

Urbez Majarena Serrano

El Magmatismo Cisuraliense en la
Cordillera Ibérica: emplazamiento,
edad (U-Pb en circón),
composición y origen

Director/es

Lago San José, Marcelino
Gil Imaz, Andrés
Galé Bornao, Carlos

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

© Universidad de Zaragoza
Servicio de Publicaciones

ISSN 2254-7606



Universidad
Zaragoza

Tesis Doctoral

EL MAGMATISMO CISURALIENSE EN LA
CORDILLERA IBÉRICA: EMPLAZAMIENTO, EDAD
(U-PB EN CIRCÓN),
COMPOSICIÓN Y ORIGEN

Autor

Urbez Majarena Serrano

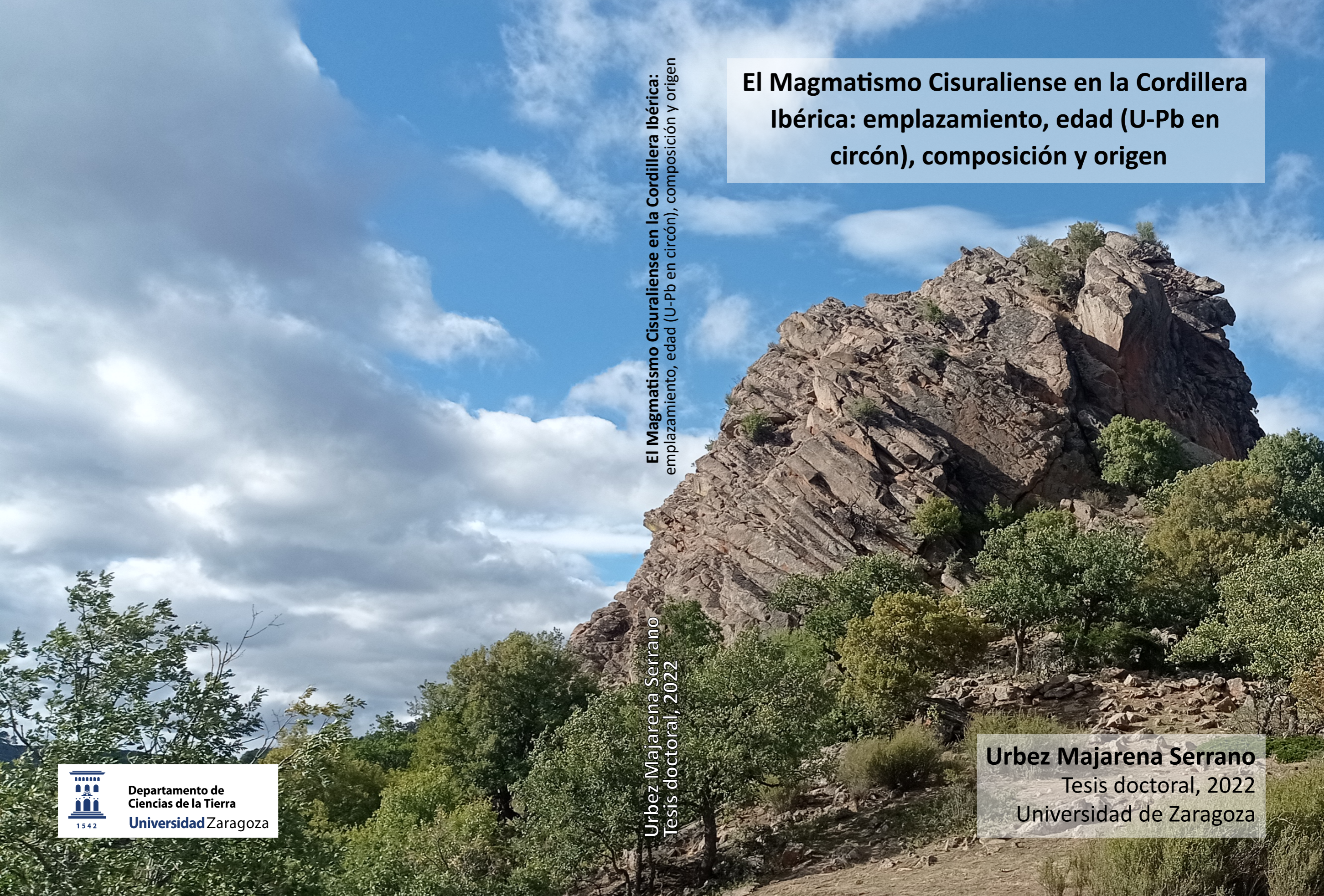
Director/es

Lago San José, Marcelino
Gil Imaz, Andrés
Galé Bornao, Carlos

UNIVERSIDAD DE ZARAGOZA
Escuela de Doctorado

Programa de Doctorado en Geología

2023



El Magmatismo Cisuraliense en la Cordillera Ibérica:
emplazamiento, edad (U-Pb en circón), composición y origen

**El Magmatismo Cisuraliense en la Cordillera
Ibérica: emplazamiento, edad (U-Pb en
circón), composición y origen**

Urbez Majarena Serrano
Tesis doctoral, 2022

Urbez Majarena Serrano
Tesis doctoral, 2022
Universidad de Zaragoza

El Magmatismo Cisuraliense en la Cordillera Ibérica: emplazamiento, edad (U-Pb en circón), composición y origen

Urbez Majarena Serrano
Tesis Doctoral

Universidad de Zaragoza
Departamento de Ciencias de la Tierra
Noviembre de 2022

Directores:

Dr. Marceliano Lago San José

Dr. Andrés Gil Imaz

Dr. Carlos Galé Bornao

Índice

Agradecimientos

Resumen

Summary

1. Introducción y objetivos.....	1
2. Situación geográfica	5
3. Contexto, situación geológica y caracterización de los afloramientos	9
3.1. Rama Castellana.....	14
3.1.1. Sector de Atienza	14
3.1.2. Sector de Molina de Aragón.....	17
3.1.3. Sector de Ojos Negros.....	20
3.1.4. Sector de Albarracín	22
3.2. Rama Aragonesa	25
<u>Unidad de Badules</u>	25
3.2.1. Sector de Reznos	26
3.2.2. Sector de Calatayud	28
3.2.3. Sector de Pardos	29
3.2.4. Sector de Codos.....	31
<u>Unidad de Herrera</u>	33
3.2.5. Sector de Loscos.....	33
3.2.6. Sector de Montalbán.....	39
4. Antecedentes	43
4.1. 1900-1949: El descubrimiento.....	45
4.2. 1950-1979: Caracterización de nuevos afloramientos.....	45
4.3. 1980-1989: Las bases del magmatismo.....	46
4.4. 1990-1999: Publicación de nuevos avances	46
4.5. 2000-2014: Publicaciones internacionales	47
4.6. Aportaciones más recientes	48

5. Métodos y muestras.....	49
5.1. Trabajo de campo y muestras empleadas	51
5.2. Trabajo de laboratorio	66
5.2.1. Anisotropía de la susceptibilidad magnética	66
5.2.2. Dataciones (U-Pb en circón).....	67
5.2.3. Láminas delgadas y análisis químicos de minerales (microsonda electrónica).....	68
5.2.4. Análisis de roca total (ICP).....	69
5.3. Tratamiento de datos	69
6. Petrografía	71
6.1. Basaltos	74
6.2. Microgabros	75
6.3. Andesitas basálticas	77
6.4. Andesitas.....	79
6.5. Dacitas.....	80
6.6. Riolitas.....	81
6.7. Enclaves.....	82
6.7.1. Esquistos.....	82
6.7.2. Metapelitas en facies anfibolíticas de alto grado	83
6.7.3. Metapelitas en facies granulíticas de bajo grado	84
6.7.4. Granitoides.....	84
7. Mecanismos de emplazamiento.	85
La intrusión de Cerro Redondo: emplazamiento y procesos de deformación ígnea asociados.....	88
7.1. Petrografía de la intrusión	89
7.2. Cartografía y estructura de la intrusión.....	90
7.3. Análisis magnético: Anisotropía de la Susceptibilidad Magnética (ASM)	91
7.3.1. Origen de la susceptibilidad magnética	91
7.3.2. Parámetros magnéticos	93
7.3.3. La fábrica magnética	96
7.4. Discusión	100
7.4.1. Origen de la foliación magmática	100
7.4.2. Origen y relación entre los distintos tipos de fábricas magnéticas	101
7.4.3. Modelo de emplazamiento	103
7.5. Conclusiones	105

8. Edad del magmatismo	107
8.1. Localización de las muestras	111
8.2. Petrografía de las muestras	112
8.2.1. Andesitas	112
8.2.2. Dacitas	115
8.3. Resultados	117
8.3.1. Sector de Atienza	119
8.3.2. Sector de Molina de Aragón.....	119
8.3.3. Sector de Albarracín	120
8.3.4. Sector de Pardos	121
8.3.5. Sector de Codos.....	122
8.3.6. Sector de Loscos.....	122
8.3.7. Sector de Montalbán.....	123
8.4. Discusión	125
8.4.1. Características y significado de las relaciones Th/U	125
8.4.2. Edad del magmatismo calco-alcalino tardivarisco en la Cordillera Ibérica	127
8.4.3. Correlación con otros afloramientos de este magmatismo en el SO de Europa.....	131
8.5. Conclusiones	132
9. Arquitectura de los sistemas magmáticos.	
El sistema magmático de las andesitas de Atienza.....	135
9.1. Petrografía	137
9.2. Química mineral.....	139
9.2.1. Feldespatos	139
9.2.2. Anfíbol	139
9.2.3. Biotita	143
9.2.4. Piroxeno	143
9.2.5. Granate.....	143
9.3. Equilibrios anfíbol-líquido y piroxeno-líquido	144
9.4. Geotermobarometría de los anfíboles	145
9.5. Discusión	146
9.6. Conclusiones	150

