvertical (sector occidental de la cuenca), y también en el transecto de Benés donde la sucesión también se dispone subvertical y en el de Castellnou d'Avellanós donde la estratificación se dispone con un buzamiento variable de 50 a 80° principalmente hacia el SW (ambos transectos en el sector oriental). El grado de anisotropía (Pj) de los especímenes de estas estaciones está disperso en el rango de 1.005 a 1.040 y el parámetro de forma indica fábricas de tipo prolato, oblato y triaxial. Estos datos no se encuentran fuera del rango de los valores de los parámetros magnéticos registrados en las otras estaciones del mismo tipo litológico o de las coladas de lava. Tampoco se observa una dependencia entre los tres parámetros escalares (Pj, T y Km, Fig. 6.15) que pudiese apuntar a un factor mineralógico en el origen de la ASM. Estas estaciones se realizaron todas en rocas de tipo volcanoclástico lo que parece indicar que la reología de esta litología es más susceptible a la deformación que en el caso de las coladas de lava. El resto de las estaciones en rocas volcanoclásticas aunque a nivel de espécimen el máximo de K_1 es para todos de dirección NW-SE, la agrupación de los ejes de K_1 no está definido en torno a esta dirección. Así, los ejes de K_1 se encuentran dispersos, se agrupan en dirección N-S o en dirección NNW-SSE. Aun así, en conjunto, tanto las estaciones donde las lineaciones magnéticas coinciden con la lineación de intersección como las que no, en este tipo litológico se observa una agrupación de ejes K_1 en dirección NNW-SSE y los ejes de K_3 se disponen a lo largo de una ciclográfica a modo de guirnalda

perpendicular al máximo de K_1. Esta distribución de la lineación magnética puede ser resultado de una deformación mediante el *layer parallel shortening* (LPS) que ha deformado una lineación primaria que en origen se disponía más norteada (dirección NNW-SSE).

En la cuenca de Erillcastell, ante la falta de un estudio detallado de láminas delgadas orientadas (realizado en las otras cuencas estudiadas en la presente Tesis), se procede a comparar los resultados de la lineación magnética con los registrados en la cuenca del Carbonífero superior-Pérmico de Laspaúles por Izquierdo-Llavall et. al. (2014a) situada al oeste. En la cuenca de Laspaúles se cumplen las mismas condiciones: i) las litologías muestreadas son de tipo volcánico y volcanoclástico de la misma edad, principalmente coladas de lava e ignimbritas; ii) la génesis de esta cuenca intramontañosa se produjo en el mismo periodo geológico y bajo el mismo contexto tectónico general (p.ej. Gisbert, 1981; López-Gómez et al., 2019), iii) espacialmente la cuenca de Laspaúles es la más próxima a la cuenca de Erillcastell; y iv) estructuralmente se sitúa en el mismo sector de los Pirineos (Pirineos Centrales), está afectada por el frente de foliación alpina definido por Choukroune y Séguret, (1973) con la misma orientación de la foliación alpina, y fue incorporada por una de las *têtes plongeantes* definidas en ese sector (Séguret, 1972) durante la orogenia Alpina como la cuenca de Erillcastell.

Adicionalmente, Izquierdo-Llavall (2014b) llevaron a cabo un estudio petrográfico en láminas delgadas orientadas dónde cuantificaron las orientaciones preferentes de los minerales de las rocas estudiadas y un estudio paleomagnético que permitió posicionar las orientaciones deducidas por las fábricas magnéticas antes de la rotación de eje vertical de ese sector. En la cuenca de Laspaúles el estudio petrográfico detallado y la orientación de las fábricas magnéticas permiten confirmar la presencia de una lineación magnética primaria bien definida a nivel de estación e independiente del tipo litológico (coladas de lava o ignimbritas). La dirección del flujo volcánico principal tras la corrección de la rotación de eje vertical (VAR horaria +37°) es en dirección N-S (previo a la corrección de la rotación es en dirección NW-SE). Esta dirección de flujo N-S se produjo durante el depósito de los materiales en el Carbonífero superior procedente de una misma fuente de emisión (sin poder establecer el sentido de flujo). Si las fábricas magnéticas de la cuenca de Erillcastell (excluyendo o no las 8 estaciones coincidentes con la lineación de intersección inferida) se determinan como primarias como en el caso de las de Laspaúles (Izquierdo-Llavall et al., 2014a) se puede considerar una dirección de flujo NW-SE (sin saber el sentido) coincidente en ambas cuencas. El hecho de que se haya detectado una rotación de eje vertical (VAR) en la cuenca de Laspaúles, abre la posibilidad a una posible rotación de eje vertical en la cuenca de Erillcastell, dejando la puerta abierta a un estudio paleomagnético en las muestras en las cuales se ha medido la ASM para determinar si la dirección primaria del flujo volcánico es en sentido NW-SE o N-S (en caso de presentar la misma VAR de+37°). Tras todo ello, los datos disponibles hasta este momento no permiten discriminar entre un origen puramente primario para la ASM de las rocas volcanoclásticas s.l. de la cuenca de Erillcastell o parcialmente afectado por la orogenia Alpina (al menos 8 estaciones tectonizadas). Para ello, sería necesario llevar a cabo un estudio detallado en láminas delgadas orientadas y un estudio paleomagnético que en caso de aislar una componente paleomagnética primaria permitiese determinar si la cuenca ha sufrido o no una rotación de eje vertical (VAR) que obligase a reposicionarla.

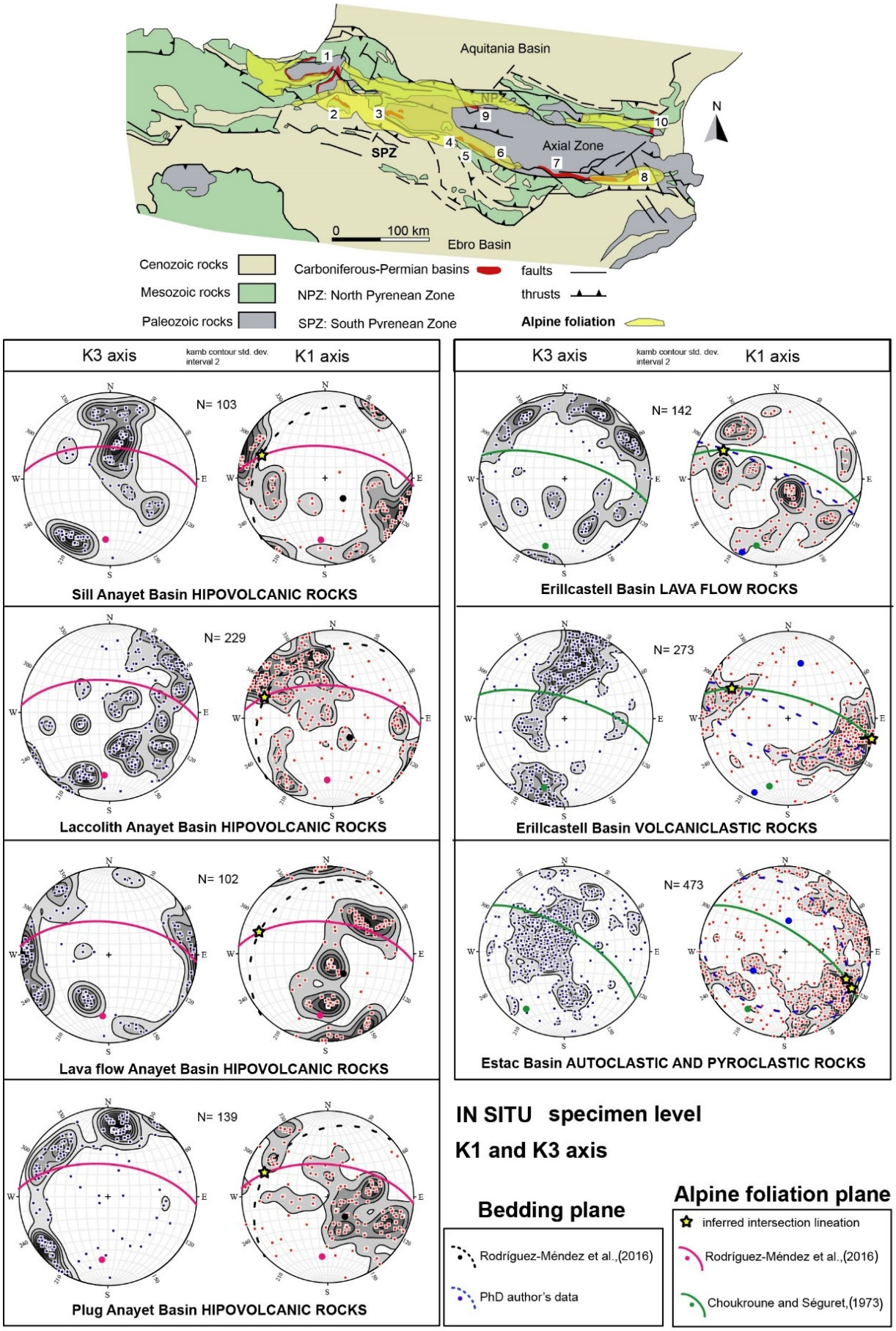


Figura 6.7: A) Posición de las cuencas del Carbonífero superior-Pérmico estudiadas en esta Tesis con respecto al frente de foliación alpina (color amarillo) definido por Choukroune y Séguret (1973). B) Resultados de la ASM (in situ) a nivel de especimen y a escala de cuenca en función del tipo litológico en relación con el plano representativo de la foliación alpina en cada sector, de la estratificación y la lineación de intersección inferida.

En las estaciones de coladas de lava de la cuenca de Erillcastell se descarta una impronta tectónica alpina. Se reconoce una lineación magnética subvertical debida a la disposición subvertical de los planos de las coladas y de la estratificación en este sector de la cuenca. En general, esta lineación magnética queda contenida en el plano basal de la colada excepto en las estaciones M1, M10 y M11. En el primer caso (estación M1, Fig. 6.8) la fábrica magnética está muy mal definida y todos los ejes del elipsoide magnético están dispersos pero se reconoce un intercambio de ejes entre K_1 y el K_3. No hay ninguna dependencia entre los tres parámetros magnéticos (Pj, T y Km) que pudiese apuntar a la existencia de un factor mineralógico. En lámina delgada la petrofábrica está muy bien definida por fenocristales de minerales ferromagnesianos en una matriz formada por microlitos orientados de plagioclasa. En este caso lo más probable es que la contribución ferromagnética s.l. constituida por titanomagnetita se sobreimponga a la fábrica de flujo definida por las plagioclasas sin estar en consonancia con esta.

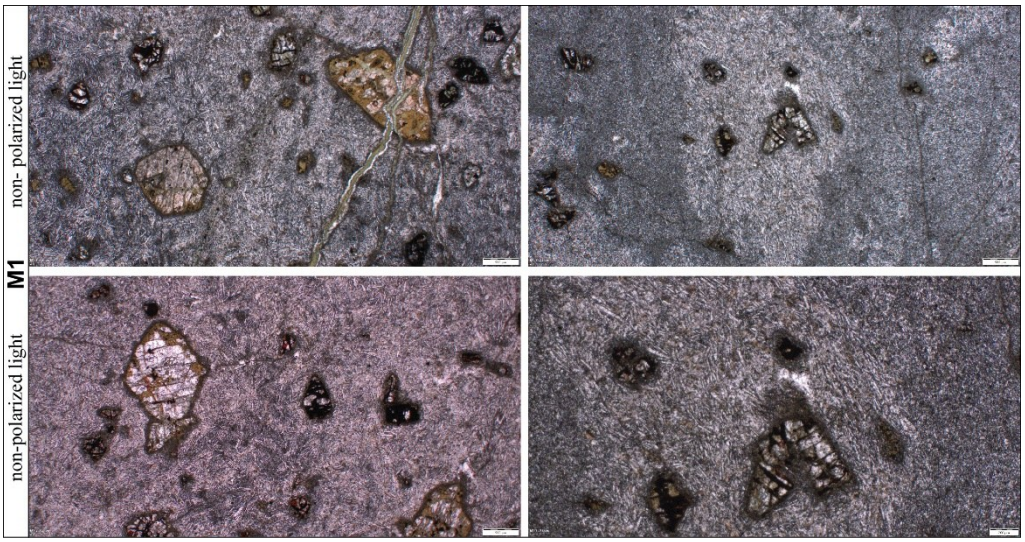


Figura 6.8: Imágenes en microscopio de luz transmitida en luz polarizada de la estación M1 dónde se observan los fenocristales de minerales ferromagnesianos intensamente alterados y con neoformación de minerales opacos (comportamiento ferromagnético s.l.) que no se disponen en consonancia con la matriz constituida por microlitos de plagioclasas que presentan una orientación de flujo marcada.

En las estaciones M10 y M11, las fábricas magnéticas están bien definidas, los ejes del elipsoide magnético bien agrupados y no se observa ninguna dependencia entre los parámetros magnéticos (Pj, T y Km). En este caso lo más probable es que sea resultado de que el plano de referencia de las coladas de lava no se haya podido registrar correctamente (se encuentran en una zona alejada del transecto donde se han tomado las medidas del resto de estaciones y dónde la roca en sección no afloraba de forma óptima).

En la cuenca de Estac, el máximo de dirección NW-SE, coincide tanto con la lineación de intersección entre la estratificación y la foliación alpina como con las trazas de los ejes de los pliegues menores identificados en la zona y con el eje del pliegue identificado a escala regional cuyo eje es 134/27 (ver Capítulo 5, Apartado 5.2). Las estaciones que presentan este máximo en la lineación magnética (ETC9, ETC13, S8, S9, S10, S15, S16) se sitúan junto o a lo largo de las trazas de los pliegues de menor entidad y/o del regional. El resto de las estaciones, aunque se sitúan en las proximidades de estas estructuras, ya no registran este máximo. Esto evidencia que la influencia de la deformación tectónica alpina, al menos para las litologías volcánicas y volcanoclásticas s.l. dadas sus características reológicas, es muy limitada, afectando localmente solo a las estaciones que están afectadas directamente por el plegamiento, pero no generalizable a toda el área. Estas estaciones tectonizadas presentan valores de Pj entre los 1.003 y los 1.019 y el parámetro de forma T evidencia fábricas magnéticas de tipo oblato, prolato y triaxial. No son fábricas muy deformadas ya que el plano de anisotropía identificado en estas

estaciones mediante observaciones en lámina delgadas orientadas es en general subparalelo al plano de estratificación medido en el campo y a la foliación magnética obtenida en la ASM (material suplementario, Apartado 5.2). En la cuenca de Estac, el número de fábricas con evidencias presentar una impronta de la deformación es de 7 estaciones del total de 32. En el Apartado 6.8 se abordará está influencia de la deformación en los resultados del estudio paleomagnético llevado a cabo en esta cuenca. El resto de las fábricas magnéticas de la cuenca de Estac donde no se ha evidenciado una impronta de la deformación no se ha observado ninguna dependencia entre los parámetros magnéticos (Pj, T y Km) del elipsoide magnético que pudiese ser indicativo de la influencia de un factor mineralógico en los resultados de la ASM. Se ha identificado una fábrica inversa (S13) de tipo prolato en un depósito de ignimbritas. En esta estación se observan numerosos recrecimientos radiales de un mineral producto de alteración (zeolitas) que quizás esté relacionado con la aparición de esta fábrica inversa (Fig. 6.9).

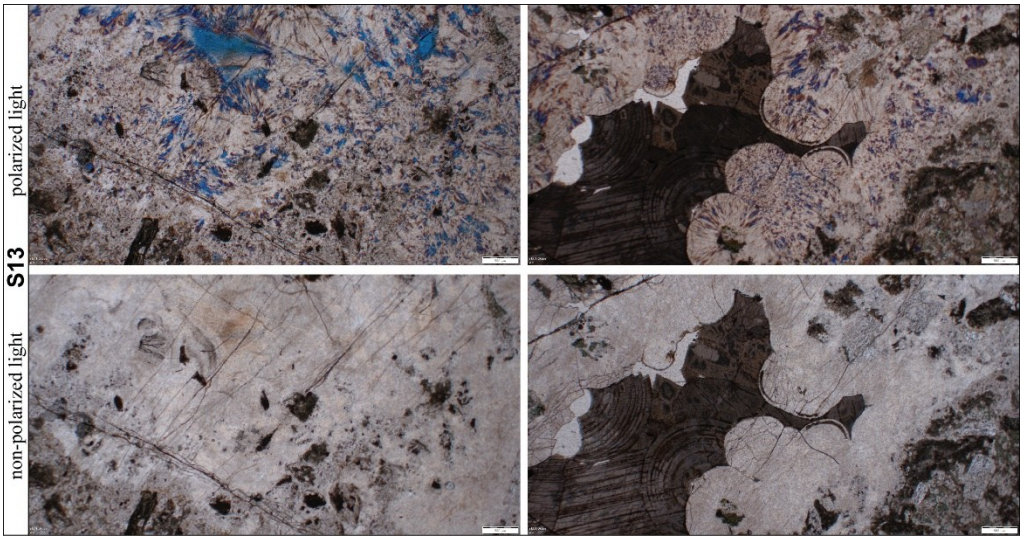


Figura 6.9: Imágenes en microscopio de luz transmitida en luz polarizada (imágenes superiores) y no polarizadas (imágenes inferiores) de la estación S13 dónde se observan numerosos recrecimientos minerales radiales productos de la alteración sobreimpuestos a la mineralogía original.

La conclusión que puede extraerse del análisis de la lineación magnética en las cuencas estudiadas que se disponen dentro del frente de foliación alpina (Choukroune y Séguret, 1973), cuencas de Anayet, Erillcastell y Estac es que las fábricas magnéticas que reflejan una impronta de la deformación alpina es limitada y no generalizable a escala de cuenca. La reología es un condicionante a tener en cuenta ya que las rocas hipovolcánicas de la cuenca de Anayet no evidencian impronta alpina, tampoco las coladas de lava de esta misma cuenca y de la cuenca de Erillcastell, si bien en la primera cuenca el factor mineralógico ha afectado parcialmente (3 de las 4 estaciones de coladas de lava). Puntualmente en algunas muestras se han podido observar superficie de presión/disolución formadas por la concentración de minerales ferromagnéticos

De los resultados extraídos en la presente Tesis se evidencia que las rocas volcanoclásticas s.l. son más susceptibles a registrar la deformación, el hecho de que tengan una componente sedimentaria variable les infiere unas características físicas diferentes a las rocas volcánicas (y variables en función de la proporción de sedimento) facilitando la reorientación de los minerales que las componen.

6.2.2. Análisis de la orientación de Kmin y planos de la foliación magnética

Analizar la orientación de los ejes de Kmin y del plano de foliación magnética asociado a marcadores estructurales como la estratificación y/o los planos de foliación alpina característicos de cada sector permite reconocer la posible reorientación de la petrofábrica como consecuencia de la deformación acontecida durante la orogenia Alpina y el grado de desviación (de forma cualitativa) con respecto a la petrofábrica primaria esperable (plano de estratificación como referencia) en cada área o transecto de estudio.

En el caso de los planos de estratificación, las rocas volcánicas y volcanoclásticas y particularmente las estudiadas en esta Tesis, presentan una dificultad adicional e inherente a la propia naturaleza de las rocas; los planos de estratificación no son planos bien definidos a modo de estratos como sí sucede en otras litologías (areniscas, lutitas, calizas etc.) y estos planos no han tenido que ser necesariamente en origen completamente horizontales dada la posible existencia de paleopendientes por acumulación sucesiva de materiales de origen volcánico sobre las laderas. Esto lleva a considerar que el plano de estratificación medido en estos materiales puede presentar en ocasiones cierta incertidumbre y que la restitución de las fábricas magnéticas si no han sufrido una fuerte deformación (fábricas tectonizadas) y/o no han sido alteradas por factores mineralógicos no tiene que ser necesariamente a la horizontal (foliación magnética subparalela al valor de estratificación). Contemplando lo expuesto, una primera apreciación de la proporción de fábricas magnéticas que se restituyen en consonancia con el valor de la estratificación es una buena aproximación para cuantificar cuantas fábricas magnéticas se ajustan a lo esperado y cuáles pueden ser consecuencia de otros factores (p.ej. fábricas tectónicas o fábricas magnéticas controladas por la anisotropía de forma) o entran dentro del rango de incertidumbre del dato de estratificación medido. No se han considerado las fábricas magnéticas muestreadas en material hipovolcánico (cuenca de Anayet e intrusivo de Sant Salvador) ya que es un depósito que intruye la sucesión estratigráfica sin guardar relación definida con la referencia a la horizontal durante su emplazamiento.

Del total de 174 estaciones de las cuencas de Erillcastell, Estac y Cadí (4 estaciones no se han considerado ya que no se pudo medir un valor de estratificación en sus inmediaciones, Fig. 6.10), 97 estaciones presentan la foliación magnética subparalela a la estratificación y su restitución es a la horizontal y en 77 estaciones la foliación magnética no es subparalela a la estratificación. De estas 77

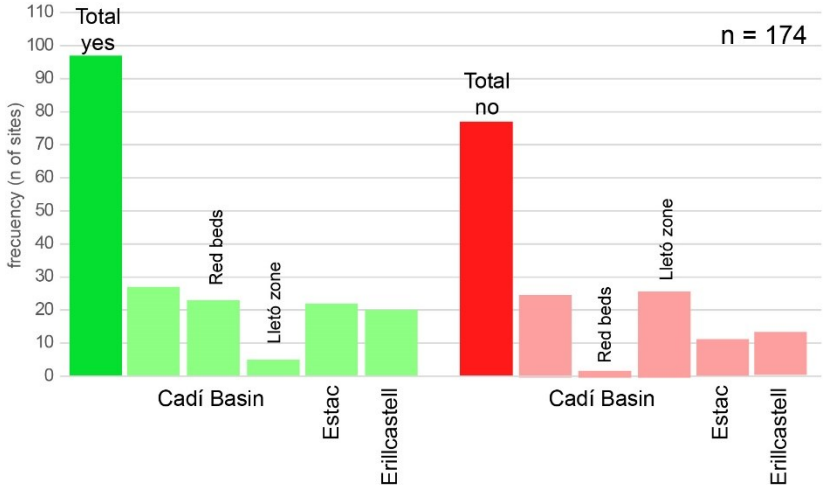


Figura 6.10: Histogramas de frecuencias que muestran el número de estaciones donde la foliación magnética es subparalela a la estratificación y su restitución es a la horizontal (color verde) y estaciones donde no (color rojo). Cabe tener presente que 26 estaciones donde la foliación magnética no es subparalela a la estratificación corresponden con la zona de Lletó, afectada por una alteración hidrotermal pervasiva (ver discusión en el Capítulo 5, Apartado 5.6).

estaciones hay que tener en cuenta que 26 estaciones corresponden con la zona de Lletó donde una alteración hidrotermal generó el recrecimiento y la neoformación de la mineralogía ferromagnética s.l. con una orientación que no va en consonancia con el resto de la petrofábrica. Atendiendo esto, se observa que a escala de cuenca dominan las fábricas magnéticas donde la foliación magnética se dispone subparalela al plano de estratificación, aunque en las rocas volcánicas y volcanoclásticas de la cuenca del Cadí son aproximadamente la mitad de las estaciones que no cumplen este criterio. Esto puede ser debido a que en la cuenca del Cadí haya otros sectores con subfábricas magnéticas que no crecen paralelas a la petrofábrica general o porque el sector norte que está constituido por una franja de rocas volcánicas s.l. y volcanoclásticas s.l. con afloramientos degradados y replegados (Gisbert, 1981) no siempre se puede haber identificado el plano de la estratificación con exactitud al depositarse en origen con cierta pendiente y no en la horizontal.

Esta primera aproximación (Fig. 6.10) en la que 97 estaciones el plano de foliación magnética se restituye a la horizontal y en 51 estaciones no (26 estaciones quedan fuera de esta valoración al haberse encontrado una alteración de las fábricas magnéticas de origen mineralógico debido a recrecimientos por alteración hidrotermal), es óptima ya que apunta que a pesar de que se baraja una incertidumbre no cuantificable (la existencia de pendientes durante el depósito de estos materiales), en el 65.5% de las estaciones hay certeza de que las rocas volcánicas y volcanoclásticas muestreadas se depositaron en una superficie horizontal.

La comparación del plano de la foliación magnética de las estaciones analizadas con el valor medio del plano de la foliación alpina registrada en cada cuenca (Fig. 6.7) permite comparar a gran escala la evolución de la orientación de los ejes de K_3 y su posible relación con la deformación acontecida durante la orogenia Alpina. El frente de foliación alpina fue cartografiado por Choukroune y Séguret (1973) es una buena referencia para localizar sectores de los Pirineos afectados por la misma. La cuenca del Cadí no se sitúa dentro de este frente y durante el desarrollo de esta Tesis se ha corroborado que en esta cuenca no se encuentran evidencias de foliación alpina, por lo que no se incluye en este apartado de la discusión.

En la cuenca de Anayet, situada en el extremo occidental de los Pirineos Centrales, la distribución de los ejes de K_3 es variable; presenta dos máximos subhorizontales en dirección E-W y NE-SW, dos máximos de dirección norte uno subhorizontal y otro con una inmersión de 50° N, y un máximo de dirección NW-SE con inmersiones de entre 10 y 20 ° hacia el NW y SE, respectivamente. En el sill, el lacolito y las lavas, el máximo NE-SW se dispone próximo al polo de referencia de la foliación alpina en este sector y corresponde a 4 estaciones; en el sill (Ay51), el lacolito (Ay30 y Ay34), en las lavas (Ay49). En estas estaciones, el parámetro de forma (T) es oblato tanto el promedio como el valor a nivel de espécimen y el grado de anisotropía (Pj) es inferior a 1.02 excepto en la estación Ay34 que se sitúa en torno al 1.04 y la estación Ay51 con valores a nivel de espécimen dispersos entre los 1.05 y 1.1. En ninguna de estas estaciones se observa una relación entre Pj, T y Km que sería indicadora de una dependencia entre la ASM y la mineralogía, ni tampoco se pueden asociar a un tipo litológico concreto. Viendo que la foliación magnética out-of-phase presenta la misma orientación que la foliación magnética in-phase no se descarta que puedan ser tectónicas, aun así, hay que tener presente que en estas fábricas magnéticas el conjunto de ejes de K_1 no coincide con la lineación de intersección inferida entre la estratificación y la foliación alpina.

En las cuencas de Erillcastell y Estac, situadas en el extremo oriental de los Pirineos Centrales, la orientación de los ejes K_3 no presenta continuidad entre ambas cuencas. En la cuenca de Erillcastell se identifican tres máximos subhorizontales NW-SE, NNE-SSW y NE-SW en las lavas. En las rocas

volcanoclásticas, los ejes K_3 se disponen con una mayor concentración distribuidos en un círculo mayor de dirección NNE-SSW a modo de guirnalda (también se reconoce esta distribución en los ejes de K_3 en el lacolito de Anayet). En la cuenca de Estac los ejes K_3 se sitúan bien agrupadas en torno a la vertical. Es en la cuenca de Erillcastell donde se identifica un máximo de ejes K_3 entorno al polo de referencia de la foliación alpina pero no corresponde a estaciones concretas, sino que son ejes distribuidos a modo de guirnalda en fábricas magnéticas prolatas de distintas estaciones.

6.3. MARCADORES DE LA DIRECCIÓN DE FLUJO EN ROCAS DE NATURALEZA ÍGNEA: MÉTODOS PARA IDENTIFICARLOS Y/O CUANTIFICARLOS

En las rocas estudiadas, dadas sus características litológicas, su edad y el grado de conservación, los marcadores de flujo a escala de afloramiento son escasos (p.ej. troncos carbonizados en el lahar del sector de Argestués, cuenca del Cadí o *surge deposits* con alternancia de distintas litologías en la cuenca de Estac, entre los pocos identificados). Este hecho obliga a estudiar las rocas en detalle, a nivel de muestra de mano, con láminas delgadas orientadas y/o bloques con secciones pulidas, en la búsqueda de foliaciones definidas por la orientación preferente de fenocristales. Un trabajo en detalle que se ha llevado a cabo en todas las cuencas de la presente Tesis (ver cada apartado de la sección de resultados) excepto la de Erillcastell.

Las observaciones llevadas a cabo en microscopio de luz transmitida consistían en la identificación mineral pero principalmente la búsqueda de foliaciones y orientaciones preferentes de minerales. Éstas se cuantificaron y respaldaron con análisis que cuantificaban las partículas que presentaban su eje mayor a favor de una dirección determinada para extraer direcciones preferentes de los minerales (software Intercepts, Launeau y Robin, 1996, previo tratamiento de las imágenes con el software ImageJ Schneider et al., 2012). En la presente Tesis, se observó que era más efectivo las inspecciones visuales llevadas a cabo en el microscopio óptico y en imágenes de alta resolución, ya que era frecuente que durante los análisis automatizados se generasen direcciones erróneas generadas por errores derivados de la deficiente separación de los componentes de la petrofábrica, del grado de definición de las imágenes y en general, por la no separación de minerales que se encuentran próximos o en contacto y la no separación de fases minerales. Por ello, el estudio de la petrofábrica se centró en inspecciones manuales con el microscopio o en muestras de mano. Debido al laborioso trabajo que supone esta técnica, y con la perspectiva de emplear otras con mayor resolución y una cuantificación más detallada, se ha empezado a indagar las aplicaciones de la tomografía computarizada de rayos X (XTC) en tres dimensiones (3D). Para ello, se midieron 4 muestras de la cuenca de Anayet (Fig. 6.11) con el objetivo de comparar las observaciones realizadas en microscopio óptico y las determinaciones de los planos de foliaciones definidos por la disposición de las plagioclasas con los resultados obtenidos con la XTC. Esta prueba

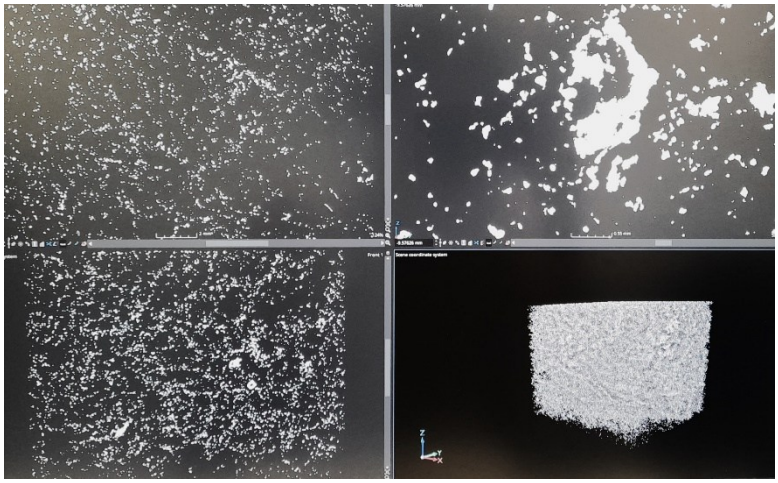


Figura 6.11: Imágenes procesadas de la Tomografía de Rayos X Computarizada (XTC) para la muestra Ay21B. las imágenes de la XTC tienen una elevada resolución que permite obtener una orientación de los minerales que componen la petrofábrica en 3D.

piloto se llevó a cabo en la Euskal Herriko Unibersitatea mediante microtomografía computarizada con rayos X. Las dificultades en visualizar, manejar y procesar los resultados derivados (alta resolución y ficheros de gran tamaño) en equipos convencionales, ha aplazado la investigación de sus aplicaciones en el estudio de la petrofábrica.

A modo de conclusión se puede destacar que el método más efectivo, manejable y accesible para reconocer foliaciones y orientaciones preferentes de minerales en las rocas estudiadas en la presente Tesis (volcánicas, volcanoclásticas y subvolcánicas) y chequear los resultados de la ASM es la inspección visual manual en bloques orientados y/o en láminas delgadas orientadas.

6.4. MARCADORES DE LA DIRECCIÓN DE FLUJO EN ROCAS DE NATURALEZA ÍGNEA: RELACIÓN CON LOS EJES DEL ELIPSOIDE DE SUSCEPTIBILIDAD MAGNÉTICA (ASM)

En rocas ígneas la determinación de la dirección del flujo es fundamental para poder reconocer el área fuente de los materiales, realizar reconstrucciones paleogeográficas de las áreas volcánicas y/o conocer los mecanismos de emplazamiento (p.ej. Hillhouse et al., 1991; Caballero-Miranda et al., 2009, Olsanská et al., 2024). Dada la gran variabilidad de tipos litológicos, condiciones de depósito y/o emplazamiento, han sido numerosos los estudios de ASM que se han dedicado a estudiar la relación entre la orientación del elipsoide de susceptibilidad magnética, la orientación de las partículas del magma y la dirección del flujo (Fig. 6.12). Son muchos los factores que entran en juego para establecer esta relación y en los distintos estudios queda en evidencia que nunca es generalizable y que cada caso concreto debe estudiarse (p.ej. Gurioli et al., 2007). Aun así, la dirección de flujo del magma se relaciona principalmente con la orientación de la lineación magnética (K_1) pero también con la imbricación de la foliación magnética (plano perpendicular a K_3).

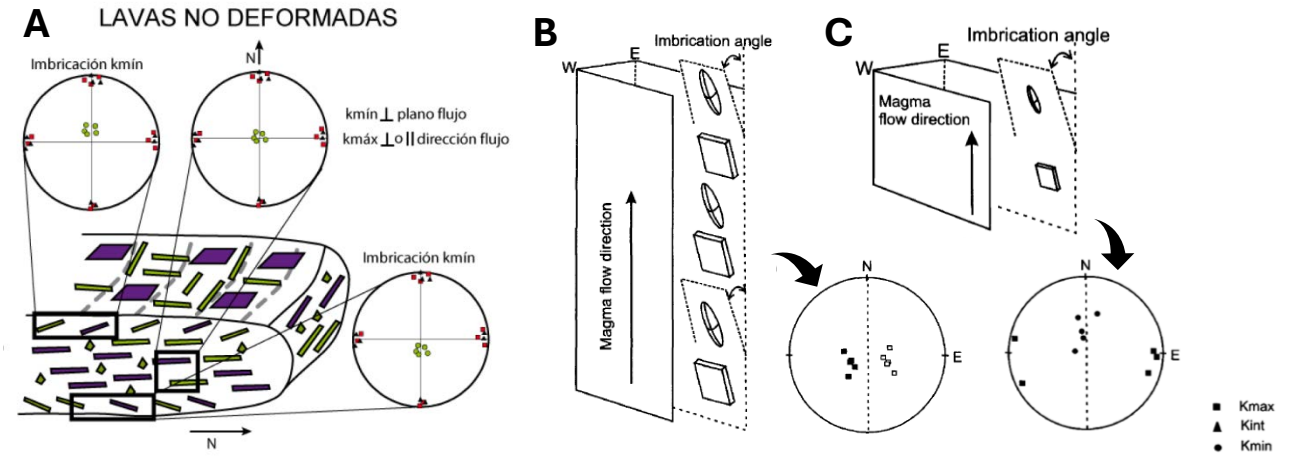


Figura 6.12: Modelos que muestran la relación entre los minerales de la petrofábrica y la orientación de los ejes del elipsoide de susceptibilidad magnética en rocas de naturaleza ígnea no deformadas: A) colada de lava no deformada, en los extremos de la colada se reconoce una imbricación del plano de foliación magnética, en la parte central de la colada el plano de foliación magnética es paralela al plano basal de la colada; la lineación magnética se puede disponer paralela o perpendicular a la dirección del flujo del magma; En diques, esquema que muestra la relación de la lineación magnética (estereograma con ejes de K_1) con la pared del dique (línea discontinua) y la dirección de flujo del magma (flecha) en condiciones normales A) y B) con efectos de magnetita SD dónde el K_1 se dispone perpendicular a la dirección de flujo. Modificado de Izquierdo-Llavall (2014b) y Cañón-Tapia (2004a).

Independientemente de las condiciones de flujo del magma (p.ej. aéreas, subacuosas, bajo la superficie a favor de fracturas a modo de diques, sills, lacolitos etc.), de su dinámica y de su velocidad de enfriamiento, la comparación de las lineaciones minerales de la petrofábrica (frecuentemente

plagioclasas, cristales de biotita o minerales opacos) observadas a escala de afloramiento o mediante observación de láminas delgadas orientadas con los resultados de la ASM, permite determinar si el marcador de la dirección de flujo es la lineación magnética o la foliación magnética, o ambas.

De forma generalizada, se considera que la orientación de la lineación magnética, sobre todo cuando está bien definida, es paralela a la dirección de flujo, ya que resulta del alineamiento de los ejes mayores de las partículas minerales paralelas a ella. Este paralelismo se ha determinado tanto en diques (p.ej. Knight y Walker, 1988; Rochette et al., 1991; Staudigel et al., 1992; Varga et al., 1998, Tauxe et al.,1998; Féménias et al., 2004), en piroclastos, depósitos de ignimbritas (p.ej. Knight et al. 1986; MacDonald y Palmer, 1990; Paquereau-Lebti, 2008; Izquierdo-Llavall et al., 2014a), y flujos de lava (p.ej. Cañón-Tapia et al. ,1996; Herrero-Bervera et al., 2002) y se ve respaldado por marcadores a escala de afloramiento. Pero también se ha observado que la dirección de flujo puede ser perpendicular a la lineación magnética o guardar relación con la foliación magnética y su grado de imbricación principalmente en diques (e. g. Moreira et al., 2014; Hrouda et al., 2020b) pero también en coladas de lava (p.ej. Bascou et al., 2005) o de forma indirecta definiendo la dirección del flujo como el vector perpendicular a la intersección entre la foliación magnética y la pared del dique (Geoffroy et al., 2002). Para este último caso, se requiere unas óptimas condiciones de afloramiento y de preservación del material ígneo para que la determinación de las paredes del dique pueda llevarse a cabo, lo que no siempre es posible. En otros casos (Aubourg et al., 2002; Cañón-Tapia et al., 1996), se observa que tanto la lineación magnética cuando está bien definida como la foliación magnética son indicadoras de la dirección de flujo en diques y coladas de lava, respectivamente.