10. Composición química y petrogénesis del magmatismo.	151
10.1. Clasificación geoquímica.....	156
10.2. Composición del magmatismo	162
10.2.1. Composición en elementos mayores.....	162
10.2.2. Composición en elementos traza.....	164
10.2.2.1. Diagramas binarios	164
<i>Elementos metálicos de transición y otros metales</i>	165
<i>Elementos de alto radio iónico (LILE)</i>	166
<i>Elementos de valencias iónicas altas (HFSE)</i>	167
<i>Tierras raras ligeras (LREE)</i>	168
<i>Tierras raras pesadas (HREE)</i>	169
10.2.2.2. Diagramas de tierras raras y multielementales normalizados	170
<i>Diagramas multielementales</i>	170
<i>Diagramas de REE normalizados</i>	173
Basaltos-dacitas.....	173
Riolitas	174
10.3. Interpretación de la evolución composicional de las rocas	175
10.3.1. Elementos Mayores.....	176
10.3.2. Elementos metálicos de transición y otros metales	176
10.3.3. Elementos de alto radio iónico (LILE).....	177
10.3.4. Elementos de valencias iónicas altas (HFSE).....	177
10.3.5. Tierras raras.....	178
10.3.6. Relaciones entre los elementos incompatibles	178
10.4. Origen del magmatismo.....	180
10.4.1. Elementos traza y su relación con el protolito	181
10.4.2. Elementos radiogénicos y su relación con el protolito.....	182
10.5. Contexto geodinámico del magmatismo.....	183
10.5.1. Rocas de composición intermedia	183
10.5.2. Rocas de composición ácida	185
10.6. Conclusiones	185
Conclusiones finales.....	187
Referencias	193
Anexos electrónicos	211

Agradecimientos

Son muchas las personas que han participado directa o indirectamente en la realización de este trabajo de investigación. Sirvan estas líneas para agradecer y reconocer su apoyo, sin el cual, esta tesis no sería la misma, o simplemente, no sería.

En primer lugar, debo señalar todos los proyectos e instituciones bajo el amparo de los cuales, se ha llevado a cabo esta tesis. La Universidad de Zaragoza, el Departamento de Ciencias de la Tierra y el personal que lo compone, “La Casa” donde llevo ya más de 11 años formándome como geólogo. El Gobierno de Aragón y sus “subvenciones destinadas a la contratación de personal investigador predoctoral en formación para el período 2017-2021 cofinanciadas con el Programa Operativo FSE Aragón 2014-2020”, que me han dado durante los últimos años de esta tesis, el soporte contractual con la Universidad de Zaragoza. El Instituto de Estudios Turolenses y sus ayudas a la investigación (convocatoria de 2016), que permitieron la realización de las primeras dataciones llevadas a cabo en esta tesis. Los proyectos de investigación PID2019-108753GB-C22 (MICINN, España) financiados por el Ministerio de Ciencia e Innovación (MCIN/AEI/10.13039/501100011033) y el gobierno de Aragón (ERDF 2014-20 OP), y el grupo de Investigación Geotransfer-IUCA (E32_17R) financiado por el Gobierno de Aragón y los fondos FEDER-Aragón 2014-2020.

En segundo lugar, debo agradecer enormemente el apoyo de los directores y tutores de esta tesis. El Dr. Marceliano Lago, quien conocí hace ya más de 8 años como alumno suyo del grado en geología, a quien no dudé en acudir nada más enterarme por aquel entonces, de la existencia de rocas volcánicas en Fombuena, que me abrió las puertas y guió en el descubrimiento de este magmatismo, me brindó generosamente una gran cantidad de facilidades para disponer de una buena parte del material que ha servido de base para la realización de esta tesis y con el que tantas vivencias he compartido durante esta andadura. El Dr. Andrés Gil, tutor además de director de esta tesis, con el que pude iniciarme en el mundo de la geología estructural, de la ASM, de la cartografía, e incluso de la apasionante tarea docente. Gracias por tu ayuda, simpatía, amabilidad y buen hacer, así como por el soporte administrativo e institucional. El Dr. Carlos Galé, al que la extensión de otra tesis quizás quedara corta para agradecer todo su apoyo científico, profesional y personal. Referente de esta tesis por entre otras muchas cosas, su propia tesis doctoral, dedicada al mismo campo de estudio que ésta, pero en el Pirineo; quien me ha enseñado la profesión de investigador y de geólogo, a quien he hecho ejercitar la paciencia más allá de límites conocidos y, además, mi vecino zaragozano por excelencia.

También doy gracias a todos los investigadores que han apoyado, colaborado y contribuido de una forma u otra a esta tesis. Gracias a José Julián Esteban, con quien he tenido el lujo de aprender la apasionante técnica de datación por el método U-Pb en circón. Sin su ayuda en la realización de las dataciones, y en el seguimiento de esta investigación, no habría sido posible realizar la datación de este magmatismo. Gracias Jota por tu amabilidad, generosidad y simpatía. A Enrique Arranz, mi profesor de petrología en el grado y con quien he tenido a su vez el lujo de poder iniciarme en el mundo de la docencia. Quien con tremenda amabilidad siempre me ha atendido y ayudado en todo lo que le he solicitado y en especial en la petrografía, muchas gracias por todo tu apoyo durante este tiempo Enrique. A Blanca Bauluz, mi maestra de mineralogía, que siempre ha ayudado en todo con la amabilidad, la simpatía y el buen hacer que le caracterizan. A Teresa Román, por su ayuda. Gracias también a Óscar y a Adriana, por ayudarme a introducirme en el mundo de la ASM. Gracias

especialmente a todos los maestros, compañeros y amigos del área de Petrología del departamento, quien siempre han hecho un poco más fácil mi día a día.

Debo también dar las gracias a los laboratorios donde se han tratado las muestras empleadas en estas tesis, y al personal técnico que los sustenta, por todo su apoyo. A Manolo y Felipe, del Servicio de Preparación de Materiales Duros de UNIZAR, a Cristina y las técnicas del FESEM de UNIZAR, por hacer posible la realización de las fotografías de los circones. A Alfredo Larios y el Centro Nacional de Microscopía Electrónica, en la UCM, donde se realizaron los análisis de microsonda. Al Laboratorio SGiker de la UPV/EHU, donde se han realizado los análisis de roca total y las dataciones de los circones. También debo dar las gracias a Carmen, posiblemente y sin desmerecer a nadie, la secretaria más profesional, resolutiva y amable, que he conocido. Sin su ayuda en muchos trámites, esta tesis tampoco sería lo que es.

Muchísimas gracias a los grandes compañeros de doctorado que he tenido, y en especial a aquellos con quien tantas comidas hemos compartido en el campus (Alicia, Cristina, Ángel, Iván...) y a los de siempre, mis compañeros de grado, máster y ahora doctorado (Diego Torromé, Jorge Sevil, Elisa Laita...), que siempre han ayudado y apoyado. Gracias también a Raquel Moya, que siempre ha sido la avanzadilla y la avanzada en los estudios que he ido realizando. Gracias a mis quintos de Daroca, que han sido compañeros de estudios desde la guardería hasta el bachiller, que siempre están ahí, y con quien estoy deseando de echar las charradicas que se nos han quedado pendientes estos últimos meses, gracias Juan, Sofía, Joaquín, Adrián, Javieres, y un largo etc...porque siempre estáis ahí, sois "casa". Gracias también a Bea Navarro, mi otra vecina zaragozana, por su comprensión y paciencia, apoyo y amistad.

También debo agradecer a mis profesores y compañeros musicales de estos años en los que he estado centrado en la tesis, sus facilidades y apoyo. Gracias a Joan Miró, Miguel Ángel Fraile, a los "Arcolán", "Músicos de Bogdan", "Sirga", y a la cuadrilla organística.

Esta tesis tampoco habría sido posible sin el apoyo y educación que siempre me ha dado mi familia. Muchísimas gracias a mis padres, sin los cuales simplemente no sería yo, por haberme enseñado el camino, por vuestro apoyo siempre. A mi padre y sus múltiples "si necesitas algo llama". A mi madre, quien no ha podido verme terminar esta tesis, pero sé que sabía que la terminaría. A mi abuelo Antonio, el mejor compañero de piso que tuve durante la carrera y el inicio de este trabajo. A mis otros abuelos y a mi tío, gracias familia.

Con el apoyo de mi familia he tenido mucha suerte, pero mi suerte ha sido mayor aún si es posible, al encontrar a Isabel en mi andadura. Decir gracias es poco, pero algo hay que decir. Sin tu apoyo emocional y tus ánimos, no habría sido posible alcanzar este día. Gracias inmensas Isabel, a ti, y a tu familia por su apoyo y gran acogida.

Que me perdonen todos los que me estoy dejando, que seguro que sois además fundamentales. Pero bueno, también tengo que seguir cultivando mi fama de despistado, sé que lo entenderéis.

A todos, gracias

Zaragoza, 5 de noviembre de 2022

Urbez

Resumen

Durante el Cisuraliense tuvo lugar un importante magmatismo calcoalcalino que, en la Cordillera Ibérica, centró su actividad entre hace 293 y 285 Ma, y tuvo su pico de mayor intensidad en torno a hace 291 Ma. Este magmatismo aflora hoy en distintos sectores correspondientes a la mayor parte de las unidades que conforman el basamento paleozoico de la Cordillera Ibérica. La clasificación petrográfica y composicional de las rocas que lo componen corresponde a un amplio espectro comprendido entre los basaltos y las riolitas (ambas inclusive) y pasando por todos los términos intermedios (andesitas basálticas, andesitas y dacitas). Las andesitas y andesitas basálticas resultan mayoritarias volumétricamente, mientras que los basaltos son el tipo de roca más escaso.

El emplazamiento de este magmatismo tuvo lugar predominantemente de forma subvolcánica mediante diques y sills. Sin embargo, también se encuentran manifestaciones volcánicas, las cuales resultan especialmente frecuentes en la Rama Castellana de la Cordillera. El único cuerpo plutónico conocido, corresponde a un microgabro localizado junto a la localidad de Loscos (Teruel).

El estudio detallado de los mecanismos de emplazamiento en la intrusión de Cerro Redondo (Sierra de Pardos, Zaragoza), ha permitido descifrar los distintos procesos de deformación que ocurren durante el emplazamiento subsuperficial de los magmas dacíticos, como consecuencia de la presión y el aplastamiento ejercidos por el flujo de magma sobre la roca encajante. Esta presión es la causa de la generación de la foliación magmática y magnética (ASM) observada en dicha intrusión. La cartografía de la foliación y los patrones geométricos que muestra han permitido situar el foco emisor en el centro del sector SE de la intrusión, y evidenciar su crecimiento hacia el NO. La orientación de la estructura plegada que muestra la mayor parte de la intrusión sugiere además que el emplazamiento tuvo lugar en un contexto de cizalla sinestra de dirección NO-SE. El aumento del grado de anisotropía hacia la falla que atraviesa la intrusión, indica la coetaneidad entre dicha falla y el emplazamiento del magma, y la coexistencia de procesos dúctiles y frágiles en las etapas tardías del emplazamiento.

La frecuente localización de los afloramientos ígneos junto a fallas direccionales a lo largo de toda la cordillera, en algunos casos rellenando pequeñas cuencas individualizadas de *pull-apart*, sugiere que el ascenso del magma se vio favorecido por las zonas de debilidad y el régimen transtensivo, generado por estas fallas.

El detallado estudio sobre los procesos y la arquitectura del sistema magmático llevado a cabo en el sector de Atienza, ha permitido constatar un proceso de cristalización fraccionada del magma durante su ascenso hacia la superficie reflejado especialmente en la evolución composicional de los cristales de anfíbol. El magma sufrió además procesos de recarga por un fundido más básico, evidenciados por el zonado inverso de algunos de los núcleos de los anfíboles y por el recrecimiento, en los cristales de plagioclasa, de zonas con composiciones ricas en Ca sobre horizontes de reabsorción que afectan a zonas más albiticas. Las asociaciones glomeroporfídicas de anfíbol que contienen estas rocas se formaron a unos 31 km de profundidad, la cual resulta acorde a las condiciones de estabilidad de los granates que contienen las rocas. El magma también incorporó

distintos cristales aislados de anfíbol, formados en unos casos en torno a 24 km de profundidad y en otros a unos 21 km, que fueron recrecidos posteriormente en condiciones más superficiales (entre 20 y 16 km). Finalmente, el magma ascendió rápidamente, dando lugar a la desestabilización de los cristales de anfíbol y permitiendo la presencia de granates con composiciones inestables en condiciones someras.

Las rocas que integran este magmatismo presentan una afinidad calcoalcalina y son peraluminicas. La composición química de dichas rocas muestra unas claras pautas en relación a su grado de diferenciación, que pueden explicarse en el marco de un amplio proceso de cristalización fraccionada. Tanto los elementos traza, como las relaciones isotópicas de Sr-Nd, indican que el protolito a partir del cual se formó este magmatismo es predominantemente cortical, con una participación minoritaria de fundidos mantélicos. La habitual presencia en estas rocas de xenolitos metapelíticos parcialmente asimilados, apoya la naturaleza cortical del magma. Así mismo, la presencia de rocas basálticas (con olivino, piroxeno y plagioclasa cálcica) es indicativa de la participación de fundidos mantélicos. La composición química del magmatismo muestra que tuvo lugar en un contexto de colisión entre dos placas continentales, lo cual resulta acorde a su situación paleogeográfica dentro del Orógeno Varisco.

Summary

During the Cisuralian, an important calc-alkaline magmatism took place in the Iberian Chain between 293 and 285 Ma, with a peak activity 291 Ma ago. This magmatism outcrops today in different sectors corresponding to the units that make up the Paleozoic basement of the Iberian Chain. The petrography and composition of this magmatism show a wide spectrum of rocks between basalts and rhyolites (both inclusive). The rocks corresponding to the andesites and basaltic andesites are the majority volumetrically, while those corresponding to the basaltic terms are the scarcest.

The emplacement of this magmatism was mainly in the form of dikes and sills, although there are also volcanic rocks, especially frequent in the Castilian Branch of the Iberian Chain. The only known plutonic body corresponds to a microgabbro near the village of Loscos (Teruel).

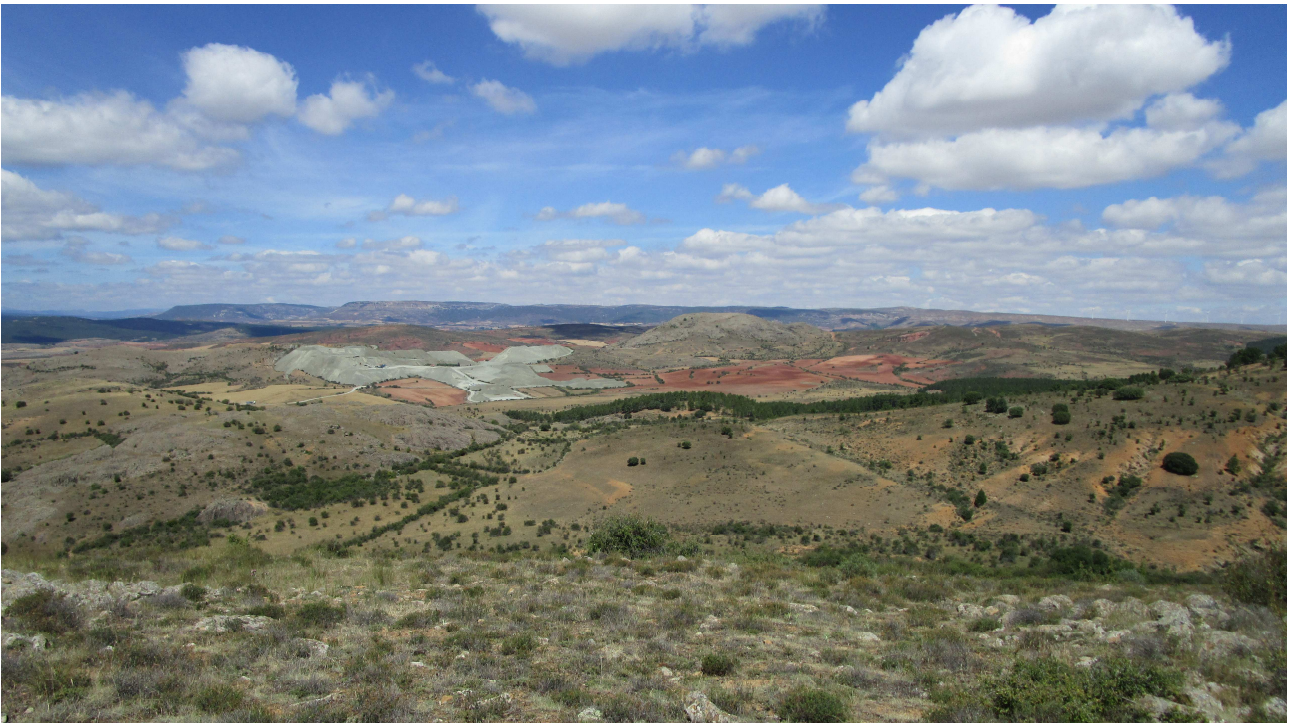
The detailed study of the emplacement mechanisms in the Cerro Redondo intrusion (Sierra de Pardos, Zaragoza) has allowed us to decipher the different deformation processes that occur during the subsurface emplacement of dacitic magmas, as a consequence of the pressure and crushing exerted by the flow of magma over the host rock. This pressure is the cause of the magmatic and magnetic foliation (ASM) observed in this intrusion. The mapping of foliation and its geometric patterns allowed us to infer the location of the emission focus of the intrusion in the SE sector and its growth towards the NW. The folded structure defined by the foliation further suggests an emplacement of the intrusion in an NW-SE sinistral shear context. The increase in the degree of anisotropy towards the fault that crosses the intrusion indicates the coexistence of ductile and brittle processes in the late stages of emplacement.

The frequent location of igneous outcrops next to directional faults along the entire Iberian Chain, as well as the presence of isolated pull-apart basins filled with sedimentary, volcanic and volcano-sedimentary deposits, suggests that the rise of magma was favoured by the zones of weakness and the transtensive regime generated by these faults.

The detailed study of the processes and architecture of the magmatic system carried out in the Atienza sector has revealed a fractional crystallization process of the magma during its rise to the surface, reflected in the compositional evolution of the amphibole crystals. Recharge processes by mafic melts are also evidenced by the inverse zoning of some of the amphibole nuclei and by the regrowth in the plagioclase crystals of zones with Ca-rich compositions on resorption horizons that affect more albitic areas. The glomeroporphyritic amphiboles crystallized at a depth of about 31 km, which is consistent with the stability conditions for the garnets included in these rocks. The magma also incorporated different isolated amphibole crystals, formed at 24 km and 21 km depth, which later regrown in more superficial conditions (between 20 and 16 km). Finally, the magma rose rapidly, leading to the destabilization of the amphibole crystals and allowing the occurrence of garnets with unstable compositions in shallow conditions.