En la presente Tesis, se ha considerado como indicador de la dirección de flujo la lineación magnética ya que: i) se encuentra generalmente bien definida; ii) se ha podido determinar un paralelismo entre la foliación magnética y el plano basal de referencia (en coladas), de la estratificación (en las rocas volcanoclásticas) o de los límites del cuerpo intrusivo subvertical en buena parte de los resultados de ASM obtenidos, lo que indica la no imbricación de la foliación magnética durante el depósito de los materiales; iii) las observaciones en láminas delgadas orientadas, bloques orientados y a escala de afloramiento (p.ej. troncos carbonizados en el lahar) de varios tipos litológicos, respaldan esta relación ya que se ha observado que en la mayoría de los casos se disponen subparalelos a la lineación magnética obtenida en la ASM. Por todo ello, en el siguiente apartado, se considera el eje de K_1 como marcador de la dirección de flujo en las rocas no afectadas por deformación tectónica significativa.

6.5. FÁBRICAS MAGNÉTICAS COMO MARCADORES DEL FLUJO Y/O DEL CONTEXTO REGIONAL DURANTE EL CARBONÍFERO SUPERIOR-PÉRMICO

Una vez se ha valorado el grado de afección de la deformación asociada a la orogenia Alpina (compresión Pirenaica) en los resultados de las fábricas magnéticas de las distintas cuencas estudiadas en la presente Tesis, se procede a analizar la proporción de fábricas magnéticas que son indicadoras de las direcciones y/o trayectorias del flujo magmático y/o volcanoclástico s.l.. Estas direcciones de flujo estuvieron, a su vez, condicionadas por el contexto tectónico regional imperante, no solo a escala de cuenca, sino a escala regional para todas ellas.

Todas estas cuencas intramontañosas se formaron a finales del ciclo Varisco y a principios del ciclo Alpino, tras el amalgamiento y el inicio de la ruptura del supercontinente Pangea, bajo una tectónica que ha sido descrita, inicialmente de tipo transtensional/extensional (Bixel y Lucas, 1983; Soriano et al., 1996; Saura y Teixell, 2006) o direccional (p.ej. Gisbert, 1981; Speksnijder, 1985) con una evolución posterior a un régimen extensional (Burg et al., 1994; Van Den Driessche y Brun, 1989; López-

Gómez et al., 2019). Por tanto, desde el Carbonífero superior y a lo largo del Pérmico, se produjo la génesis de estas cuencas mientras de forma simultánea se rellenaban de sedimentos detríticos de tipo aluvial y fluvio-lacustre procedentes de la erosión de los márgenes de las cuencas junto con un variado tipo de productos volcánicos (tanto extrusivos como intrusivos) y volcanoclásticos resultantes de los grandes episodios volcánicos que se estaban produciendo en ese periodo (Bixel, 1984; Gisbert, 1981). Queda en evidencia que los patrones y/o trayectorias de flujo de los materiales quedarán íntimamente ligados a la tectónica imperante en ese momento, ya que antes de emplazarse o depositarse, la disposición de los materiales sedimentarios, como de los volcanoclásticos y volcánicos, estarán condicionados por la actividad de las fallas y la existencia de los relieves generados a causa de ellas.

Aspirar por tanto a separar de forma tajante el flujo magmático reflejado en las fábricas magnéticas y de la tectónica de ese periodo, carece de sentido. El emplazamiento y migración de los flujos hipovolcánicos lo hicieron a favor de las fallas existentes y condicionados por los esfuerzos imperantes. El depósito y desplazamiento del material volcánico y volcanoclástico (lavas, piroclastos como ignimbritas, lahares etc.) en superficie también estuvo condicionado por los relieves asociados a su vez a las estructuras tectónicas. De igual modo, los puntos de emisión se produjeron a favor de fallas y/o fracturas a escala cortical o litosférica generadas a finales del Varisco (Aldega et al., 2019 y referencias ahí presentes; Arthaud y Matte, 1977). Por tanto, se hará referencia a fábricas magnéticas primarias aquellas que reflejen el flujo de los materiales, condicionados en un grado variable por el contexto tectónico existente durante su génesis y depósito.

6.5.1. Análisis de la orientación de la lineación magnética como marcador de la dirección de flujo

El análisis de la orientación de la lineación magnética se va a llevar a cabo en primer término por cada cuenca individual y en segundo lugar en función del tipo litológico muestreado.

En la **cuenca de Anayet**, los resultados direccionales de ASM (in situ) son:

- El **pitón (plug)** que hoy en día constituye la cumbre del pico Anayet, presentan una lineación magnética de 10 a 75° de inmersión hacia el ESE que puede corresponder a un flujo que asciende subvertical por el edificio volcánico y se extiende, una vez sale al exterior por la superficie externa del cono. Esta interpretación está respaldada por la disposición de la foliación magnética, que distribuida de forma vertical va en consonancia con un flujo subvertical. El hecho de que la lineación magnética muestre un basculamiento hacia el SSE permite interpretar un ligero basculamiento de todo el conjunto volcánico como consecuencia de la orogenia Alpina.

- El **lacolito** que se dispone a los pies del edificio volcánico, presenta una lineación magnética de dirección NW-SE a NNE-SSW que encaja bien con una dirección de flujo que alimenta de magma el edificio volcánico situado al NW-NNE de la cuenca.

- En las **coladas de lava,** los máximos subverticales de la lineación magnética son resultado de i) una disposición subvertical de la sucesión sedimentaria en la cual están interestratificadas o ii) de los factores mineralógicos que han generado una inversión de los ejes del elipsoide magnético, todo ello respaldado por la disposición de los ejes K_3. Excluyendo estos máximos de lineación magnética, se reconoce una dirección N-S subhorizontal que, dada la posición del edificio volcánico, sugiere un flujo desde el norte hacia el sur de la cuenca.

- En los **sills** se reconocen dos direcciones NW-SE y NE-SW que con respecto a su posición en la cuenca encajan con una dirección de flujo de alimentación desde el batolito hasta su ubicación. El sill

situado al SW presenta una lineación magnética NE-SW y el sill situado en el borde E presenta una lineación magnética de dirección NW-SE.

En estos cuatro tipos litológicos queda patente el condicionante tectónico durante el desarrollo de la cuenca de Anayet, ya que la lineación magnética presenta un máximo NW-SE que coincide con la dirección de desarrollo de la cuenca, que se elonga en dirección WNW–ESE por la actividad de las fallas de borde que condicionaron su desarrollo y que han sido interpretadas como direccionales dextras (Rodríguez-Méndez et al., 2016). Así el magma fluyó dentro de un sistema volcánico controlado por fallas que favorecían esa dirección preferente.

En la cuenca de **Erillcastell**, los resultados de ASM (tras la restitución a la horizontal) son:

-. En las **coladas de lava**, se presentan tres máximos de dirección N-S, NNW-SSE y E-W subhorizontales, a pesar de no tener la certeza de si la cuenca presenta o no una rotación de eje vertical (VAR) que pudiese reorientar estas direcciones como se evidenció para la cuenca de Laspaúles (Izquierdo-Llavall et al., 2014a). En todo caso, son tres máximos concordantes con la distribución de los afloramientos de coladas y nos estarían indicando focos de emisión de lava en los márgenes de la cuenca dónde según el modelo de cuencas intramontañosas del Carbonífero superior-Pérmico (Gisbert, 1981) se encuentran las fallas de borde de cuenca. Las paleopendientes hacia el centro de la misma podrían ser responsables de los máximos secundarios.

-. En el **material volcanoclástico s.l.** se ha discutido una impronta de la tectónica alpina. La disposición tanto los ejes K_3 y K_1, presentan un mayor agrupamiento tras la restitución, lo que lleva a pensar que no es generalizable a todos los depósitos y que no ha enmascarado las fábricas magnéticas primarias. En ese caso, se obtiene una dirección E-W y otra NW-SE, ambas reconocidas en las lavas de esta misma cuenca y de los que deriva la misma interpretación anterior: que el flujo de los materiales procede de las fallas de borde de la cuenca.

En la cuenca de **Estac**, los resultados direccionales de la ASM (tras la restitución a la horizontal) son:

-. En el **material volcanoclástico y volcánico** se reconocen tres máximos de la lineación magnética: NW-SE, ENE-WSW y N-S que presentan al igual que los ejes K_3, mejor agrupamiento tras la restitución. Aunque se ha reconocido una impronta tectónica alpina ligada al plegamiento de la sucesión volcánica y sedimentaria en dirección SE, esta distribución de la lineación magnética con una tendencia radial parece apuntar a que en la cuenca de Estac se encuentra un foco de emisión de magma. Esto explicaría el mayor espesor de la sucesión volcánica en esta cuenca con respecto a la de Erillcastell. El hecho de que no se reconozcan coladas de lava respaldaría la proximidad de un edificio volcánico (excepto el tramo del domo dacítico a techo de la sucesión y antes del depósito de las red beds de la URI).

En la cuenca del **Cadí**, los resultados direccionales de la ASM (tras la restitución a la horizontal) son:

-. En el cuerpo **intrusivo de Sant Salvador** (discutidos en detalle en el Capítulo 5, Apartado 5.3 del) la orientación de la lineación magnética obtenida indica la migración del magma desde al menos la base de la sucesión volcánica (GU) hasta la superficie, atravesando las capas y distribuyéndose horizontalmente a modo de sill en los niveles subsuperficiales. La erosión del sill ha impedido reconocer sus dimensiones reales y poder realizar un seguimiento espacial de este cuerpo intrusivo.

-. En las **lavas** se reconoce un máximo de lineación magnética subvertical con un intercambio de ejes entre K_1 y K_3 que apuntan a la influencia de un factor mineralógico. Excluyendo esta dirección, se reconoce una dirección dominante WSW-ENE y otra NW-SE subhorizontales. Este patrón de flujo encaja

con una migración del magma desde las fracturas de dirección N135-140E y N035E que condicionaron la distribución del magma y el *upwelling* en esta cuenca.

-. En las rocas autoclásticas **y piroclásticas** se reconoce el mismo máximo de la dirección de la lineación magnética es WSW-ENE subhorizontal presente en las lavas, pero mejor agrupado. En el graben norte de Cerc se identifica un máximo de dirección SSW-NNE que responde a las particularidades de éste, aislado del resto de afloramientos volcánicos de la cuenca del Cadí.

-. En las **volcánicas de Lletó**, a pesar de que la mayoría de las fábricas magnéticas obtenidas reflejan un recrecimiento y neoformación de minerales por una alteración hidrotermal en la zona que se ha sobreimpuesto a la señal primaria (discutidos en detalle en el Capítulo 5, Apartado 5.6), se sigue reconociendo un máximo en la orientación de la lineación magnética E-W presente tanto en las rocas autoclásticas y piroclásticas, lavas y el hipovolcánico de Sant Salvador. Esta dirección principal en sentido E-W identificada a escala de cuenca es indicadora de la dirección de flujo de los materiales, condicionada por el patrón de fallas y fracturas.

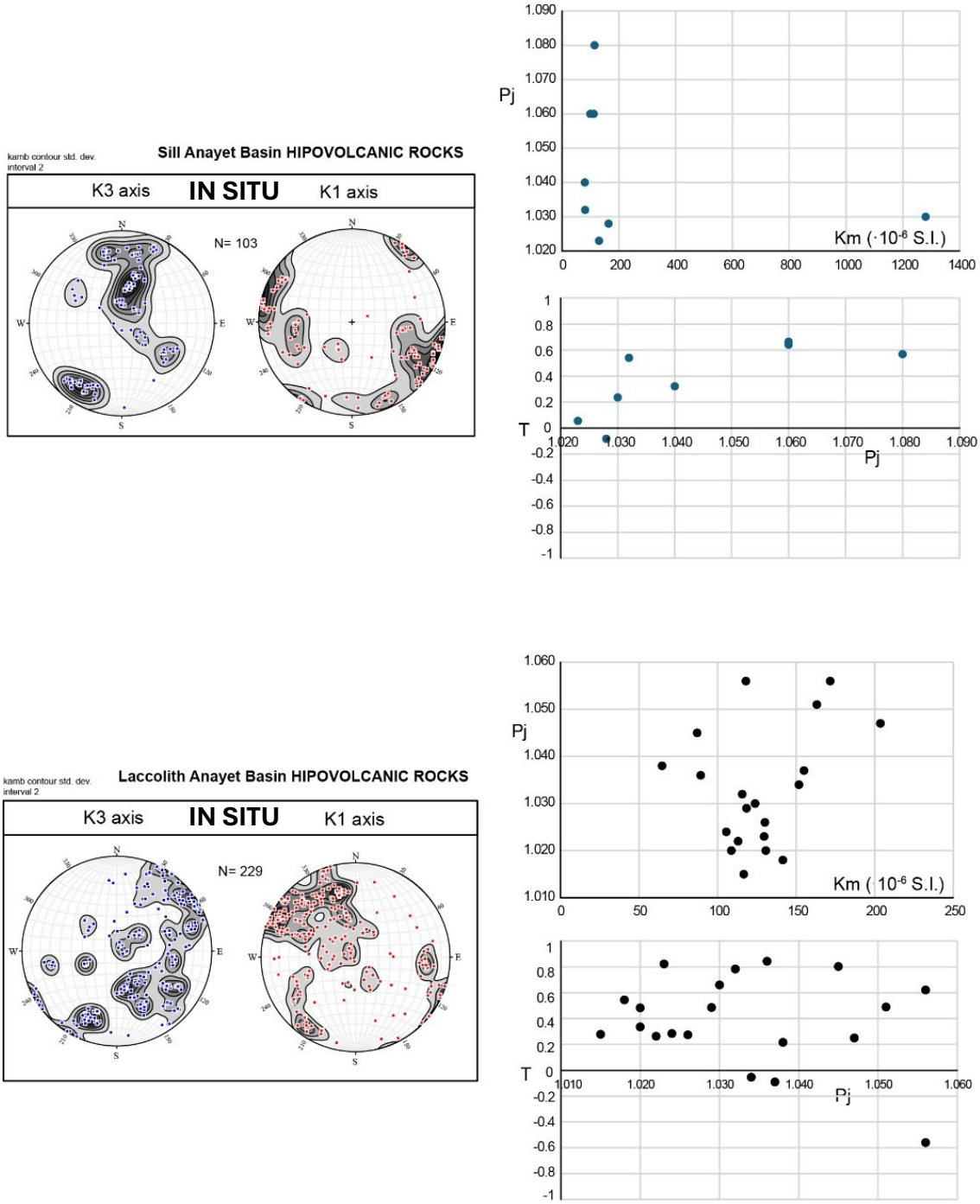


Figura 6.13: Resultados in situ de las fábricas magnéticas en la Cuenca de Anayet en función del tipo litológico analizado: a la izquierda, diagramas de densidad (método de Kamb, intervalo 2%) de los ejes del elipsoide de susceptibilidad magnética K_3 (polo de la foliación magnética) y K_1 (lineación magnética) de especímenes individuales, in situ. A la derecha, parámetros magnéticos del elipsoide de susceptibilidad magnética a nivel de estación de muestreo: susceptibilidad media (Km) frente al grado de anisotropía corregido (Pj), susceptibilidad magnética media (Km) frente al parámetro de forma (T).

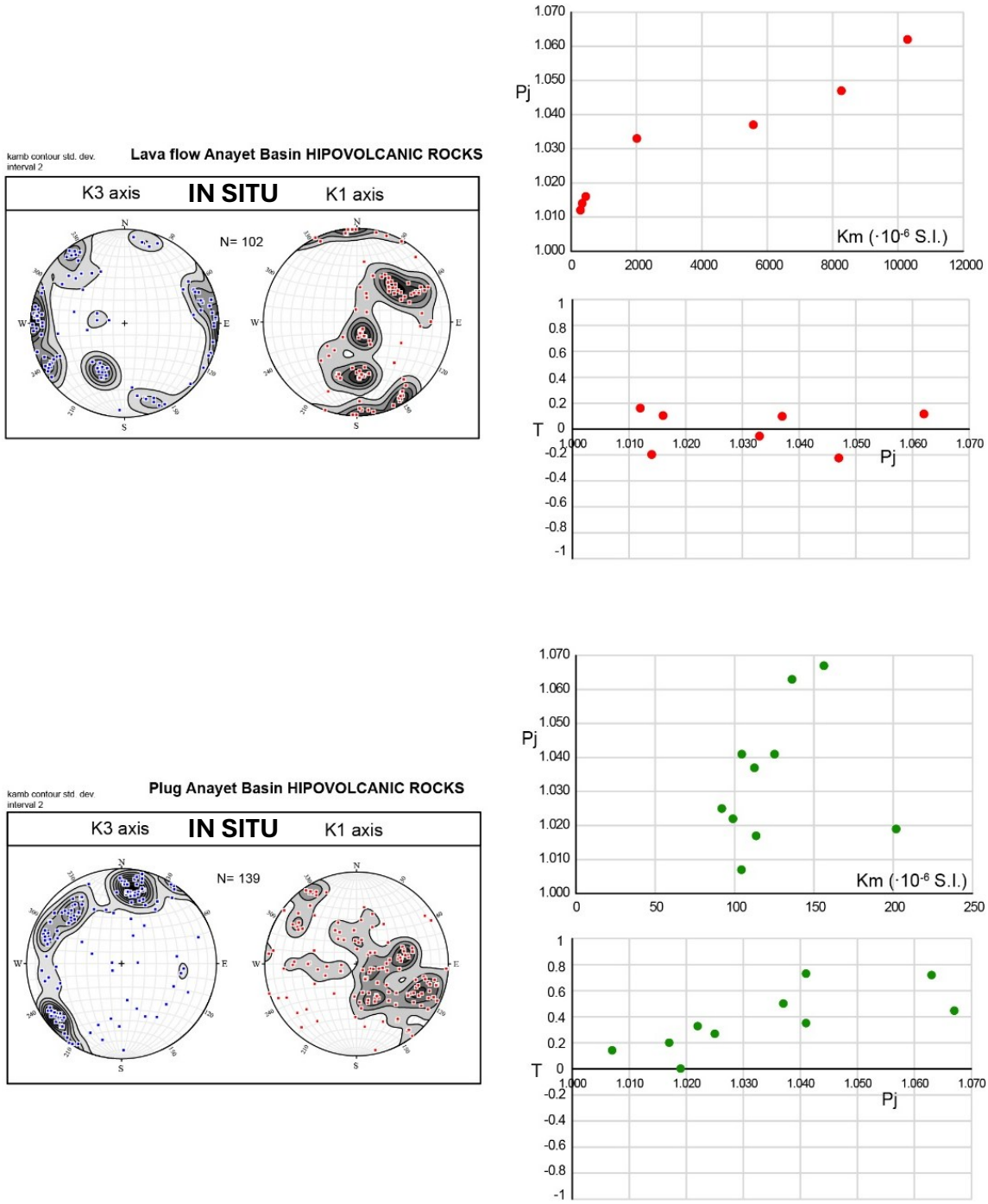


Figura 6.14: Resultados in situ de las fábricas magnéticas en la Cuenca de Anayet en función del tipo litológico analizado: A la izquierda, diagramas de densidad (método de Kamb, intervalo 2%) de los ejes del elipsoide de susceptibilidad magnética K_3 (polo de la foliación magnética) y K_1(lineación magnética) de especímenes individuales. A la derecha, parámetros magnéticos del elipsoide de susceptibilidad magnética a nivel de estación de muestreo: susceptibilidad magnética media (Km) frente al grado de anisotropía corregido (Pj), susceptibilidad magnética media (Km) frente al parámetro de forma (T).

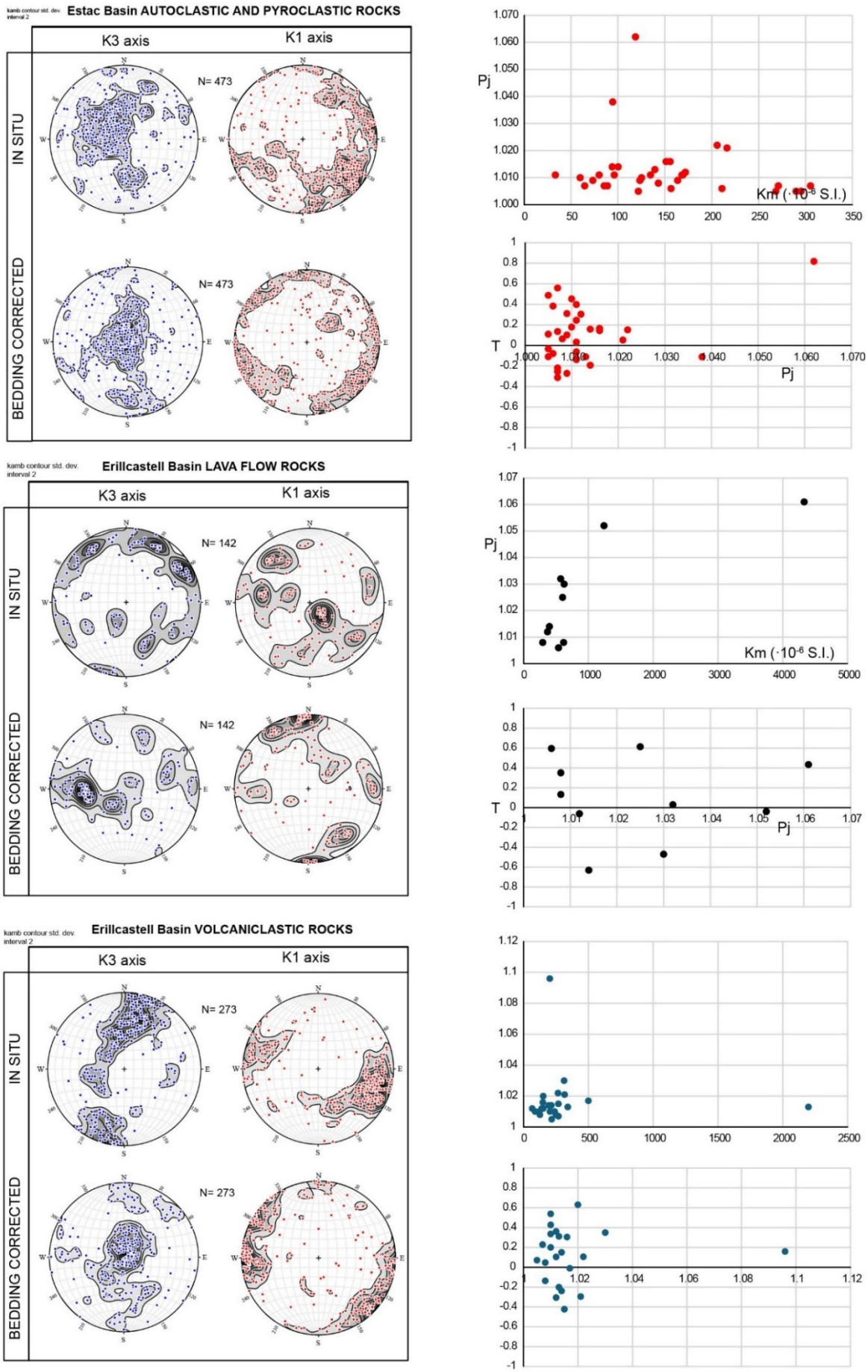


Figura 6.15: Resultados in situ y restituidos a la horizontal de las fábricas magnéticas de las cuencas de Erillcastell y Estac en función del tipo litológico analizado: A la izquierda, diagramas de densidad (método de Kamb, intervalo 2%) de los ejes del elipsoide de susceptibilidad magnética K_3 (polo de la foliación magnética) y K_1(lineación magnética) de especímenes individuales. A la derecha, parámetros magnéticos del elipsoide de susceptibilidad magnética a nivel de estación de muestreo: susceptibilidad magnética media (Km) frente al grado de anisotropía corregido (Pj), susceptibilidad media (Km) frente al parámetro de forma (T).

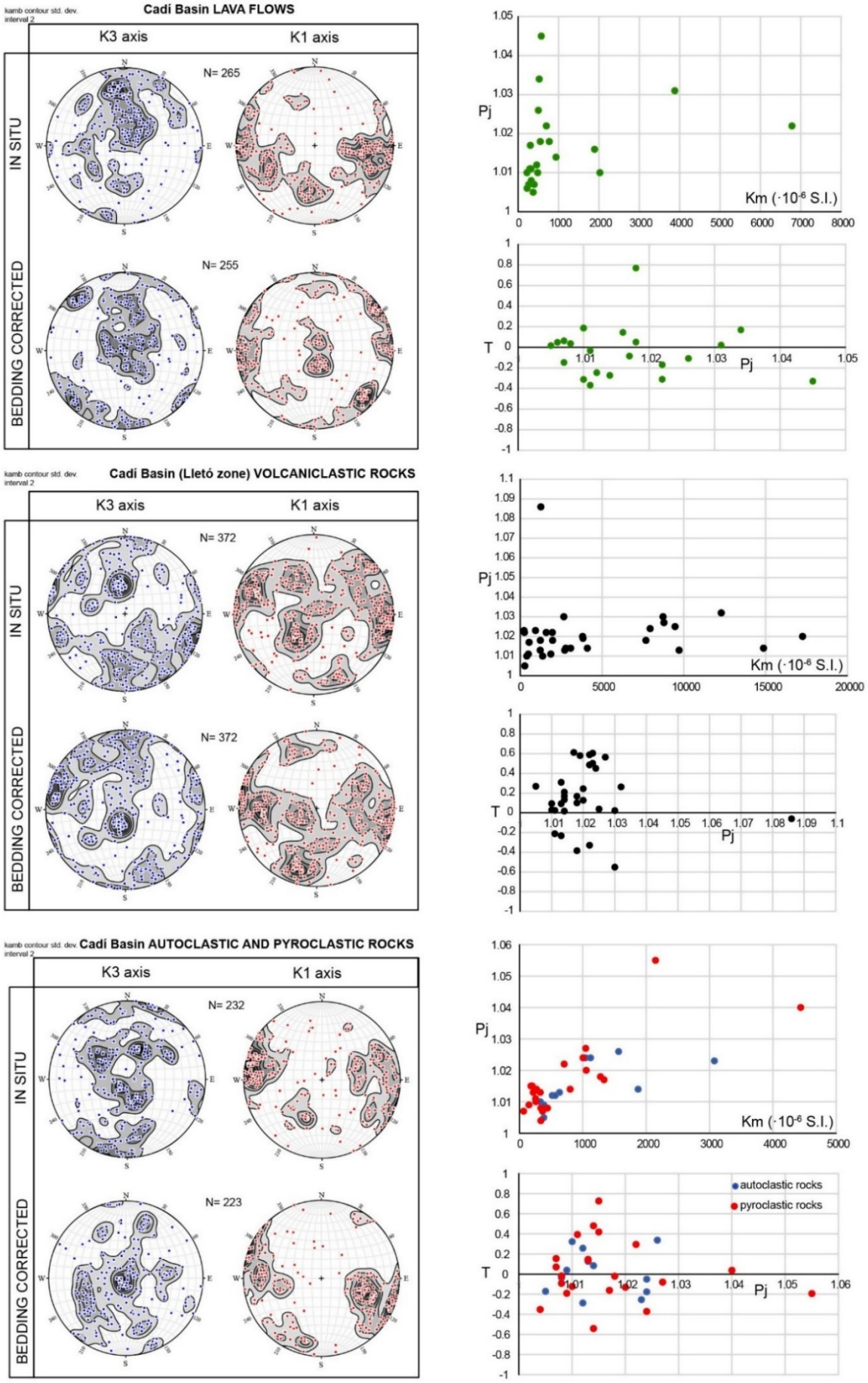


Figura 6.16: Resultados in situ y restituidos a la horizontal de las fábricas magnéticas de la Cuenca del Cadí en función del tipo litológico analizado: A la izquierda, diagramas de densidad (método de Kamb, intervalo2%) de los ejes del elipsoide de susceptibilidad magnética K_3 (polo de la foliación magnética) y K_1(lineación magnética) de especímenes individuales. A la derecha, parámetros magnéticos del elipsoide de susceptibilidad magnética a nivel de estación de muestreo: susceptibilidad magnética media (Km) frente al grado de anisotropía corregido (Pj), susceptibilidad media (Km) frente al parámetro de forma (T).

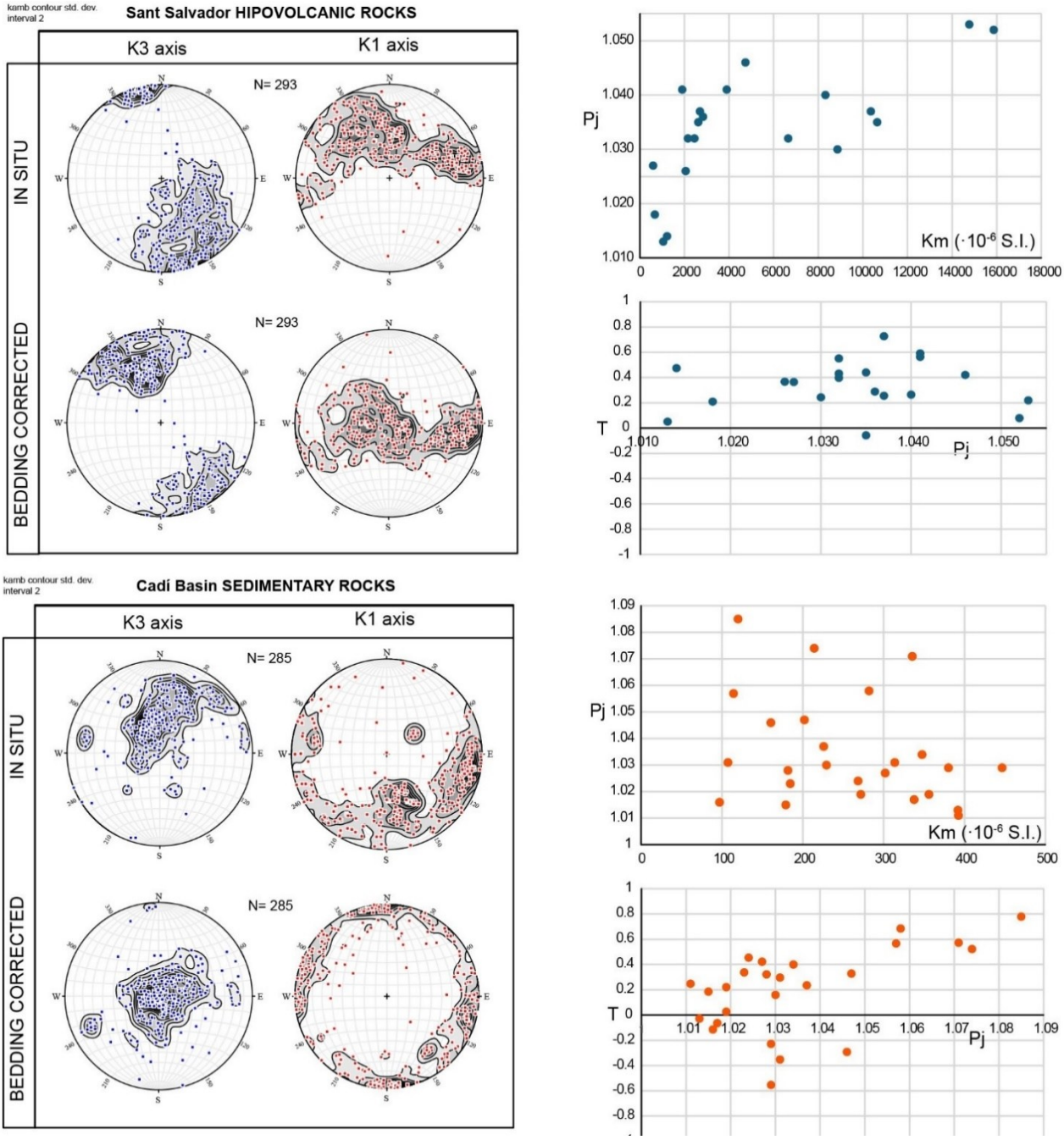


Figura 6.17: Resultados in situ y restituidos a la horizontal de las fábricas magnéticas de la Cuenca del Cadí en función del tipo litológico analizado: A la izquierda, diagramas de densidad (método de Kamb, intervalo 2%) de los ejes del elipsoide de susceptibilidad magnética K_3 (polo de la foliación magnética) y K_1(lineación magnética) de especímenes individuales. A la derecha, parámetros magnéticos del elipsoide de susceptibilidad magnética a nivel de estación de muestreo: susceptibilidad magnética media (Km) frente al grado de anisotropía corregido (Pj), susceptibilidad media (Km) frente al parámetro de forma (T).

6.5.2. Análisis de la orientación de la lineación magnética en rocas sedimentarias (red beds) de la cuenca del Cadí

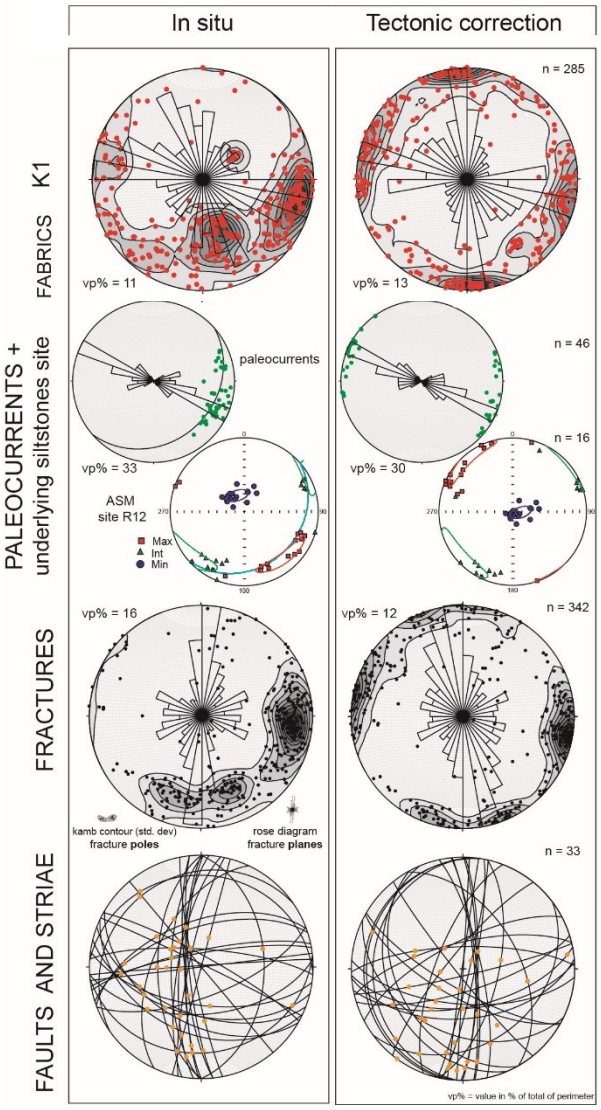


Figura 6.18: Comparación de la distribución de ejes de K_1 (diagramas de densidad, método de Kamb), dirección de paleocorrientes a techo de un estrato a base de la LRU con los resultados de la fábrica magnética de las limolitas infrayacentes, polos de la fracturación (diagramas de densidad, planos de falla y estrías. A la izquierda in situ, a la derecha tras la restitución de la estratificación a la horizontal.

En la cuenca del Cadí, la lineación magnética de las litologías sedimentarias (red beds) muestreadas (areniscas, lutitas y limolitas) en el Pérmico (URI y URS) muestran dos máximos subhorizontales bien definidos WNW-ESE y N-S. El máximo WNW-ESE también queda registrado en las paleocorrientes medidas en la base de un estrato conglomerático de la URI (de igual modo en las limolitas infrayacentes a él y pertenecientes también a la URI). Además, estos dos máximos también se observan en las litologías volcánicas s.l. y volcanoclásticas s.l. de la UG (Fig. 6.18, tramo infrayacente de la sucesión estratigráfica del Carbonífero superior-Pérmico).

En las red beds sedimentarias del Pérmico, estos dos máximos se interpretaron (véase Capítulo 5, Apartado 5.4) como fábricas magnéticas primarias relacionadas con direcciones de estiramiento subperpendiculares (WNW-ESE y N-S) directamente relacionadas con la génesis de la cuenca.