The samples that make up this magmatism have a calc-alkaline affinity and are peraluminous. The evolution of the composition of these rocks can be explained by a broad process of fractional crystallization. The trace elements and the Sr-Nd isotopic ratios show that the protolith of this magmatism is predominantly crustal, with a minority participation of mantle melts. The usual presence in these rocks of partially assimilated metapelitic xenoliths supports the crustal nature of the magma. Likewise, the minor basaltic rocks (with olivine, pyroxene and calcic plagioclase) suggest the participation of mantle melts. This magmatism took place in a context of collision between two continental plates, which is consistent with his paleogeographic situation within the Variscan Orogen.

Capítulo 1: Introducción y Objetivos



Fotografía de portada: Vista general de algunos de los afloramientos del sill andesítico de Atienza (Guadalajara)

1. Introducción y objetivos

En el Cisuraliense (Pérmico) se produjo un intenso magmatismo de afinidad calcoalcalina y composición predominantemente intermedia-ácida ligado a una tectónica direccional, que afectó a todo el SW del Orógeno Varisco (Gutiérrez-Alonso *et al.*, 2011; Druguet *et al.*, 2014; Pereira *et al.*, 2014; Gretter *et al.* 2015; Gaggero *et al.*, 2017; López-Gómez *et al.*, 2019a, b) y supuso el final definitivo de la orogenia varisca y la transición hacia el *rifting* permo-triásico. Este magmatismo ha sido ampliamente estudiado en los distintos macizos paleozoicos del SW de Europa, con recientes y valiosas aportaciones en el Macizo Central Francés (Michel *et al.*, 2015), Cerdeña (Gaggero *et al.*, 2017), los Pirineos (Pereira *et al.*, 2014; Druguet *et al.*, 2014), la Cordillera Costero Catalana (Solé *et al.*, 2002) y varias zonas del Macizo Ibérico (López-Gómez *et al.*, 2019b; Orejana *et al.*, 2020).

En la Cordillera Ibérica, se encuentra representado por cientos de afloramientos subvolcánicos (diques y sills) con composiciones que van desde andesitas basálticas a riolitas, un sill basáltico, un plutón gabroico y varios flujos piroclásticos de composición andesítica y dacítica, que fueron previamente estudiados con especial interés entre 1987 y 2005 por el equipo dirigido por el Dr. Lago (Lago *et al.*, 2005 y referencias que contiene). Dichos estudios demuestran su pertenencia a un mismo contexto tectono-magmático ocurrido entre el final del Carbonífero y el Pérmico, y caracterizado por la presencia de un magmatismo con composición predominantemente intermedia y afinidad calcoalcalina, desarrollado bajo una tectónica predominantemente transtensiva. Además, aportan valiosos datos sobre la composición de las rocas y de las principales fases minerales de los afloramientos más representativos. La edad radiométrica del magmatismo ha sido determinada en tres afloramientos durante distintas épocas (Hernando *et al.*, 1980; Conte *et al.*, 1987; y Perini y Timmerman, 2008) que sugieren su cristalización entorno a los 292-283 Ma (Cisuraliense, Pérmico). Además, el emplazamiento del magma fue estudiado con detalle en dos afloramientos representativos por Gil *et al.* (2006 y 2009).

Pese al gran interés de este magmatismo tanto por los procesos petrogenéticos y petrológicos que entraña, como por su significado y relevancia dentro de la historia geológica del SO de Europa, todavía son muchas las incógnitas que plantea: su edad y la correlación temporal de sus distintos afloramientos, la arquitectura de sus sistemas magmáticos, su petrogénesis o el modo de emplazamiento de uno de sus afloramientos más singulares por sus características estructurales (la intrusión de Cerro Redondo, Unidad de Badules de la Cordillera Ibérica). Además, este magmatismo todavía no había sido abordado en profundidad y en su totalidad bajo las técnicas actuales y desde la perspectiva de los nuevos conocimientos que se tienen de él en el resto del SO de Europa.

La presente tesis pretende, por una parte, recopilar y aunar la información disponible sobre los distintos afloramientos del magmatismo Pérmico en la Cordillera Ibérica y, por otra, abordar con las técnicas, medios y conocimientos actuales, las principales carencias de información que se tienen respecto a este magmatismo para, con todo ello, contribuir al avance del conocimiento sobre sus causas, historia e implicaciones.

En concreto, los objetivos de esta tesis son:

1. Aunar todos los datos posibles (mapas, muestras, análisis y publicaciones previas) sobre el magmatismo.
2. Determinar la edad y posible evolución temporal del magmatismo mediante la datación de sus afloramientos más representativos a través de la técnica U/Pb en circón, y correlacionarlo con otros magmatismos que ocurrieron simultáneamente en el actual SW de Europa.
3. Conocer el modelo de emplazamiento de las intrusiones, y en especial, el del singular caso (por sus excepcionales estructuras de flujo ígneo) de la intrusión de Cerro Redondo.
4. Establecer los procesos de cristalización y la arquitectura del sistema magmático del afloramiento de mayores dimensiones de este magmatismo, el sill de Atienza.
5. Determinar la génesis del magmatismo cisuraliense a la escala de la Cordillera.

Capítulo 2: Situación geográfica



2. Situación geográfica

La Cordillera Ibérica es un conjunto de alineaciones montañosas localizadas al NE de la Península Ibérica que presenta en su conjunto una orientación NO-SE o dirección ibérica, una longitud de cerca de 400 km, y una anchura máxima de unos 200 km (Fig. 2.1). Se encuentra limitada al N y NE por el valle del Ebro, al SE por el mar Mediterráneo y al O y SO por los valles del Duero y del Tajo y por el Sistema Central (Fig. 2.1). La Cordillera Ibérica constituye una importante divisoria de aguas entre las cuencas hidrográficas de algunos de los principales ríos de la península. El sector NO vierte sus aguas a los afluentes más caudalosos de la margen derecha del río Ebro, mientras que las vertientes del SO dan lugar al nacimiento de los ríos Duero, Tajo, Júcar y Turia (Fig. 2.1).



Fig. 2.1. Localización de la Cordillera Ibérica dentro de la Península Ibérica. El contorno de línea negra indica la localización del mapa de la Fig. 2.2.

El magmatismo cisuraliense calcoalcalino aflora en la mayor parte de la cordillera, pero no en sus extremos N (Sierras de Cameros y de la Demanda) y SE (Maestrazgo). El sector estudiado (Fig. 2.2) queda por tanto limitado hacia el N por la Sierra del Moncayo y al SE por los Montes Universales, el río Turia y las sierras del Pobo y San Just (Fig. 2.2). Comprende el SO de Aragón (SO de la provincia de Zaragoza y NO de la provincia de Teruel), el NO de Castilla la Mancha (N de la provincia de Cuenca y NE de la provincia de Guadalajara) y el SE Castilla y León (SE de la provincia de Soria) (Fig. 2.2).

La Cordillera Ibérica alcanza su mayor altura en el Moncayo (2315 m), situado en la sierra del mismo nombre (Fig. 2.2). Desde allí hacia el SE, se suceden un conjunto de alineaciones montañosas de dirección ibérica, entre las que se encuentran la de la Virgen (1428 m), Vicort (1427 m), Pardos (1297 m) o Sta. Cruz (1436 m) y que son atravesadas transversalmente por algunos de los principales afluentes de la margen derecha del río Ebro, como el Jalón o el Huerva (Fig. 2.2). Hacia el SE las sierras (como la de Cucalón) cambian progresivamente de orientación hasta alcanzar en la Sierra de San Just una orientación prácticamente O-E, donde sirven de nacimiento a los ríos Martín y Guadalupe (Fig. 2.2). El valle del río Jiloca atraviesa el sector central del área de estudio. En su tramo alto, entre los municipios de Santa Eulalia y Calamocha, se encuentra flanqueado por las sierras Menera y Palomera y presenta una dirección general N-S (Fig. 2.2). En su tramo bajo, entre el municipio de Calamocha y su desembocadura en el río Jalón a la altura de Calatayud, adquiere dirección ibérica (Fig. 2.2). Hacia el SO, las sierras de Selas (1518 m), Caldereros (1457 m) y Menera (1603 m) constituyen un arco con dirección general ibérica (aunque algo más E-O) que tiene cerca de su centro la localidad de Molina de Aragón y nutre, en su vertiente SO, al río Gallo (Fig. 2.2). En la frontera entre las provincias de Cuenca y Teruel, los Montes Universales (1866 m) y la Sierra de Albarraçín (1936 m), constituyen el sector más suroccidental del área de estudio y dan lugar al nacimiento de importantes ríos entre los que se encuentran el Tajo, el Júcar, el Gallo o el

Capítulo 3: Contexto, situación geológica y caracterización de los afloramientos



3. Contexto, situación geológica y caracterización de los afloramientos

Fotografía de portada: Sill andesítico de Noguera de Albarracín (Teruel)

3. Contexto, situación geológica y caracterización de los afloramientos

Durante la época Cisuraliense, la primera del periodo Pérmico (289-273 Ma), los materiales paleozoicos que actualmente forman el SO del continente europeo, se situaban próximos al ecuador terrestre y formaban parte del Orógeno Varisco que, en esta época, se encontraba sometido a una intensa tectónica de desgarre (Fig. 3.1a). En esta parte del Orógeno Varisco (SO de la actual Europa), sucedió durante el Cisuraliense un intenso magmatismo de afinidad calcoalcalina, composición