La continuidad temporal del máximo WNW-ESE desde el Carbonífero temprano (muestras de algunas rocas volcanoclásticas s.l.) hasta el Triásico (estación R14) independientemente de la litología y de su origen (sedimentario o volcánico) lleva a replantearse si no podría ser una impronta alpina compresiva registrada a escala de cuenca. Frente a esto, se presentan varios argumentos que nos permiten descartar esta opción: i) en las rocas volcanoclásticas s.l. se registra esta dirección en la lineación magnética a lo largo de toda la cuenca; en 10 de estas estaciones, el plano de foliación magnética corresponde con el plano de estratificación medido en campo; ii) las paleocorrientes (46 medidas) registradas a base de la URI presentan este mismo máximo dentro de un rango de direcciones desde E-W hasta WNW-ESE; iii) la cuenca del Cadí no está situada dentro del dominio de foliación alpina descrito por Choukroune y Séguret (1973) y esto se ha podido confirmar con las observaciones realizadas tanto en campo a escala de afloramiento como en las observaciones en lámina delgada y en bloques pulidos orientados, donde no se identifican foliaciones tectónicas a lo largo de la sucesión estratigráfica del Carbonífero superior-Pérmico; y iv) es coherente con el patrón de fracturas y fallas medidas tanto en los materiales volcánicos s.l. y volcanoclásticos s.l. como en los sedimentarios que dadas su orientación y carácter sinsedimetario (las fallas y fracturas estaban activas durante el depósito de las unidades GU, URI y URS, ver Capítulo 5,

Apartado 5.4, ver panel estratigráfico de capitúlo 5, Apartado 5.1, paneles estratigráficos Capítulo 4, Aparado 4.2.1).

Por tanto, el máximo direccional WNW-ESE se puede interpretar como una dirección preferente de flujo y de depósito de los materiales desde el Carbonífero superior hasta el Triásico muy condicionado por la actividad tectónica generada durante la génesis y apertura de esta cuenca intramontañosa. Temporalmente no hubo variaciones remarcables del régimen de esfuerzos de la cuenca, que pudieran afectar en la deformación de las rocas.

6.6. METODOLOGÍA DE LOS FRAGMENTOS IRREGULARES ORIENTADOS EN ROCAS SEDIMENTARIAS

En ciertas litologías sedimentarias (pizarras con una foliación muy penetrativa, lutitas, limolitas etc.) su fisibilidad y fragilidad impide la obtención de testigos o bloques orientados para poder llevar a cabo un estudio de la ASM. Esto ha obligado a explorar otras alternativas para no dejar fuera del campo de estudio estas litologías. El primer tanteo fue llevado a cabo por Gracia-Puzo et al. (2021) que estudió los parámetros magnéticos en fragmentos irregulares no orientados de rocas sedimentarias foliadas. De esta investigación se destaca que la variación de los parámetros magnéticos (Km, Pj y T) tras la aplicación de una corrección volumétrica (ajustar los valores al volumen real del fragmento y no al que aplica por defecto el equipo de medida KLY-3 o KLY-5) es despreciable. Además, la forma de los fragmentos no afecta a los resultados de ASM obtenidos. Por ello, en la presente Tesis se ha indagado más, midiendo los parámetros magnéticos y la ASM en fragmentos irregulares orientados. Esta nueva técnica de muestreo se basa en obtener fragmentos orientados independientemente de su tamaño. El tamaño suele quedar condicionado por las propiedades físicas intrínsecas de la roca (fisibilidad, foliación, grado de humedad etc.) y suele ser de unos pocos cm pero lo suficiente para poder marcar en una de sus caras una línea de referencia para poder orientarla. Tras ello, en el laboratorio y con extrema precaución, estos fragmentos se depositan en cubos de metacrilato.

Recientemente, se ha buscado una alternativa a los cubos de metacrilato (Higuero et al., 2025 in press) debido a su coste elevado económico y su baja accesibilidad de compra en el mercado. Los primeros resultados relacionados con la fabricación de cubos de plástico con impresoras 3D han sido prometedores. Estos resultados requieren de una mayor exploración tanto en lo referente a los productos empleados para la fabricación del cubo como el tipo de litologías que respondan bien a esta nueva técnica.

A modo de conclusión de este apartado, se puede confirmar que los resultados de la ASM (ver en detalle el procedimiento y los resultados en el Capítulo 5, Apartado 5.4) son válidos con la nueva técnica de fragmentos irregulares orientados y son replicables para las litologías más finas de la sucesión del Pérmico y puntualmente Triásico estudiadas.

6.7. FÁBRICAS Y SUBFÁBRICAS MAGNÉTICAS

En la presente Tesis, el estudio de subfábricas magnéticas se ha abordado mediante: i) la ASM a baja temperatura (LT-ASM) en el cuerpo intrusivo de Sant Salvador, las rocas volcánicas y volcanoclásticas del Cadí y puntualmente en los materiales hipovolcánicos de la cuenca de Anayet; y ii) la ASM fuera de fase (out-of-phase AMS) en las rocas de la cuenca de Anayet.

El estudio de subfábricas magnéticas permite reconocer la influencia de las distintas contribuciones magnéticas (paramagnética, diamagnética y ferromagnética s.l.) al valor total de ASM al

identificar la ASM de cada contribución por separado. Las subfábricas magnéticas son importantes de identificar cuando la petrofábrica está constituida por distintos minerales (plagioclasas, ferromagnesianos, minerales opacos etc.) que pueden estar cada uno distribuidos y orientados de distinta forma. Como las observaciones en láminas delgadas y bloques pulidos es una técnica laboriosa y no siempre extensible a todas las muestras, el estudio de subfábricas magnéticas se presenta como una técnica rápida, no destructiva y representativa del volumen de rocas (p.ej. Oliva-Urcia et al., 2009; Soto et al., 2022b). En esta Tesis se ha aplicado para respaldar los estudios microestructurales y conocer si los resultados de la ASM son representativos de la orientación promedio de los minerales de la petrofábrica o son el resultado de distintas subfábricas con orientaciones distintas.

6.7.1 Subfábricas de la ASM a baja temperatura (LT-AMS)

La LT-ASM permite incrementar la señal paramagnética con respecto a la señal ferromagnética (según la Ley de Curie-Weiss, ver el comportamiento paramagnético, Capítulo 2, Apartado 2.1, p.ej. Parés y Van der Pluijm, 2002) y ha sido necesario su aplicación dada la notable existencia de mezcla de contribuciones paramagnética y ferromagnética s.l. en las rocas de naturaleza ígnea estudiadas. Así, la contribución paramagnética representada principalmente por los filosilicatos, se puede disponer con la misma orientación que los minerales ferromagnéticos s.l. sumándose a la contribución total de la AMS (p.ej. García-Lasanta et al., 2015) y en otras no (p.ej. García-Lasanta et al., 2014).

En las rocas volcánicas y volcanoclásticas de la cuenca del Cadí se observa que tanto las fábricas magnéticas de la LT-AMS como de la RT-AMS se superponen y que los parámetros magnéticos Pj y T no muestran diferencias significativas. Además, se reconocen dos comportamientos, muestras donde se incrementa el valor de Km significativamente, lo que denota un comportamiento paramagnético significativo y muestras con un pequeño incremento de Km a LT-AMS donde el comportamiento ferromagnético s.l. es dominante.

En el cuerpo hipovolcánico de Sant Salvador, la contribución diamagnética y paramagnética al valor total de anisotropía magnética es bajo, dominando la contribución ferromagnética s.l.. No se observa una superposición entre los ejes de la LT-AMS y la RT-AMS debido a la alta dispersión.

En el sistema hipovolcánico de la cuenca de Anayet, tan sólo se ha valorado en dos estaciones (Ay5 y Ay11) y en ambos casos, la LT-AMS se superpone a la ASM fuera de fase (RT-opAMS) pero no guarda relación con la ASM en fase (RT-ipAMS). Aunque sería necesario realizar la LT-AMS en más estaciones para tener una mayor representatividad de los resultados, los obtenidos en estas dos estaciones respaldan la idea de que el sistema hipovolcánico de la cuenca de Anayet (señalado ya por los anormalmente bajos valores de susceptibilidad magnética media de las estaciones y especímenes) está dominado por una contribución diamagnética de los cristales de plagioclasa junto con una proporción menor de minerales ferromagnéticos s.l.. Queda en evidencia que la orientación de la fábrica paramagnética no se dispone en consonancia con la orientación de la ASM de los minerales ferromagnéticos s.l. y diamagnéticos, pero su contribución es despreciable aunque sea evidente en algunos de los ciclos de histéresis. El hecho de que la LT-AMS se superponga a la ASM fuera de fase (op-AMS) puede explicarse porque los filosilicatos portadores de la contribución ferromagnética s.l. se dispongan con la misma orientación que magnetitas o maghemitas de grano ultrafino (ver mineralogía con opAMS, Hrouda et al., 2022) que coexisten con la otra mineralogía ferromagnética s.l. que sí está en consonancia con la petrofábrica. Se descarta que puedan ser granos multidominio de titanomagnetita, hematites y pirrotina pues no se han detectado en las curvas de K-T.

6.7.2 Subfábricas de la ASM fuera de fase (opAMS, out-of-phase AMS)

El estudio de subfábricas magnéticas mediante la ASM fuera de fase se ha desarrollado recientemente y su conocimiento es todavía limitado pero no se ha querido desaprovechar la oportunidad de emplearlo en la presente Tesis para poder comparar los resultados con los de la AMS en fase (ipAMS) en rocas de naturaleza ígnea, particularmente hipovolcánica. La op-AMS ha superado total y/o parcialmente los test estadísticos (ver Capítulo 5, Apartado 5.3.2) para poder considerarla.

Los resultados de la op-AMS son muy homogéneos en todos los materiales estudiados de la cuenca del Anayet y se caracterizan por presentar una lineación magnética subvertical y una foliación magnética subhorizontal. Los ejes del elipsoide magnético de suscpetibilidad se disponen muy bien agrupados tanto a nivel de estación como a nivel de especimen, presentando un grado de dispersión notablemente menor que los resultados de la ip-AMS. Aunque sería interesante implementar alguna técnica de estudio de la petrofábrica menos laboriosa, más estadísticamente representativa y automatizada que las observaciones en láminas y bloques orientados como podría ser la microtomografía computarizada con rayos X. A partir de los resultados obtenidos puede apuntarse a lo siguiente: las magnetitas o maghemitas de grano ultrafino portadoras de la op-AMS junto con los filosilicatos presentes en estas rocas se han neoformado o recrecido durante un evento de alteración posterior. Este evento ha afectado a la totalidad de las rocas de la cuenca y ha actuado uniformemente sobre ellas. Estos minerales se han formado en huecos, poros o espacios intersticiales que no se disponen en consonancia con el resto de la petrofábrica y responsable de la ipAMS.

6.8. DATOS PALEOMAGNÉTICOS

Si se representan las 24 componentes paleomagnéticas primarias de alta temperatura aisladas en los estudios de las cuencas de Estac y del Cadí tanto en litologías volcánicas, como volcanoclásticas y sedimentarias (unidades GU, TU y URI) de calidad óptima (Fig. 6.19), se observa, que tras la restitución, buena parte de ellas se disponen próximas a la dirección de referencia para el Pérmico en los Pirineos (Oliva-Urcia et. al., 2012b).

De estas 24 estaciones en tan sólo 6 (estaciones S4, S19, CC42, CC54, CC60 y CC62) la incertidumbre en la medida del valor de estratificación estaba presente. Tan sólo en la estación CC54 se ha evidenciado que las direcciones paleomagnéticas obtenidas se desvían claramente de la tendencia general. Esto nos permite confirmar que a pesar de la existencia de un posible error ligado a la medida de la estratificación en algunas estaciones como consecuencia de su difícil identificación en campo y de la calidad de algunos afloramientos, es despreciable, al menos en el 96% de las estaciones donde se llevó a cabo el estudio paleomagnético.

Particularmente, el tipo de depósito en las rocas volcanoclásticas s.l. de las cuencas de Estac y del Cadí atendiendo a las TRM aisladas es de Tipo IV (Hoblitt y Kellogg, 1979). Se reconoce distinto historial térmico con temperaturas de bloqueo (T_B) distintas, remagnetizaciones y orientaciones tanto aleatorias como bien agrupadas. Es por ello que en las muestras de la cuenca de Estac se identificó una componente paleomagnética intermedia (Cm), la menos común, definida entre los 300-400 a 520-540°C y una componente paleomagnética de alta temperatura (Ch) entre los 500-540°C a 560-580°C (iniciándose ocasionalmente a menor temperatura). En general, estas dos componentes paleomagnéticas no se aislaban en el mismo especímen, sino en distintos de una misma estación. Este hecho pone en relieve que en estas rocas debe tenerse en cuenta que la generación de nuevas NRMs es consecuencia del complejo historial térmico debido a las distintas temperaturas de depósito, a las condiciones de recalentamiento de los materiales cuando son sepultados por otros que se encuentran a

mayor temperatura (p.ej. depósito de sucesivas coladas de lava o lahares) y a la acción del hidrotermalismo. Por ello, las componentes paleomagnéticas Cm y Ch que en ocasiones se superponen en rango de temperatura y presentan direcciones paleomagnéticas similares en la mayor parte de los especímenes analizados, se han considerado como una sola componente Cm-Ch. Los resultados obtenidos (Fig.6.19) muestran que no hay diferencias direccionales con la componente de alta temperatura (Ch) aislada en la cuenca del Cadí en las dos litologías muestreadas (rocas volcánicas /volcanoclásticas s.l. y sedimentarias) lo que respalda esta interpretación.

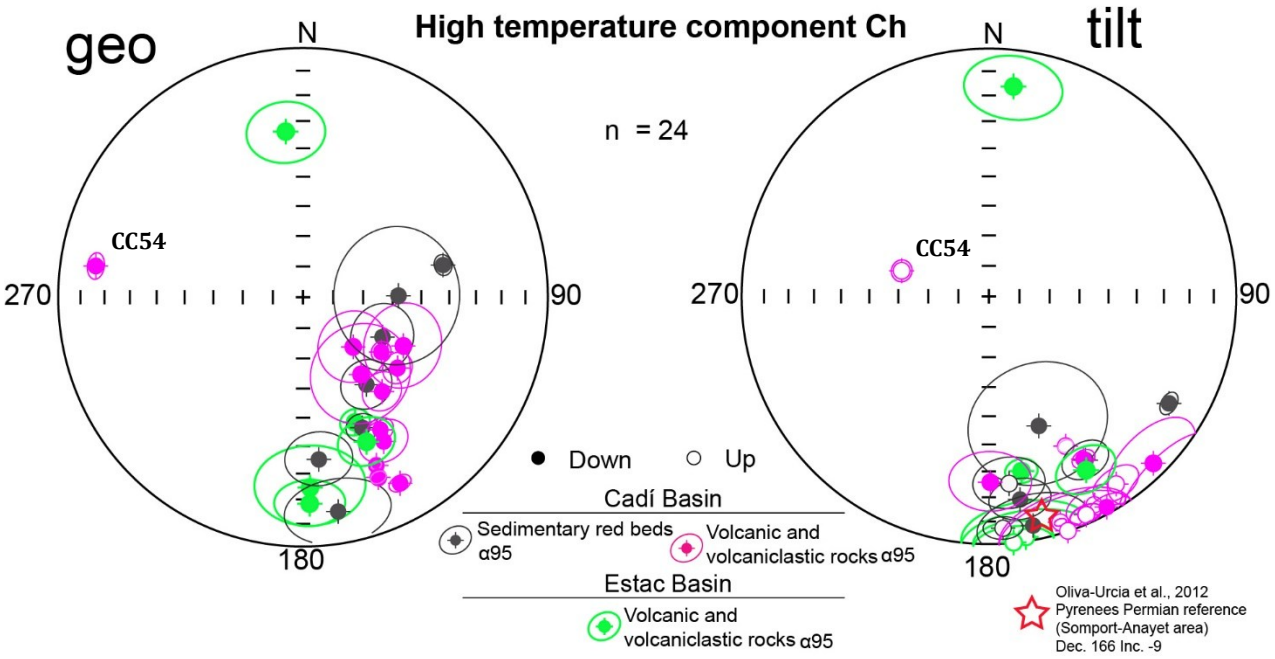


Figura 6.19: Componente paleomagnética de alta temperatura y cono de confianza α_{95} para cada yacimiento en ambas litologías (rocas volcánicas y red beds) en las zonas de estudio de las cuencas del Cadí y del Estac, in situ y tras corrección tectónica.

Las componentes paleomagnéticas aisladas se pueden considerar como de carácter primario tanto en la cuenca de Estac como del Cadí e independientemente de la litología ya que se disponen próximas a la referencia del Pérmico en los Pirineos (Oliva-Urcia et al., 2012b). Si bien, también podrían corresponder a componentes secundarias adquiridas durante una remagnetización temprana. En un mismo transecto de muestreo en la cuenca del Cadí sí que se observan estaciones que se desvían más respecto a la referencia que otras. Estas estaciones (excepto la CC54) se sitúan en el borde norte de afloramientos volcánicos y volcanoclásticos s.l. de la GU en contacto con el basamento preVarisco, un área con un mayor número de fallas y fracturas (Gisbert, 1981). Esto apunta a que las estaciones cuyas direcciones paleomagnéticas más se desvían con respecto a la referencia, muestreadas en esta área, podrían haber sufrido rotaciones o basculamientos individualizados de bloques con respecto al resto de la succesión estratigráfica.

Los efectos del shallowing en los sedimentos detríticos (red beds) pueden identificarse mediante la comparación de los resultados paleomagnéticos en sedimentos detríticos con los resultados en rocas volcánicas/volcanoclásticas s.l. de la misma cuenca o zona de estudio (p.ej. Osete et al., 1997). Así, se puede observar que las componentes paleomagnéticas en los sedimentros detríticos con respecto a la aislada en las rocas de naturaleza ígnea no están afectadas por efectos de shallowing. Los resultados de la presente Tesis, evidencian que las red beds del Pérmico de la cuenca del Cadí no están afectados por efectos de shallowing, ya que no hay diferencias entre la dirección y orientación de las componentes paleomagnéticas aisladas en los dos tipos litológicos. Tan sólo se observa que la orientación de las direcciones paleomagnéticas las estaciones Cad14 y Cad20 presentan una mayor inclinación, cuestión

no atribuible al shallowing ya que reduce el valor de inclinación, sino a particularidades estructurales muy localizadas en las áreas donde se sitúan estas dos estaciones y no extensibles al resto de estaciones muestreadas en las inmediaciones, dónde no se ha registrado. La ausencia de shallowing en sedimentos detríticos (red beds) del Pérmico en la Península Ibérica no es un hecho aislado, ya que tampoco se han identificado, al menos hasta el momento en la Rama Castellana y sus inmediaciones (Osete et al., 1997; García-Lasanta, 2016) ni en el sector occidental de los Pirineos (área de Somport, Oliva-Urcia et al., 2012b).

Se puede concluir que:

- En rocas volcánicas y volcanoclásticas s.l. intensamente alteradas pueden aislarse componentes paleomagnéticas primarias. Aunque los resultados de la ASM no siempre hayan reflejado una fábrica magnética primaria ya sea a causa de la impronta de la deformación alpina o debido a neoformaciones y recrecimientos minerales en disonancia con la petrofábrica general, sigue siendo posible aislar componentes paleomagnéticas primarias y/o remagnetizaciones tempranas.

- En las cuenca de Estac el estudio paleomagnético evidencia una ausencia de rotaciones de eje vertical (VAR) y que en la cuenca del Cadí, la comparación de los resultados en ambas litologías y a lo largo de los transectos de muestreo en las distintas áreas de la cuenca, también evidencia una ausencia de rotaciones de eje vertical (VAR) y de efectos de shallowing en las red beds. Con todo, no se descarta la posible rotación o basculamiento de algunos sectores localizados a base de la GU (en la succesión del Carbonífero superior-Pérmico al norte de la cuenca del Cadí) como consecuencia de las numerosas fracturas y fallas, muchas de ellas de origen sinsedimentario.

6.9. LA ORIENTACIÓN PREFERENTE DE LA LINEACIÓN MAGNÉTICA Y LA DIRECCIÓN PREFERENTE ESTRUCTURAL PIRENAICA

Aunque son numerosos los estudios de ASM realizados en el Pirineo en sedimentarias (Dinarès-Turell et al., 1991; Dinarès y Parés, 1992; Pueyo-Morer et al., 1997; Pueyo-Anchuela, 2012, entre otros) y en granitos (p.ej. Leblanc et al. 1994; Auréjac et al., 2004; Román-Berdiel et al., 2004; Gleizes et al., 2006; Antolín-Tomás et al., 2009; Izquierdo-Llavall et al., 2012, entre otros), son más escasos los que se enfocan en el estudio de rocas de naturaleza volcánica y/o subvolcánica (p.ej. Gil et al., 2002; Gil et al., 2012; Izquierdo-Llavall, 2014b). Por tanto, abordar el estudio de estas rocas (volcánicas, volcanoclásticas y subvolcánicas) del Pirineo desde el punto de vista magnético ha permitido profundizar tanto en el estudio de la geología regional desde esta perspectiva como en la aplicación metodológica de la ASM para estas rocas.

En el estudio de la geología y estructura del Pirineo, la dirección WNW-ESE, es frecuentemente conocida como la dirección pirenaica. Esto se debe a que gran parte de las estructuras desarrolladas durante la formación del Pirineo con la compresión Pirenaica (foliación alpina, pliegues, cabalgamientos etc.) como consecuencia de la aproximación de Iberia a Europa en el Cretácico-Cenozoico, tienen esta misma orientación. Esta disposición WNW-ESE subhorizontal también se reconoce en la orientación de la lineación magnética en numerosos estudios de la ASM (tras la corrección de la estratificación a la horizontal) en rocas sedimentarias en los Pirineos desde la cuenca del Ebro hasta las Sierras Interiores (p.ej. Pueyo-Anchuela, 2012). Cuando esta lineación magnética WNW-ESE se dispone orientada paralela a la dirección de la estratificación, en estas litologías sedimentarias, se ha interpretado en términos de deformación tectónica alpina: independientemente de su relación con el plano de foliación se interpreta

como un registro temprano de deformación previo al acortamiento y plegamiento asociado a los cabalgamientos (p.ej. Parés et al., 1999; Pueyo-Anchuela et al., 2010b) y normalmente se preserva en áreas de la cuenca de antepaís. Cuando esta misma lineación magnética WNW-ESE se dispone subparalela a la lineación de intersección entre el plano de foliación alpina y el plano de estratificación o con los ejes de pliegues, se relaciona con la progresión de la deformación en zonas externas del orógeno (p.ej. Parés et al., 1999; Oliva-Urcia et al., 2006; Pueyo-Anchuela et al., 2010b).

Ahora bien, en zonas más internas de la cadena, en rocas del Paleozoico de la Zona Axial (red beds del Pérmico y rocas Variscas) en los Pirineos Centrales, donde hay evidencia de una foliación alpina macroscópica, la orientación de la lineación magnética cambia a direcciones más N-S o próximas a ella y se ha relacionado con estructuras regionales como pliegues y cabalgamientos o a la lineación de estiramiento regional. Por ejemplo en algunas áreas se relaciona con estructuras asociadas con el frente del cabalgamiento de Gavarnie (Pueyo-Anchuela et al., 2012; Marcén et al., 2018). Esta misma orientación de la lineación magnética N-S también se ha registrado en rocas Cenozoicas afectadas por estructuras que presentan esta misma orientación (p.ej. Soto et al., 2003; Mochales et al., 2010) Es decir, aunque la lineación magnética en rocas sedimentarias del Pirineo presenta una dirección dominante WNW-ESE, se observan cambios sustanciales en su orientación en función de la afección de estructuras más locales, principalmente en rocas del Paleozoico.

Si nos adentramos a zonas más internas del orógeno, de la Zona Axial, pero ya no en su margen sur, sino en los grandes domos constituidos por materiales del Cambro-Ordovícico, se registra en estudios de fábricas magnéticas una lineación magnética WNW-ESE con mayor inmersión y paralela a los ejes de pliegues o de la lineación de intersección, aquí definida entre una foliación varisca y el plano de estratificación (p.ej. Casas et al., 1998; Simón-Muzás et al., 2024b).

Dejando atrás, las litologías sedimentarias, el estudio de ASM en rocas ígneas como los granitoides del Carbonífero superior-Pérmico del Pirineo registran una lineación magnética de dirección subhorizontal E-W y NW-SE (próxima a la WNW-ESE subhorizontal) interpretada como primaria (fábrica magmática) pero condicionada por el régimen tectónico transpresivo varisco imperante durante el emplazamiento del magma (la lineación magnética se dispone paralela a la dirección de estiramiento, p.ej. granitoide de Cauterets-Panticosa, Gleizes et al., 1998; granitoide de Eaux-Chaudes, Izquierdo-Llavall et al., 2012).

Finalmente, cabe destacar que esta dirección WNW-ESE en el Pirineo, no tan solo se registra en estructuras geológicas a gran escala o en la orientación de la petrofábrica que pueden ser detectadas mediante la ASM. También se evidencia en estructuras sedimentarias condicionadas por el régimen de flujo acuoso como son las paleocorrientes en las red beds del Pérmico, rocas anteriores a la compresión Pirenaica. La orientación de paleocorrientes en rocas sedimentarias del Pérmico es hacia el SW (García-Senz et al., 2009; Izquierdo-Llavall et al., 2013a) en el Pirineo Central y en dirección WNW-ESE en los Pirineos Orientales (Simón-Muzás et al., 2024a).

Por tanto, aunque esta dirección pirenaica de forma generalizada se ha evidenciado que es consecuencia de la compresión acontecida durante la formación del Pirineo en el Cenozoico a escala de cadena, no es exclusiva de este evento tectónico, habiéndose reconocido asociada a estructuras previas (pliegues, fallas, intrusión de granitoides etc.) desarrolladas bajo la tectónica varisca o en estructuras sedimentarias como paleocorrientes que ya presentaban esta misma orientación en el Pérmico y que aún se conservan tras la impronta alpina. La dirección WNW-ESE es una dirección preferente de generación de estructuras en el Pirineo heredada desde el orógeno Varisco. Además, durante el Mesozoico parte de las fallas normales desarrolladas aprovecharon fallas de dirección E-W anteriores para desarrollarse (García-Senz, 2012). Por tanto, no se puede establecer una asociación directa entre

esta dirección Pirenaica y la deformación alpina en estudios de la ASM, sin antes haber inspeccionado la petrofábrica de las rocas, las estructuras presentes a escala de cuenca o regionales para reconocer la relación que guarda la lineación magnética con todas ellas en los distintos niveles estructurales.

6.10. RECONSTRUCCIÓN DE LA ESTRUCTURA Y/O DINÁMICA DE FLUJO DE SISTEMAS VOLCÁNICOS ANTIGUOS MEDIANTE LA APLICACIÓN DE TÉCNICAS MAGNÉTICAS: COMPARACIÓN CON ESTUDIOS PREVIOS

Como ha quedado patente en el Capítulo de Fundamentos, la utilización de técnicas magnéticas en rocas de naturaleza ígnea ha sido ampliamente estudiada con el objetivo de desarrollar variadas aplicaciones (p. ej. determinación de la orientación de la petrofábrica, dinámica de flujos ígneos, determinación de la temperatura de emplazamiento, entre otras). Ahora bien, de entre todos ellos, falta por destacar los estudios de estas características realizados en rocas volcánicas extrusivas de edad paleozoica, que son escasos debido a las limitaciones inherentes que presentan estas rocas derivadas de su estado actual de conservación (escasez o ausencia de marcadores primarios, grados de alteración y erosión elevados, desplazamiento con respecto a su posición estructural original por eventos tectónicos posteriores etc.) y que dificultan o impiden, en muchas ocasiones, la obtención de resultados relacionados con su génesis primaria.

A continuación, se realiza una comparación de los resultados de las técnicas magnéticas (AMS y paleomagnetismo) obtenidos en la presente Tesis con los de otros estudios en sistemas volcánicos antiguos para resaltar las similitudes, discrepancias y limitaciones interpretativas existentes en la caracterización de la estructura geológica y las dinámicas de flujo de los materiales ígneos.

6.10.1 Comparación de los resultados de la ASM obtenidos con otros estudios en sistemas volcánicos antiguos a escala global

Si atendemos a bibliografía reciente (p. ej. Wang, 2001; Gambeta et al., 2021; Korálová, 2022; Vitous, 2022) donde la aplicación de la ASM se ha realizado en rocas piroclásticas (ignimbritas) y flujos de lava antiguos que no presentan evidencias de metamorfismo asociado ni de una deformación dúctil remarcable, sus resultados son comparables con los estudios de esta Tesis llevados a cabo en las cuencas del Carbonífero superior-Pérmico (ver Capítulo 5) que abordan estas mismas litologías.

En estos estudios realizados en rocas de edades y contextos geográficos y geológicos completamente distintos: Ediacárico-Ordovícico de la cuenca de Camaquã, Brasil (en Gambeta et al., 2021), Carbonífero tardío, arco volcánico de Nueva Inglaterra, Australia (en Wang, 2001), Cámbrico superior, cuenca Skryje-Týrovice, República Checa (en Kolárová et al., 2022), y Carbonífero tardío, caldera Altenberg–Teplice, República Checa (en Vitous et al., 2022) se aplica y pone a prueba la ASM con el objetivo de definir focos o zonas de emisión y caracterizar el patrón de flujo de los materiales.

En todos estos estudios, la mineralogía magnética está dominada en parte por la contribución paramagnética y mayormente por una mezcla de contribuciones paramagnéticas y ferromagnéticas o eminentemente ferromagnética (magnetita, titanomagnetita o hematites). Estas mismas contribuciones y minerales portadores de la susceptibilidad han sido identificados en los distintos estudios realizados en esta Tesis. Además, los autores previamente mencionados, determinan en sus estudios que las fábricas resultantes de la ASM son de origen primario y reflejan la distribución y orientación de los minerales adquirida durante el flujo de los materiales; todo ello comprobado tras la comparación de

estos resultados con distintos marcadores macroscópicos (pumitas, fragmentos líticos o texturas petrográficas) que varían según el tipo de facies. Este hecho también se ha comprobado en las rocas estudiadas en esta Tesis ya que en función del tipo litológico (consecuencia de los mecanismos de emisión, del área fuente de los productos y sus condiciones de composición, presión y temperatura) se han podido reconocer, macroscópicamente o en lámina delgada, fenocristales de plagioclasa, fragmentos líticos, foliaciones magmáticas, *fiamme structures* entre otros, como los elementos que determinaban la dirección del flujo y guardan paralelismo con la orientación de las fábricas magnéticas. Además, estos autores (Wang, 2001; Gambeta et al., 2021; Kolárová et al., 2022; Vitous, 2022) identifican distintos patrones de flujo regionales en los depósitos de ignimbritas o flujos de lava condicionados por el sistema de fracturas, fallas de borde y/o los resaltes topográficos lo que evidencia que los resultados direccionales de la ASM son coherentes con el contexto geológico y estructural imperante durante la emisión de los productos volcánicos, reafirmando su origen primario. Esta misma relación, se ha podido establecer en la presente Tesis ya que las familias de fallas y fracturas activas durante la génesis de las cuencas determinaron las direcciones principales de flujo del magma y de los materiales en las distintas cuencas. En todos ellos, la información proporcionada por la ASM ha permitido determinar ciertas regiones como zonas preferentes de emisión de los productos volcánicos y ha aportado elementos importantes para la reconstrucción de las cuencas.

Atendiendo al elipsoide de susceptibilidad magnética, se reconoce que los planos de foliación magnética en los productos volcánicos tienden a disponerse subparalelos con la base de los depósitos (Gambeta et al., 2021 y Kolárová et al., 2022) y además de ello, en Gambeta et al., (2021), también se identifican foliaciones magnéticas subverticales en zonas muy localizadas, donde los productos volcánicos forman criptodomos en relación a fallas subverticales. En cuanto a la lineación magnética, Kolárová et al., (2022) identifica i) fábricas magnéticas con K_1 subverticales y K_2 y K_3 dispersos próximos a la horizontal en los flujos de lava situados en la zona de alimentación del complejo volcánico; y ii) K_1 distribuidos en un patrón radial en el resto del complejo volcánico. Estas mismas variaciones en la dirección y orientación tanto de la foliación como de la lineación magnética se han reconocido en las rocas volcánicas y subvolcánicas estudiadas tanto a nivel regional (cuencas de Anayet, Estac y Cadí, ver Capítulo 5,) como a nivel local en un cuerpo hipovolcánico (cuenca del Cadí, véase Capítulo 5, Apartado 5.3). En cambio, no se ha observado ningún patrón radial que pudiese evidenciar una estructura de caldera. Es remarcable que en Vitous et al., (2022), se determinan las direcciones de flujo en depósitos de ignimbritas a partir de la dirección del eje de K_3 y no del eje de K_1, un hecho que se va a abordar a continuación.

Un aspecto que en la presente Tesis no se ha podido determinar con los datos magnéticos es el sentido del flujo a escala regional ya que la lineación magnética era en su mayoría subhorizontal (aunque en ciertas cuencas como en Anayet o en el cuerpo intrusivo de Sant Salvador en la cuenca del Cadí, la variación de la inclinación lo hacía posible). Para ello, se ha tenido que, tentativamente, y en base a los datos estratigráficos de otros autores (Gisbert, 1981; Speksnijder, 1985) apuntar hipotéticamente el sentido del flujo de magma (ver los distintos Apartados del Capítulo 5). En cambio, sí que ha sido determinada en otros estudios en depósitos de ignimbritas antiguas (Gambeta et al., 2021; Vitous et al., 2022) a partir de la imbricación de los planos de flujo magmático y/o los de foliación magnética y atendiendo modelos propuestos en otros estudios realizados en depósitos piroclásticos del Cenozoico (Giordano et al., 2008, Fig. 6.20; Dedzo et al., 2011). Por contra, otros estudios en ignimbritas y coladas de lava (Wang et al., 2001; Kolárová et al., 2022) emplean la orientación del eje K_1 para determinar la dirección y sentido del flujo. Estos autores consideran que es la lineación magnética el marcador significativo tras comparar su orientación con las observaciones realizadas de marcadores macroscópicos de flujo en campo y de su posición dentro de los planos definidos por la foliación

magmática, por la base de los flujos o por la disposición y orientación de los distintos elementos de la petrofábrica (vesículas, plagioclasas etc.).

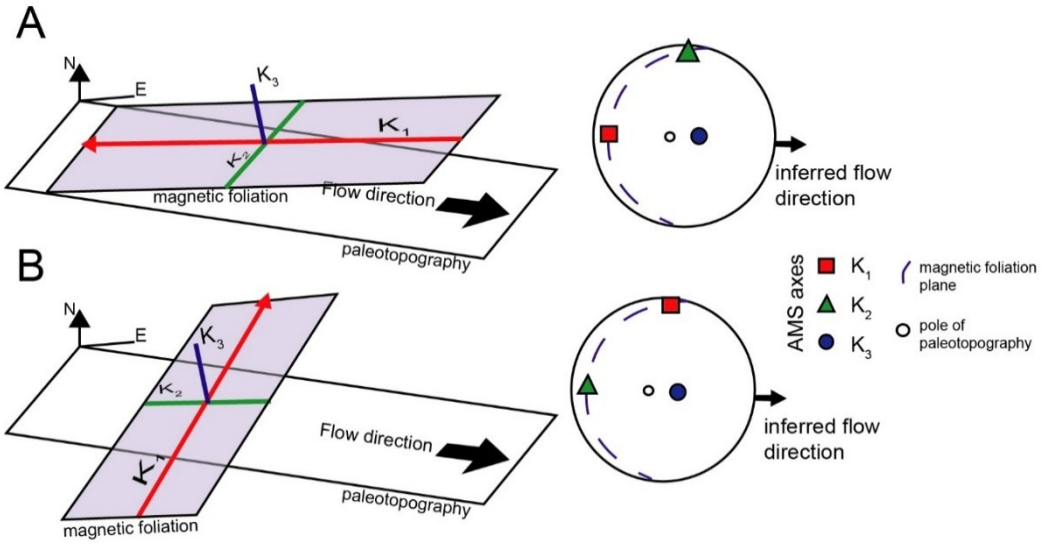


Figura 6.20: Modelos conceptuales de dos situaciones ideales para la imbricación de la foliación magnética: A) la foliación magnética puede imbricarse paralela a la lineación magnética (K_1 en la imagen); B) o puede imbricarse perpendicularmente a la lineación magnética. A partir de este modelo la dirección y sentido del flujo se establece a partir de la imbricación de la foliación magnética. Basado en Giordano et al., 2008.

En la presente Tesis, las observaciones realizadas en lámina delgada, secciones pulidas u observaciones a escala de afloramiento han permitido considerar la lineación magnética como el marcador de la dirección del flujo. Además, tras la restitución de las fábricas magnéticas a partir del valor de estratificación o del plano basal de flujo (ver Fig. 6.23), los ejes K_3 quedan en su mayoría subverticales, es decir, el plano de foliación no presenta imbricación que pudiese servir para apuntar a una posible dirección de flujo según el modelo de Giordano et al., (2008). Tan solo sería posible seguir el modelo propuesto en las coladas de lava de Estac (ver Fig. 6.23) cuya dirección y sentido seria hacia el E coherente con la dirección definida a partir de la lineación magnética en los depósitos piroclásticos, autoclásticos y volcanoclásticos en la misma cuenca. No se va a considerar para las fábricas magnéticas obtenidas en la cuenca de Anayet ya que las de las coladas se han interpretado como fábricas inversas (ver Apartado X) y en las rocas hipovolcánicas no parece ser aplicable este mismo modelo.

Los resultados de la ASM que no guardan relación con la distribución de los minerales de la petrofábrica se atribuyen (Wang et al., 2001 y referencias ahí citadas) a i) valores de susceptibilidad magnética anormalmente bajos ($<100 \cdot 10^{-6}$ SI) que no permiten interpretarlos en términos de direcciones de flujo, ii) por crecimiento de minerales secundarios a lo largo de fracturas o planos de foliación que no presentan coherencia con la petrofábrica general o iii) debido a que el eje mayor de los fenocristales no es ni paralelo al plano basal de los depósitos ni al plano de observación de la lámina delgada dando lugar a una alineación y una determinación del plano de foliación aparente. Puntualmente, en las distintas cuencas y tipos litológicos estudiados en la presente Tesis, sí que se han podido evidenciar casos atribuibles a las dos últimas situaciones, siendo la limitación metodológica del plano de observación la más recurrente (lo que no comporta que los resultados no reflejen la fábrica primaria).

En cuanto a la distribución de los valores de susceptibilidad magnética en coladas de lava andesíticas, Kolárová et al., (2022) reconocen valores más elevados en zonas más alejadas del foco de emisión y a techo de las coladas lo que interpretan como un mayor grado de oxidación por su exposición aérea antes de su solidificación. En la presente Tesis se ha evidenciado lo contrario tanto en materiales

subvolcánicos andesíticos como el cuerpo de Sant Salvador (véase Capítulo 5, Apartado 5.3.1) donde la susceptibilidad magnética aumenta hacia la parte inferior de la intrusión; como en depósitos piroclásticos (ignimbritas) a lo largo de la sucesión estratigráfica, dónde no se observa ningún incremento de los valores de susceptibilidad magnética superficial con respecto a los de la roca no expuesta, ni tampoco incrementos del valor de susceptibilidad magnética a techo de cada tramo de ignimbritas (véase Capítulo 5, Apartado 5.2.2 la Fig. 8). En una zona muy restringida sí que se han evidenciado valores de susceptibilidad magnética anormalmente elevados en la cuenca del Cadí pero en relación a alteraciones hidrotermales muy intensas (véase Capítulo 5, Apartado 5.6.1).

Finalmente, en dos estudios realizados en rocas volcánicas antiguas (Gambeta et al., 2021; Wang et al., 2001) se reconoce una pequeña proporción de las fábricas magnéticas analizadas como inversas (intercambio entre los ejes K_1 y K_3) donde el K_1 es subvertical y el K_3 subhorizontal. En el primer caso, estas fábricas son atribuidas a la existencia de magnetita SD en base a los diagramas de FORC (Gambeta et al., 2021) y en el otro por el crecimiento de minerales secundarios a lo largo de diaclasas subverticales (Wang et al., 2001). En la presente Tesis, la existencia de fábricas magnéticas inversas se ha atribuido a una u otra causa de forma tentativa en función de las observaciones realizadas en láminas delgadas, los resultados de los ciclos de histéresis y la información bibliográfica existente sobre estas rocas.

Como conclusión de este apartado queda en evidencia que i) los resultados obtenidos y la interpretación derivada de ellos recogidos en la presente Tesis son coherentes con las determinaciones y explicaciones alcanzadas por otros estudios independientes en otros contextos y en otras rocas con características similares; y que ii) la aplicación de la ASM en rocas volcánicas antiguas (respaldada con estudios de la petrofábrica y otras técnicas magnéticas) proporciona información valiosa para la caracterización de las zonas estudiadas y la determinación de los patrones de flujo de los materiales ígneos no abarcables mediante otras técnicas o aproximaciones desde otras disciplinas.

6.10.2 Comparación de los resultados paleomagnéticos obtenidos con otros estudios en sistemas volcánicos antiguos del Paleozoico

La aplicación del paleomagnetismo en rocas volcánicas se lleva a cabo preferentemente en rocas del Cenozoico ya que la caracterización de las temperaturas de emplazamiento, su edad de depósito o la compilación de datos para reconstruir modelos analíticos de la variación paleosecular del campo magnético terrestre a lo largo del tiempo (p. ej. Pavón-Carrasco et al., 2014; Alva-Valdivia et al., 2019b; Rodríguez-Trejo et al., 2019, entre otros muchos) permite caracterizar sistemas volcánicos con actividad reciente y contribuye a definir las variaciones del campo magnético terrestre en los últimos miles de años. Además, cabe destacar que, por edad, el grado de conservación de estos materiales es excelente, pudiéndose reconocer estructuras tales como los edificios volcánicos y los conductos de emisión del magma y los distintos depósitos asociados, allanando el camino en la interpretación de los resultados magnéticos obtenidos. Esto mismo no sucede en rocas más antiguas (p. ej. del Paleozoico) en las cuales el paso del tiempo y los eventos tectónicos sucesivos (fracturación, mineralizaciones, rifting, orogenias subsiguientes etc.) han ido eliminando, transformando o enmascarando gran parte de las características primarias, modificando también la mineralogía magnética original capaz de arrojar luz sobre los resultados paleomagnéticos relacionados con la génesis y actividad de los sistemas volcánicos. Por todo ello, los estudios en rocas volcánicas del Paleozoico son más bien escasos (p. ej. Perroud et al., 1991; Nie et al., 1993; Meert et al., 1994), al menos en comparación con el volumen de información para etapas más recientes.

La inexactitud en la medida o la imposibilidad de reconocer en el campo planos de estratificación o basales en los depósitos volcánicos descritos en esta Tesis (ver Capítulo 6, Apartado 6.2.2) es un hecho

común en estas litologías de edad antigua. La fracturación intensa debida al contraste de comportamiento reológico entre rocas sedimentarias y volcánicas, por ejemplo, es un factor que contribuye de forma importante a esta indeterminación. Ello obliga a servirse de la disposición de las *flammes* en las ignimbritas o de la orientación de los minerales de la petrofábrica o incluso a emplear el eje K_3 (obtenido de la ASM) como polo de la estratificación a modo de alternativa tal y como destacan Edel et al., (1981). En la presente Tesis se ha invertido tiempo especialmente en la identificación de estas superfícies en las salidas de campo, revisitando afloramientos cuando ha sido necesario, sin emplear el eje del K_3 (es decir, la foliación magnética) como referencia para minimizar la incertidumbre o error que inevitablemente se arrastra a los resultados direccionales paleomagnéticos (y de la ASM) restituidos.

Un aspecto por destacar que resulta de la observación de los datos obtenidos en esta Tesis en las distintas cuencas y de su comparación con otros estudios realizados en litologías volcánicas de edades antiguas, es la gran variabilidad en los valores de NRM obtenidos que no pueden definirse en un rango y no guardan relación ni con el tipo litológico analizado ni con su génesis (Edel et al., 1981; Kovalenko y Chernov, 2007; Weil et al., 2010; Stojanovic et al., 2012). Esto pone en evidencia la complejidad mineralógica y magnética de estas rocas que repercute en los resultados paleomagnéticos. En estos estudios, la mineralogía magnética portadora de la NRM es preferentemente magnetita primaria y más puntualmente hematites y/o titanohematites (Edel et al., 1981; Aubele et al., 2012), estas dos últimas interpretadas como producto de alteraciones generadas poco después del depósito de los materiales (Stojanovic et al., 2012). También se reconoce la titanomagnetita como portador principal (Weil et al., 2010).

En cuanto a la metodología empleada, el primer estudio paleomagnético llevado a cabo en la presente Tesis realizado en rocas volcánicas s.l. de la cuenca del Cadí, se optó por la desmagnetización térmica (Th) dado que la desmagnetización por campos alternos (AF) en las pruebas piloto no conseguía desmagnetizar completamente los especímenes en los pasos sucesivos de campo creciente. En el segundo estudio realizado en la cuenca de Estac, las desmagnetizaciones en pruebas piloto con una u otra técnica arrojaron resultados muy variables en cuanto a direcciones paleomagnéticas y temperatura de desbloqueo. Se optó por someter las muestras ciclos de inmersión en nitrógeno (ver Capítulo 5, Apartado 5.2.2) en las sucesivas medidas, pero como tampoco arrojó mayor correspondencia entre los resultados de ambas técnicas, se continuó empleando tanto la Th como la AF para el resto de los especímenes de las estaciones. Si se observa la metodología empleada en otros estudios en litologías volcánicas antiguas también se opta por combinar las dos técnicas (Th y AF) en la desmagnetización de especímenes de una misma estación (Edel et al., 1981; Weil, 2010; Stojanovic et al., 2012) pero otros estudios optan directamente por las desmagnetizaciones Th en estas litologías (Kovalenko y Chernov, 2007), en ocasiones tras comprobar en pruebas piloto que son más eficientes (Aubele et al., 2012). De ello se extrae que a priori no se puede emplear una de las dos técnicas de forma predeterminada sin antes no haber comprobado en especímenes piloto representativos su comportamiento y eficiencia.

En los estudios citados ha quedado en evidencia que las litologías de naturaleza ígnea son multicomponentes, pudiéndose aislar en la mayoría de ellas una componente espuria/viscosa por debajo de los 300ºC (Edel et al., 1981; Weil, 2010; Aubele et al., 2012) o una componente secundaria adquirida durante el Cenozoico (Kovalenko y Chernov, 2007). Cabe destacar que, a pesar de la antigüedad, el estado de alteración y la variabilidad mineralógica de estas rocas es posible aislar una componente paleomagnética primaria generada durante el depósito de los materiales volcánicos (Kovalenko y Chernov, 2007; Stojanovic et al., 2012) que en ocasiones tiene que reposicionarse y reinterpretarse tras las rotaciones de eje vertical o eventos de deformación (Edel et al., 1981; Weil et al., 2010; Aubele et al., 2012). En Kovalenko y Chernov, 2007 se identifica una remagnetización temprana adquirida tras el depósito por el desplazamiento del magma sobre secuencias volcánicas previas. En los

estudios paleomagnéticos de la presente Tesis, y pese a la antigüedad de las rocas, se han podido aislar componentes paleomagnéticas primarias y/o remagnetizaciones tempranas del Pérmico que no indican rotaciones de eje vertical significativas de los mantos en los que están emplazadas.

Tras todo esto, se puede concluir que la identificación de componentes paleomagnéticas primarias relacionadas con el depósito o emplazamiento de los materiales volcánicos es viable en rocas de edad antigua, al menos las tardi y post-orogénicas (en relación a los movimientos variscos). Su determinación contribuye a la datación de las series y a la determinación de la cinemática de las estructuras posteriores al emplazamiento.

6.10.3 Comparación de los resultados paleomagnéticos obtenidos con otros estudios en rocas sedimentarias del Carbonífero superior-Pérmico

A diferencia que, en las litologías volcánicas, numerosos son los estudios paleomagnéticos llevados a cabo en las series sedimentarias rojas del Pérmico y Triásico de los cuales destacamos los realizados en los Pirineos (Cogné, 1987; junto con los citados en el Capítulo 5, Apartado 5.5.1).

En las series rojas de Somport de los Pirineos depositadas durante el Carbonífero tardío-Pérmico, Cogné, 1987 identificó una componente paleomagnética (Dec: 158, Inc: 02, α_{95}: 4; k: 28) portada por la hematites de edad Pérmica. Las muestras las obtuvo en rocas con foliación tectónica y situadas en ambos flancos de un pliegue anticlinal. Para interpretar correctamente estos resultados, este autor tuvo que sustraer los efectos de la deformación acontecida en las rocas a partir de las manchas de reducción de las rocas, metodología que posteriormente ha sido descartada (Oliva-Urcia et al., 2012b y citas ahí mencionadas). Posteriormente, otro estudio llevado a cabo en la misma zona corroboró la existencia de una componente paleomagnética próxima a ser primaria (Dec: 157, Inc: -4, α_{95}: 19; k: 11), similar a la aislada previamente por Cogné, (1987) y no afectada por los efectos del *shallowing* (ver Capítulo 6, Apartado 6.8) durante el depósito de los sedimentos en el Pérmico y Triásico (Oliva-Urcia et al., 2012b).

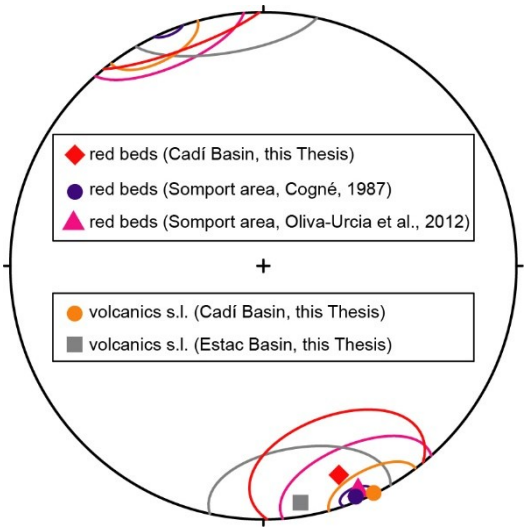


Figura 6.21: Representación en estereogramas (hemisferio inferior) de las medias obtenidas a partir de las componentes paleomagnéticas aisladas en los distintos estudios mencionados en este apartado.

Si atendemos a otros contextos geológicos de la misma edad dónde no haya evidencias de foliación tectónica ni de plegamiento, situación más próxima a las red beds del Cadí que se disponen en un monoclinal que buza hacia el sur sin pliegues remarcables ni a escala de afloramiento ni a nivel de cuenca, se pueden observar ciertas similitudes. En la cuenca de St Affrique al sur del Macizo Central Francés del Carbonífero tardío-Pérmico de Europa también se han aislado componentes paleomagnéticas primarias de edad Pérmica (Cogné, 1993). A pesar de que los resultados obtenidos en las rocas del Carbonífero superior tuvieron que descartarse por su elevado grado de dispersión, estos autores definen en los sedimentos del Pérmico una componente paleomagnética primaria portada por la magnetita que pone en relieve la existencia de una rotación progresiva antihoraria de la cuenca durante al menos todo el Pérmico y una extensión regional que varia de ENE-WSW a N-S desde el Carbonífero tardío hasta el Pérmico en este sector del cinturón Varisco. En otra cuenca del Macizo Central Francés con evidencias de plegamiento, en la cuenca de Brive, se realizó un estudio paleomagnético en las red beds y calizas del Pérmico temprano (Chen, 2006). Estos autores (Chen, 2006)

evidenciaron una dispersión en el valor de declinación en las distintas direcciónes paleomagnéticas aisladas lo que interpretaron como rotaciones diferenciales de eje vertical entre los distintos afloramientos estudiados. Casi todas las estaciones muestran una ligera rotación en sentido antihorario con respecto Europa en el Pérmico temprano no registradas en los materiales del Pérmico tardío. En cambio, en los resultados paleomagnéticos obtenidos en las dos cuencas estudiadas (cuencas del Cadí y de Estac) y a pesar de la dispersión de los resultados, no se han interpretado rotaciones de eje vertical significativas ni para las rocas ni por tanto, para los mantos en los que están emplazados ambas cuencas.

6.11. CONSIDERACIONES FINALES SOBRE LA APLICACIÓN DE LA ASM EN ROCAS VOLCÁNICAS, HIPOVOLCÁNICAS Y VOLCANOCLÁSTICAS EN ESTA TESIS

Uno de los objetivos principales de la presente Tesis era contribuir metodológicamente en la utilización de la ASM y el paleomagnetismo y la interpretación de sus resultados en rocas de naturaleza ígnea de edad Carbonífero superior-Pérmico que han estado afectadas por procesos de alteración hidrotermal y post-sedimentarios y caracterizar la deformación en el extremo sur de la Zona Axial dónde estas cuencas se emplazaron durante la orogenia Alpina.

6.11.1. En relación a la aplicación de la ASM

Las rocas estudiadas evidencian que a pesar de la deformación alpina sufrida tras su emplazamiento, depósito y enfriamiento, siguen registrando fábricas magnéticas primarias condicionadas tan solo por el contexto tectónico imperante en la génesis de las cuencas durante el Carbonífero tardío-Pérmico y no relacionado con la impronta alpina. Parece que la reología de estas rocas les podría conferir durabilidad y resistencia frente a procesos tectónicos una vez están consolidadas. Así no se ha observado de forma generalizada la afección de la foliación alpina a nivel microestructural (p.ej. afección a escala de grano mineral, minerales afectados por kinks o estructuras S-C) ni tan siquiera en áreas dónde se registra foliación alpina macroscópica en rocas ígneas y sedimentarias colindantes a las analizadas (cuenca de Anayet), ni una relación entre la lineación magnética y/o la foliación magnética con las lineaciones de intersección entre distintos elementos estructurales, la orientación de distintas estructuras a escala de cuenca, los ejes de pliegues a nivel más local y/o los planos de foliación alpina.

La impronta alpina queda preferentemente registrada en rocas volcanoclásticas s.l. frente a los otros tipos litológicos ígneos estudiados, pero de forma puntual y siempre que las muestras se hayan muestreado en áreas directamente afectadas por estructuras alpinas (p.ej. pliegue de Estac) pero cuya afección es muy limitada y no se registra en otras muestras tomadas en las inmediaciones.

En relación a procesos de alteración hidrotermal, de forma generalizada se observan alteraciones en la mineralogía primaria de estas rocas (en general con reemplazamiento totales o parciales en rocas volcanoclásticas s.l. y con reemplazamientos parciales en rocas volcánicas e hipovolcánicas) así como reemplazamientos de la matriz original preferentemente en los tipos litológicos de origen extrusivo en las cuales la matriz era originalmente vítrea. Sim embargo, los ejes de los elipsoides magnéticos siguen guardando relación con los planos de estratificación, los planos de foliación definidos por los fenocristales (plagioclasas, minerales ferromagnesianos y partículas clásticas), y/o los límites físicos de las morfologías aflorantes y conservadas de algunos de los cuerpos ígneos.

Que las alteraciones hidrotermales y/o los procesos post-deposicionales no hayan podido eliminar totalmente la fábrica magnética primaria puede ser debido a:

i) que los minerales neoformados no tienen una contribución al valor de la susceptibilidad magnética total suficiente para interferir o reemplazar la señal primaria (p.ej. neoformación de minerales paramagnéticos y/o diamagnéticos.

ii) que los minerales neoformados o recrecidos lo hacen con la misma orientación en el interior de los cristales o en los intersticios de la matriz reproduciendo las orientaciones de la fábrica primaria. Decantarse por una de las dos opciones tiene sus limitaciones, aunque las observaciones en láminas delgadas permiten reconocer buena parte de los minerales que constituyen la petrofábrica de estas rocas, los minerales ferromagnéticos, que son determinantes en la definición de las fábricas magnéticas, se muestran como opacos en el microscopio petrográfico, impidiendo su identificación. Esto pide servirse de otras técnicas (p.ej. FESEM) de mayor resolución pero que presentan sus limitaciones metodológicas en rocas alteradas donde no siempre es posible separar entre la composición original y la composición de la alteración. En todo caso, parece razonable que puedan coexistir estos dos factores en la preservación de la señal magnética primaria y puede depender de la cuenca, del tipo de litología o de la zona afectada.

A modo de reflexión, aunque a priori podría pensarse que en rocas de esta antigüedad y de esta naturaleza inestable el análisis de la ASM (Figs. 6.22 y 6.23) no aporta información en el reconocimiento de direcciones de flujo primario, se ha podido demostrar que si se analiza un elevado número de especímenes distribuidos de forma espaciada a lo largo de los afloramientos (para minimizar los resultados obtenidos de las fábricas magnéticas afectadas por procesos de alteración hidrotermal o factores mineralógicos) los patrones de flujo son identificables. Además, el haberlo realizado en distintas cuencas situadas a grandes rasgos en la misma posición estructural (margen sur de la Zona Axial del Pirineo) ha permitido comparar las lineaciones y foliaciones magnéticas y ver que existe una continuidad razonable entre ellas.

No se puede obviar que puntualmente en todas las cuencas se han reconocido estaciones que no guardaban relación con elementos estructurales de la petrofábrica o de la cuenca, pero sus resultados se minimizan con la representatividad en los distintos tipos litológicos y el elevado número de especímenes. Aquí se quiere abordar el caso particular de algunas de las coladas de lava tanto de la cuencas de Anayet, de Erillcastell como de la cuenca del Cadí y cuyas orientaciones de la lineación magnética y del polo de la foliación magnética están intercambiados con respecto a lo esperado en relación al plano basal de la colada y/o en relación a la orientación dominante de los elipsoides magnéticos en las otras rocas de naturaleza ígnea estudiadas en las inmediaciones. Estas fábricas inversas se han atribuido (Gil et al., 2002) a una contribución ferromagnética s.l. de granos prolatos de magnetita single domain (SD) pero también es plausible que se haya podido producir un efecto del desplazamiento volumétrico de la matriz. Borradaile y Henry (1997) evidenciaron en rocas ígneas (entre ellas andesitas, traquitas y granitos) que la ASM puede ser consecuencia del desplazamiento volumétrico de una matriz de alta susceptibilidad magnética por megacristales de baja susceptibilidad magnética. Es decir, la matriz de alta susceptibilidad magnética se ve desplazada por un fuerte lineamiento de flujo definido por los megacristales en dirección paralela al eje mayor y no en dirección perpendicular a la foliación definida por estos cristales. Así estos autores evidenciaron que cristales diamagnéticos (como pueden ser los cristales de plagioclasa o feldespato) pueden dar lugar a fábricas magnéticas inversas con un K_3 paralelo al flujo y un K_1 perpendicular a la foliación de la roca.

Finalmente, se puede determinar qué zona puede presentar una alteración hidrotermal pervasiva cuya afección es general en todo el volumen de rocas (p.ej. zona de Lletó en la cuenca del Cadí) mediante la realización de medidas superficiales del valor de susceptibilidad magnética con un susceptómetro de mano y prospecciones magnéticas antes de realizar el estudio de la ASM detallado. Esta primera aproximación, rápida y de bajo coste, y que puede aplicarse a gran escala permite detectar

áreas dónde realizar un estudio de fábricas magnéticas para determinar el flujo primario no es rentable en términos de interpretación de los resultados. Aunque sigue reconociéndose una señal primaria en algunas de las estaciones muestreadas (por comparación con los resultados obtenidos en otras áreas de la cuenca, no por la relación de los ejes de la ASM con elementos de la petrofábrica o estructurales a escala de cuenca), al menos puede valorarse previamente, si vale la pena destinar recursos y tiempo en la realización de un estudio de la ASM en esa zona o es mejor realizarlo en otras áreas. Todo ello independientemente de considerar que toda información sobre las propiedades magnéticas de los materiales es valiosa.

6.11.2. En relación a la aplicación del paleomagnetismo:

Los estudios paleomagnéticos realizados en las rocas de naturaleza ígnea en dos de las cuencas (Estac y el Cadí) y la comparación con los resultados en rocas sedimentarias suprayacentes pero pertenecientes a la sucesión del Carbonífero superior-Pérmico en una de ellas (cuenca del Cadí), ha permitido aislar componentes paleomagnéticas que aunque no hay garantía de que sean primarias (TRM asociadas a la emisión de los productos volcánicos en el Carbonífero superior-Pérmico), al menos se ha evidenciado que son remagnetizaciones tempranas del Pérmico (por la orientación de la componente paleomagnética coincidente con la orientación de la dirección paleomagnética de referencia y comparación con las rocas sedimentarias de esa edad en una de las cuencas).

Este resultado paleomagnético, extensible en al menos dos de las cuencas (Estac y Cadí), ha otorgado viabilidad al uso del paleomagnetismo en rocas de esta naturaleza, edad y con evidencias de alteración generalizada. Si bien en la cuenca de Estac, donde domina el tipo litológico volcanoclástico s.l., en más de la mitad de las estaciones no se ha podido aislar ninguna componente que no correspondiese al campo magnético terrestre reciente. Aun así, en el resto de las estaciones en esta cuenca, se ha registrado una superposición entre una componente paleomagnética de temperatura media y una de temperatura elevada (Cm-Ch) en especímenes de una misma estación y cuyas orientaciones coinciden con las direcciones paleomagnéticas de referencia para el Pérmico.

Por tanto, este estudio parece razonable evitar las litologías volcanoclásticas s.l. en favor de otras litologías ígneas, aunque tampoco son siempre garantía de arrojar resultados óptimos para aislar componentes paleomagnéticas de la misma edad que los depósitos estudiados. Este hecho lleva a reflexionar sobre la complejidad de los mecanismos de adquisición de la NRM en rocas volcánicas y la relación que guardan con los efectos térmicos, las TRM y las T_B de los minerales. Una explicación viable es que durante el mismo periodo geológico (Carbonífero tardío-Pérmico que abarca unos 47 Ma aproximadamente) se hayan registrado las dos componentes paleomagnéticas en el mismo volumen de roca analizada por el recalentamiento parcial de las rocas y distintas T_B de los minerales ferromagnéticos presentes.

La aplicación del paleomagnetismo en las mismas rocas analizadas previamente mediante la ASM (Figs. 6.22 y 6.23) da fiabilidad a estos resultados, ya que haber podido aislar componentes paleomagnéticas primarias o al menos coincidentes con las direcciones de referencia de edad Pérmica en las rocas de naturaleza ígnea, evidencia que en los minerales ferromagnéticos s.l. se conserva una NRM primaria. Es decir, al menos estos minerales no son neoformados o recrecidos y conservan su magnetización original o recrecidos en un evento muy temprano lo que respalda a que también sea posible que conserven un valor de susceptibilidad magnética primaria. Aislar una componente paleomagnética de edad Pérmica también se ha podido aislar en una brecha volcánica de Lletó (área intensamente alterada por un proceso hidrotermal) lo que refuerza la idea de que la señal primaria en estas litologías es difícil de eliminar por procesos secundarios.

Finalmente, en las dos cuencas (Estac y Cadí) dónde se ha realizado un estudio paleomagnético se ha podido determinar la ausencia de rotaciones de eje vertical de las cuencas y por tanto, de los mantos alpinas en los que están involucradas (esto último consecuencia de la formación de los Pirineos). El extremo centro-oriental del margen sur de la Zona Axial del Pirineo no presenta rotaciones de eje vertical significativas, presentes más hacia el oeste (Izquierdo-Llavall et al., 2014a).

6.12. CONTRIBUCIÓN DE LA ASM Y EL PALEOMAGNETISMO EN LA CARACTERIZACIÓN DE LAS CUENCAS DEL CARBONÍFERO SUPERIOR-PÉRMICO DEL PIRINEO

El otro objetivo principal de la presente Tesis es caracterizar el vulcanismo y la tectónica regional de las cuencas estudiadas (cuencas de Anayet, Erillcastell, Estac y Cadí) para contribuir a una reconstrucción paleogeográfica de esta área durante el Carbonífero superior-Pérmico. Cabe destacar que esto es posible de realizar porque tanto estudios estratigráficos recientes (p.ej. Lloret, 2018) como las cartografías iniciales y revisadas (Gisbert, 1981; Gisbert et al., 2024) respaldan la validez y la correlación en las distintas cuencas de las unidades (GU, TU, LRU y URU) descritas por Gisbert (1981) en los materiales del Carbonífero superior-Pérmico de los Pirineos.

Si se atiende a la disposición de la lineación magnética en materiales de naturaleza ígnea tras la corrección tectónica (restitución de los planos de estratificación a la horizontal, Fig. 6.23), excepto en la cuenca de Anayet dónde se ha considerado que los materiales ígneos están in situ o bien no hay criterios para su restitución), interpretada como primaria (salvo algunas estaciones muy localizadas), se observa una variación en su orientación desde el extremo occidental al oriental de la cadena Pirenaica.

En la cuenca de Anayet se registra una lineación magnética subhorizontal con dos máximos principales bien definidos en dirección NW-SE y NNW-SSE y un máximo subvertical de la lineación magnética registrado en el plug. El máximo subvertical está ligeramente basculado hacia el SW probablemente debido al emplazamiento del cabalgamiento que incorpora la cuenca en una de las láminas de la Zona Axial (Gavarnie) durante la orogenia Alpina y es coherente con un ascenso subvertical del magma. En conjunto, estos máximos junto con las otras direcciones de la lineación magnética registradas en los sills de dirección SW-NE y WNW-ESE subhorizontales describen un patrón de distribución del flujo coherente con una fuente de alimentación de magma principal ubicada en el lacolito que posteriormente se distribuía y alimentaba el volcán (plug) y los sills circundantes. Por otra parte, la lineación magnética de las coladas de lava no afectadas por factores mineralógicos presentan una dirección N-S subhorizontal coherente con la posición del edificio al norte e indicando un flujo de lava hacia el sur. Esta distribución del magma tanto en el material ígneo extrusivo como intrusivo en el contexto tectónico imperante durante su emisión y/o flujo se ve condicionada por las fallas de borde de la cuenca de dirección WNW-ESE y de tipo direccional dextro que favorecían la dinámica de flujo en la dirección de estiramiento de la cuenca. La otra familia de fallas sinsedimentarias es la de dirección E-W que afectó al depósito de los materiales a lo largo del Pérmico y su extensión pudo influir en la propagación de las coladas de lava hacia el sur. Los otros tres sistemas de fallas de dirección NE-SW, E-W y NW-SE se han relacionado también con la génesis de la cuenca (Valero-Garcés, 1986; Rodríguez-Méndez et al., 2016) y coinciden con las direcciones de los sills a favor de las cuales se han emplazado en la sucesión volcánica. Esta distribución del patrón de flujo de magma es además coherente con la estructuración de la cuenca del Aragón-Béarn (cuenca de Anayet) realizada por Bixel (1984); descrita como un minigraben de orientación NNW-SSE a NW-SE basándose en las discontinuidades del substrato varisco y los lineamientos cartografiados.

En la cuenca de Laspaúles tras la corrección de la VAR de +37°, la lineación magnética presenta una dirección NW-SE subhorizontal caracterizada como primaria y enmarcado en un contexto tectónico condicionado por fallas E-W subverticales en un modelo de caldera pasiva a través de las cuales ascendía el magma (Izquierdo-Llavall et al., 2014a). La otra familia de fallas de dirección N-S limitaban la cuenca en su extremo occidental. Esta distribución del patrón de flujo de magma junto con las dos familias de fallas principales es consistente con una cuenca intramontañosa generada bajo un régimen direccional sinistro.

En las cuencas de Erillcastell y Estac la lineación magnética dominante presenta una dirección NW-SE con otros dos máximos secundarios de dirección N-S y E-W todos ellos subhorizontales. El hecho de no haber VAR significativas en la cuenca de Estac y al estar ambas cuencas incorporadas en el mismo cabalgamiento alpino de Erta (Saura y Teixell, 2006) permitiría descartar de forma provisional VAR significativas en la cuenca de Erillcastell. Estas direcciones de flujo inferidas son coherentes en ambas cuencas sin marcarse cambios significativos entre ambas y pudiendo evidenciar que son subcuencas y no cuencas independientes. Aun así, el hecho de que la cuenca de Erillcastell registre coladas de lava y material volcanoclástico y la cuenca de Estac una mayor potencia de la sucesión volcánica y volcanoclástica con una dominancia de ignimbritas y rocas volcanoclásticas puede indicar que aunque en la actualidad se encuentran estructuralmente en el mismo bloque (incorporadas en el cabalgamiento de Erta) originalmente podían situarse espacialmente en posiciones distintas con respecto la fuente o fuentes de emisión del magma. Es decir, algunas en áreas distales externas al sistema y otras en zonas más internas del sistema volcánico con abundantes depósitos de ignimbritas. Así, la cuenca de Erillcastell podría situarse en zonas más distales y la cuenca de Estac en zonas más próximas al edificio volcánico. En ambas cuencas el patrón de flujo de magma determinado por la orientación de la lineación magnética y la situación de las áreas de subsidencia, indican un origen tectónico y volcánico mixto, donde las fallas extensionales y transtensionales activadas posteriormente como direccionales condicionaron la subsidencia de las cuencas y el patrón de flujo durante el Carbonífero superior-Pérmico. Las direcciones principales de flujo del magma inferidas a partir de la lineación magnética en dirección NNW-SSE y NW-SE también concuerdan con el modelo de cuenca definido por Bixel (1984) para estas cuencas en dirección NNW-SSE y NW-SE.

Finalmente, hacia el este, en la cuenca del Cadí se ha podido caracterizar en detalle una dinámica de flujo del cuerpo hipovolcánico de Sant Salvador (tardío en relación a los otros productos volcánicos estudiados), inicialmente con una lineación magnética subvertical que indica un ascenso subvertical del magma desde el conducto y posteriormente en niveles más superficiales un emplazamiento de un sill en dirección E-W (en la actualidad no se conserva). Esta distribución del magma es coherente con el contexto tectónico de esta cuenca, donde se han identificado tres sistemas de fallas NNE-SSW, WNW-ESE y E-W siendo el último sistema a favor del cual ascendió el magma del cuerpo hipovolcánico de Sant Salvador y probablemente propició el emplazamiento del sill. Los otros tipos litológicos analizados en esta cuenca muestran unos máximos en la lineación magnética subhorizontales de dirección WNW-ESE, E-W y N-S (descartando los máximos subverticales obtenidos en las coladas atribuidos a factores mineralógicos y en la zona de Lletó a una alteración hidrotermal). La lineación magnética WNW-ESE es consistente con la geometría de la cuenca, compartimentada por planos de fallas subverticales a través de los cuales se canalizaba el flujo de magma principalmente por las fallas de dirección NNE-SSW y WNW-ESE sin presentar una clara influencia las fallas de dirección E-W. Atendiendo al modelo de caldera pasiva que evoluciona a un colapso de caldera establecido previamente en esta cuenca (Martí y Mitjavila, 1987), la distribución del patrón de flujo definido por la lineación magnética es coherente con él pero la constancia de los patrones de flujo y la no existencia de patrones radiales claros, restringe la posición de las cámaras magmáticas en uno o ambos extremos de la cuenca, no conservados ni expuestos en los afloramientos actuales o en el eje de la cuenca. En el caso de que los focos de emisión se situasen en los

bordes de la cuenca, la migración del depocentro de la cuenca en el espacio y el tiempo hacia el este (Speksnijder, 1984; Gisbert et al., 2024) hace evidente aventurar que estos focos se situaban en el margen occidental. No obstante, la caracterización de calderas volcánicas y estructuras en domo en el sector oriental (Bixel, 1984) y la transición de facies, de depósitos más distales en el sector occidental (p.ej. lahar) apuntan a una paleopendiente y un paleoflujo dirigidos hacia el oeste. Parece más probable esta segunda opción, es decir, una dirección de flujo hacia el oeste que también es igualmente compatible con una mayor subsidencia y la localización del depocentro al este. Esta migración podría deberse a la compensación por unas mayores tasas de relleno de la cuenca, controladas por el ascenso del magma y la formación de edificios volcánicos en el sector oriental (esto último apuntado por Bixel, 1984). Este cambio en las direcciones de magma inferidas a partir de la lineación magnética es coherente con el cambio observado en la estructuración de esta cuenca con respecto a las anteriormente mencionadas y ubicadas en los Pirineos Occidentales. Aquí en la cuenca del Cadí la dirección de flujo principal en sentido WNW-ESE y E-W es coherente con la dirección de depósito preferente de las rocas volcánicas en una orientación NW-SE y E-W propuesta por Bixel (1984).

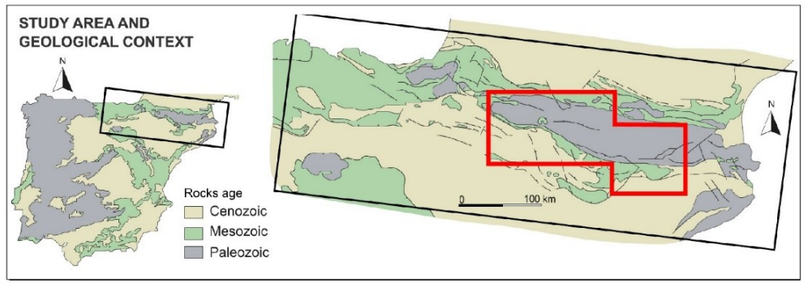
En la cuenca del Cadí, las direcciones de la lineación magnética N-S y E-W subhorizontales en las red beds sedimentarias del Pérmico, encajan con el contexto tectónico anteriormente propuesto, con direcciones tempranas de estiramiento durante el depósito de las red beds a lo largo del Pérmico pero ya iniciadas durante el Carbonífero superior durante el depósito de parte del material ígneo y compatibles con las fallas cartográficas. Estas direcciones de estiramiento de la cuenca parecen mantenerse sin cambios destacables a lo largo del tiempo hasta al menos el Triásico inicial.

Así, la distribución del patrón de lineación magnética a lo largo de las cuatro cuencas estudiadas puede enmarcarse en un escenario geodinámico en tiempos del Carbonífero superior-Pérmico controlado por fallas de margen de cuenca de tipo transcurrente o transtensivo (en algunos sectores interpretadas como sinistras y en otros como dextras) que se mantuvieron sin grandes cambios durante el Pérmico con el depósito de los materiales sedimentarios de las red beds relacionándose con trayectorias regionales de σ_3 en este margen de la placa Iberia debido a la actividad transucrrente de la Falla Norpirenaica.

Figura 6.22, página siguiente: Mapa geológico de los Pirineos (IGME-BRGM) donde se ha representado las medias de la lineación (K_1) y el polo de la foliación (K_3) magnéticas (junto con los contornos del diagrama de densidades de los datos, intervalo 2) obtenidas en los distintos estudios realizados en rocas del Carbonífero superior-Pérmico en esta Tesis junto con el trabajo de Izquierdo-Llavall et al. (2014a) de la cuenca de Laspaúles. In situ.

Figura 6.23, página siguiente: Mapa geológico de los Pirineos (IGME- BRGM) donde se ha representado las medias de la lineación (K_1) y el polo de la foliación (K_3) magnéticas (junto con los contornos del diagrama de densidades de los datos, intervalo 2) obtenidas en los distintos estudios realizados en rocas del Carbonífero superior-Pérmico en esta Tesis junto con el trabajo de Izquierdo-Llavall et al. (2014a) de la cuenca de Laspaúles. Tras la corrección tectónica, véase que en la cuenca del Anayet los resultados se han mantenido in situ al considerarse que no han sufrido basculamientos destacables.