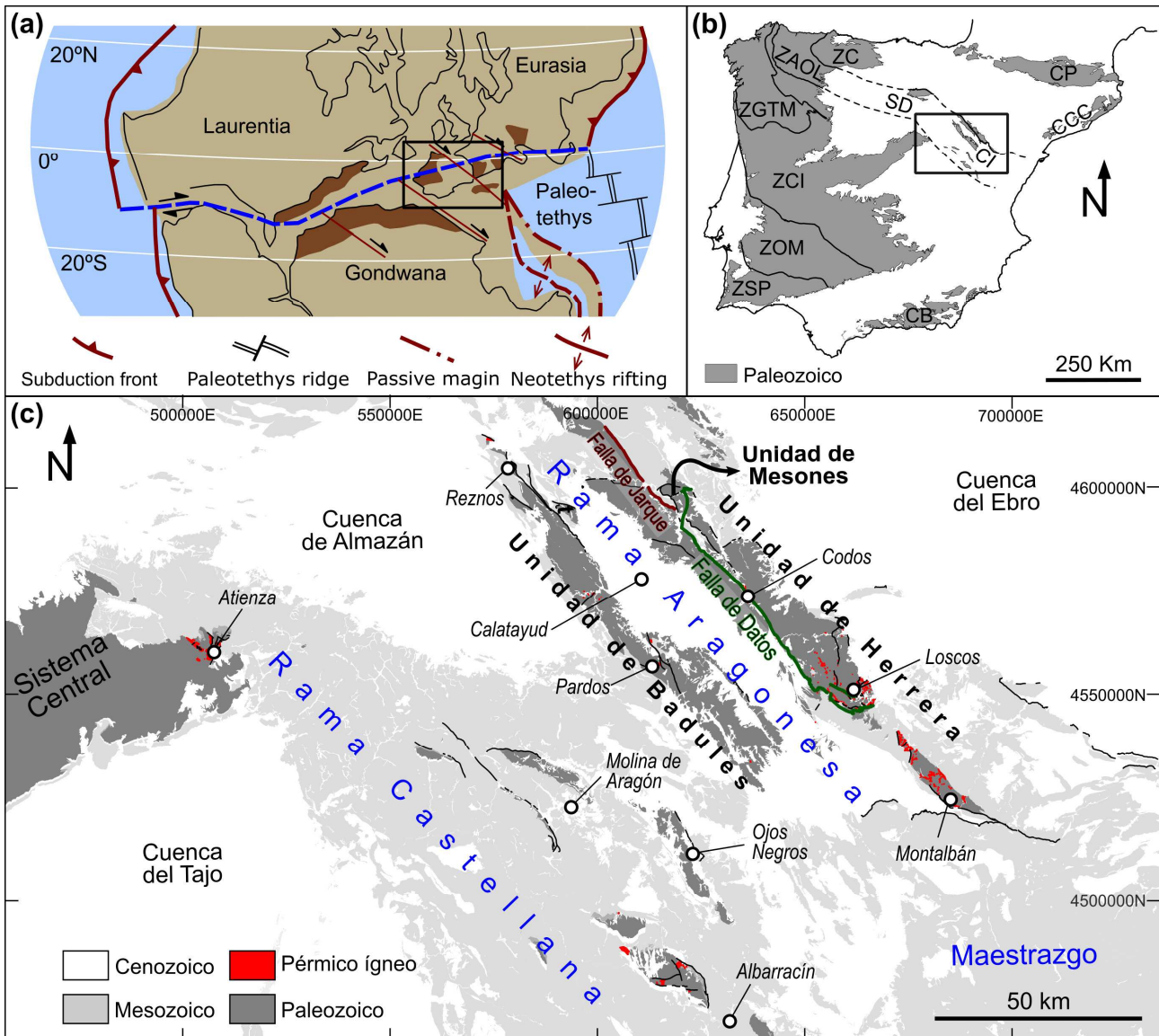


Fig. 3.1. Marco geológico. **(a)** Localización de la actual Península Ibérica dentro de la reconstrucción paleogeográfica y paleogeodinámica terrestre, durante el Cisuraliense (modificado de Domeier *et al.*, 2012; Grotter *et al.*, 2015 y Gaggero *et al.*, 2017). Las zonas marrones oscuras representan el Orógeno Varisco y la línea azul la mega zona de cizalla dextral que afectaba a la Cordillera Ibérica. **(b)** Situación de la Cordillera Ibérica dentro del Macizo Ibérico. Modificado de Rodríguez-Fernández *et al.*, (2014) y Álvaro *et al.*, (2018). Abreviaturas: CB (Cordillera Bética), CCC (Cordillera Costero-Catalana), CI (Cordillera Ibérica), CP (Cordillera Pirenaica), SD (Sierra de la Demanda), ZAOL (Zona Asturoccidental-Leonesa), ZC (Zona Cantábrica), ZCI (Zona Centroibérica), ZGTM (Zona de Galicia Trás-os-Montes), ZOM (Zona de Ossa-Morena) y ZSP (Zona Sudportuguesa). **(c)** Mapa geológico del sector central de la Cordillera Ibérica y localización de los principales afloramientos del magmatismo estudiado. Modificado de López-Olmedo *et al.*, (en línea) y Álvaro *et al.*, (2018).

predominantemente intermedia o ácida y emplazamiento plutónico, subvolcánico y/o volcánico. Los productos de este magmatismo afloran hoy en día en el Macizo Central Francés (Bruguier *et al.* 2003; Michel *et al.* 2015), Cerdeña (Gaggero *et al.* 2017; Secchi *et al.* 2022), los Pirineos (Druguet *et al.* 2014; Pereira *et al.* 2014), la Cordillera Costero-Catalana (Solé *et al.* 2002), el Macizo Ibérico (Gutiérrez-Alonso *et al.* 2011) y, dentro de éste último, la Cordillera Ibérica (Lago *et al.*, 2004).

La Cordillera Ibérica es una cadena de doble vergencia situada al NE del Macizo Ibérico (Fig. 3.1b). Se formó entre el Cretácico Superior y el Mioceno como consecuencia de la orogenia alpina, en un contexto de inversión tectónica que afectó a un conjunto de cuencas sedimentarias formadas entre el Pérmico y el Cretácico Inferior (De Vicente *et al.*, 2004). Esta cordillera limita y cabalga sobre sus principales cuencas de antepaís cenozoicas (Guimerá, 2004): la del Ebro (al NE), la del Cabriel (al S) y las del Tajo, Almazán y el Duero (al SO). Además, también limita hacia el SE con la Cordillera Costero-Catalana y al SO con el Sistema Central. Los límites W y E pueden observarse en la Fig. 3.1c, mientras que los límites N y S se encuentran fuera del área de estudio por no aflorar en ellos rocas ígneas del Cisuraliense.

La cordillera presenta un zócalo formado por rocas paleozoicas levemente metamorfozadas (Álvaro *et al.*, 2018) y una cobertera de materiales mesozoicos y cenozoicos. Las rocas pérmicas objeto de esta tesis, se localizan en el núcleo de los principales anticlinales y el bloque superior de algunos de los mayores cabalgamientos que tuvieron lugar durante la orogenia alpina. Estas estructuras fueron parcialmente erosionadas tras dicha orogenia permitiendo el afloramiento de los materiales paleozoicos (Guimerá, 2004). No obstante, la erosión del edificio orogénico de la Cordillera Ibérica ha sido relativamente pequeña (Guimerá, 2004) y a pesar de dicho proceso erosivo y de la tectónica extensional que ha sufrido posteriormente (Peiro *et al.*, 2020; Peiro y Simón, 2022), el relieve de la actual Cordillera Ibérica (Fig. 2.2) se encuentra morfológicamente relacionado con sus rasgos estructurales originales, de tal forma, que los materiales pérmicos y en general paleozoicos, suelen situarse en algunas de las principales sierras de la actual Cordillera Ibérica o en sus proximidades (Fig. 2.2 y 3.1c).

Actualmente se conocen en el conjunto de la Cordillera Ibérica cerca de 800 afloramientos de rocas ígneas cisuralienses. La mayor parte presentan pequeño tamaño (menos de 1 km), y el área total del conjunto de afloramientos es de unos 17 km². La inmensa mayoría de los afloramientos corresponden a rocas subvolcánicas (diques y sills) de textura porfídica. Estos afloramientos muestran una gran variabilidad composicional que comprende una serie continua desde basaltos a riolitas. Además, también afloran cinco sucesiones de flujos piroclásticos en las proximidades a las localidades de Atienza, Molina de Aragón, Albarracín y Loscos (Fig. 3.1c) y un micrograbro en esta última localidad (Loscos).

En la parte central, donde se sitúan las rocas estudiadas, la Cordillera Ibérica se encuentra dividida de forma longitudinal en dos grandes zonas conocidas como Rama Castellana y Rama Aragonesa (Fig. 3.1c). La Rama Castellana corresponde a la zona más suroccidental, limitando hacia el N con la cuenca de Almazán y hacia el O con el Sistema Central y la Cuenca del Tajo. Comprende las sierras de Pela, Selas, Caldereros, Menera, Albarracín y los Montes Universales (Fig. 2.2) y presenta

afloramientos ígneos en las proximidades a los municipios de Atienza, Molina de Aragón, Ojos Negros y Albarracín (Fig. 3.1c).

La Rama Aragonesa corresponde a la zona más nororiental encontrándose en contacto, hacia el NE, con la Cuenca del Ebro (Fig. 3.1c). Esta Rama está dividida longitudinalmente en tres unidades compuestas en su totalidad por materiales paleozoicos y precámbricos (unidades de Badules, Mesones y Herrera) y separadas por dos fallas, la falla de Jarque y de la falla de Datos (Fig. 3.1c).