Late Carboniferous-Permian rocks
IN SITU K1 and K3 axes



laccolith
lava flow
plug
hypovolcanic rocks
sill
lava flow + pyroclastic rocks
volcaniclastic rocks
autoclastic + pyroclastic rocks
lava flow
lava flow
autoclastic + pyroclastic rocks
hypovolcanic S. Salvador
sedimentary rocks
Anayet Basin
Laspaúles Basin
Erillcastell Basin
Estac Basin
Cadí Basin
volcanic s.l. rocks Lletó
sill
hypovolcanic rocks
plug
5 km
laccolith
lava flow + pyroclastic rocks
volcaniclastic rocks
lava flow
autoclastic + pyroclastic rocks
hypovolcanic S. Salvador
volcanic s.l. rocks Lletó
sedimentary rocks
lava flow
autoclastic + pyroclastic rocks

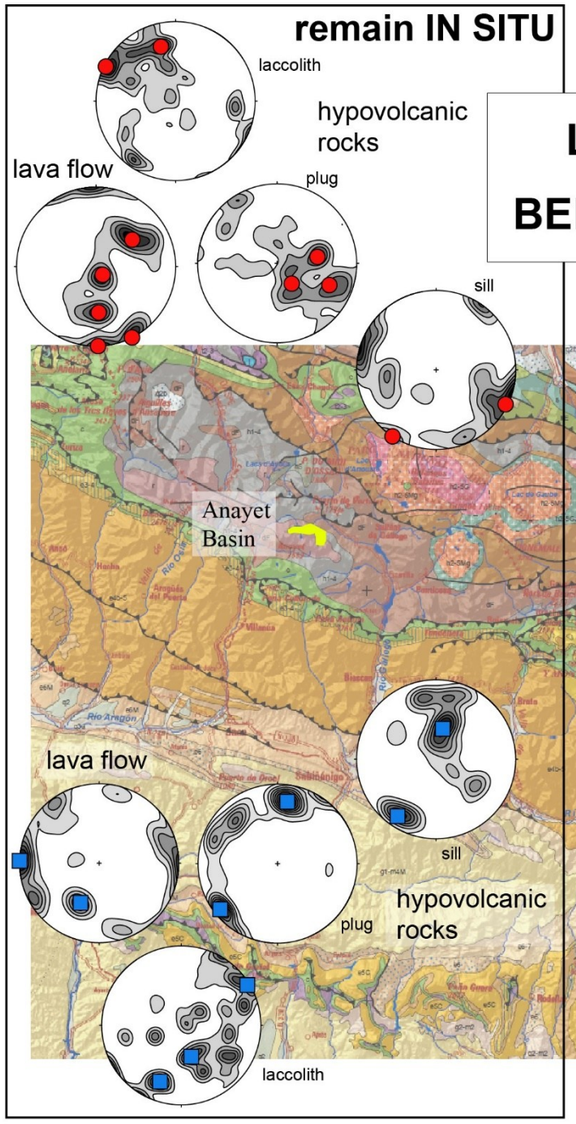
LEGEND

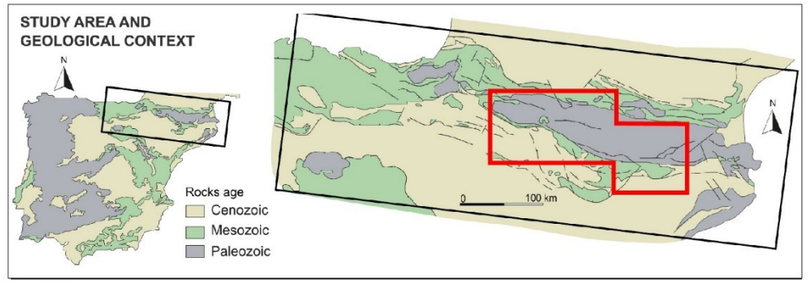
CENOZIC	QUATERNARY	PERMIAN	detrital red beds
	marls, sandstones, conglomerates	PERMIAN CARBONIFEROUS	Upper Carboniferous-Permian volcanic and vocaniclastic rocks
	silicislastic turbidites	CARBONIFEROUS	granites
	marls, sandstones	DEVONIAN	carbonates and detrital rocks
CRETAC UPPER	marls, limestones	DEVONIAN	carbonates
CRETAC LOWER	marls, limestones	SILURIAN	slates
JURASSIC	dolostones, limestones	ORDOVICIC	orthogneis
TRIASSIC	sandstones, marls, conglomerates	EDIACARIAN	schists, dolostones, sedimentary rocks

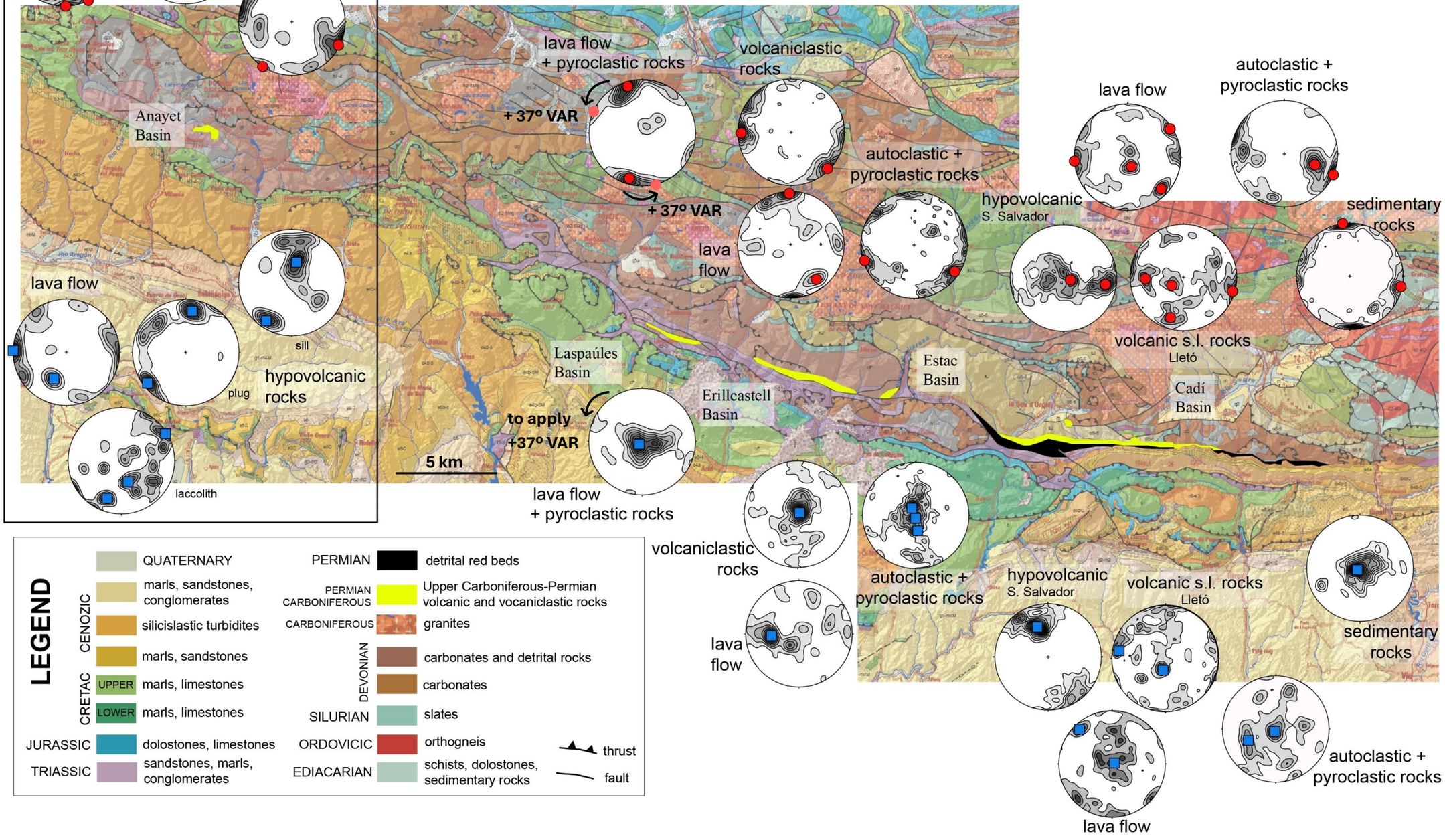
thrust
fault

Late Carboniferous-Permian rocks

BEDDING CORRECTED K1 and K3 axes







7. CONCLUSIONS

7. CONCLUSIONES

Fotografía: Vistas de la Sierra del Cadí y los afloramientos del Carbonífero superior-Pérmico cubiertos por la espesura del bosque en la zona de Lletó

Conclusions

The studies of Geology (geological mapping, micro- and mesostructural analysis) and Geophysics (magnetic fabrics, paleomagnetism, rock magnetism and magnetic prospection) carried out in this PhD Thesis in four Late Carboniferous-Permian basins of the southern margin of the Axial Zone of the Pyrenees (from west to east: Anayet, Erillcastell, Estac and Cadí basins) have allowed us to obtain the following conclusions. They have been reached in accordance with the initial objectives proposed and are set out below:

In relation to the characterization of volcanism, regional tectonics and Alpine deformation of the Late Carboniferous-Permian basins of the southern margin of the Axial Zone.

- From the AMS analyzes applied to volcanic, subvolcanic and volcaniclastic rocks, together with the structural study carried out by means of observations and data collection at cartographic and outcrop scale, in hand blocks and oriented thin sections, it has been possible to determine that magnetic fabrics affected by Alpine tectonics are local. The imprint of the deformation in these lithologies is limited and it seems that their rheology makes it difficult the mineral reorientation once these rocks and deposits have cooled and solidified. This fact allows the preservation of primary magnetic fabrics conditioned by the volcanic paleoflow and/or the tectonic context prevailing during the Late Carboniferous-Permian.

- The analysis of the magnetic fabric in the Late Carboniferous-Permian basins of Anayet, Erillcastell, Estac and Cadí has allowed us to infer a predominant direction of volcanic flow oriented in a WNW-ESE direction that coincides with a preferred structural direction coeval with the deposition of the volcanic and volcaniclastic rocks and the emplacement of the subvolcanic rocks analyzed and subsequently involved in the Alpine structuring.

- The AMS results obtained in the hypovolcanic rocks of Sant Salvador (Cadí Basin) and in the volcanic edifice of Anayet show a subvertical magnetic lineation consistent with the direction of magma flow during their ascent.

- In the Estac and Cadí basins, it has been possible to determine through paleomagnetic data the absence of vertical axis rotations of the basins and therefore, of the thrusting units in which they are involved (Erta and Orri, formed as a consequence of the Pyrenean compression). The main characteristic paleomagnetic component obtained coincides with the poles for the Iberian plate during the Permian suggesting a primary and/or early secondary magnetization.

- The distribution of the magnetic lineation pattern along the four studied basins can be framed in a geodynamic scenario during Late Carboniferous-Permian controlled by basin-marginal strike-slip faults (in some sectors interpreted as left-hand and in others as right-hand component) under a transtensional regime, with minor normal faults. The magnetic fabric study carried out in Permo-Triassic red beds from the Cadí Basin reflects a primary magnetic fabric recording a WNW-ESE and N-S stretching directions linked to basin development and compatible with the strike-slip activity of the North-Pyrenean fault zone.

-The use of AMS, paleomagnetism and structural data in the volcanic and volcaniclastic s.l. rocks of the Estac Basin indicates a volcano-tectonic subsidence model to explain its formation.

In relation to the applicability of AMS and paleomagnetism in Late Carboniferous-Permian volcanic and volcaniclastic s.l. rocks affected by hidrotermal alteration.

- Volcanic and volcaniclastic s.l. rocks from the Lletó zone (central part of the Cadí Basin) show magnetic fabrics related to mineralogical artifacts due to hydrothermal fluid circulation. These rocks also show strong magnetic anomalies reflecting the precipitation of secondary Fe-Ti oxides.

- It has been shown that if a large number of specimens are analyzed, distributed in a spaced manner along the outcrops (to compensate the magnetic fabrics affected by hydrothermal alteration processes or mineralogical factors), the primary flow patterns are identifiable in these rocks.

- Despite the nature and state of preservation of these rocks, paleomagnetic components have been isolated which, although there is no guarantee that they are primary (during the emission of volcanic products in the Late Carboniferous-Permian), at least it has been shown that they underwent early remagnetizations of the Permian (due to the orientation of the paleomagnetic component and by comparison with the sedimentary rocks of that age in one of the basins).

In relation to the use of a new sampling method:

- The methodology of AMS analysis from irregular oriented fragments is valid and replicable for claystones and siltstones where standard sampling is not viable given the high degree of fissility and fragility of the rocks.

Conclusiones

Los estudios de Geología (cartografía geológica, análisis micro y mesoestructural) y Geofísica (fábricas magnéticas, paleomagnetismo, magnetismo de rocas y prospección magnética) realizados en esta Tesis Doctoral en cuatro cuencas del Carbonífero inferior-Pérmico del margen sur de la Zona Axial de los Pirineos (de oeste a este: cuencas de Anayet, Erillcastell, Estac y Cadí) han permitido obtener las siguientes conclusiones. Estas conclusiones se han alcanzado en función de los objetivos iniciales propuestos y se exponen a continuación:

En relación a la caracterización del vulcanismo, tectónica regional y deformación alpina de las cuencas del Carbonífero superior-Pérmico del margen sur de la Zona Axial:

- A partir de los análisis de la AMS aplicados a rocas volcánicas, volcanoclásticas y subvolcánicas, junto con el estudio estructural realizado mediante observaciones y toma de datos a escala cartográfica y de afloramiento, en bloques de mano y láminas delgadas orientadas, ha permitido determinar que las fábricas magnéticas afectadas por la tectónica alpina son muy locales. La impronta de la deformación en estas litologías es limitada y parece que su reología dificulta la reorientación mineral una vez que estas rocas y/o depósitos se han enfriado y solidificado. Este hecho favorece la preservación de las fábricas magnéticas primarias que reflejan el flujo volcánico y/o el contexto tectónico imperante durante el Carbonífero superior-Pérmico.

- El análisis de las fábricas magnéticas en las cuencas del Carbonífero superior-Pérmico de Anayet, Erillcastell, Estac y Cadí ha permitido inferir una dirección predominante del flujo volcánico orientada en dirección WNW-ESE que coincide con una dirección estructural preferente coetánea al depósito de las rocas volcánicas y volcanoclásticas y al emplazamiento de las rocas hipovolcánicas analizadas; dirección posteriormente heredada en la estructuración alpina.

-Los resultados de la ASM obtenidos en las rocas hipovolcánicas de Sant Salvador (cuenca del Cadí) y en el edificio volcánico de Anayet muestran una lineación magnética subvertical coherente con la dirección de ascenso del flujo magmático.

- En las cuencas de Estac y del Cadí se ha podido determinar mediante datos paleomagnéticos la ausencia de rotaciones de eje vertical de las cuencas y por tanto, de las unidades de cabalgamiento en las que se encuentran implicadas (Erta y Orri, formadas como consecuencia de la compresión Pirenaica). La componente paleomagnética característica principal obtenida coincide con los polos de Iberia durante el Pérmico apuntando a una magnetización primaria y/o a una remagnetización secundaria temprana.

- La distribución del patrón de la lineación magnética a lo largo de las cuatro cuencas estudiadas se puede enmarcar en un escenario geodinámico durante el Carbonífero superior-Pérmico controlado por fallas de strike-slip de borde de cuenca (en unos sectores interpretados como de componente sinistra y en otros de componente dextra) bajo un régimen transtensional, con fallas normales menores. El estudio de fábricas magnéticas realizado en las red beds del Pérmico y Triásico de la cuenca del Cadí

refleja unas direcciones de estiramiento WNW-ESE y N-S ligadas al desarrollo de la cuenca y compatibles con la actividad de fallas de strike-slip de la zona de la Falla Norpirenaica.

-La utilización de la ASM, el paleomagnetismo y los datos estructurales obtenidos en las rocas volcánicas y volcanoclásticas de la cuenca de Estac indica un modelo de subsidencia volcano-tectónica que permite explicar la génesis de esta cuenca.

En relación a la aplicabilidad de la ASM y el paleomagnetismo en rocas volcánicas y volcanoclásticas del Carbonífero superior-Pérmico afectadas por alteración hidrotermal pervasiva:

- Las fábricas magnéticas de las rocas volcánicas de la zona de Lletó (parte central de la cuenca del Cadí) están relacionadas con neoformación y recrecimiento de minerales por la circulación de fluidos hidrotermales. Estas rocas también presentan fuertes anomalías magnéticas que son consecuencia de la precipitación de óxidos secundarios de Fe-Ti.

- Se ha demostrado que si se analiza un gran número de especímenes, distribuidos de forma espaciada a lo largo de los afloramientos (para minimizar las fábricas magnéticas afectadas por procesos de alteración hidrotermal o factores mineralógicos), los patrones de flujo primario son identificables en estas rocas.

- A pesar de la naturaleza y el estado de conservación de estas rocas, se han aislado componentes paleomagnéticas que, si bien no hay garantía de que sean primarias (durante la emisión de productos volcánicos en el Carbonífero superior-Pérmico), al menos se ha demostrado que son remagnetizaciones tempranas del Pérmico (por la orientación de la componente paleomagnética y por comparación con las componentes paleomagnéticas en rocas sedimentarias de esa edad en una de las cuencas estudiadas).

En relación a la utilización de un nuevo método de muestreo:

- La metodología del análisis de la ASM a partir de fragmentos orientados irregulares es válida y replicable para arcillas y limos donde el muestreo estándar no es viable dado el alto grado de fisibilidad y fragilidad de las rocas.

REFERENCES

REFERENCIAS

Ábalos, B., Carreras, J., Druguet, E., Escuder Viruete, J., Gómez Pugnaire, M.T., Lorenzo Álvarez, S., Quesada, C., Rodríguez-Fernández, R., Gil-Ibarguchi, J.I. (2002). Variscan and pre-Variscan tectonics. In: Gibbons, W., Moreno, T. (Eds.), The Geology of Spain. *Geological Society*, 155–183.

Acocella, V. (2007). Understanding caldera structure and development: An overview of analogue models compared to natural calderas. *Earth-Science Reviews*, 85(3-4), 125-160.

Ade-Hall, J. M. , Palmer, H. C. , Hubbard, T. P. (1971). The Magnetic and Opaque Petrological Response of Basalts to Regional Hydrothermal Alteration, *Geophysical Journal International*, Volume 24, Issue 2, 137–174, https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1971.tb02171.

Airo, M. L., Loukola-Ruskeeniemi, K. (2004). Characterization of sulfide deposits by airborne magnetic and gamma-ray responses in eastern Finland. *Ore Geology Reviews*, 24(1-2), 67-84.

Aldega, L., Viola, G., Casas-Sainz, A., Marcén, M., Román-Berdiel, T., van der Lelij, R., (2019). Unraveling multiple thermotectonic events accommodated by crustal-scale faults in Northern Iberia, Spain: insights from K-Ar dating of clay Gouges. *Tectonics*, 38 (10), 3629–3651.

Allmendinger, R. W., Cardozo, N., Fisher, D. (2012). Structural geology algorithms: Vectors and tensors in structural geology, *Cambridge University Press*, Cambridge.

Almqvist, B.S., Bosshard, S.A., Hirt, A.M., Mattsson, H.B., Hetényi, G.,(2012). Internal flow structures in columnar jointed basalt from Hrepphólar, Iceland: II. Magnetic anisotropy and rock magnetic properties. *Bulletin of Volcanology* 74 (7), 1667–1681.

Alva-Valdivia, L., Dunlop, D. J., Urrutia-Fucugauchi, J. (1996). Rock magnetic properties of iron ores and host rocks from the Peña Colorada mining district, western Mexico. *Journal of Applied Geophysics*, 36(2-3), 105-122.

Alva Valdivia, L. M., Torres-Hernández, J. R., González Rangel, J. A., Caballero Miranda, C. I., Rosas Elguera, J. G., Villalobos Romero, N. (2012). Paleomagnetismo en la determinación de la temperatura de emplazamiento de la Ignimbrita Panalillo, Juachín, San Luis Potosí, México. *Revista mexicana de Ciencias Geológicas*, 29(3), 619-638.

Alva-Valdivia, L. M., Rodríguez-Trejo, A., Morales, J., González-Rangel, J. A., Agarwal, A. (2019a). Paleomagnetism and age constraints of historical lava flows from the El Jorullo volcano, Michoacán, Mexico. *Journal of South American Earth Sciences*, 93, 439-448.

Alva-Valdivia, L. M., Rodríguez-Trejo, A., Vidal-Solano, J. R., Paz-Moreno, F., Agarwal, A. (2019b). Emplacement temperature resolution and age determination of Cerro Colorado tuff ring by paleomagnetic analysis, El Pinacate Volcanic Field, Sonora, Mexico. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 369, 145-154.

Rodríguez-Trejo, A., Alva-Valdivia, L. M., García-Amador, B. I. (2023). Paleomagnetism, rock magnetism and age determination of effusive and explosive Holocene volcanism in the Momotombo-Managua-Masaya region, Nicaragua. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 437, 107792.

Anderson, E. M. (1905). The dynamics of faulting. *Transactions of the Edinburgh Geological Society*, 8(3), 387-402.

Anderson, K. R., Johanson, I., Patrick, M. R., Gu, M., Segall, P., Poland, M. P., Montgomery-Brown, E. K., Miklius, A. (2019). Magma reservoir failure and the onset of caldera collapse at Kīlauea Volcano in 2018. *Science*, 366, eaaz1822.DOI:10.1126/science.aaz1822

Angrand, P., Mouthereau, F., Masini, E., Asti, R. (2020). A reconstruction of Iberia accounting for Western Tethys–North Atlantic kinematics since the late Permian–Triassic. *Solid Earth*, 11(4), 1313-1332.

Antolín-Tomás, B., Liesa, C. L., Casas, A., Gil-Peña, I. (2007). Geometry of fracturing linked to extension and basin formation in the Maestrazgo basin (Eastern Iberian Chain, Spain). *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 20(3-4), 351-365.

Antolín-Tomás, B., Román-Berdiel, T., Casas-Sainz, A., Gil-Peña, I., Oliva, B., Soto, R., (2009). Structural and magnetic fabric study of the Marimanha granite (Axial Zone of the Pyrenees). *International Journal of Earth Sciences*, 98 (2), 427–441.

Aramaki, S., Akimoto, S. I. (1957). Temperature estimation of pyroclastic deposits by natural remanent magnetism. *American Journal of Science*, 255(9), 619-627.

Aranguren, A., Cuevas, J., Tubia, J.M., Román-Berdiel, T., Casas-Sainz, A., Casas- Ponsati, A., (2003). Granite laccolith emplacement in the Iberian arc: AMS and gravity study of the La Tojiza pluton (NW Spain). *Journal of the Geological Society*, 160 (3), 435–445.

Arche, A., López-Gómez, J. (2005). Sudden changes in fluvial style across the Permian−Triassic boundary in the eastern Iberian Ranges, Spain: Analysis of possible causes. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 229 (1–2), 104–126.

Arthaud, F., Matte, P. (1977). Late Paleozoic strike-slip faulting in southern Europe and northern Africa: Result of a right-lateral shear zone between the Appalachians and the Urals. *Geological Society of America Bulletin*, 88 (9), 1305–1320.

Aubourg, C., Giordano, G., Mattei, M., Speranza, F. (2002). Magma flow in sub-aqueous rhyolitic dikes inferred from magnetic fabric analysis (Ponza Island, W. Italy). *Physics and Chemistry of the Earth, Parts A/B/C*, *27*(25-31), 1263-1272.

Auréjac, J. B., Gleizes, G., Diot, H., Bouchez, J. L. (2004). Le complexe granitique de Quérigut (Pyrénées, France) ré-examiné par la technique de l'ASM: un pluton syntectonique de la transpression dextre hercynienne. *Bulletin de la Société Géologique de France*, *175*, 660-661.

Bakhtari, H. R., de Lamotte, D. F., Aubourg, C., Hassanzadeh, J. (1998). Magnetic fabrics of Tertiary sandstones from the Arc of Fars (Eastern Zagros, Iran). *Tectonophysics*, 284(3-4), 299–316

Ballèvre, M., Manzotti, P., Dal Piaz, G.V., (2018). Pre-Alpine (Variscan) inheritance: a key for the location of the future Valaisan Basin (Western Alps). *Tectonics,* 37 (3), 786–817.

Bardot, L., McClelland, E. (2000). The reliability of emplacement temperature estimates using palaeomagnetic methods: a case study from Santorini, Greece. *Geophysical Journal International*, 143(1), 39-51.

Barnolas, A., Pujalte, V., (2004). La Cordillera Pirenaica: Definición, límites y división. In: Vera, J.A. (Ed.), In: *Geología de España*. SGE-IGME, Madrid, 233–241.

Bascou, J., Camps, P., Dautria, J.M., (2005). Magnetic versus crystallographic fabrics in a basaltic lava flow. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 145, 119–135.

Benton, M. J., Twitchett, R. J. (2003). How to kill (almost) all life: the end-Permian extinction event. *Trends in Ecology and Evolution*, 18(7), 358-365.

Best, M. G., Christiansen, E. H., Deino, A. L., Gromme, S., Hart, G. L., Tingey, D. G. (2013). The 36-18 Ma Indian Peak-Caliente ignimbrite field and calderas, southeastern Great Basin, USA: multicyclic super-eruptions. *Geosphere*, 9(4), 864-950.

Biedermann, A.R., T. Pettke, R.J. Angel, A.M. Hirt (2016). Anisotropy of magnetic susceptibility in alkali feldspar and plagioclase, *Geophysical Journal International*, 205, (1) 479–489, https://doi.org/10.1093/gji/ggw042

Biedermann, A. R. (2018). Magnetic anisotropy in single crystals: A review. *Geosciences*, 8(8), 302.

Bixel, F. Lucas, CL. (1983). Magmatisme, tectonique et sédimentation dans les fossés stéphano-permiens des Pyrénées occidentales. *Revue de Géologie Dynamique et Géographie Physique* 24, 329–42.

Bixel, F. (1984). *Le Volcanisme Stéphano-Permien des Pyrénées*. [Thèse d'Etat, Université de Toulouse], 639.

Blanchard, J. P., Boyer, P., Gagny, C. (1979). Un nouveau critere de sens de mise en place dans une caisse filonienne: le "pincement" des mineraux aux epontes: Orientation des minéraux dans un magma en écoulement. *Tectonophysics*, 53(1-2), 1-25.

Blanco-Montenegro, I., De Ritis, R., Chiappini, M. (2007). Imaging and modelling the subsurface structure of volcanic calderas with high-resolution aeromagnetic data at Vulcano (Aeolian Islands, Italy). *Bulletin of Volcanology*, 69, 643-659.

Blanco-Montenegro, I., Nicolosi, I., Pignatelli, A., Chiappini, M. (2008). Magnetic imaging of the feeding system of oceanic volcanic islands: El Hierro (Canary Islands). *Geophysical Journal International*, 173(1), 339-350.

Boles, J. R., Coombs, D. S. (1975). Mineral reactions in zeolitic Triassic tuff, Hokonui Hills, New Zealand. *Geological Society of America Bulletin*, 86(2), 163-173.

Bonnet, E., Bour, O., Odling, N. E., Davy, P., Main, I., Cowie, P., Berkowitz, B. (2001). Scaling of fracture systems in geological media. *Reviews of geophysics*, 39(3), 347-383.

Borradaile, G.J., Henry, B., (1997). Tectonic applications of magnetic susceptibility and its anisotropy. *Earth-Science Reviews*, 42 (1–2), 49–93.

Borradaile, G. J., Lucas, K., Middleton, R. S. (2004a). Low-temperature demagnetization isolates stable magnetic vector components in magnetite-bearing diabase. *Geophysical Journal International*, 157(2), 526-536.

Borradaile, G.J., Jackson, M., (2004b). Anisotropy of magnetic susceptibility (AMS): Magnetic petrofabrics of deformed rocks. *Geological Society Special Publication*. https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2004.238.01.18.

Bouchez, J.L., (1997). Granite is never isotropic: an introduction to AMS studies of granitic rocks. In: *Granite: from Segregation of Melt to Emplacement Fabrics*. Springer, Dordrecht, 95–112.

Braga, J. C., Cunha, P. P. (2019). Cenozoic basins. Introduction. Vol. 4 In *The Geology of Iberia*: A Geodynamic Approach: Volume 4: Cenozoic Basins, 1-4.

Branney, M., Acocella, V. (2015). Chapter 16 - Calderas, Editor(s): Haraldur Sigurdsson, *The Encyclopedia of Volcanoes (Second Edition)*, Academic Press, 2015, 299-315, ISBN 9780123859389, https://doi.org/10.1016/B978-0-12-385938-9.00016-X.

Bruckshaw, J. M., Kunaratnam, K. (1963). The interpretation of magnetic anomalies due to dykes. *Geophysical Prospecting*, 11(4), 509-522.

Budkewitsch, P., Robin, P.Y., (1994). Modelling the evolution of columnar joints. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 59 (3), 219–239.

Bullock, L.A., Gertisser, R., O'driscoll, B. (2018). Emplacement of the Rocche Rosse rhyolite lava flow (Lipari, Aeolian Islands). *Bulletin of Volcanology*, 80 (5), 1–19.

Burg, J.P., Brun, J.P., Van Den Driessche, J. (1990). Le sillon houiller du Massif Central français: faille de transfert pendant l'amincissement crustal de la chaîne. Comptes rendus de l'Académie des Sciences. *Série 2, Mécanique, Physique, Chimie, Sciences de l'Univers, Sciences de la Terre*, 311 (1), 147–152.

Burg, J.P., Van den Driessche, J., Brun, J.P. (1994). Syn-to post-thickening extension in the Variscan Belt of Western Europe: modes and structural consequences. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 3, 33–51.

Burger, H.R., Sheehan, A.F., Jones, C.H., Burger, H.R. (2006). *Introduction to Applied Geophysics: Exploring the Shallow Subsurface*. Cambridge University Press.

Burger, H. R., Sheehan, A. F., Jones, C. H. (2023). *Introduction to applied geophysics: Exploring the shallow subsurface*. Cambridge University Press.

Butler, R. F. (1992). *Paleomagnetism: magnetic domains to geologic terranes*. Blackwell Scientific Publications, 319.

Caballero-Miranda, C. I., Torres-Hernández, J. R., Alva-Valdivia, L. M. (2009). Anisotropy of magnetic susceptibility analysis of the Cantera Ignimbrite, San Luis Potosi, México: flow source recognition. *Earth, Planets and Space*, 61, 173-182.

Cagnoli, B., Tarling, D.H., (1997). The reliability of anisotropy of magnetic susceptibility (AMS) data as flow direction indicators in friable base surge and ignimbrite deposits: Italian examples. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 75 (3–4), 309–320.

Callot, J.P., Geoffroy, L., Aubourg, C., Pozzi, J.P., Mege, D., (2001). Magma flow directions of shallow dykes from the East Greenland volcanic margin inferred from magnetic fabric studies. *Tectonophysics*, 335 (3–4), 313–329.

Callot, J. P., Geoffroy, L. (2004). Magma flow in the East Greenland dyke swarm inferred from study of anisotropy of magnetic susceptibility: magmatic growth of a volcanic margin. *Geophysical Journal International*, 159(2), 816-830.

Callot, J. P., Salel, J. F., Letouzey, J., Daniel, J. M., Ringenbach, J. C. (2016). Three-dimensional evolution of salt-controlled minibasins: Interactions, folding, and megaflap development. *Aapg Bulletin*, *100*(9), 1419-1442.

Calvín, P., Casas, A. M., Villalaín, J. J., Tierz, P. (2014). Reverse magnetic anomaly controlled by Permian Igneous rocks in the Iberian Chain (N Spain). *Geologica Acta*, 12(3), 193-207.

Calvín, P., Villalaín, J. J., Casas-Sainz, A. M. (2018). The carriers of AMS in remagnetized carbonates. Insights for remagnetization mechanism and basin evolution. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 282, 1-20.

Cañón-Tapia, E., Walker, G.P., Herrero-Bervera, E., (1995). Magnetic fabric and flow direction in basaltic pahoehoe lava of Xitle volcano, Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 65 (3–4), 249–263.

Cañón-Tapia, E., Walker, G.P., Herrero-Bervera, E., (1996). The internal structure of lava flows—insights from AMS measurements I: near-vent a'a. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 70 (1–2), 21–36.

Cañón-Tapia, E., Pinkerton, H., (2000). The anisotropy of magnetic susceptibility of lava flows: an experimental approach. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 98 (1–4), 219–233.

Cañón-Tapia, E., Chávez-Álvarez, J. (2004). Theoretical aspects of particle movement in flowing magma: implications for the anisotropy of magnetic susceptibility of dykes. *Geological Society, London, Special Publications*, 238(1), 227-249.

Cañón-Tapia, E. (2004a). Anisotropy of magnetic susceptibility of lava flows and dykes: a historical account. *Geological Society, London, Special Publications*, 238(1), 205-225.

Cañón-Tapia, E., (2004b). Flow direction and magnetic mineralogy of lava flows from the central parts of the Peninsula of Baja California, Mexico. *Bulletin of Volcanology*, 66 (5), 431–442.

Capote, R.,Muñoz, J.A., Simon, J.L., Liesa, C.L., Arlegui, L.E., (2002). En: W. Gibbons, M.T. Moreno (Eds.), Alpine Tectonics 1: The Alpine System North of the Betic Cordillera. Geology of Spain. *Geological Society of London, London*, 367–400.

Carey, W.S., (1958). The orocline concept in Geotectonics*. Proceedings of the Royal Society of Tasmania,* 89, 255–288.

Cas, R., Wright, J. (1988). *Volcanic successions modern and ancient: A geological approach to processes, products and successions*. Science and Business Media. Springer.

Cas, R.A., Wright, H.M., Folkes, C.B., Lesti, C., Porreca, M., Giordano, G., Viramonte, J.G., (2011). The flow dynamics of an extremely large volume pyroclastic flow, the 2.08- Ma Cerro Galán Ignimbrite, NW Argentina, and comparison with other flow types. *Bulletin of Volcanology*, 73 (10), 1583–1609.

Casas, J. M., Domingo, F., Poblet, J., Soler, A. (1989). On the role of the Hercynian and Alpine thrusts in the Upper Paleozoic rocks of the Central and Eastern Pyrenees. *Geodinamica Acta*, 3(2), 135-147.

Casas, J. M., Megías, L. (1998). La fábrica magnética de los materiales Cambroordovícicos de la parte Oriental del anticlinal de La Massana (Andorra, Pirineo Central). *Revista de la Sociedad Geológica de España*, *11*(3), 317-330.

Casas, J.M., Queralt, P., Mencos, J., Gratacós, O., (2012). Distribution of linear mesostructures in oblique folded surfaces: Unravelling superposed Ordovician and Variscan folds in the Pyrenees. *Journal of Structural Geology*, 44, 141–150.

Casas, J.M., Álvaro, J. J. , Clausen, S., Padel, M., Puddu, C., Sanz-López, J., Sánchez-García, T. Navidad, M., Castiñeiras, P., Liesa, M. (2019). Palaeozoic Basement of the Pyrenees. In: Quesada, C., Oliveira, J. (eds) *The Geology of Iberia: A Geodynamic Approach*. Regional Geology Reviews. Springer, Cham. https://doi.org/10.1007/978-3-030-10519-8_8

Cassidy, J., France, S. J., Locke, C. A. (2007). Gravity and magnetic investigation of maar volcanoes, Auckland volcanic field, New Zealand. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 159(1-3), 153-163.

Chadima, M., Hrouda, F., (2006). Remasoft 3.0 – a user-friendly paleomagnetic data browser and analyzer.

Chadima, M., Hrouda, F., (2012). Cureval 8.0: Thermomagnetic Curve Browser for Windows. Agico, Inc.

Chadima, M., Jelínek, V., (2019). Anisoft5.1.03: Anisotropy Data Browser for Windows. Agico, Inc.

Chase, C. G. (1978). Plate kinematics: The Americas, East Africa, and the rest of the world. *Earth and Planetary Science Letters*, 37(3), 355-368.

Chen, Y., Henry, B., Faure, M., Becq-Giraudon, J. F., Talbot, J. Y., Daly, L., Goff, M. L. (2006). New Early Permian paleomagnetic results from the Brive basin (French Massif Central) and their implications for Late Variscan tectonics. *International Journal of Earth Sciences*, *95*, 306-317.

Chen, W., Yang, T., Zhang, S., Yang, Z., Li, H., Wu, H.,Zhang, J., Ma, Y., Cai, F. (2012). Paleomagnetic results from the Early Cretaceous Zenong Group volcanic rocks, Cuoqin, Tibet, and their paleogeographic implications. *Gondwana Research*, 22(2), 461-469.

Choukroune, P., Séguret, M. (1973). *Carte structurale des Pyrénées, 1/500.000*, Université de Montpellier – ELF. Aquitaine.

Choukroune, P. (1992). Tectonic evolution of the Pyrenees. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 20(1), 143-158.

Christiansen, R. L., Lipman, P. W., Orkild, P. P., Byers Jr, F. M. (1965). Structure of the Timber Mountain caldera, southern Nevada, and its relation to basin-range structure. *Geological Survey Research*, B43-B48.