La Unidad de Badules (Carls, 1983; Liñán, 1983b; Liñán y Tejero, 1988; Gozalo y Liñán, 1988; Álvaro *et al.*, 2018) es la más suroriental de las tres, se encuentra limitada al SO por la Rama Castellana y al NO por la Falla de Jarque (Fig. 3.1c). Esta falla aflora con gran continuidad y claridad en el sector N del área de estudio. En su tramo central, parece unirse a la Falla de Datos (Fig. 3.1c) y en su extremo SO sus afloramientos son escasos y bastante inconexos (Álvaro *et al.*, 2018). La unidad de Badules comprende las sierras de la Virgen, Pardos y Sta. Cruz (Fig. 2.2) y los afloramientos ígneos próximos a los municipios de Reznos, Calatayud y Pardos (Fig. 3.1c). Las rocas metasedimentarias que conforman esta unidad tienen una edad precámbrica a ordovícica y se encuentran afectadas por el plegamiento varisco y por grandes cabalgamientos.

La Unidad de Mesones (Liñán, 1983b; Liñán y Tejero, 1988; Gozalo y Liñán, 1988; Álvaro *et al.*, 2018) se sitúa en el sector NO (Mesones de Isuela) y central de la Rama Aragonesa, entre las fallas de Jarque y Datos, y cabalga sobre la Unidad de Herrera. Esta unidad presenta una extensión mucho más reducida a las otras dos y su afloramiento más extenso corresponde a la zona norte, donde la Falla de Jarque se separa más clara y ampliamente de la de Datos. Está formada por materiales de edad precámbrica a cámbrica y no se tiene constancia de la presencia en ella de afloramientos ígneos significativos.

La Unidad de Herrera es la más nororiental y constituye el bloque inferior del cabalgamiento de Datos, el cual forma el límite entre esta unidad y las de Mesones y Badules (Lotze, 1929; Liñán y Tejero, 1988; Gozalo y Liñán, 1988; Calvín y Casas, 2013; Álvaro *et al.*, 2018). Esta unidad concentra la gran mayoría de afloramientos ígneos del magmatismo estudiado, especialmente en su sector SE, en las zonas próximas a los municipios de Loscos y Montalbán (Fig. 3.1c). La Unidad de Herrera está constituida por rocas correspondientes a toda la serie paleozoica, desde el Cámbrico hasta el Carbonífero. El sector NO está formado predominantemente por un extenso afloramiento de materiales ordovícicos, mientras que, hacia el SE, las rocas metasedimentarias que comprende esta unidad son progresivamente más modernas, quedando conformado el extremo SE por un extenso afloramiento de pizarras y cuarcitas carboníferas. La estructura de la Unidad de Herrera se caracteriza por una tectónica de piel fina con presencia de un sistema de cabalgamientos de dirección NNO-SSE y vergencia hacia el este (Calvín y Casas, 2013).

Respecto a la correlación de la Cordillera Ibérica con las zonas que forman el resto del Macizo Ibérico, inicialmente algunos autores (Carls, 1983; Julivert y Martínez, 1983) consideraron que el conjunto de la Cordillera Ibérica correspondía a la zona Asturoccidental-Leonesa. Otros autores (Liñán 1983a, Gozalo y Liñán, 1988) asignaron el límite entre la Zona Cantábrica y la Asturoccidental-Leonesa, en la Cordillera Ibérica, a la Falla de Jarque (Fig. 3.1c). Finalmente, otros trabajos

consideraron que es la Falla de Datos (Liñán, 1983b) y no la de Jarque, la que corresponde a dicho límite. En la actualidad, esta última es la hipótesis más aceptada en base a la comparación de las características litológicas, metamórficas y estructurales de las distintas unidades de la Cordillera Ibérica con las del resto de las zonas Cantábrica y Asturoccidental-Leonesa (Calvín y Casas, 2013; Álvaro *et al.*, 2018).

A continuación, se describen las características geológicas generales de los sectores estudiados, estructurados según la división de la Cordillera Ibérica que se acaba de exponer.

3.1. Rama Castellana

En la Rama Castellana la tectónica de desgarre que imperaba durante el Cisuraliense produjo importantes cuencas sedimentarias, generalmente de tipo *pull-apart*, que fueron rellenadas por sucesiones de materiales volcánicos y sedimentarios (Gabaldón *et al.*, 1978; Ancochea *et al.*, 1981; Lago *et al.*, 2005). Estas cuencas se encuentran individualizadas debido a que su génesis está estrechamente ligada al efecto local de determinadas fallas. Dichas fallas alcanzaron gran profundidad favoreciendo el ascenso del magma hasta condiciones superficiales y también subsuperficiales, por lo que es frecuente que, en estas cuencas, se encuentren tanto rocas ígneas volcánicas como subvolcánicas. A lo largo de la Rama Castellana, destacan especialmente 4 sectores en los que se concentran los afloramientos de rocas ígneas que de NO a SE son: Atienza, Molina de Aragón, Ojos Negros y Albarracín (Fig. 3.1c). Estos sectores han sido nombrados en función de los nombres correspondientes a los municipios más relevantes situados en ellos. A continuación, se describen sus características geológicas generales con especial atención a los afloramientos ígneos que presentan.

3.1.1. Sector de Atienza

El sector de Atienza corresponde al más occidental de esta tesis, encontrándose en contacto con el Sistema Central (Fig. 3.1c) y puede dividirse en tres grandes unidades litoestructurales. La primera se encuentra en la zona sur y está formada por rocas ordovícicas y silúricas afectadas por un gran pliegue sinclinal de orientación NNE-SSO (Fig. 3.2a, b). Esta unidad corresponde al extremo de la parte SE del dominio del Olló de Sapo de la Zona Centro Ibérica del Macizo Ibérico (Martínez Catalán *et al.*, 2004), y a su vez forma parte del anticlinorio de Hiendelaencina (Gabaldón *et al.*, 1978). La segunda unidad se encuentra en la zona central, se sitúa en discordancia angular sobre la unidad previa y corresponde a rocas ígneas y sedimentarias del Pérmico que forman un sinclinal laxo (sinclinal de Cañamares) con orientación NO-SE (Fig. 3.2). Las rocas ígneas serán caracterizadas en los siguientes párrafos. Las rocas sedimentarias corresponden a lutitas, areniscas y conglomerados rojos depositados en un ambiente de abanico aluvial (Hernando, 1980; Pérez-Mazarío, 1990). Finalmente, la tercera unidad corresponde a la serie mesozoica, la cual se encuentra en contacto con las dos unidades previas mediante una discordancia angular (Fig. 3.2).

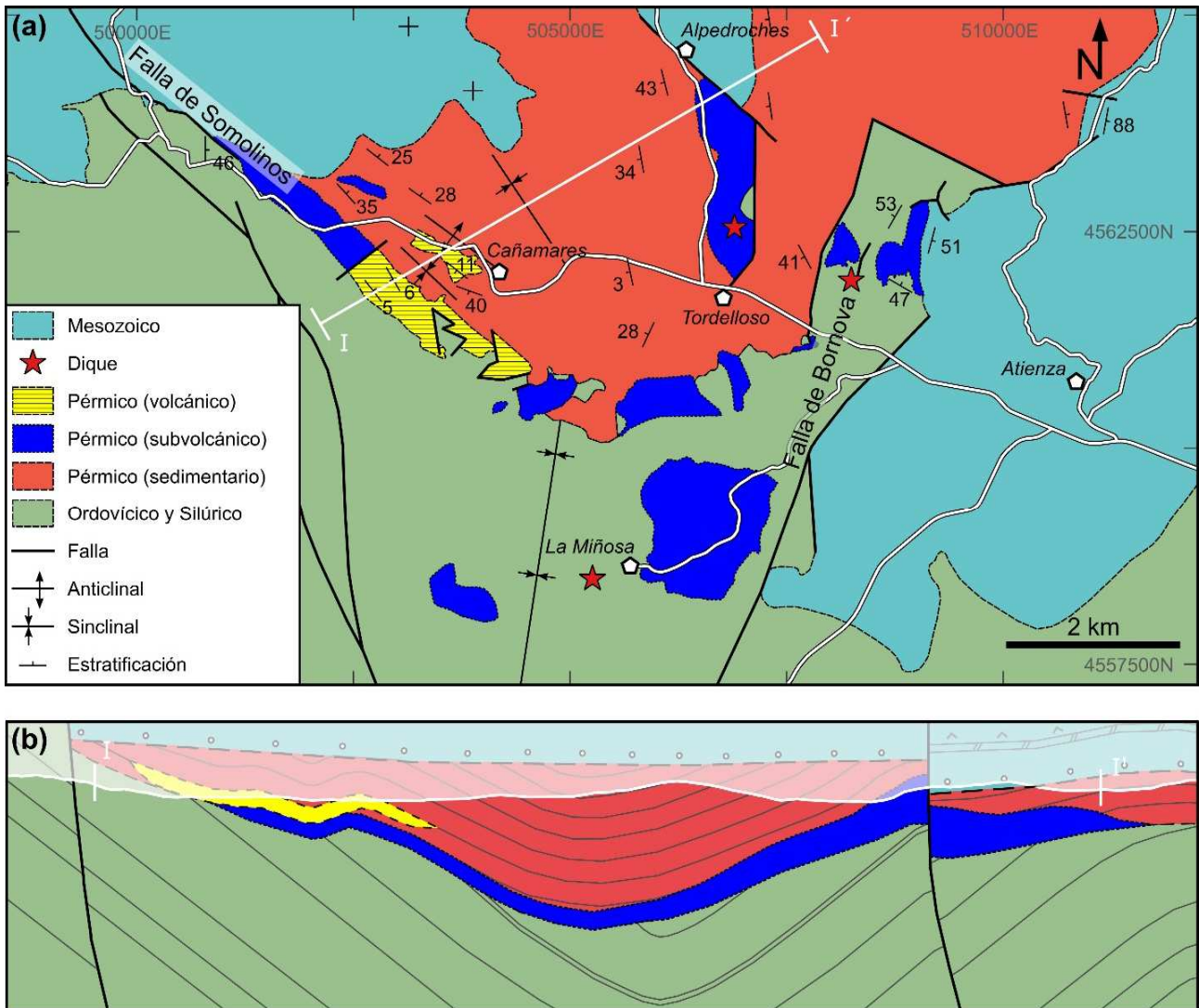


Fig. 3.2. Mapa (a) y corte (b) geológico del sector de Atienza.