Cifelli, F., Minelli, L., Rossetti, F., Urru, G., Mattei, M. (2012). The emplacement of the Late Miocene Monte Capanne intrusion (Elba Island, Central Italy): constraints from magnetic fabric analyses. *International Journal of Earth Sciences*, 101, 787-802.

Cogné, J. P., Van Den Driessche, J., Brun, J. P. (1993). Syn-extension rotations in the Permian St Affrique basin (Massif Central, France): paleomagnetic constraints. *Earth and planetary science letters*, *115*(1-4), 29-42.

Cohen, K.M., Finney, S.C., Gibbard, P.L. Fan, J.-X. (2013; updated). The ICS International Chronostratigraphic Chart. *Episodes*, 36 (3), 199-204.

Cole, J. W., Milner, D. M., Spinks, K. D. (2005). Calderas and caldera structures: a review. *Earth-Science Reviews*, 69(1-2), 1-26.

Constable, C., Tauxe, L. (1990). The bootstrap for magnetic susceptibility tensors. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 95(B6), 8383-8395.

Coward, M.P.,(1980). The analysis of flow profiles in a basaltic dyke using strained vesicles. *Journal of the Geological Society*, 137 (5), 605–615.

Cruden, A.R., McCaffrey, K.J., Bunger, A.P. (2017). Geometric scaling of tabular igneous intrusions: implications for emplacement and growth. In: *Physical Geology of Shallow Magmatic Systems*. Springer, Cham, pp. 11–38.

Cummings, D. (1968). Mechanical analysis of the effect of the Timber Mountain caldera on Basin and Range faults. *Journal of Geophysical Research*, 73(8), 2787-2794.

Curewitz, D., Karson, J. A. (1997). Structural settings of hydrothermal outflow: Fracture permeability maintained by fault propagation and interaction. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 79(3-4), 149-168.

Das, A., Mallik, J. (2020). Applicability of AMS technique as a flow fabric indicator in dykes: insight from Nandurbar–Dhule Deccan dyke swarm. *International Journal of Earth Sciences*, 109, 933-944.

De Ritis, R., Ventura, G., Chiappini, M. (2007). Aeromagnetic anomalies reveal hidden tectonic and volcanic structures in the central sector of the Aeolian Islands, southern Tyrrhenian Sea, Italy. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 112(B10).

De Wall, H., Kontny, A., Vahle, C. (2004). Magnetic susceptibility zonation of the melilititic Riedheim dyke (Hegau volcanic field, Germany): evidence for multiple magma pulses?. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 131(1-2), 143-163.

Dedzo, M.G., Nédélec, A., Nono, A., Njanko, T., Font, E., Kamgang, P., Njonfang, E., Launeau, P. (2011). Magnetic fabrics of the Miocene ignimbrites from West-Cameroon: implications for pyroclastic flow source and sedimentation. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 203 (3–4), 113–132.

Dentith, M.C., Mudge, S. (2014). *Geophysics for the Mineral Exploration Geoscientist*. Cambridge University Press.

Diarte-Blasco, P., Casas, A. M., Pocoví, A., Villalaín, J. J., Muñoz, A., Beolchini, V., ... and Peña-Chocarro, L. (2020). Interpretation of magnetic anomalies of geological and archaeological

origins in a volcanic area (Tusculum site, Lazio, Italy): Methodological proposals. *Journal of Applied Geophysics*, 173, 103942.

Dias, R., Moreira, N., Ribeiro, A., Basile, C. (2017). Late Variscan deformation in the Iberian Peninsula; a late feature in the Laurentia–Gondwana dextral collision. *International Journal of Earth Sciences*, 106 (2), 549–567.

Dietze, F., Kontny, A., Heyde, I., Vahle, C. (2011). Magnetic anomalies and rock magnetism of basalts from Reykjanes (SW-Iceland). *Studia Geophysica et Geodaetica*, 55, 109-130.

Dinarès-Turell, J., McClelland, E., Santanach, P. (1991). Significado de la fábrica magnética de algunas rocas sedimentarias de las unidades subpirenaicas. *Revista de la Sociedad Geológica de España*. 4, 179-186.

Dinarès, J., Parés, J.M. (1992). Determinación de fábricas mediante la anisotropía de susceptibilidad magnética (AMS) en rocas con diferente grado de deformación. Ejemplo de materiales de la cuenca de Ainsa (Pirineo Central). *Geogaceta*. 12, 22-25.

Dinarés-Turell, J. D., Parés, J. M. (1996). El Triásico de la Península Ibérica: Nuevos datos paleomagnéticos. *Cuadernos De Geología Ibérica*, 20, 367–384.

Diot, H., Bolle, O., Lambert, J.M., Launeau, P., Duchesne, J.C. (2003). The Tellnes ilmenite deposit (Rogaland, South Norway): magnetic and petrofabric evidence for emplacement of a Ti-enriched noritic crystal mush in a fracture zone. *Journal of Structural Geology*, 25 (4), 481–501.

Dragoni, M., Lanza, R., Tallarico, A. (1997). Magnetic anisotropy produced by magma flow: theoretical model and experimental data from Ferrar dolerite sills (Antarctica). *Geophysical Journal International*, 128(1), 230-240.

Druguet, E., Castro, A., Chichorro, M., Pereira, M.F., Fernández, C. (2014). Zircon geochronology of intrusive rocks from Cap de Creus, Eastern Pyrenees. *Geological Magazine*, 151 (6), 1095–1114.

Dunlop, D. J., Özdemir, Ö. (1997). *Rock magnetism: fundamentals and frontiers*, 3. Cambridge University Press, 573.

Dunlop, D. J., Özdemir, Ö., Rancourt, D. G. (2006). Magnetism of biotite crystals. *Earth and Planetary Science Letters*, 243(3-4), 805-819.

Dyment, J., Arkani-Hamed, J. (1998). Contribution of lithospheric remanent magnetization to satellite magnetic anomalies over the world's oceans. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 103(B7), 15423-15441.

Dyment, J., Arkani-Hamed, J., Ghods, A. (1997). Contribution of serpentinized ultramafics to marine magnetic anomalies at slow and intermediate spreading centres: insights from the shape of the anomalies. *Geophysical Journal International*, 129(3), 691-701.

Edel, J. B., Lacaze, M., Westphal, M. (1981). Paleomagnetism in the northeastern Central Massif (France): evidence for Carboniferous rotations of the Hercynian orogenic belt. *Earth and Planetary Science Letters*, 55(1), 48-52.

Eichhubl, P., Davatz, N.C., Becker, S.P. (2009). Structural and diagenetic control of fluid migration and cementation along the Moab fault, Utah. *AAPG Bulletin*, 93 (5), 653–681.

Einsele, G. (2000). *Sedimentary basins: evolution, facies, and sediment budget. 2nd complete edition*, Springter-Verlag, Germany, 792.

Ellwood, B.B. (1975). Analysis of emplacement mode in basalt from deep sea drilling project holes 319a and 321 using anisotropy of magnetic susceptibility. *Journal of Geophysical Research*, 80, 4805– 4808.

Ellwood, B. B. (1978). Flow and emplacement direction determined for selected basaltic bodies using magnetic susceptibility anisotropy measurements. *Earth and Planetary Science Letters*, 41(3), 254-264.

Elter, F.M., Gaggero, L., Mantovani, F., Pandeli, E., Costamagna, L.G. (2020). The Atlas-East Variscan-Elbe shear system and its role in the formation of the pull-apart Late Palaeozoic basins. *International Journal of Earth Sciences*, 109, 739–760.

Enkin, R.J., Hamilton, T.S., Morris, W.A. (2020). The Henkel petrophysical plot: mineralogy and lithology from physical properties. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 21 (1) e2019GC008818.

Everett, M.E. (2013). *Near-surface Applied Geophysics*. Cambridge University Press.

Fan, Z., Huang, X., Tan, L., Yang, X., Zhang, H., Zhou, D., Liu, Q., Cao, B. (2014). A study of iron deposits in the Anshan area, China based on interactive inversion technique of gravity and magnetic anomalies. *Ore Geology Reviews*, 57, 618-627.

Faure, M., Monié, P., Pin, C., Maluski, H., Leloix, C. (2002). Late Visean thermal event in the northern part of the French Massif Central: new 40 Ar/39 Ar and Rb–Sr isotopic constraints on the Hercynian syn-orogenic extension. *International Journal of Earth Sciences*, 91 (1), 53–75.

Fedi, M. (1989). On the interpretation of magnetic anomalies for strong remanent magnetizations. *Pure and Applied Geophysics*, 130, 721-733.

Feinberg, J.M., Wenk, H.R., Scott, G.R., Renne, P.R. (2006). Preferred orientation and anisotropy of seismic and magnetic properties in gabbronorites from the Bushveld layered intrusion. *Tectonophysics*, 420 (3–4), 345–356.

Felletti, F., Dall'Olio, E., Muttoni, G. (2016). Determining flow directions in turbidites: An integrated sedimentological and magnetic fabric study of the Miocene Marnoso Arenacea Formation (northern Apennines, Italy). *Sedimentary Geology*, 335, 197–215.

Féménias, O., Diot, H., Berza, T., Gauffriau, A., Demaiffe, D. (2004). Asymmetrical to symmetrical magnetic fabric of dikes: paleo-flow orientations and paleo-stresses recorded on feeder-bodies from the Motru Dike Swarm (Romania). *Journal of Structural Geology*, 26(8), 1401-1418.

Ferré, E.C., Bordarier, C., Marsh, J.S. (2002). Magma flow inferred from AMS fabrics in a layered mafic sill, Insizwa, South Africa. *Tectonophysics,* 354 (1–2), 1–23.

Ferré, E. C., Michelsen, K. J., Ernst, W. G., Boyd, J. D., Cañón-Tapia, E. (2012). Vertical zonation of the Barcroft granodiorite, White Mountains, California: Implications for magmatic processes. *American Mineralogist*, 97(7), 1049-1059.

Ferré, E. C., Friedman, S. A., Martín-Hernández, F., Feinberg, J. M., Till, J. L., Ionov, D. A., Conder, J. A. (2014). Eight good reasons why the uppermost mantle could be magnetic. *Tectonophysics*, 624, 3-14.

Fisher, R. A. (1953). Dispersion on a sphere. *Proceedings of the Royal Society, London*. Series A, 217, 295-305.

Fisher, R. V. (1961). Proposed classification of volcaniclastic sediments and rocks. *Geological Society of America Bulletin*, 72(9), 1409-1414.

Fossen, H. (2020). Chapter 8. Fault classification, fault growth and displacement. En: *Regional geology and tectonics,* edited by Nicola Scarselli, Jürgen Adam, Domenico Chiarella, David G. Roberts, Albert W. Bally. Elsevier, 119-147. https://doi.org/10.1016/B978-0-444-64134-2.00007-9.

Franke, W. (2000). The mid-European segment of the Variscides: tectonostratigraphic units, terrane boundaries and plate tectonic evolution. *Geological Society, London, Special Publications*, 179 (1), 35–61.

Frolova, Y. V. (2008): Specific features in the composition, structure, and properties of volcaniclastic rocks. *Moscow University Geology Bulletin*, 63(1), 28-37.

Frost, B. R. and Lindsley, D. H. (1991). Chapter 12. Occurrence of iron-titanium oxides in igneous rocks. Oxide Minerals: *Petrologic and Magnetic Significance*, edited by Donald H. Lindsley, Berlin, Boston: De Gruyter, ,433-468. https://doi.org/10.1515/9781501508684-015.)

Galé Bornao, C. (2005). *Evolución geoquímica, petrogenética y de condiciones geodinámicas de los magmatismos pérmicos de los sectores central y occidental del Pirineo* [Tesis Doctoral, Universidad de Zaragoza], 177.

Gambeta, J. H., Savian, J. F., Sommer, C. A., Trindade, R. I. (2021). Magnetic anisotropy of an ancient volcanic system: flow dynamics of post-collisional Ediacaran volcanism in southernmost Brazil. *Precambrian Research*, 359, 106209.

Garcés, M., García-Senz, J., Muñoz, J.A., López-Mir, B., Beamud, E., (2016). Timing of magnetization and vertical-axis rotations of the Cotiella massif (late cretaceous, South Central Pyrenees). *Geological Society, London, Special Publications*, 425 (1), 213–232.

García Lasanta, C. (2016). *Magnetic fabric analyses and paleomagnetism applied to study the Mesozoic evolution of the Iberian Range* [Tesis Doctoral, Universidad de Zaragoza].

García-Lasanta, C., Oliva-Urcia, B., Román-Berdiel, T., Casas, A. M., Pérez-Lorente, F. (2013). Development of magnetic fabric in sedimentary rocks: Insights from early compactional structures. *Geophysical Journal International*, 194(1), 182–199.

García-Lasanta, C., Oliva-Urcia, B., Román-Berdiel, T., Casas, A. M., Gil-Peña, I., Sánchez-Moya, Y., Sopeña, A., Hirt, A. M., Mattei, M. (2015). Evidence for the Permo-Triassic transtensional rifting in the Iberian Range (NE Spain) according to magnetic fabrics results. *Tectonophysics*, 651, 216–231.

García-Lasanta, C., Oliva-Urcia, B., Casas-Sainz, A.M., Román-Berdiel, T., Izquierdo-Llavall, E., Soto, R., Calvín, P., El Moussaid, B., Ouardi, H., Kullberg, J.C., Villalaín, J.J., (2018). Inversion tectonics and magnetic fabrics in Mesozoic basins of the Western Tethys: a review. *Tectonophysics,* 745, 1–23.

García-Sansegundo, J. (1996). Hercynian structure of the Axial Zone of the Pyrenees: the Aran Valley cross-section (Spain-France). *Journal of Structural Geology*, 18(11), 1315-1325.

García-Sansegundo, J. (2004). Estructura varisca de los Pirineos. In: Vera, J.A. (Ed.), *Geología de España*. SGE-IGME, Madrid, 254–258.

García-Senz, J. (2002). *Cuencas extensivas del Cretácico Inferior en los Pirineos centrales, formación y subsecuente inversión*. [Tesis Doctoral, Universidad de Barcelona], 310.

García-Senz, J. (2004). Estructura extensiva de edad cretácica en los Pirineos centrales. In: Vera, J.A. (Ed.), In: *Geología de España*. SGE-IGME, Madrid, 330–331.

García Senz, J., Ramirez Merino, J.I., Navarro Juli, J.J., Rodriguez Santisteban, R., Castaño, R.M., Leyva, F., García Sansegundo, J., Ramirez del Pozo, J. (2009). Memoria explicativa de la hoja 213 (Pont de Suert). *IGME*, Spain.

García-Senz, J., López-Mir, B., Robador, A., Dinarès-Turell, J., Pedrera, A. (2024). Translation, collision and vertical-axis rotation in the Organyà and Montsec minibasins (South-Central Pyrenees, Spain). *Basin Research*, 36(1), e12846.

Garven, G., Bull, S. W., Large, R. R. (2001). Hydrothermal fluid flow models of stratiform ore genesis in the McArthur Basin, Northern Territory, Australia. *Geofluids*, 1(4), 289-311.

Geoffroy, L., Callot, J. P., Aubourg, C., Moreira, M. (2002). Magnetic and plagioclase linear fabric discrepancy in dykes: a new way to define the flow vector using magnetic foliation. *Terra Nova*, *14*(3), 183-190.

Geshi, N., Ruch, J., Acocella, V. (2014). Evaluating volumes for magma chambers and magma withdrawn for caldera collapse. *Earth and Planetary Science Letters*, 396, 107-115.

Geyer, A., Martí, J. (2014). A short review of our current understanding of the development of ring faults during collapse caldera formation. *Frontiers in Earth Science*, 2, 22.

Gil, A., Lago, M., Galé, C., Pocoví, A., Arranz, E. (2002). Magnetic fabric in folded sills and lava flows. A case study in the Permian basalts of the Anayet Massif (Pyrenean Axial Zone, Spain). *Tectonophysics*, 350(1), 1-15.

Gil, A., Lago-San José, M., Galé, C., Pueyo-Anchuela, Ó., Ubide, T., Tierz, P., Oliva-Urcia, B. (2012). The Permian mafic dyke swarm of the Panticosa pluton (Pyrenean Axial Zone, Spain): simultaneous emplacement with the late-Variscan extension. *Journal of Structural Geology*, *42*, 171-183.

Gill, R. (2010). *Igneous rocks and processes: a practical guide*. Wiley-Blackwell, John Wiley and Sons, Ltd., Publication. 428.

Gill , J. B. (1981). *Orogenic andesites and plate tectonics*. Berlin : Springer – Verlag.

Gil-Peña, I. (2004). El domo del Orri (Pirineo Central): un pliegue-manto reactivado por la tectónica alpina. *Geotemas* (Madrid), (6), 267-271.

Gil-Peña, I., Oliva, B., Pueyo, E.L., Barnolas, A. (2006). Datos preliminares de la remagnetización Estephaniense del Ordovícico Superior del Pirineo Centromeridional; implicaciones estructurales. *MagIber IV-Vigo*, 47–50.

Giordano, G., Porreca, M., Musacchio, P., Mattei, M. (2008). The Holocene Secche di Lazzaro phreatomagmatic succession (Stromboli, Italy): evidence of pyroclastic density current origin deduced by facies analysis and AMS flow directions. *Bulletin of Volcanology*, 70, 1221-1236.

Girdler, R. W., Peter, G. (1960). An example of the importance of natural remanent magnetization in the interpretation of magnetic anomalies. *Geophysical Prospecting*, 8(3), 474-483.

Girdler, R.W. (1961). The measurement and computation of anisotropy of magnetic susceptibility of rocks. *Geophysical Journal International. Royal Astronomical Society*, 5, 34–44.

Gisbert, J. (1981). *Estudio Geológico – Petrológico del Estefaniense – Pérmico de la Sierra del Cadí (Pirineo de Lérida). Diagénesis y Sedimentología* [Tesis Doctoral, Universidad de Zaragoza], 472.

Gisbert, J. (1983). El Pérmico de los Pirinos españoles. En: *Carbonífero y Pérmico de España*, 403-420.

Gisbert, J., Simón-Muzás, A., Casas-Sainz, A. M., Soto, R. (2024). Geology of the Late Carboniferous, Permian and Early Triassic basins of the Eastern Pyrenees. *Journal of Maps*.

Gleizes, G., Leblanc, D., Santana, V., Olivier, P., Bouchez, J.L. (1998). Sigmoidal structures featuring dextral shear during emplacement of the Hercynian granite complex of Cauterets–Panticosa (Pyrenees). *Journal of Structural Geology*, 20 (9–10), 1229–1245.

Gleizes, G., Crevon, G., Asrat, A., Barbey, P. (2006). Structure, age and mode of emplacement of the Hercynian Bordères-Louron pluton (Central Pyrenees, France). *International Journal of Earth Sciences*, *95*, 1039-1052.

Gong, Z., Langereis, C. G., Mullender, T. A. T. (2008). The rotation of Iberia during the Aptian and the opening of the Bay of Biscay. *Earth and Planetary Science Letters*, 273(1-2), 80-93.

Gracia-Puzo, F., Aubourg, C., Casas-Sainz, A. (2021). A fast way to estimate the clay fabric from shale fragments. Key example from a strained thrust footwall (Pyrenees). *Journal of Structural Geology*, 152, 104443.

Gracia-Puzo, F. (2024). *Magnetic fabrics and strain associated with thrusting in the Jaca foreland basin*, *Southern Pyrenees,* [Tesis Doctoral, Université de Pau et des Pays de l'Adour; Universidad de Zaragoza], (France/Espagne), 312.

Gong, Z., Langereis, C.G., Mullender, T.A.T. (2008). The rotation of Iberia during the Aptian and the opening of the Bay of Biscay. *Earth and Planetary Science Letters*, 273 (1–2), 80–93.

Graham, J. W. (1954). Magnetic susceptibility anisotropy, an unexploited petrofabric element. *Geological Society of America Bulletin*, 65, 1257–1258.

Graham, J.W. (1966). Significance of magnetic Anisotropy in Appalachian Sedimentary rocks in The Earth Beneath the Continents. Geophysical Monograph Series10, eds S. Steinhartand T. J. Smith, *American Geophysical Union* ,627–648.

Grant, F. S. (1985). Aeromagnetics, geology and ore environments, I. Magnetite in igneous, sedimentary and metamorphic rocks: an overview. *Geoexploration*, 23(3), 303-333.

Green, R. (1960). Remanent magnetization and the interpretation of magnetic anomalies. *Geophysical Prospecting*, 8(1), 98-110.

Gretter, N., Ronchi, A., López-Gómez, J., Arche, A., De la Horra, R., Barrenechea, J., Lago, M. (2015). The Late Palaeozoic- Early Mesozoic from the Catalan Pyrenees (Spain): 60 Myr of environmental evolution in the frame of the western peri-Tethyan palaeogeography. *Earth-Science Reviews*, 150, 679–708.

Gubbins, D. (2008). Geomagnetic reversals. *Nature* 452, 165–167. https://doi.org/10.1038/452165a

Gudmundsson, A. (2012). Magma chambers: Formation, local stresses, excess pressures, and compartments. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 237, 19-41.

Gudmundsson, M. T. et al. (2016), Gradual caldera collapse at Bárdarbunga volcano, Iceland, regulated by lateral magma outflow. *Science*, 353, aaf8988.DOI:10.1126/science.aaf8988

Guerrero-Suarez, S., Martín-Hernández, F. (2012). Magnetic anisotropy of hematite natural crystals: increasing low-field strength experiments. *International Journal of Earth Sciences*, 101, 625-636.

Gurioli, L., Zanella, E., Pareschi, M. T., Lanza, R. (2007). Influences of urban fabric on pyroclastic density currents at Pompeii (Italy): 1. Flow direction and deposition. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, *112*(B5).

Gutiérrez-Alonso, G., Fernandez-Suarez, J., Weil, A.B. (2004). Orocline trigged lithospheric delamination. *Geological Society of America*, 383, 121–130.

Gutiérrez-Alonso, G., Fernandez-Suarez, J., Weil, A.B., Murphy, J.B., Nance, R.D., Corfu, F., Johnston, S.T. (2008). Self-subduction of the Pangaean global plate. *Nature Geoscience*, 1, 549–553. https://doi.org/10.1038/ngeo250.

Gutiérrez-Alonso, G., Fernández-Suárez, J., Jeffries, T.E., Johnston, S.T., Pastor-Galán, D., Murphy, J.B., Franco, P., Gonzalo, J.C. (2011). Diachronous post-orogenic magmatism within a developing orocline in Iberia, European Variscides. *Tectonics* 30 (5).

Gutiérrez-Alonso, G., Murphy, J. B., Fernández-Suárez, J., Weil, A. B., Franco, M. P., Gonzalo, J. C. (2011). Lithospheric delamination in the core of Pangea: Sm-Nd insights from the Iberian mantle. *Geology*, 39(2), 155-158.

Halsor, S. P., Rose, W. I. (1988). Common characteristics of paired volcanoes in northern Central America. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 93(B5), 4467-4476.

Hargraves, R.B., Johnson, D., Chan, C.Y. (1991). Distribution anisotropy: the cause of AMS in igneous rocks? *Geophysical Research Letters*, 18, 2193–2196.

Harrison, C. G. A. (1980). Secular variation and excursions of the earth's magnetic field. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 85(B7), 3511-3522.

Hartevelt, J. J. A. (1970). Geology of the upper Segre and Valira valleys, central Pyrenees. Andorra/spain. Leidse *Geologische Mededelingen*, 45(1), 167–236.

Hayman, N. W., Karson, J. A. (2007). Faults and damage zones in fast?spread crust exposed on the north wall of the Hess Deep Rift: Conduits and seals in seafloor hydrothermal systems. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 8(10).

He, B., Xu, Y.G., Huang, X.L., Luo, Z.Y., Shi, Y.R., Yang, Q.J., Yu, S.Y. (2007). Age and duration of the Emeishan flood volcanism, SW China: geochemistry and SHRIMP zircon U–Pb dating of silicic ignimbrites, post-volcanic Xuanwei Formation and clay tuff at the Chaotian section. *Earth and Planetary Science Letters*, 255(3-4), 306-323.

He, Y., Zhao, G., Sun, M., Han, Y. (2010). Petrogenesis and tectonic setting of volcanic rocks in the Xiaoshan and Waifangshan areas along the southern margin of the North China Craton: constraints from bulk-rock geochemistry and Sr–Nd isotopic composition. *Lithos*, 114(1-2), 186-199.

Herrero-Bervera, E., Cañon-Tapia, E., Walker, G. P., Tanaka, H. (2002). Magnetic fabrics study and inferred flow directions of lavas of the Old Pali Road, O' ahu, Hawaii. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 118(1-2), 161-171.

Hetényi, G., Milazzo, M.P. (2014). Columnar joints. *Encyclopedia of planetary landforms* 1–7.

Hetényi, G., Taisne, B., Garel, F., Médard, É., Bosshard, S., Mattsson, H.B. (2012). Scales of columnar jointing in igneous rocks: field measurements and controlling factors. *Bulletin of Volcanology*, 74 (2), 457–482.

Hext, G. R. (1963). The estimation of second-order tensors, with related tests and designs. *Biometrika*, 50(3-4), 353-373.

Higuero, G., Simón-Muzás, A., Casas-Sainz, A. M. (2025, *in press*). Medida de la fábrica magnética a partir de fragmentos irregulares orientados en un soporte cúbico mediante el Kappabridge. *Geogaceta*, 75, 35-38.

Hillhouse, J. W., Wells, R. E. (1991): Magnetic fabric, flow directions, and source area of the lower Miocene Peach Springs Tuff in Arizona, California, and Nevada. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 96(B7), 12443-12460.

Hinze, W. J., Von Frese, R. R., Von Frese, R., Saad, A. H. (2013). *Gravity and magnetic exploration: Principles, practices, and applications*. Cambridge University Press. Pp

Hirt A.M., Biedermann A.R., (2019). Preferred orientation of ferromagnetic phases in rock-forming minerals: insights from magnetic anisotropy of single crystals, *Canadian Journal of Earth Sciences*, 56(9), 994–1001.

Hoblitt, R. P., Kellogg, K. S. (1979). Emplacement temperatures of unsorted and unstratified deposits of volcanic rock debris as determined by paleomagnetic techniques. *Geological Society of America Bulletin*, 90(7), 633-642.

Holohan, E. P., van Wyk de Vries, B., Troll, V. R. (2008). Analogue models of caldera collapse in strike-slip tectonic regimes. *Bulletin of Volcanology*, 70, 773-796.

Horsman, E., Tikoff, B., Morgan, S. (2005). Emplacement-related fabric and multiple sheets in the Maiden Creek sill, Henry mountains, Utah, USA. *Journal of Structural Geology*, 27 (8), 1426–1444.

Hounslow, M. W. (2016). Geomagnetic reversal rates following Palaeozoic superchrons have a fast restart mechanism. *Nature communications*, 7(1), 12507.

Hoyer, L., (2015). Rock Fabric Study of Karoo Dolerite Sills along the KwaZulu-Natal North Coast, South Africa: Implications for the Magma source(Doctoral Dissertation).

Hrouda, F. (1987). Mathematical model relationship between the paramagnetic anisotropy and strain in slates. *Tectonophysics* 142, 323–327. https://doi.org/10.1016/0040-1951(87)90131-4.

Hrouda, F., Kapička, A. (1986). The effect of quartz on the magnetic anisotropy of quartzite. *Studia Geophysica et Geodaetica*, 30, 39-45.

Hrouda, F. (1994). A technique for the measurement of thermal changes of magnetic susceptibility of weakly magnetic rocks by the CS-2 apparatus and KLY-2 Kappabridge. *Geophysical Journal International*, 118, 604–612.

Hrouda , Kahan, (1991). The magnetic fabric relationship between sedimentary and basement nappes in the High tatra Mountains, N. Slovakia. *Journal of Structural Geology*, 13, 431-442.

Hrouda, F., Jelínek, V., Zapletal, K., (1997). Refined technique for susceptibility resolution into ferromagnetic and paramagnetic components based on susceptibility temperature-variation measurement. *Geophysical Journal International*, 129 (3), 715–719.

Hrouda, F., Pokorný, J., Ježek, J., Chadima, M. (2013). Out-of-phase magnetic susceptibility of rocks and soils: a rapid tool for magnetic granulometry. Geophysical Journal International, 194(1), 170-181.

Hrouda, F., Buriánek, D., Krejcí, O., Chadima, M. (2015). Magnetic fabric and petrology of Miocene sub-volcanic sills and dykes emplaced into the SW Flysch Belt of the West Carpathians (S Moravia, Czech Republic) and their volcanological and tectonic implications. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 290, 23-38.

Hrouda, F., Pokorný, J., Chadima, M. (2015). Limits of out-of-phase susceptibility in magnetic granulometry of rocks and soils. Studia Geophysica et Geodaetica, 59(2), 294-308.

Hrouda, F., Buriánek, D., Krejčí, O. (2020a). Effect of post-magmatic processes on magnetic fabric of teschenite association rocks of the Outer Western Carpathians. *Journal of Structural Geology*, 133, 104003.

Hrouda, F., Ježek, J., Chadima, M. (2020b). Anisotropy of out-of-phase magnetic susceptibility as a potential tool for distinguishing geologically and physically controlled inverse magnetic fabrics in volcanic dykes. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 307, 106551.

Hrouda, F., Chadima, M., Ježek, J. (2022). Anisotropy of out-of-phase magnetic susceptibility and its potential for rock fabric studies: a review. Geosciences, 12(6), 234.

Hudson, M. R., Grauch, V. J. S., Minor, S. A. (2008). Rock magnetic characterization of faulted sediments with associated magnetic anomalies in the Albuquerque Basin, Rio Grande rift, New Mexico. *Geological Society of America Bulletin*, 120(5-6), 641-658.

Hutton, D.H., (1988). Igneous emplacement in a shear-zone termination: the biotite granite at Strontian, Scotland. *Geological Society of America Bulletin*, 100 (9), 1392–1399.

Ihmlé, P.F., Hirt, A.M., Lowrie, W., Dietrich, D., (1989). Inverse magnetic fabric in deformed limestones of the Morcles Nappe, Switzerland. *Geophysical Research Letters*, 16 (12), 1383–1386.

Incoronato, A., Addison, F.T., Tarling, D.H., Nardi, G., Pescatore, T., (1983).Magnetic fabric investigations of pyroclastic deposits from Phlegrean Fields, southern Italy. *Nature*, 306 (5942), 461–463.

Ising, G. (1942). On the magnetic properties of varved clay. *Arkiv för Matematik, Astronomi och Fysik*. 29a, 1–37.

Issachar, R., Levi, T., Lyakhovsky, V., Marco, S., Weinberger, R. (2016). Improving the method of low-temperature anisotropy of magnetic susceptibility (LT-AMS) measurements in air. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 17 (7), 2940–2950.

Izquierdo-Llavall, E., Román-Berdiel, T., Casas, A. M., Oliva-Urcia, B., Gil-Pena, I., Soto, R., & Jabaloy, A. (2012). Magnetic and structural study of the Eaux-Chaudes intrusion: understanding the Variscan deformation in the Western Axial Zone (Pyrenees). *International Journal of Earth Sciences*, *101*, 1817-1834.

Izquierdo-Llavall, E., Casas-Sainz, A. M., Oliva-Urcia, B. (2013a). Heterogeneous deformation recorded by magnetic fabrics in the Pyrenean Axial Zone. *Journal of Structural Geology*, 57, 97–113.

Izquierdo-Llavall, E., Aldega, L., Cantarelli, V., Corrado, S., Gil-Peña, I., Invernizzi, C., Casas, A.M. (2013b). On the origin of cleavage in the Central Pyrenees: structural and paleothermal study. *Tectonophysics*, 608, 303–318.

Izquierdo-Llavall, E., Casas-Sainz, A., Oliva-Urcia, B., Scholger, R. (2014a). Palaeomagnetism and magnetic fabrics of the Late Palaeozoic volcanism in the Castejón-Laspaúles basin (Central Pyrenees). Implications for palaeoflow directions and basin configuration. *Geological Magazine*, 151(5):777-797.

Izquierdo-Llavall, E. (2014b). *Variaciones longitudinales en la estructura de la Zona Axial Pirenaica: Aportaciones de la fábrica magnética, el paleomagnetismo, la paleotermometría y la modelización analógica*. [Tesis Doctoral, Universidad de Zaragoza], 287.

Izquierdo-Lavall, E., Casas-Sainz, A.M., Oliva-Urcia, B., Burtmester, R., Pueyo, E.L., Housen, B. (2015). Multi-episodic remagnetization related to diachronous thrusting in the Pyrenean Internal Sierras. *Geophysical Journal International*, 201, 891–914.

Izquierdo-Llavall, E., Casas Sainz, A. M., Oliva-Urcia, B., Villalaín, J. J., Pueyo, E., Scholger, R. (2018). Rotational kinematics of basement antiformal stacks: paleomagnetic study of the western Nogueras Zone (Central Pyrenees). *Tectonics*, 37(10), 3456–3478.

Jammes, S., Manatschal, G., Lavier, L., Masini, E. (2009). Tectonosedimentary evolution related to extreme crustal thinning ahead of a propagating ocean: Example of the western Pyrenees. *Tectonics*, 28(4).

Jelinek V. (1977): The statistical theory of measuring anisotropy of magnetic susceptibility of rocks and its application. *Geofyzika Brno*, 89.

Jelinek, V. (1978): Statistical processing of anisotropy of magnetic susceptibility measured on groups of specimens. *Studia Geophysica et Geodaetica*. 22, 50-62.

Jelinek, V. (1981). Characterization of the magnetic fabric of rocks. *Tectonophysics*, 79, 63–70.

Jerram, D. A., Svensen, H. H., Planke, S., Polozov, A. G., Torsvik, T. H. (2016). The onset of flood volcanism in the north-western part of the Siberian Traps: Explosive volcanism versus effusive lava flows. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 441(1), 38-50.

Johnson, S.A., Turner, P., Hartley, A., Rey, D. (1995). Palaeomagnetic implications for the timing of hematite precipitation and remagnetization in the Carboniferous Barren Red measures, UK southern North Sea. *Geological Society, London, Special Publications*, 98 (1), 97–117.

Johnston, S.T., Weil, A.B., Gutiérrez-Alonso, G. (2013). Oroclines: thick and thin. *Geological Society of America Bulletin*, 125 (5–6), 643–663.

Kereszturi, G., Schaefer, L. N., Miller, C., Mead, S. (2020). Hydrothermal alteration on composite volcanoes: mineralogy, hyperspectral imaging, and aeromagnetic study of Mt Ruapehu, New Zealand. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 21(9), e2020GC009270.

Khan, M. A. (1962): The anisotropy of magnetic susceptibility of some igneous and metamorphic rocks. *Journal of Geophysical Research*, 67 (7), 2873-2885.

Kligfield, R., Lowrie, W., Hirt, A., Siddans, A.W.B. (1983). Effect of progressive deformation on remanent magnetization of Permian redbeds from the Alpes Maritimes (France). *Tectonophysics,* 98 (1–2), 59–85.

Knight, M.D., Walker, G.P., Ellwood, B.B., Diehl, J.F. (1986). Stratigraphy, paleomagnetism, and magnetic fabric of the Toba Tuffs: constraints on the sources and eruptive styles . *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 91 (B10), 10355–10382.

Knight, M. D., Walker, G. P. L. (1988): Magma flow directions in dikes of the Koolau Comples, Oahu, determined from magnetic fabric studies. *Journal of Geophysical Research*, 93, 4301–4319.

Kodama, K. P., Sun, W. W. (1992). Magnetic anisotropy as a correction for compaction-caused paleomagnetic inclination shallowing. *Geophysical Journal International*, 111, 465–469.

Kohn, M. J. (2017). Titanite petrochronology. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 83(1), 419-441.

Kolářová, K., Černý, J., Melichar, R., Schnabl, P., Gaidzik, K. (2022). Reconstruction of ancient volcanic complexes using magnetic signature: A case study from Cambrian andesite lava flow, Bohemian Massif. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 428, 107591.

Kovalenko, D. V., Chernov, E. E. (2008). Paleomagnetism of Carboniferous-Permian and early jurassic geological complexes in Mongolia. Izvestiya, *Physics of the Solid Earth*, 44, 427-441.

Koymans, M.R., Langereis, C.G., Pastor-Galan, D., van Hinsbergen, D.J.J. (2016). Paleomagnetism.org: an online multi-platform open source environment for paleomagnetic data analysis. *Computers & Geosciences*, 93, 127–137.

Krása, D., Shcherbakov, V., Kunzmann, T., Petersen, N. (2005). Self-reversal of remanent magnetization in basalts due to partially oxidized titanomagnetites. *Geophysical Journal International*, 162, (1), 115–136, https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2005.02656.x

Kristjansson, L., Jonsson, G. (2007). Paleomagnetism and magnetic anomalies in Iceland. *Journal of Geodynamics*, 43(1), 30-54.

Krutikhovskaya, Z. A., Pashkevich, I. K. (1979). Long-wavelength magnetic anomalies as a source of information about deep crustal structure. *Journal of Geophysics*, 46(1), 301-317.

Labaume, P., Séguret, M., Seyve, C. (1985). Evolution of a turbiditic foreland basin and analogy with an accretionary prism: Example of the Eocene south-Pyrenean basin. Tectonics, 4(7), 661-685.

LaBerge, R. D., Porreca, M., Mattei, M., Giordano, G., Cas, R. A. (2009). Meandering flow of a pyroclastic density current documented by the anisotropy of magnetic susceptibility (AMS) in the quartz latite ignimbrite of the Pleistocene Monte Cimino volcanic centre (central Italy). *Tectonophysics*, 466(1-2), 64-78.

Lagabrielle, Y., Labaume, P., de Saint Blanquat, M. (2010). Mantle exhumation, crustal denudation, and gravity tectonics during Cretaceous rifting in the Pyrenean realm (SW Europe): Insights from the geological setting of the lherzolite bodies. *Tectonics*, 29(4).

Lago, M., Arranz, E., Pocovi, A., Galé, C., Gil-Imaz, A. (2004). Permian magmatism and basin dynamics in the southern Pyrenees: a record of the transition from late Variscan transtension to early Alpine extension. *Geological Society, London, Special Publications*, 223 (1), 439–464.

Lago, M., Gil, A., Arranz, E., Galé, C., Pocoví, A. (2005). Magmatism in the intracratonic Central Iberian basins during the Permian: Palaeoenvironmental consequences. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 229(1-2), 83-103.

Lamur, A., Kendrick, J. E., Eggertsson, G. H., Wall, R. J., Ashworth, J. D., Lavallée, Y. (2017). The permeability of fractured rocks in pressurised volcanic and geothermal systems. *Scientific reports*, 7(1), 6173.

Lamur, A., Lavallée, Y., Iddon, F., Hornby, A. J., Kendrick, J. E., von Aulock, F. W., Wadsworth, F. B., (2018). Disclosing the temperature of columnar jointing in lavas. *Nature Communications*, 9, 1432. https://doi.org/10.1038/s41467-018- 03842-4.

Langereis, C. G., Krijgsman, W., Muttoni, G., Menning, M. (2010). Magnetostratigraphy concepts, definitions, and applications. *Newsletters on Stratigraphy,* 43(3), 207-233.

Larrasoaña, J.C., Parés, J.M., del Valle, J., Millán, H. (2003). Triassic paleomagnetism from the Western Pyrenees revisited: implications for the Iberian–Eurasian Mesozoic plate boundary. *Tectonophysics,* 362 (1–4), 161–182.

Larrasoaña, J. C., Pueyo, E. L., Parés, J. M. (2004). An integrated AMS, structural, palaeo- and rock-magnetic study of the Eocene marine marls from the Jaca-Pamplona basin (Pyrenees,

N Spain); new insights into the timing of magnetic fabric acquisition in weakly deformed mudrocks. Magnetic Fabric: Methods and Applications (Edited by: Martín-Hernández, F., Lüneburg, C. M., Aubourg, C. & Jackson, M.). *Geological Society of London Special Publication*, 238, 127–144.

Larrasoaña, J. C., Gómez-Paccard, M., Giralt, S., Roberts, A. P. (2011). Rapid locking of tectonic magnetic fabrics in weakly deformed mudrocks. *Tectonophysics*, 507(1–4), 16–25.

Laumonier, B., Canérot, J., Colin, J. P., Platel, J. P., Bilotte, M. (2008). *Les Pyrénées pré-hercyniennes et hercyniennes. Pyrénées D'hier et D'aujourd'hui*, Éd. Atlantica, 23-35.

Launeau, P., Robin, P.Y. (1996). Fabric analysis using the intercept method. *Tectonophysics,* 267, 91–119.

Leblanc, D., Gleizes, G., Lespinasse, P., Olivier, P., Bouchez, J. L. (1994). The Maladeta granite polydiapir, Spanish Pyrenees: a detailed magnetostructural study. *Journal of Structural Geology*, *16*(2), 223-235.

Le Corvec, N., Spörli, K.B., Rowland, J., Lindsay, J. (2013). Spatial distribution and alignments of volcanic centers: clues to the formation of monogenetic volcanic fields. *Earth-Science Reviews*, 124, 96–114.

Le Pennec, J.L., Chen, Y., Diot, H., Froger, J.L., Gourgaud, A. (1998). Interpretation of anisotropy of magnetic susceptibility fabric of ignimbrites in terms of kinematic and sedimentological mechanisms: an Anatolian case-study. *Earth and Planetary Science Letters*, 157, (1–2), 105–127.

Leblanc, D., Gleizes, G., Roux, L., Bouchez, J.L. (1996). Variscan dextral transpression in the French Pyrenees: new data from the Pic des Trois-Seigneurs granodiorite and its country rocks. *Tectonophysics,* 261 (4), 331–345.

Le Maitre, R. W., Streckeisen, A., Zanettin, B., Le Bas, M. J., Bonin, B., Bateman, P. (Eds.). (2002). Igneous rocks: a classification and glossary of terms: recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks. *Cambridge University Press*, 236.

Lenhardt, N., Böhnel, H., Hinderer, M., Hornung, J. (2013). Paleocurrent direction measurements in a volcanic setting by means of anisotropy of magnetic susceptibility: a case study from the Lower Miocene Tepoztlán Formation (Transmexican Volcanic Belt, Central Mexico). *Sedimentary Geology*, 290, 1-14.

Leonhardt, R. (2006). Analyzing rock magnetic measurements: the RockMagAnalyzer 1.0 software. *Computers & Geosciences,* 32 (9), 1420–1431.

Lerner, G. A., Piispa, E. J., Bowles, J. A., Ort, M. H. (2022). Paleomagnetism and rock magnetism as tools for volcanology. *Bulletin of Volcanology*, 84(3), 24.

Lesher, C. M., Gibson, H. L., Campbell, I. H. (1986). Composition-volume changes during hydrothermal alteration of andesite at Buttercup Hill, Noranda District, Quebec. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 50(12), 2693-2705.

Lloret, J. (2018). *Stratigraphic-sedimentary reconstruction in the Permian-Triassic succession of the Central-Eastern Southern Pyrenees: a multi-disciplinary approach*. [Tesis Doctoral, Università degli Studi di Pavia Dipartimento di Scienze della Terra e dell 'Ambiente], 255.

Loock, S., Diot, H., de Vries, B. V. W., Launeau, P., Merle, O., Vadeboin, F., Petronis, M. S. (2008). Lava flow internal structure found from AMS and textural data: An example in methodology from the Chaîne des Puys, France. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 177(4), 1092-1104.

Lopes, F. C., Caselli, A. T., Machado, A., Barata, M. T. (2015). The development of the Deception Island volcano caldera under control of the Bransfield Basin sinistral strike-slip tectonic regime (NW Antarctica). *Geological Society, London, Special Publications*, 401(1), 173-184.

López-Gómez, J., Alonso-Azcárate, J., Arche, A., Arribas, J., Barrenechea, J. F., Borruel-Abadía, V., Bourquin, S.,Cadenas, P., Cuevas, J., De la Horra, R., Díez, J. B., Escudero-Mozo, M. J., Fernández-Viejo, G., Galán-Abellán, B., Galé, C., Gaspar-Escribano, J., Aguilar, J. G., Gómez-Gras, D., Goy, A.,…Viseras, C. (2019). Permian-Triassic rifting stage. En C. Quesada y J. Oliveira (Eds.), The geology of Iberia: A geodynamic approach. *Regional Geology Reviews* , 29–112. Springer. https://doi.org/10.1007/978-3-030-11295-0_3

López-Loera, H., Urrutia-Fucugauchi, J., Alva-Valdivia, L. M. (2010). Magnetic characteristics of fracture zones and constraints on the subsurface structure of the Colima Volcanic Complex, western Mexico. *Geosphere*, 6(1), 35-46.

López-Mir, B., Muñoz, J. A., García-Senz, J. (2015). Extensional salt tectonics in the partially inverted Cotiella post-rift basin (south-central Pyrenees): structure and evolution. International Journal of Earth Sciences, 104, 419-434.

Losantos, M., Palau, J., Sanz, J. (1986). Considerations about Hercynian thrusting in the Marimanya massif (central Pyrenees). *Tectonophysics*, 129(1-4), 71-79.

Lowrie, W. (1990). Identification of ferromagnetic minerals in a rock by coercivity and unblocking temperature properties. *Geophysical Research Letters*, 17(2), 159-162.

Lund, S. P., Banerjee, S. K. (1985). Late Quaternary paleomagnetic field secular variation from two Minnesota lakes. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 90(B1), 803-825.

Lüneburg, C. M., Lambert, S. A., Lebit, H. D., Hirt, A. M., Casey, M., Lowrie, W. (1999). Magnetic anisotropy, rock fabrics and finite strain in deformed sediments of SW Sardinia (Italy). *Tectonophysics*, 307(1–2), 51–74.

MacDonadl, W. D., Palmer, H. C. (1990). Flow directions in ash-flow tuffs: a comparison of geological and magnetic susceptibility measurements, Tshirege member (upper Bandelier Tuff), Valles caldera, New Mexico, USA. *Bulletin of volcanology*, *53*, 45-59.

MacDonald, W.D., Palmer, H.C., Deino, A.L., Shen, P.-Y. (2012). Insights into deposition and deformation of intra-caldera ignimbrites, Central Nevada. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 245–246, 40–54.

Maestrelli, D., Corti, G., Bonini, M., Montanari, D., Sani, F. (2021). Caldera collapse and tectonics along the Main Ethiopian Rift: reviewing possible relationships. *Comptes Rendus. Geoscience*, 353(S2), 1-19.

Maffione, M., Morris, A., Plümper, O., Van Hinsbergen, D. J. (2014). Magnetic properties of variably serpentinized peridotites and their implication for the evolution of oceanic core complexes. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 15(4), 923-944.

Majarena, U. (2023). *El Magmatismo Cisuraliense en la Cordillera Ibérica: emplazamiento, edad (U-Pb en circón), composición y origen*. [Tesis Doctoral, Universidad de Zaragoza], 211.

Marcén, M., Casas-Sainz, A. M., Román-Berdiel, T., Oliva-Urcia, B., Soto, R., Aldega, L. (2018). Kinematics and strain distribution in an orogen-scale shear zone: Insights from structural analyses and magnetic fabrics in the Gavarnie thrust, Pyrenees. *Journal of Structural Geology*, 117, 105-123.

Martí, J., Gisbert, P., (1983). Secuencias ignimbríticas y lahares calientes en el estefanoautuniense del Pirineo Catalán. *Congreso Internacional de Estratigrafía y Geología del Carbonífero* 10. Resúmenes.

Martí, J., (1986). *El Volcanisme Explosiu Tardihercinià del Pirineu Català*. [Tesis Doctoral, Universidad de Barcelona], 304.

Martí, J., Mitjavila, J. (1987). Calderas volcánicas pasivas: un ejemplo en el Estefaniense del Pirineo Catalán. *Geogaceta*, 2, 19–22.

Martí, J. i Mitjavila, J. (1988). El volcanismo tardihercínico del Pirineo Catalán, II: caracterización de la actividad explosiva. *Acta Geológica Hispánica*, 23, 21–31.

Martí, J. (1991). Caldera-like structures related to Permo-Carboniferous volcanism of the Catalan Pyrenees (NE Spain). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 45, 173-186.

Martin, S. A., Kavanagh, J. L., Biggin, A. J. (2022). Deciphering syn-and post-emplacement processes in shallow mafic dykes using magnetic anisotropy. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 422, 107456.

Martín-Chivelet, J., Floquet, M., García-Senz, J., Callapez, P. M., López-Mir, B., Muñoz, J. A., Barroso-Barcenilla, F., Segura, M., Ferreira Soares, A., Morgado Dinis, P., Fonseca Marques, J., Arbués, P. (2019). Late Cretaceous Post-Rift to Convergence in Iberia. In: Quesada, C., Oliveira, J. (eds) The Geology of Iberia: A Geodynamic Approach. *Regional Geology Reviews*. Springer, Cham. https://doi.org/10.1007/978-3-030-11295-0_7

Martínez Catalán, J.R. (2011). Are the oroclines of the Variscan belt related to late Variscan strike-slip tectonics? *Terra Nova*, 23 (4), 241–247.

Martinez-Peña, M.B., Casas-Sainz, A.M., (2003). Cretaceous-tertiary tectonic astern n of the Cotiella basin (southern Pyrenees, Spain). *International Journal of Earth Sciences*. 92, 99–113.

Martín-Hernández, F., Ferré, E. C. (2007). Separation of paramagnetic and ferrimagnetic anisotropies: A review. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 112(B3), pp.

Martín-Hernández, F., Hirt, A. M. (2003). The anisotropy of magnetic susceptibility in biotite, muscovite and chlorite single crystals. *Tectonophysics*, 367(1-2), 13-28.

Mattauer, M. (1968). Les traits structuraux essentiels de la chaîne Pyrénéenne. *Revue de Géographie Physique et de Géologie Dynamique*, 2, 3-12.

Mattauer, M., Henry, J. (1974). Pyrenees. *Geological Society, London, Special Publications*, 4(1), 3-21.

Matte, P. (2001) The Variscan collage and orogeny (480-290 Ma) and the tectonic definition of the Armorica microplate: a review. *Terra Nova*, 13, 122-128.

Mattsson, H.B., Caricchi, L., Almqvist, B.S., Caddick, M.J., Bosshard, S.A., Hetényi, G., Hirt, A.M. (2011). Melt migration in basalt columns driven by crystallization-induced pressure gradients. *Nature Communications,* 2 (1), 299.

McCaig, A.M., McClelland, E. (1992). Palaeomagnetic techniques applied to thrust belts. *Thrust Tectonics*, 209–216.

McCann, T., Pascal, C., Timmerman, M.J., Krzywiec, P., López-Gómez, J., Wetzel, L., Krawczyk, C.M., Rieke, H., Lamarche, J. (2006). Post-Variscan (end Carboniferous-Early Permian) basin evolution in western and central Europe. *Geological Society, London, Memoirs,* 32 (1), 355–388.

McClelland, E., Erwin, P. S. (2003). Was a dacite dome implicated in the 9,500 BP collapse of Mt Ruapehu? A palaeomagnetic investigation. *Bulletin of Volcanology*, 65, 294-305.

McClelland, E. A., Druitt, T. H. (1989). Palaeomagnetic estimates of emplacement temperatures of pyroclastic deposits on Santorini, Greece. *Bulletin of Volcanology*, 51, 16-27.

McEnroe, S. A., Church, N., Fabian, K., Stange, M. F., van Helvoort, A. T. (2022). An enigma in rock magnetism: can microstructures in magnetite cause a threefold increase in the efficiency of NRM acquisition in the Stardalur Basalts?. *Geophysical Journal International*, 231(2), 835-855.

Meert, J. G., Van der Voo, R., Payne, T. W. (1994). Paleomagnetism of the Catoctin volcanic province: A new Vendian-Cambrian apparent polar wander path for North America. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 99(B3), 4625-4641.

Menand, T. (2011). Physical controls and depth of emplacement of igneous bodies: a review. *Tectonophysics,* 500 (1–4), 11–19.

Mey, P. H. W., Nagtegaal, P. J. C., Roberti, K. J., Hartevelt, J. J. A. (1968). Lithostratigraphic subdivision of post-Hercynian deposits in the south-central Pyrenees, Spain. *Leidse Geologische Mededelingen*, 41(1), 221-228.

Millán, H. (1996). *Estructura y cinemática del frente de cabalgamiento surpirenaico en las Sierras Exteriores Aragonesas* [Tesis Doctoral Universidad de Zaragoza], 398.

Millán-Garrido, H., Oliva-Urcia, B., Pocoví-Juan, A. (2006). La transversal de Gavarnie-Guara. Estructura y edad de los mantos de Gavarnie, Guara-Gèdre y Guarga (Pirineo centro-occidental). *Geogaceta*, 40, 35-38.

Milsom, J. (2003). *Field Geophysics. The geological field guide series*. 3rd ed. Wiley, 232

Mirouse, R. (1966). *Recherches géologiques dans la partie occidentale de la zona primaire axiale des Pyrénées*. [Tesis Universidad de Toulouse], 451.

Mochales, T., Pueyo, E. L., Casas, A. M., Barnolas, A., Oliva-Urcia, B. (2010). Anisotropic magnetic susceptibility record of the kinematics of the Boltaña Anticline (Southern Pyrenees). *Geological Journal*, 45(5-6), 562-581.

Moncinhatto, T. R., Haag, M. B., Hartmann, G. A., Savian, J. F., Poletti, W., Sommer, C. A., Caselli, A. T., Trindade, R. I. (2020). Mineralogical control on the magnetic anisotropy of lavas and ignimbrites: a case study in the Caviahue-Copahue field (Argentina). *Geophysical Journal International*, 220(2), 821-838.

Moore, I., Kokelaar, P. (1998). Tectonically controlled piecemeal caldera collapse: a case study of Glencoe volcano, Scotland. *Geological Society of America Bulletin*, 110(11), 1448-1466.

Morad, S., Adin Aldahan, A. L. A. (1986). Alteration of detrital Fe-Ti oxides in sedimentary rocks. *Geological Society of America Bulletin*, 97(5), 567-578).

Moreira, M. A., Geoffroy, L., Pozzi, J. P. (2015). Magma flow pattern in dykes of the Azores revealed by anisotropy of magnetic susceptibility. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, *120*(2), 662-690.

Mujal, E., Gretter, N., Ronchi, A., López-Gómez, J., Falconnet, J., Diez, J.B., De la Horra, R., Bolet, A., Oms, O., Arche, A., Barrenechea, J., Steyer, J.S., Fortuny, J. (2016). Constraining the Permian/Triassic transition in continental environments: stratigraphic and paleontological record from the Catalan Pyrenees (NE Iberian Peninsula). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 445, 18–37.

Mujal, E., Fortuny, J., Pérez-Cano, J., Dinarès-Turell, J., Ibáñez-Insa, J., Oms, O., Anadón, P. (2017). Integrated multi-stratigraphic study of the Coll de Terrers late Permian–Early Triassic continental succession from the Catalan Pyrenees (NE Iberian Peninsula): a geologic reference record for equatorial Pangaea. *Global and Planetary Change*, 159, 46–60.

Muñoz, J.A., Martinez, A., Verges, J. (1986). Thrust sequences in the Eastern Spanish Pyrenees. *Journal of Structural Geology*, 8, 399–405.

Muñoz, J.A. (1992). Evolution of a continental collision belt: ECORS-Pyrenees crustal balanced cross-section. In: McClay, K.R. (Ed.), *Thrust Tectonics*. Chapman and Hall, London, 235–246.

Muñoz, J. A. (2019). Alpine orogeny: Deformation and structure in the northern Iberian margin (Pyrenees sl). (Coordinadores: Vergés, J. y Kullberg, J. C., Ed: Quesada, C. y Oliveira, J. M. *The Geology of Iberia: A Geodynamic Approach:* Volume 3: The Alpine Cycle, 433–451. *Regional Geology Reviews*. Springer Nature.

Murcia, H. F., Borrero, C. A., Pardo, N., Alvarado, G. E., Arnosio, M., Scolamacchia, T. (2013). Depósitos volcaniclásticos: Términos y conceptos para una clasificación en español. *Revista Geológica de América Central*, (48), 15-39.

Murphy, J.B., Nance, R.D., Cawood, P.A. (2009). Contrasting modes of supercontinent formation and the conundrum of Pangea. *Gondwana Research*, 15 (3–4), 408–420.

Nagata, T. (1943). The natural remanent magnetism of volcanic rocks and its relation to geomagnetic phenomenon. *Earthquake Research Institute Bulletin*, 21, 1-196.

Nagtegaal, P. J. (1969). Sedimentology, paleoclimatology, and diagenesis of post-Hercynian continental deposits in the south-central Pyrenees, Spain. *Leidse Geologische Mededelingen*, 42(1), 143-238.

Nakamura, K. (1977). Volcanoes as possible indicators of tectonic stress orientation—principle and proposal. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 2(1), 1-16.

Nasuti, A., Roberts, D., Gernigon, L. (2015). Multiphase mafic dykes in the Caledonides of northern Finnmark revealed by a new high-resolution aeromagnetic dataset. *Norwegian Journal of Geology*, 95.

Navelot, V., Géraud, Y., Favier, A., Diraison, M., Corsini, M., Lardeaux, J. M., Verati, C., Mercier de Lépinay, J., Legendre, L., Beauchamps, G. (2018). Petrophysical properties of volcanic rocks and impacts of hydrothermal alteration in the Guadeloupe Archipelago (West Indies). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 360, 1-21.

Nédélec, A., Bouchez, J.L., (2015). *Granites: Petrology, Structure, Geological Setting, and Metallogeny.* Oxford University Press, Oxford.

Néel, L. (1949). Théorie du traînage magnétique des ferromagnétiques en grains fins avec application aux terres cuites. *Annales de Géophysique* 5, 99-136.

Németh, K., Cronin, S. J., Stewart, R. B., Charley, D. (2009). Intra-and extra-caldera volcaniclastic facies and geomorphic characteristics of a frequently active mafic island–arc volcano, Ambrym Island, Vanuatu. Sedimentary Geology, 220(3-4), 256-270.

Nemkin, S.R., Lageson, D., van der Pluijm, B., Van der Voo, R. (2016). Remagnetization and folding in the frontal Montana Rocky Mountains. *Lithosphere*, 8 (6), 716–728.

Neubauer, F., Handler, R. (2000). Variscan orogeny in the Eastern Alps and Bohemian Massif: how do these units correlate? *Mitteilungen der Österreichischen Geologischen Gesellschaft,* 92, 35–59.

Nie, S., Rowley, D. B., Van der Voo, R., Li, M. (1993). Paleomagnetism of late Paleozoic rocks in the Tianshan, northwestern China. *Tectonics*, 12(2), 568-579.

Nikolaisen, E. S., Harrison, R., Fabian, K., Church, N., McEnroe, S. A., Sørensen, B. E., Tegner, C. (2022). Hysteresis parameters and magnetic anisotropy of silicate-hosted magnetite exsolutions. *Geophysical Journal International*, 229(3), 1695-1717.

Nye, J. F. (1957). The Physical Properties of Crystals: Their Representation by Tensors and Matrices, *Clarendon Press,* 333.

O'Reilly, W. (1984). *Magnetic minerals in rocks. Rock and Mineral Magnetism*, 7-29.

Oliva-Urcia, O. (2004). *Geometría y cinemática rotacional en las sierras interiores y zona axial (Sector de Bielsa) a partir del análisis estructural y paleomagnético*. [Doctoral Thesis. Universidad de Zaragoza]. 290.

Oliva-Urcia, B., Pueyo E. L.; Casas, A. M. (2006). Fábricas en el Triásico de la lámina de Bielsa (Pirineo Axial): ¿Indicadoras de distinto grado de deformación? In: *MAGIBER I: Paleomagnetismo en la Península Ibérica*. Universidad de Burgos, ISBN: 84–96394–35–2, 103–114.ç

Oliva-Urcia, B., Pueyo, E.L. (2007). Rotational basement kinematics deduced from remagnetized cover rocks (Internal Sierras, southwestern Pyrenees). *Tectonics*, 26 (4).

Oliva-Urcia, B., Pueyo, E.L., Larrasoaña, J.C. (2008). Magnetic reorientation induced by pressure solution: a potential mechanism for orogenic-scale remagnetizations. *Earth and Planetary Science Letters*, 265 (3–4), 525–534.

Oliva-Urcia, B., Larrasoaña, J. C., Pueyo, E. L., Gil, A., Mata, P., Parés, J. M., Schleicher, A. M., Pueyo, O. (2009). Disentangling magnetic subfabrics and their link to deformation processes in cleaved sedimentary rocks from the Internal Sierras (west central Pyrenees, Spain). *Journal of Structural Geology*, 31(2), 163–176.

Oliva-Urcia, B., Casas, A.M., Soto, R., Villalaín, J.J., Kodama, K., (2011a). A transtensional basin model for the Organyà basin (central southern Pyrenees) based on magnetic fabric and brittle structures. *Geophysical Journal International*. 184 (1), 111–130.

Oliva-Urcia, B., Kontny, A., Vahle, C., Schleicher, A. M. (2011b). Modification of the magnetic mineralogy in basalts due to fluid–rock interactions in a high-temperature geothermal system (Krafla, Iceland). *Geophysical Journal International*, 186(1), 155-174.

Oliva-Urcia, B., Casas, A.M., Ramón, M.J., Leiss, B., Mariani, E., Román-Berdiel, T. (2012a). On the reliability of AMS in ilmenite-type granites: an insight from the Marimanha pluton, Central Pyrenees. *Geophysical Journal International*, 189 (1), 187–203.

Oliva-Urcia, B., Pueyo, E.L., Larrasoaña, J.C., Casas, A.M., Román-Berdiel, T., Van der Voo, R., Scholger, R. (2012b). New and revisited paleomagnetic data from Permian–Triassic red beds: two kinematic domains in the west-central Pyrenees. *Tectonophysics*, 522, 158–175.

Oliva-Urcia, B., Casas, A. M., Pueyo, E. L., Pocoví Juan, A. (2012c). Structural and paleomagnetic evidence for non-rotational kinematics of the South Pyrenean Frontal Thrust at the western termination of the External Sierras (southwestern central Pyrenees). *Geologica Acta*, 125-144.

Oliva-Urcia, B., Casas, A. M., Moussaid, B., Villalaín, J. J., El Ouardi, H., Soto, R., Torres-López, S., Román-Berdiel, T. (2016). Tectonic fabrics vs. Mineralogical artifacts in AMS analysis: A case study of the Western Morocco extensional Triassic basins. *Journal of Geodynamics*, 94, 13–33.

Oliva-Urcia, B., Pueyo, E. L. (2019). Paleomagnetism in structural geology and tectonics. En: S. Mukherjee (ed.), *Teaching Methodologies in Structural Geology and Tectonics*, 55-121. Springer Geology.

Olšanská, I., Tomek, F., Chadima, M., Foucher, M. S., Petronis, M. S. (2024). Magnetic multi-fabrics as tools for understanding ignimbrite emplacement processes: An example from late-Variscan Tharandter Wald Caldera, Bohemian Massif. *Journal of Structural Geology*, 178, 105012.

Ort, M.H., Newkirk, T.T., Vilas, J.F., Vazquez, J.A., (2015). Towards the definition of AMS facies in the deposits of pyroclastic density currents. *Geological Society, London, Special Publications,* 396 (1), 205–226.

Orton, G. J. (1996). Volcanic eenvironments. In: Reading HG (ed) *Sedimentary environments: processes, facies and stratigraphy*, 3rd edn. Blackwell Science, Oxford, 458-567.

Osete, M. L., Rey, D., Villalaín, J. J., Juárez, M. T. (1997). The Late Carboniferous to Late Triassic segment of the apparent polar wander path of Iberia. *Geologie en Mijnbouw* 76, 105-119.

Overhauser, A. W. (1953). Polarization of nuclei in metals. *Physical Review*, 92(2), 411.

Padel, M., Clausen, S., Álvaro, J. J., Casas Tuset, J. M. (2018). Review of the Ediacaran-Lower Ordovician (pre-Sardic) stratigraphic framework of the Eastern Pyrenees, southwestern Europe. *Geologica Acta*, 16, (4), 339-355.

Padovano, M., Elter, F.M., Pandeli, E., Franceschelli, M. (2011). The East Variscan Shear Zone: new insights into its role in the Late Carboniferous collision in southern Europe. *International Geology Review*, 54 (8), 957–970. https://doi.org/10.1080/00206814.2011.626120.

Padovano, M., Dorr, W., Elter, F.M., Gerdes, A. (2014). The East Variscan Shear Zone: Geochronological constraints from the Capo Ferro area (NE Sardinia, Italy). *Lithos*, 196–197, 27–41. https://doi.org/10.1016/j.lithos.2014.01.015.

Paquereau-Lebti, P., Fornari, M., Roperch, P., Thouret, J.C., Macedo, O. (2008). Paleomagnetism, magnetic fabric, and 40 Ar/39 Ar dating of Pliocene and Quaternary ignimbrites in the Arequipa area, southern Peru. *Bulletin of Volcanology*,70 (8), 977–997.

Parés, J. M. (2015). Sixty years of anisotropy of magnetic susceptibility in deformed sedimentary rocks. *Frontiers in Earth Science*, 3, 4.

Parés, J. M., van der Pluijm, B., Dinares-Turell, J. (1999). Evolution of magnetic fabrics during incipient deformation of mudrocks (Pyrenees, northern Spain). *Tectonophysics*, 307, 1–14. https:// doi. org/ 10. 1016/ S0040- 1951(99) 00115-8.

Parés, J. M., van der Pluijm, B. A. (2002). Phyllosilicate fabric characterization by low?temperature anisotropy of magnetic susceptibility (LT-AMS). *Geophysical Research Letters,* 29(24), 68-1.

Pastor-Galán, D., Groenewegen, T., Brouwer, D., Krijgsman,W., Dekkers,M.J. (2015). One or two oroclines in the Variscan orogen of Iberia? Implications for Pangea amalgamation. *Geology*, 43 (6), 527–530.

Pastor-Galán, D., Groenhof, O., Pueyo, E.L., Izquierdo-Llaval, E., Dinarès-Turell, J., Dekkers, M.J. (2021). Paleomagnetism from multiorogenic terranes is “not a simple game”: Pyrenees’ Paleozoic warning. Geophysical Journal International, 227 (2), 849–874.

Paterson, G. A., Roberts, A. P., Mac Niocaill, C., Muxworthy, A. R., Gurioli, L., Viramonté, J. G., Navarro, C., Weider, S. (2010). Paleomagnetic determination of emplacement temperatures of pyroclastic deposits: an under-utilized tool. *Bulletin of Volcanology*, 72, 309-330.

Paterson, G. A., Zhao, X., Jackson, M., Heslop, D. (2018). Measuring, processing, and analyzing hysteresis data. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 19(7), 1925-1945.

Pavón-Carrasco, F. J., Osete, M. L., Torta, J. M., De Santis, A. (2014). A geomagnetic field model for the Holocene based on archaeomagnetic and lava flow data. *Earth and Planetary Science Letters*, 388, 98-109.

Pedley, R. C., Busby, J. P., Dabek, Z. K. (1993). GRAVMAG user manual–interactive 2.5 D gravity and magnetic modelling. British Geological Survey, Technical Report.

Pereira, M.F., Silva, J.B., Drost, K., Chichorro, M., Apraiz, A. (2010). Relative timing of transcurrent displacements in northern Gondwana: U–Pb laser ablation ICP-MS zircon and monazite geochronology of gneisses and sheared granites from the western Iberian Massif (Portugal). *Gondwana Research*. 17 (2–3), 461–481.

Pereira, M. F., Castro, A., Chichorro, M., Fernández, C., Diaz-Alvarado, J., Martí, J., Rodríguez, C. (2014). Chronological link between deep-seated processes in magma chambers and eruptions: Permo-Carboniferous magmatism in the core of Pangaea (Southern Pyrenees). *Gondwana Research*, 25(1), 290-308.

Pereira, M.F., Castro, A., Fernández, C. (2015). The inception of a Paleotethyanmagmatic arc in Iberia. *Geoscience Frontiers*. 6 (2), 297–306.

Pereira, M.F., Gama, C. (2017). Detrital provenance of the Upper Triassic siliciclastic rocks from Southwest Iberia: a review. *Journal of Iberian Geology*. 43 (3), 379–393.

Pérez Torrado, F. J., Soler, V., Carracedo, J. C., Mangas, J. (1994). Temperatura de emplazamiento de las ignimbritas Roque Nublo (Gran Canaria, Islas Canarias) mediante técnicas paleomagneticas. *Estudios Geológicos*, 50, 9-17.

Pérez-Rodríguez, N., Morales, J., Goguitchaichvili, A., García-Tenorio, F. (2019). A comprehensive paleomagnetic study from the last Plinian eruptions of Popocatepetl volcano: absolute chronology of lavas and estimation of emplacement temperatures of PDCs. *Earth, Planets and Space,* 71, 1-21.

Perroud, H., Calza, F., Khattach, D. (1991). Paleomagnetism of the Silurian volcanism at Almaden, southern Spain. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 96(B2), 1949-1962.

Petraske, A.K., Hodge, D.S., Shaw, R., (1978). Mechanics of emplacement of basic intrusions. *Tectonophysics,* 46 (1–2), 41–63.

Phillips, F.C. (1977). La Aplicación de la Proyección Estereográfica en Geología Estructural. *H. Blume Ediciones*, Madrid, 132.

Pioli, L., Lanza, R., Ort, M., Rosi, M. (2008). Magnetic fabric, welding texture and strain fabric in the Nuraxi Tuff, Sardinia, Italy. *Bulletin of Volcanology*. 70 (9), 1123–1137.

Piper, J. D. A., Elliot, M. T., Kneller, B. C. (1996). Anisotropy of magnetic susceptibility in a Palaeozoic flysch basin: The Windermere Supergroup, northern England. *Sedimentary Geology,* 106(3–4), 235–258.

Pitra, P., de Waal, S. A. (2001). High-temperature, low- pressure metamorphism and development of prograde symplectites, Marble Hall Fragment, Bushveld Complex (South Africa). *Journal of Metamorphic Geology* 19, 311–325.

Pocoví, A., Pueyo Anchuela, Ó., Pueyo, E. L., Casas Sainz, A. M., Román Berdiel, M. T., Gil Imaz, A., Ramajo Cordero, J., Mochales, T., García Lasanta, C., Izquierdo, E., Parés, J. M., Sánchez, E., Soto Marín, R., Oliván, C., Rodríguez Pintó, A., Oliva-Urcia, B., Villalaín, J. J. (2014). Magnetic fabrics in the Central-Western Pyrenees: an overview. In: ASM in deformed rocks a tribute to Graham J. Borradaile. Edited by: Almqvist, B.; Henry, B.; Jackson, M.; Werner, T.; Lagroix, F. *Tectonophysics*, 629, 303–318.

Pola, A., Crosta, G., Fusi, N., Barberini, V., Norini, G. (2012). Influence of alteration on physical properties of volcanic rocks. *Tectonophysics*, *566*, 67-86.

Porquet, M., Pueyo, E. L., Román-Berdiel, M. T., Olivier, P., Longares, L. A., Cuevas, J., Ramajo, J., Antolín, B., Aranguren, A., Auréjac, J. B., Bouchez, J. L., Casas, A. M., Denèle, Y., Gleizes, G., Hilario, A., Izquierdo-Llavall, E., Leblanc, D., Oliva-Urcia, B., Santana, V., … Vegas, N. (2017). Anisotropy of magnetic susceptibility of the Pyrenean granites. *Journal of Maps*, 13(2), 438–448.

Porreca, M., Cifelli, F., Soriano, C., Giordano, G., Mattei, M. (2015). Magma flow within dykes in submarine hyaloclastite environments: an AMS study of the Miocene Cabo de Gata volcanic units. *Geological Society, London, Special Publications*, 396(1), 133-157

Porreca, M., Mattei, M., Giordano, G. D. D. R., De Rita, D., Funiciello, R. (2003). Magnetic fabric and implications for pyroclastic flow and lahar emplacement, Albano maar, Italy. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 108(B5).

Porreca, M., Mattei, M., MacNiocaill, C., Giordano, G., McClelland, E., Funiciello, R. (2008). Paleomagnetic evidence for low-temperature emplacement of the phreatomagmatic Peperino Albano ignimbrite (Colli Albani volcano, Central Italy). *Bulletin of Volcanology*, 70, 877-893.

Pueyo-Morer, E. L., Millán-Garrido, H., Pocoví-Juan, A., Parés, J. M. (1997). Determination of the folding mechanism by AMS data. Study of the relation between shortening and magnetic anisotropy in the Pico del Aguila anticline (southern Pyrenees). *Physics and Chemistry of the Earth*, *22*(1-2), 195-201.

Pueyo, E. L., Millán, H., Pocoví, A. (2002). Rotation velocity of a thrust: a paleomagnetic study in the External Sierras (Southern Pyrenees). *Sedimentary Geology*, 146(1-2), 191-208.

Pueyo, E.L., Román-Berdiel,M.T., Bouchez, J.L., Casas, A.M., Larrasoaña, J.C. (2004). Statistical significance of magnetic fabric data in studies of paramagnetic granites. *Geological Society, London, Special Publications*, 238 (1), 395–420.

Pueyo, E.L., Beamud, E., Muñoz, J.A., Rodríguez-Pintó, A., San Miguel, G. (2016b). Remagnetización alpina en la Serra del Cadí (Pirineo Oriental). *Geotemas,* 16 (1), 869–872.

Pueyo, E.L., Oliva-Urcia, B., Sussman, A.J., Cifelli, F., (2016a). In: Pueyo, E.L., Cifelli, F., Sussman, A., Oliva-Urcia, B. (Eds.), Palaeomagnetism in Fold and Thrust Belts: Use with caution. *Geological Society of London Special Publication on Palaeomagnetism in Fold and Thrust Belts: New Perspectives*, vol. 425 (1), 259–276.

Pueyo, E.L.; Román-Berdiel, T.; Calvín, P.; Bouchez, J.L., Beamud, E.; Ayala, C.; Loi, F.; Soto, R.; Clariana, P.; Margalef, A.; et al. (2022). Petrophysical Characterization of Non-Magnetic

Granites; Density and Magnetic Susceptibility Relationships. *Geosciences,* 12, 240. https://doi.org/10.3390/ geosciences12060240

Pueyo, E.L.; Román-Berdiel, T.; Calvín, P.; Bouchez, J.L.; Beamud, E.; Ayala, C.; Loi, F.; Soto, R.; Clariana, P.; Margalef, A.; et al. (2022). Petrophysical Characterization of Non-Magnetic Granites; Density and Magnetic Susceptibility Relationships. *Geosciences,* 12, 240. https://doi.org/10.3390/ geosciences12060240

Pueyo-Anchuela, Ó. Gil-Imaz, A., Pocoví-Juan, A. (2010b). Significance of AMS in multilayer systems in fold-and-thrust belts. A case study from the Eocene turbidites in the southern Pyrenees (Spain). *Geological Journal*, 45(5-6), 544–561.