Este sector se encuentra atravesado por dos fallas principales, la de Somolinos, de orientación NO-SE, y la de Bornova, de orientación NNE-SSO (Fig. 3.2). Estas fallas controlaron la sedimentación durante el Pérmico y favorecieron el ascenso del magma (Hernando, 1980). Los afloramientos ígneos se sitúan en sus inmediaciones e incrementan el espesor hacia la confluencia entre ambas, alcanzando más de 100 m de potencia en las proximidades a los municipios de La Miñosa y Alpedroches. Dichos afloramientos corresponden a un sill, una sucesión de flujos piroclásticos y varios diques (Fig. 3.3). Todos ellos presentan una similar composición intermedia, frecuentes xenolitos correspondientes a pizarras y metapelitas, y xenocristales de cuarzo y granate.

El sill mide más de 15 km² y a pesar de encontrarse fuertemente individualizado por fracturas posteriores (Fig. 3.2a), constituye en su conjunto el cuerpo ígneo de mayor tamaño de entre los que afloran en la Cordillera Ibérica. Su emplazamiento se produjo a favor de la discordancia angular localizada en la base de la serie pérmica (Fig. 3.2b y 3.3a). La sucesión de depósitos de flujos piroclásticos (Fig. 3.3b) se localiza al SO de la localidad de Cañamares (Fig. 3.2a). Comprende decenas de estos flujos, los cuales presentan una marcada estratificación (Fig. 3.3b) con bases irregulares y onduladas que en algunos casos erosionan los depósitos previos (Fig. 3.3c). Están formados por abundantes bloques de composición andesítica y textura porfídica que se encuentran

inmersos e individualizados de una matriz homogénea con similares características petrográficas. En ocasiones se presentan cubiertos por una capa de cenizas volcánicas de hasta varios centímetros de espesor. Estos depósitos contienen frecuentemente plantas fósiles de tallos y hojas (Fig. 3.3d) algunas de las cuales han sido atribuidas a *Callipteris conferta* (Lago *et al.*, 2005). Finalmente, al sur de la localidad de Alpedroches, el sill es cortado por un conjunto de diques (Fig. 3.2 y 3.3e), también de composición andesítica, aunque con un color ligeramente más oscuro al del sill. Estos diques

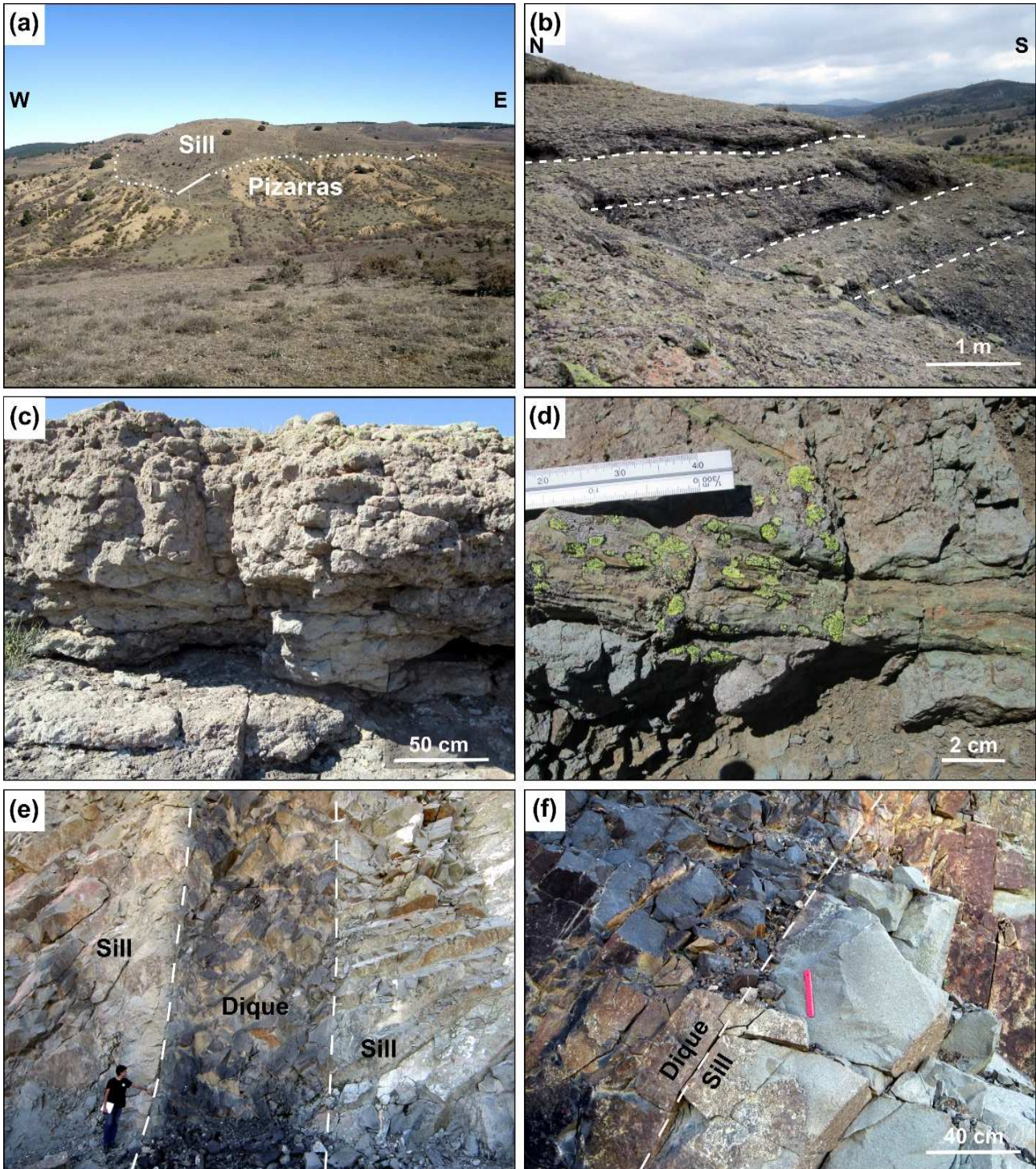


Fig. 3.3. Aspecto de campo de las rocas ígneas del sector de Atienza. **(a)** Contacto entre el sill y las pizarras silúricas. **(b)** Aspecto general de los depósitos piroclásticos. **(c)** Detalle de las facies del depósito piroclástico. **(d)** Tallo vegetal fosilizado en el depósito piroclástico. **(e)** Dique cortando al sill. **(f)** Detalle del contacto entre el sill y uno de los diques.

presentan contactos muy netos con el sill (Fig. 3.3f), tienen una orientación N-S, un buzamiento subvertical y un espesor de entre 0,5 y 5 m. Además, otros dos diques intruyen las pizarras y cuarcitas del silúrico, uno de ellos al W de la Miñosa y otro en el sector NE del área de estudio (Fig. 3.2).

3.1.2. Sector de Molina de Aragón

Los afloramientos del sector de Molina de Aragón afloran en el bloque superior de tres cabalgamientos alpinos principales que alcanzan entre 15 y 50 kilómetros y tienen una dirección ibérica (Fig. 3.4). En ellos afloran materiales ordovícicos y silúricos sobre los que se dispone en discordancia angular la serie pérmica.