Pueyo-Anchuela, O., Casas-Sainz, A. M., Soriano, M. A., Pocoví-Juan, A. (2010a). A geophysical survey routine for the detection of doline areas in the surroundings of Zaragoza (NE Spain). *Engineering Geology*, 114(3-4), 382-396.

Pueyo-Anchuela, Ó. (2012). *Estudio de fábricas magnéticas y su relación con la deformación en el sector centro-occidental del Pirineo central (Aragón y Navarra* [Tesis Doctoral, Universidad de Zaragoza], 365.

Quesnel, Y., Langlais, B., Sotin, C., Galdéano, A. (2008). Modelling and inversion of local magnetic anomalies. *Journal of Geophysics and Engineering*, 5(4), 387-400.

Ramón, M.J., Pueyo, E.L., Oliva-Urcia, B., Larrasoaña, J.C. (2017). Virtual directions in paleomagnetism: a global and rapid approach to evaluate the NRM components. *Frontiers in Earth Science,* 5, 8.

Renne, P. R., Scott, G. R., Glen, J. M., Feinberg, J. M. (2002). Oriented inclusions of magnetite in clinopyroxene: Source of stable remanent magnetization in gabbros of the Messum Complex, Namibia. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 3(12), 1-11. https://doi.org/10.1029/2002GC000319

Reynolds, R. L., Rosenbaum, J. G., Hudson, M. R., Fishman, N. S. (1990). Rock magnetism, the distribution of magnetic minerals in the Earth's crust, and aeromagnetic anomalies. *US Geological Survey Bulletin*, 1924, 24-45.

Riedel, H. (1993): Fracture Mechanisms, in: *Materials Science and Technology*, R.-W. Cahn, P. Haasen and E.J. Kramer, Eds., Vol. 6: Plastic Deformation and Fracture of Materials, H. Mughrabi, Vol.-Ed., Chap. 12, VCH-Verlag, Weinheim, 565–633.

Ríos Aragüés, L. M., Galera Fernández, J. M., Barrettino Fraile, D., Barnolas, A. (1987) Sallent [map] (1:50.000) *MAGNA Hoja 145, Segunda serie*. IGME Report and Map, 61.

Rissmann, C., Nicol, A., Cole, J., Kennedy, B., Fairley, J., Christenson, B., Leybourne, M., Milcich, S., Ring, U., Gravley, D. (2011). Fluid flow associated with silicic lava domes and faults, Ohaaki hydrothermal field, New Zealand. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 204(1-4), 12-26.

Rivalta, E., Taisne, B., Bunger, A.P., Katz, R.F. (2015). A review of mechanical models of dike propagation: schools of thought, results and future directions. *Tectonophysics*, 638, 1–42.

Roberts, A., Turner, G. M. (2013). Geomagnetic excursions and secular variations. En: S. A. Elias (ed), *The Encyclopedia of Quaternary Science*, 2nd Ed., 1, 705-720. Elsevier.

Rochette, P., Jenatton, L., Dupuy, C., Boudier, F., Reuber, I. (1991). Diabase dikes emplacement in the Oman ophiolite: a magnetic fabric study with reference to geochemistry. In: Peters, T., Nicolas, A., Coleman, R.G. (Eds.), *Ophiolite Genesis and Evolution of the Oceanic Lithosphere, Petrology and Structural Geology*. Springer Netherlands, Dordrecht. https://doi.org/10.1007/978-94-011-3358-6.

Rochette, P., Jackson, M., Aubourg, C. (1992). Rock magnetism and the interpretation of anisotropy of magnetic susceptibility. *Reviews of Geophysics*, 30, 209. https://doi.org/10.1029/92RG00733.

Rochette, P., Aubourg, C., Perrin, M. (1999). Is this magnetic fabric normal? A review and case studies in volcanic formations. *Tectonophysics*, 307, 219– 234.

Rodríguez-Méndez, L., Cuevas, J., Tubía, J. M. (2013). Geological map of the central Pyrenees between the Tena and Aragon valleys (Huesca). *Journal of Maps*, 9 (4), 596–603.

Rodríguez-Méndez, L., Cuevas, J., Tubía, J. M. (2016). Post-Variscan basin evolution in the central Pyrenees: insights from the Stephanian–Permian Anayet Basin. *Comptes Rendus Geoscience,* 348(3-4), 333-341.

Rodríguez-Méndez, L., Cuevas J., Tubía, J.M. (2019). The Western-Central. En J. Vergés, J. C., Kullberg, J. C. (Coord), Geology of Iberia: A Geodynamic Approach, Chapter 3, The Alpine Cycle. Permian-Triassic Rifting Stage Area, 3, 40-41. *Regional Geology Reviews*. Springer Nature. https://doi.org/10.1007/978-3-030-11295-0. p.

Rodríguez-Trejo, A., Alva-Valdivia, L. M., Vidal-Solano, J. R. (2019). Paleomagnetism and rock magnetic properties of Late Pleistocene volcanism from El Pinacate Volcanic Field, northwest Mexico. Journal of South American Earth Sciences, 96, 102368.

Roest, W. R., Srivastava, S. P. (1991). Kinematics of the plate boundaries between Eurasia, Iberia, and Africa in the North Atlantic from the Late Cretaceous to the present. *Geology,* 19(6), 613-616.

Román-Berdiel, T., Pueyo-Morer, E.L., Casas-Sainz, A.M. (1995). Granite emplacement during contemporary shortening and normal faulting: structural and magnetic study of the Veiga Massif (NW Spain). *Journal of Structural Geology*, 17 (12), 1689–1706.

Román-Berdiel, T., Casas, A.M., Oliva-Urcia, B., Pueyo, E.L., Rillo, C. (2004). The main Variscan deformation event in the Pyrenees: new data from the structural study of the Bielsa granite. *Journal of Structural Geology*, 26 (4), 659–677.

Rosenbaum, J. G. (1993). Magnetic grain-size variations through an ash flow sheet: Influence on magnetic properties and implications for cooling history. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth,* 98(B7), 11715-11727.

Rosenbaum, G., Lister, G. S., Duboz, C. (2002). Relative motions of Africa, Iberia and Europe during Alpine orogeny. *Tectonophysics*, 359(1-2), 117-129.

San Miguel, G., Hernández, R., Pueyo, E.L. (2010). Pyrenean Paleomagnetic Database; Concept, state-of-the-art, and web interface design. *Resúmenes MAGIBER VI Paleomagnetismo. España. Portugal.* 50–53.

Sant'Ovaia, H., Olivier, P., Ferreira, N., Noronha, F., Leblanc, D. (2010). Magmatic structures and kinematics emplacement of the Variscan granites from Central Portugal (Serra da Estrela and Castro Daire areas). *Journal of Structural Geology*, 32 (10), 1450–1465.

Sato, S., Yang, Z., Tong, Y., Fujihara, M., Zaman, H., Yokoyama, M., ... Otofuji, Y. I. (2011). Inclination variation in the Late Jurassic to Eocene red beds from southeast Asia: lithological to locality scale approach. *Geophysical Journal International*, 186(2), 471-491.

Saunders, A., Reichow, M. (2009). The Siberian Traps and the End-Permian mass extinction: a critical review. *Chinese Science Bulletin*, 54(1), 20-37.

Saura i Parramon, E. (2004). *Anàlisi estructural de la zona de les Nogueres (Pirineus Centrals).* [Tesi Doctoral, Universitat Autònoma de Barcelona], 355.

Saura, E., Teixell, A. (2006). Inversion of small basins: Effects on structural variations at the leading edge of the Axial Zone antiformal stack (Southern Pyrenees, Spain). *Journal of Structural Geology*, 28(11), 1909– 1920. https://doi.org/10.1016/j.jsg.2006.06.005

Sbarbori, E., Tauxe, L., Goguitchaichvili, A., Urrutia-Fucugauchi, J., Bohrson, W. A. (2009). Paleomagnetic behavior of volcanic rocks from Isla Socorro, Mexico. *Earth, Planets and Space,* 61, 191-204.

Schettino, A., Turco, E. (2009). Breakup of Pangaea and plate kinematics of the central Atlantic and Atlas regions. *Geophysical Journal International*, 178(2), 1078-1097.

Schmincke, H.U. (1967). Flow directions in Columbia River Basalt flows and paleocurrents of interbedded sedimentary rocks, south-Central Washington. *Geologische Rundschau*. 56 (1), 992–1020.

Schmidt, V., Günther, D., Hirt, A. M. (2006). Magnetic anisotropy of calcite at room-temperature. Tectonophysics, 418(1-2), 63-73. https://doi.org/10.1016/j.tecto.2005.12.019

Schneider, C.A., Rasband, W.S., Eliceiri, K.W. (2012). NIH Image to ImageJ: 25 years of image analysis. *Nature Methods*, 9, 671–675.

Schwarz, E. J. (1962). Geology and Paleomagnetism of the Valley of the Río Aragón Subordan North and East of Orza: Spanish Pyrenees, Province of Huesca.

Séguret, M. (1972). *Étude tectonique des nappes et séries décollées de la partie centrale du versant sud des Pyrénées*. [Université des Sciences et Techniques du Languedoc], 2, 155.

Shuey, R. T., Pasquale, A. S. (1973). End corrections in magnetic profile interpretation. *Geophysics,* 38, 507-512.

Sibuet, J. C. (1989). Paleoconstraints during rifting of the northeast Atlantic passive margins. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 94(B6), 7265-7277.

Sibuet, J. C., Srivastava, S. P., Spakman, W. (2004). Pyrenean orogeny and plate kinematics. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 109(B8).

Sigurdsson, H., Houghton, B., McNutt, S., Rymer, H., Stix, J. (Eds.). (2015). *The encyclopedia of volcanoes.* Elsevier. 1400.

Simancas, J. F. (2019). Variscan Cycle. En: *The Geology of Iberia: A Geodynamic Approach* . (Quesada, C., Oliveira, J.T., (Ed. principales). Volume 2: The Variscan cycle,1-14. Springer Nature.

Simkin, T., Howard, K. A. (1970). Caldera Collapse in the Galapagos Islands, 1968: The largest known collapse since 1912 followed a flank eruption and explosive volcanism within the caldera. *Science*, 169(3944), 429-437.

Simón-Muzás, A., Casas-Sainz, A. M., Soto, R., Gisbert, J., Román-Berdiel, T., Oliva-Urcia, B., Pueyo, E. L., Beamud, E. (2022). Axial longitudinal flow in volcanic materials of the Late Carboniferous-Permian Cadí Basin (Southern Pyrenees) determined from anisotropy of magnetic susceptibility. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 421, 107443. https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2021.107443.

Simón-Muzás, A., Casas-Sainz, A., Soto, R., Beamud, E., Gisbert, J. (2023a). Dyke or pipe? Contributions of magnetic fabrics to the reconstruction of the geometry of an eroded subvolcanic body (Cadí basin, Pyrenees). Journal of Structural Geology, 104891, https://doi.org/10.1016/j.jsg.2023.104891

Simón-Muzás, A., Casas-Sainz, A. M., Soto, R., Pueyo, E. L., Beamud, B., Oliva-Urcia, B. (2023b). Paleomagnetic study of Late-Carboniferous-Permian rocks from the Cadí Basin (Eastern Pyrenees): Tectonic implications, *Tectonophysics*, 869, 230148, ISSN 0040-1951, https://doi.org/10.1016/j.tecto.2023.230148.

Simón-Muzás, A**.**, Soto, R., Pueyo, E. L., Beamud, E., Oliva-Urcia, B., Casas-Sainz, A. M. (2024a). *Imprint of paleocurrents, extensional and compressional deformation in the magnetic fabrics of the Permo-Triassic red beds of the Cadí Basin (Eastern Pyrenees)*. Journal of Iberian Geology, 1-20. https://doi.org/10.1007/s41513-024-00251-z

Simón-Muzás, A., Casas-Sainz, A. M., Soto, R., Clariana, P., Margalef, A. (2024b). Foliación y fábricas magnéticas asociadas a interferencia de pliegues en la Zona Axial Pirenaica (La Seu d'Urgell, Lleida). Geogaceta, 75, 35-38. https://doi.org/10.55407/geogaceta100813

Skurtveit, E., Miri, R., Hellevang, H. (2018). *Fluid-Rock Interactions in Clay-Rich Seals: Impact on Transport and Mechanical Properties*. Geological Carbon Storage: Subsurface Seals and Caprock Integrity, 167–185.

Smith, J.V. (2002). Structural analysis of flow-related textures in lavas. *Earth-Science Reviews*. 57 (3–4), 279–297.

Soler, D., Teixell, A., García-Sansegundo, J. (1998). Amortissement latéral du chevauchement de Gavarnie et sa relation avec les unités sud-pyrénéennes. Comptes Rendus de l'Académie des Sciences-Series IIA-*Earth and Planetary Science*, 327(10), 699-704.

Somoza, R., Singer, S., Coira, B. (1996). Paleomagnetism of upper Miocene ignimbrites at the Puna: An analysis of vertical-axis rotations in the Central Andes. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 101(B5), 11387-11400.

Soriano, C. Martí, J., Casas J.M. (1996). Palinspastic reconstruction of Permo-Carboniferous basin involved in Alpine deformation: the Erill Castell-Estac basin, Southern Pyrenees, Spain . *Geologie en Mijnbouw*, 75, 43-55. Kluwer Academic Publisher . Netherlaands

Soriano, C., Beamud, E., Garcés, M. (2008). Magma flow in dikes from rift zones of the basaltic shield of Tenerife, Canary Islands: implications for the emplacement of buoyant magma. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 173 (1–2), 55–68.

Soto, R., Mattei, M., Casas, A. M. (2003). Relationship between AMS and folding in an area of superimposed folding (Cotiella-Bóixols nappe, Southern Pyrenees). *Geodinamica Acta*, 16(2-6), 171-185.

Soto, R., Casas-Sainz, A. M., Villalaín, J. J., Oliva-Urcia, B. (2007). Mesozoic extension in the Basque-Cantabrian basin (N Spain. Contributions from AMS and brittle mesostructures. *Tectonophysics*, 445, 373–394.

Soto, R., Casas-Sainz, A. M., Villalaín, J. J., Gil-Imaz, A., Fernández- González, G., Del Río, P., Calvo, M., Mochales, T. (2008a). Characterizing the Mesozoic extension direction in the northern Iberian plate margin by anisotropy of magnetic susceptibility (AMS). *Journal of the Geological Society*, 165, 1007–1018.

Soto, R., Villalaín, J.J., Casas-Sainz, A.M. (2008b). Remagnetizations as a tool to analyze the tectonic history of inverted sedimentary basins: a case study from the Basque- Cantabrian basin (North Spain). *Tectonics*, 27 (1).

Soto, R., Larrasoaña, J. C., Arlegui, L. E., Beamud, E., Oliva-Urcia, B., Simón, J. L. (2009). Reliability of magnetic fabric of weakly deformed mudrocks as a palaeostress indicator in compressive settings. *Journal of Structural Geology*, 31(5), 512–522.

Soto, R., Casas-Sainz, A.M., Villalaín, J.J. (2011). Widespread cretaceous inversion event in northern Spain: evidence from subsurface and palaeomagnetic data. *Journal of the Geological Society, London,* 168 (4), 899–912.

Soto, R., Casas-Sainz, A. M., Oliva-Urcia, B., García-Lasanta, C., Izquierdo-Llavall, E., Moussaid, B., Kullberg, J. C., Román- Berdiel, T., et al. (2019). Triassic stretching directions in Iberia and North Africa inferred from magnetic fabrics. *Terra Nova*, 2019(31), 465–478.

Soto, R., Clariana, P., Ayala, C., Rey-Moral, C., Casas-Sainz, A.M., Román-Berdiel, T., Margalef, A., Rubio, F., Oliva-Urcia, B., Pueyo, E.L., Martín-León, J., Beamud, E. (2022a). Assessing the internal uppermost crustal structure of the central pyrenees by gravity-constrained cross sections. *Tectonics*, 41 (8) e2021TC007009.

Soto, R., Oliva-Urcia, B., Román Berdiel, T., Casas-Sainz, A. M. (2022b). A short guide for the study of Anisotropy of Magnetic Susceptibility (AMS) in deformed rocks, Revista de la Sociedad Geológica de España, 35(1), https://doi.org/10.55407/rsge.94884

Soula, J.C., Lucas, C., Bessiere, G. (1979). Genesis and evolution of Permian and Triassic basins in the Pyrenees by regional simple shear acting on older Variscan structures: field evidence and experimental models. *Tectonophysics,* 58, 3-4.

Spark, R.S.J., Self, S. Walker, G.P.L. (1973): Products of ignimbrite eruptions. Geology, 1, 115-118.

Speksnijder, A. (1985). Anatomy of a strike-slip fault controlled sedimentary basin, Permian of southern Pyrenees, Spain. *Sedimentary Geology*, 44, 179–223.

Spinks, K. D., Acocella, V., Cole, J. W., Bassett, K. N. (2005). Structural control of volcanism and caldera development in the transtensional Taupo Volcanic Zone, New Zealand. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 144(1-4), 7-22.

Spruzeniece, L., Piazolo, S., Daczko, N. R., Kilburn, M. R., Putnis, A. (2017). Symplectite formation in the presence of a reactive fluid: insights from hydrothermal experiments. *Journal of Metamorphic Geology*, 35, 281–299.

Stacey, F. D. (1960). Magnetic anisotropy of igneous rocks. *Journal of Geophysical Research*, 65 (8), 2429-2442.

Stachowska, A., Łoziński, M., Śmigielski, M., Wysocka, A., Jankowski, L., Ziółkowski, P. (2020). Anisotropy of magnetic susceptibility as an indicator for palaeocurrent analysis in folded turbidites (Outer Western Carpathians, Poland). *Sedimentology,* 67(7), 3783–3808.

Staudigel, H., Gee, J., Tauxe, L., Varga, R. J. (1992). Shallow intrusive directions of sheeted dikes in the Troodos ophiolite: anisotropy of magnetic susceptibility and structural data. *Geology*, *20*(9), 841-844.

Stojanovic, D., Aitchison, J. C., Ali, J. R., Ahmad, T., Dar, R. A. (2016). Paleomagnetic investigation of the Early Permian Panjal Traps of NW India; regional tectonic implications. *Journal of Asian Earth Sciences*, 115, 114-123.

Studýnka, J., Chadima, M., Suza, P. (2014). Fully automated measurement of anisotropy of magnetic susceptibility using 3D rotator. *Tectonophysics*, 629, 6-13.

Sussman, A.J., Pueyo, E.L., Chase, C.G., Mitra, G., Weil, A.B. (2012). The impact of vertical-axis rotations on shortening estimates. *Lithosphere*, 4 (5), 383–394.

Szaniawski, R., Ludwiniak, M., Mazzoli, S., Szczygiel, J., Jankowski, L. (2020). Paleomagnetic and magnetic fabric data from Lower Triassic redbeds of the Central Western Carpathians: new constraints on the paleogeographic and tectonic evolution of the Carpathian region. *Journal of the Geological Society*. 177(3), 509–522. https:// doi. org/ 10. 1144/ jgs20 18- 232

Tan, X., Kodama, K. P. (2002). Magnetic anisotropy and paleomagnetic inclination shallowing in red beds: Evidence from the Mississippian Mauch Chunk Formation, Pennsylvania. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 107(B11), EPM-9.

Tan, X., Kodama, K. P., Chen, H., Fang, D., Sun, D., Li, Y. (2003). Paleomagnetism and magnetic anisotropy of Cretaceous red beds from the Tarim basin, northwest China: Evidence for a rock magnetic cause of anomalously shallow paleomagnetic inclinations from central Asia. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 108(B2).

Tan, X., Kodama, K. P., Gilder, S., Courtillot, V. (2007). Rock magnetic evidence for inclination shallowing in the Passaic Formation red beds from the Newark basin and a systematic bias of the Late Triassic apparent polar wander path for North America. *Earth and Planetary Science Letters*, 254(3-4), 345-357.

Tanaka, H., Hoshizumi, H., Iwasaki, Y., Shibuya, H. (2004). Applications of paleomagnetism in the volcanic field: A case study of the Unzen Volcano, Japan. *Earth, Planets and Space*, 56, 635-647.

Tarling, D., Hrouda, F. (eds). (1993): *Magnetic anisotropy of rocks.* Chapman and Hall, London, 214.

Tauxe, L., Gee, J. S., Staudigel, H. (1998). Flow directions in dikes from anisotropy of magnetic susceptibility data: The bootstrap way. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, *103*(B8), 17775-17790.

Tauxe, L. (2008). *Essentials of rock and paleomagnetism*. University of California Press, 215.

Teixell, A. (1996). The Ansó transect of the southern Pyrenees: basement and cover thrust geometries. *Journal of the Geological Society*, 153(2), 301-310.

Teixell, A. (1998). Crustal structure and orogenic material budget in the west central Pyrenees. *Tectonics*, 17(3), 395-406.

Telford, W. M., Geldart, L. P., Sheriff, R. E. (1990). Applied Geophysics. *Cambridge University Press*, 770.

Tema, E., Kondopoulou, D. (2011). Secular variation of the Earth's magnetic field in the Balkan region during the last eight millennia based on archaeomagnetic data. *Geophysical Journal International,* 186(2), 603-614.

Tibaldi, A., Bonali, F. L., Corazzato, C. (2017). Structural control on volcanoes and magma paths from local-to orogen-scale: The central Andes case. *Tectonophysics,* 699, 16-41.

Toprak, V. (1998). Vent distribution and its relation to regional tectonics, Cappadocian Volcanics, Turkey. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 85 (1–4), 55–67.

Toramaru, A. (1988). Formation of propagation pattern in two-phase flow systems with application to volcanic eruptions. *Geophysical Journal International*. 95 (3), 613–623.

Torres-López, S., Casas, A.M., Villalaín, J.J., Moussaid, B., Ruiz Martínez, V.C., El-Ouardi, H. (2018). Evolution of the ridges of Midelt-Errachidia section in the high atlas revealed by paleomagnetic data. *Tectonics*, 37 (9), 3018–3040.

Torsvik, T. H., Van der Voo, R., Preeden, U., Mac Niocaill, C., Steinberger, B., Doubrovine, P. V., van Hinsbergen, D. J. J., Domeier, M., Gaina, C., Tohver, E., Meert, J. C., McCausland, P. J. A., Cocks, L. R. M. (2012). Phanerozoic polar wander, palaeogeography and dynamics source of the Document. *Earth-Science Reviews*, 114 (3–4), 325–368.

Trippanera, D., Porreca, M., Urbani, S., Kissel, C., Winkler, A., Sagnotti, L., Nazzareni, V., Acocella, V. (2020). Interpreting inverse magnetic fabric inMiocene dikes fromEastern Iceland. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 125 (11). https://doi.org/10.1029/2020JB020306.

Troll, V. R., Walter, T. R., Schmincke, H. U. (2002). Cyclic caldera collapse: Piston or piecemeal subsidence? Field and experimental evidence. *Geology*, 30(2), 135-138.

Ubangoh, R. U., Pacca, I. G., Nyobe, J. L., Hell, J., Ateba, B. (2005). Petromagnetic characteristics of Cameroon Line volcanic rocks. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 142(3-4), 225-241.

Urrutia-Fucugauchi, J., Radakrishnamurty, C., Negendank, J.F.W. (1984). Magnetic properties of a columnar basalt from Central Mexico. *Geophysical Research Letters*, 11 (9), 832–835.

Vahle, C., Kontny, A., Gunnlaugsson, H. P., Kristjansson, L. (2007). The Stardalur magnetic anomaly revisited—New insights into a complex cooling and alteration history. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 164(3-4), 119-141.

Valero Garcés, B. L. (1986). *El marco geológico del Stephaniense-Pérmico del Alto Aragón y el Alto Gállego (Pirineo de Huesca).* [Tesis de Licenciatura ,Universidad de Zaragoza], 248.

Valero-Garcés, B. (1991). *Los sistemas lacustres carbonatados del Stephaniense y Pérmico en el Pirineo Central y Occidental*. [Tesis doctoral, Universidad de Zaragoza], 413.

Van Den Driessche, J., Brun, J.P. (1989). Unmodèle cinématique de l'extension paléozoïque supérieur dans le Sud du Massif Central. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*. Série 2, Mécanique, Physique, Chimie, Sciences de l'univers, Sciences de la Terre, 309 (16), 1607–1613.

Van der Voo, R. (1969). Paleomagnetic evidence for the rotation of the Iberian Peninsula. *Tectonophysics,* 7 (1), 5–56.

Van der Voo, R., Boessenkool, A. (1973). Permian paleomagnetic result from the western Pyrenees delineating the plate boundary between the Iberian peninsula and stable Europe. *Journal of Geophysical Research*, 78(23), 5118-5127.

Van Dongen, P.G. (1967). The rotation of Spain: palaeomagnetic evidence from the eastern Pyrenees. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 3, 417–432.

Varga, R. J., Gee, J. S., Staudigel, H., Tauxe, L. (1998). Dike surface lineations as magma flow indicators within the sheeted dike complex of the Troodos ophiolite, Cyprus. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, *103*(B3), 5241-5256.

Vergés, J., Martínez, A. (1988). Corte compensado del Pirineo oriental: Geometría de las cuencas de antepaís y edades de emplazamiento de los mantos de corrimiento. *Acta Geológica Hispánica,* 95-105.

Vergés, J., Muñoz, J. A. (1990). Thrust sequence in the southern central Pyrenees. *Bulletin de la Société géologique de France*, 6(2), 265-271.

Vergés, J., Millán, H., Roca, E., Muñoz, J. A., Marzo, M., Cirés, J., Den Bezemer, T., Zoetemeijer, R., Cloetingh, S. (1995). Eastern Pyrenees and related foreland basins: pre-, syn-and post-collisional crustal-scale cross-sections. *Marine and Petroleum geology*, 12(8), 903-915.

Vergés, J., Fernàndez, M., Martínez, A. (2002). The Pyrenean orogen: pre-, syn-, and postcollisional evolution. In: Rosenbaum, G. and Lister, G. S. 2002. Reconstruction of the evolution of the Alpine-Himalayan Orogen. *Journal of the Virtual Explorer*, 8, 55–74.

Vergés, J., Kullberg, J. C., Casas-Sainz, A., de Vicente, G., Duarte, L. V., Fernàndez, M., Gómez, J. J., Gómez-Pugnaire, M. T., Jabaloy Sánchez, A., López-Gómez, J., Macchiavelli, C., Martín-Algarra, A., Martín-Chivelet, J., Anton Muñoz, J., Quesada, C., Terrinha, P., Torné, M., Vegas, R. (2019). *An introduction to the Alpine cycle in Iberia. The geology of Iberia: A geodynamic approach: Volume 3: The Alpine cycle*, 1-14. Quesada, C., Oliveira, J. T. (Eds.). Springer International Publishing.

Villalaín, J.J., Casas-Sainz, A.M., Soto, R. (2016). Reconstruction of inverted sedimentary basins from syn-tectonic remagnetizations. A methodological proposal. *Geological Society, London, Special Publications*, 425 (1), 233–246.

Virgili, C. (2008). The Permian-Triassic transition: Historical review of the most important ecological crises with special emphasis on the Iberian Peninsula and Western-Central Europe. *Journal of Iberian Geology*, 34 (1), 123-158.

Vissers, R. L. M. (1992). Variscan extension in the Pyrenees. *Tectonics*, 11(6), 1369-1384.

Vissers, R. L. M., Meijer, P. T. (2012). Mesozoic rotation of Iberia: Subduction in the Pyrenees?. *Earth-Science Reviews*, 110(1-4), 93-110.

Vitouš, P., Tomek, F., Petronis, M. S. (2022). Magnetic fabrics of rhyolite ignimbrites reveal complex emplacement dynamics of pyroclastic density currents, an example from the Altenberg–Teplice Caldera, Bohemian Massif. *Bulletin of Volcanology*, 84(8), 75.

Walter, T. R., Troll, V. R. (2001). Formation of caldera periphery faults: an experimental study. *Bulletin of Volcanology*, 63, 191-203.

Wang, X., Roberts, J., Schmidt, P. (2001). Flow directions of Carboniferous ignimbrites, southern New England Orogen, Australia, using anisotropy of magnetic susceptibility. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 110(1-2), 1-25.

Wardinski, I., Holme, R. (2006). A time-dependent model of the Earth's magnetic field and its secular variation for the period 1980–2000. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 111(B12).

Warnock, A. C., Kodama, K. P., Zeitler, P. K. (2000), Using thermochronometry and low-temperature demagnetization to accurately date Precambrian paleomagnetic poles, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 105(B8), 19435–19453, doi:10.1029/2000JB900114.

Waters, A.C. (1960). Determining direction of flow in basalts. *American Journal of Science*. 258, 350–366.

Weil, A.B., Van der Voo, R. (2002). Insights into the mechanism for orogen-related carbonate remagnetization fromgrowth of authigenic Fe-oxide: a scanning electron microscopy and rock magnetic study of Devonian carbonates from northern Spain. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* ,107.

Weil, A., Gutierrez-Alonso, G., Conan, J. (2010). New time constraints on lithospheric-scale oroclinal bending of the Ibero-Armorican Arc: a palaeomagnetic study of earliest Permian rocks from Iberia. *Journal of the Geological Society*, 167(1), 127-143.

Wentworth, C. K., and Williams, H. (1932). The classification and terminology of the pyroclastic rocks: Natural Research Council, *Rept. Comm. Sedimentation, Bulletin*, 89, p. 19-53

White, R. V. (2002). Earth's biggest whodunnit: unravelling the clues in the case of the end-Permian mass extinction. P*hilosophical Transactions of the Royal Society of London*. Series A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences, 360(1801), 2963-2985.

White, J. D. L., Houghton, B. F. (2006). Primary volcaniclastic rocks. *Geology*, 34(8), 677-680.

Wiegand, M., Trumbull, R.B., Kontny, A., Greiling, R.O. (2017). An AMS study of magma transport and emplacement mechanisms in mafic dykes from the Etendeka Province, Namibia. *Tectonophysics,* 716, 149–167.

Witten, A. (2017). *Handbook of geophysics and archaeology*. Routledge, London, 320.

WoldeGabriel, G., Heiken, G., White, T. D., Asfaw, B., Hart, W. K., Renne, P. R. (2000). Volcanism, tectonism, sedimentation, and the paleoanthropological record in the Ethiopian Rift System. *Special papers-geological society of America*, 83-99.

Wolff, J. A., Elwood, B. B., Sachs, S. D. (1989). Anisotropy of magnetic susceptibility in welded tuffs: application to a welded-tuff dyke in the Tertiary Trans-Pecos Texas volcanic province, USA. *Bulletin of Volcanology*, 51, 299-310.

Wonik, T., Trippler, K., Geipel, H., Greinwald, S., Pashkevitch, I. (2001). Magnetic anomaly map for northern, western, and eastern Europe. *Terra Nova*, 13(3), 203-213.

Zhang, Y., Jia, D., Muxworthy, A.R., Zhang, Y., Li, Y., Yin, H., Chen, Z., Brzozowski, M., Li, W., Wang, M., Li, Z. (2020). Fluid migration and widespread remagnetization in the Dabashan fold and thrust belt, China. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 125 (11) e2020JB019989.

Zhang, Q., Appel, E., Basavaiah, N., Hu, S., Zhu, X., Neumann, U. (2021). Is alteration of magnetite during rock weathering climate-dependent?. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 126(10), e2021JB022693.

Zijderveld, J. D. A. (1967). A.C. demagnetization of rocks: analysis of results. In: Collinson, D. W., Runcorn, S. K., Creer, K. M. (eds.) *Methods in Paleomagnetism*. 254-286. 103. Elsevier.

Zwart, H.J. (1979). The Geology of the Central Pyrenees. *Leidse Geologische Mededelingen*, 50, 1-74.

ANNEXES

ANEXOS

De acuerdo con el Reglamento de Tesis Doctorales de la Universidad de Zaragoza, se indica a continuación el factor de impacto y el área temática correspondiente de las revistas en las que se incluyen las publicaciones que se recogen en esta tesis (todas ellas indexadas en el JCR), así como la contribución de la estudiante de doctorado al ser trabajos realizados en coautoría.

Simón-Muzás, A., Casas-Sainz, A. M., Soto, R., Gisbert, J., Román-Berdiel, T., Oliva-Urcia, B., Pueyo, E. L., Beamud, E. (2022). *Axial longitudinal flow in volcanic materials of the Late Carboniferous-Permian Cadí basin (Southern Pyrenees) determined from anisotropy of magnetic susceptibility*, Journal of Volcanology and Geothermal Research (421),107443, https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2021.107443

Journal of Volcanology and Geothermal Research, Factor de Impacto (JCR) en 2022: 2.9.

Contribución de la estudiante de doctorado: Trabajo de campo, preparación de muestras y análisis de muestras, revisión bibliográfica, procesado de resultados, interpretación, elaboración de las figuras, discusión, redacción del trabajo, revisiones durante el proceso de envío.

Q2 en el área temática: Q2 (88/202), GEOSCIENCES, MULTIDISCIPLINARY

Simón-Muzás, A., Casas-Sainz, A., Soto, R., Beamud, E., Gisbert, J. (2023). *Dyke or pipe? Contributions of magnetic fabrics to the reconstruction of the geometry of an eroded subvolcanic body (Cadí basin, Pyrenees)*. Journal of Structural Geology, 104891, https://doi.org/10.1016/j.jsg.2023.104891

Journal of Structural Geology, Factor de Impacto (JCR) en 2023: 2.6

Contribución de la estudiante de doctorado: Trabajo de campo, preparación de muestras y análisis de muestras, procesado de resultados, elaboración de las figuras, discusión, redacción del trabajo, revisiones durante el proceso de envío.

Q2 en el área temática: Q2 (97/254), GEOSCIENCES, MULTIDISCIPLINARY

Simón-Muzás, A., Casas-Sainz, A. M., Soto, R., Pueyo, E. L., Beamud, E., Oliva-Urcia, B. (2023). *Paleomagnetic study of Late-Carboniferous-Permian rocks from the Cadí Basin (Eastern Pyrenees): Tectonic implications*. Tectonophysics, 869, 230148, https://doi.org/10.1016/j.tecto.2023.230148

Tectonophysics, Factor de Impacto (JCR) en 2023: 2.7

Contribución de la estudiante de doctorado: Trabajo de campo, preparación de muestras y análisis de muestras, procesado de resultados, elaboración de las figuras, discusión, redacción del trabajo, revisiones durante el proceso de envío.

Q2 en el área temática: Q2 (31/101), GEOCHEMISTRY & GEOPHYSICS

Gisbert, J., **Simón-Muzás, A.**, Casas-Sainz, A., Soto, R. (2024). *Geology of the Late Carboniferous, Permian and Early Triassic basins of the Eastern Pyrenees*, Journal of Maps, 20 (1), 2321382, Taylor & Francis https://doi.org/10.1080/17445647.2024.2321382

Journal of Maps, Factor de Impacto (JCR) en los últimos 5 años: 2.1

Contribución de la estudiante de doctorado: Redacción del artículo, digitalización y revisión de la cartografía previa, elaboración de figuras, discusión de resultados, revisiones durante el proceso de envío.

Q2 en el área temática: Q2 (57/172), GEOGRAPHY

Simón-Muzás, A., Soto, R., Pueyo, E. L., Beamud, E., Oliva-Urcia, B., Casas-Sainz, A. M. (2024). *Imprint of paleocurrents, extensional and compressional deformation in the magnetic fabrics of the Permo-Triassic red beds of the Cadí Basin (Eastern Pyrenees)*. Journal of Iberian Geology, 1-20. https://doi.org/10.1007/s41513-024-00251-z

Journal of Iberian Geology, Factor de Impacto (JCR) en los últimos 5 años: 1.3

Contribución de la estudiante de doctorado: Trabajo de campo, preparación de muestras y análisis de muestras, procesado de resultados, redacción, elaboración de las figuras, discusión, revisiones durante el proceso de envío.

Q2 en el área temática: Q2 (22/61), GEOLOGY

Otras publicaciones relacionadas con la tesis, no incluidas en el compendio, pero en las que también ha participado la estudiante de doctorado son las siguientes:

Simón-Muzás, A., Casas-Sainz, A. M., Soto, R., Clariana, P., Margalef, A. (2024). Foliación y fábricas magnéticas asociadas a interferencia de pliegues en la Zona Axial Pirenaica (La Seu d'Urgell, Lleida). *Geogaceta*, *75*, 35-38.
https://doi.org/10.55407/geogaceta100813

Geogaceta, Factor de Impacto (JCR) en Scopus: (Q3-295/321)

Contribución de la estudiante de doctorado: Trabajo de campo, preparación de muestras y análisis de muestras, procesado de resultados, redacción, elaboración de las figuras, discusión, revisiones durante el proceso de envío.

Higuero, G., **Simón-Muzás, A.**, Casas-Sainz, A. M., (2025, in press). Medida de la fábrica magnética a partir de fragmentos irregulares orientados en un soporte cúbico mediante el puente de susceptibilidad Kappabridge. *Geogaceta*, *77*, 19-22.

Geogaceta, Factor de Impacto (JCR) en Scopus: (Q3-295/321)

Contribución de la estudiante de doctorado: Trabajo de campo, análisis de muestras.