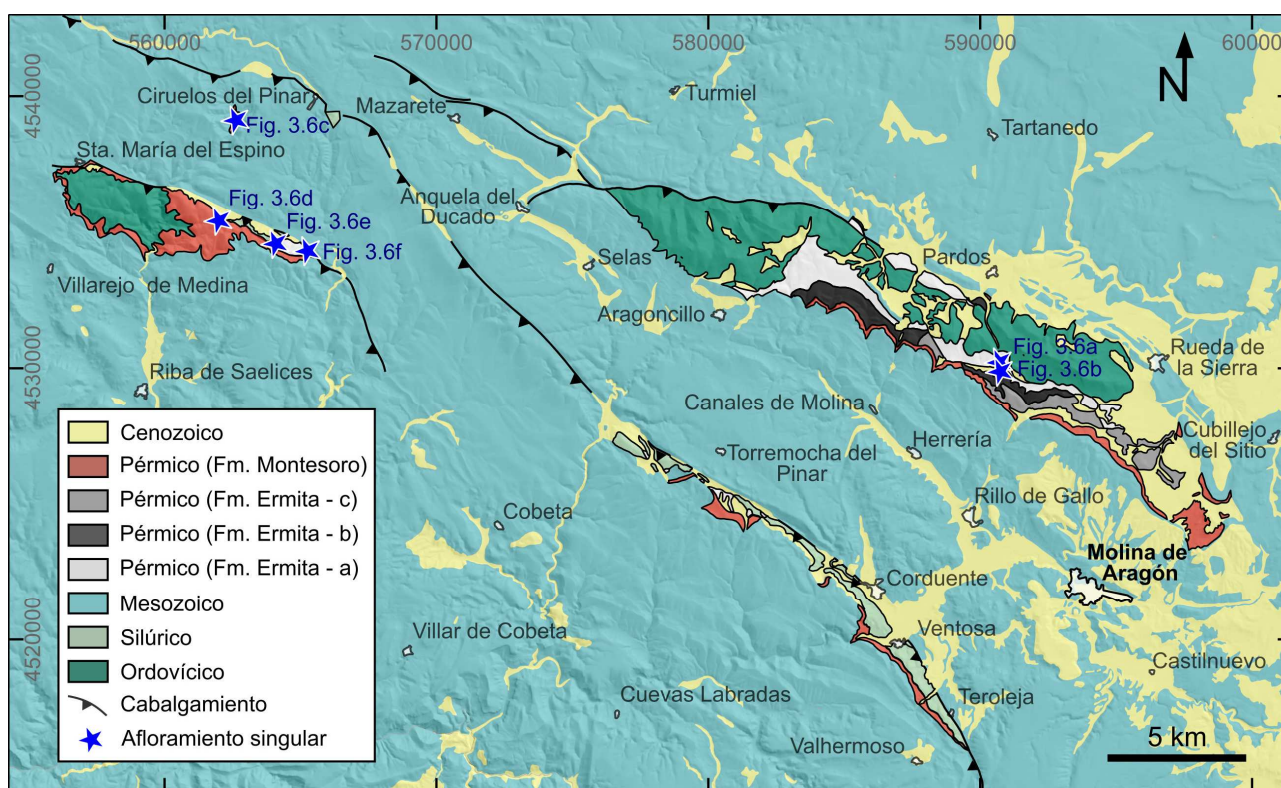


Fig. 3.4. Mapa geológico del sector de Molina de Aragón. Las estrellas azules señalan la posición de los afloramientos mostrados en la figura 3.6. Modificado de López-Olmedo *et al.*, (en línea).

En el sector de Molina de Aragón aflora la serie más completa del Pérmico en la Cordillera Ibérica. La mejor sucesión de esta serie se encuentra al norte del municipio de Rillo de Gallo y el sur de Pardos (Fig. 3.4). En esta zona, Ramos (1977) y Quintero *et al.* (1981) realizaron una columna estratigráfica que hemos sintetizado en la figura 3.5 añadiendo algún cambio en relación a la descripción de los depósitos ígneos, y que resume la serie estratigráfica del Pérmico en el conjunto del área del sector de Molina de Aragón. Dicha serie presenta dos grandes formaciones separadas entre sí por una discordancia angular, la formación de la Ermita y la formación Montesoro (Sacher, 1966; Quintero *et al.*, 1981). La formación de la Ermita solo se ha localizado a lo largo de la Cordillera Ibérica en este sector. Esta unidad se sitúa discordante sobre los materiales del Ordovícico y el Silúrico y presenta tres series bien definidas. La primera de ellas comienza con un depósito de grauvacas de unos 25 m y continúa con unos 33 m en los que predominan depósitos piroclásticos

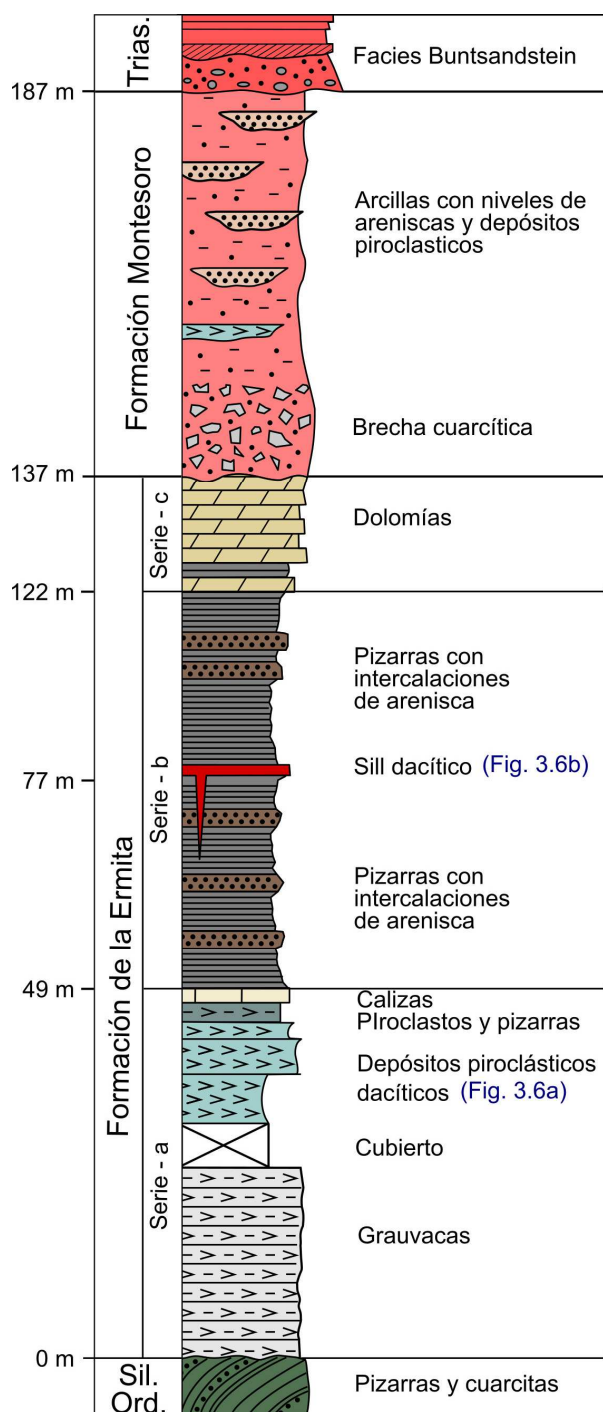


Fig. 3.5. Columna estratigráfica de los materiales permicos en el sector de Atienza. Modificada de Quintero *et al.* (1981) y Ramos (1977). Abreviaturas: Ord. (Ordovícico), Sil. (silúrico), Trias. (Triásico).

de composición intermedia-ácida (Fig. 3.6a). Hacia techo sigue un tramo transicional a la segunda serie (unos 5 m) en el que se encuentran rocas piroclásticas intercaladas con pizarras y calizas. La potencia total de esta serie es de entre 50 y 75 m (Fig. 3.5). La serie intermedia está constituida preferentemente por pizarras negras con intercalaciones esporádicas de areniscas. Su potencia oscila entre los 50 y 75 m. Esta serie es atravesada en su tramo medio al norte de Rillo de Gallo (Fig. 3.4) por un sill dacítico de aproximadamente 1 m de espesor (Fig. 3.6b) muy afectado por silicificación. Finalmente, la serie superior está formada por dolomías con alguna intercalación de pizarras hacia la base. Su potencia es variable, pero generalmente inferior a los 20 m.

Los estudios palinológicos y los restos vegetales de *Callipteris conferta*, *Callipteris raymondi*, *Lebachia piniformis* de esta serie sugieren que corresponde al Autuniense (Virgili *et al.*, 1973; Ramos, 1977; Quintero *et al.*, 1981).

La formación Montesoro se sitúa en discordancia angular sobre la formación de la Ermita y limita en su techo con la discordancia angular de la base de las facies *Buntsandstein*. Esta formación está constituida por materiales detríticos rojos, predominantemente arcillas. Su potencia es variable entre 30 y 100 m. Boullard y Viallard (1971) indican que esta formación puede corresponder al *Zechstein* (Pérmico medio-superior) en base a las esporas que encuentran en ella (*Lueckisporites virkkiae*, *Taeniaesporites albertae*, *T. noviatilensis*, *Ingasporites delasancei* y *Vesicasspora ovata*).

Quintero *et al.*, (1981) se cuestionan la precisión de

esta correlación mediante esporas señalando sus dificultades, pero ratifican en cualquier caso su edad pérmica, al situarse por debajo de las facies *Buntsandstein*. Ramos (1977) indica la presencia de niveles de tobas volcánicas dentro de esta formación que no hemos conseguido localizar. Navidad (1983) señala en un afloramiento localizado entre Molina de Aragón y Cubillejo del Sitio (Fig. 3.4) que denomina como "Torre La Hija", la presencia de niveles de escaso espesor de cineritas, tobas y rocas volcanoclásticas y un potente nivel conglomerático con cantos volcánicos de composición riodacítica. Sin embargo, parte de este afloramiento se encuentra actualmente dentro

de un coto de caza al que no nos ha sido posible acceder y en el resto de afloramiento de la formación Montesorro, no hemos conseguido identificar estos niveles.



Fig. 3.6. Aspecto de campo de los principales afloramientos del sector de Molina de Aragón. **(a)** Depósitos piroclásticos del techo de la serie A de la formación de la Ermita. **(b)** Sill dacítico intruyendo las pizarras de la serie B de la formación de la Ermita. **(c)** Brecha sedimentaria con cantos de riolita. **(d) – (e)** Intrusiones subvolcánicas dacíticas. **(f)** Depósito piroclástico de composición dacítica. La localización de los afloramientos fotografiados se encuentra en la Fig. 3.4.

En el área NO del sector de Molina de Aragón se encuentran varios afloramientos especialmente singulares por sus características, las cuales se exponen a continuación. El más septentrional, situado al W de Ciruelos del Pinar (Fig. 3.4), corresponde a una serie sedimentaria detrítica que aflora a lo largo de 600 m encajada en el fondo de un barranco y con un buzamiento general de 15° hacia el SE. En general es granodecreciente con rocas progresivamente de menor tamaño de grano hacia el techo. Al N, en su base, destaca una brecha con cantos heterométricos (hasta 10 cm) y muy angulosos de riolitas porfídicas subvolcánicas, y matriz arenosa (Fig. 3.6c). Además, también presenta cantos cuarcíticos de similar morfología. Tiene un color que varía, en función del grado de alteración, entre blanco y el gris, aunque en ocasiones muestra incluso tonos verdosos, y un aspecto masivo, muy poco estratificado. Hacia el techo de esta serie se encuentran niveles de microconglomerados y posteriormente de grauvacas que incluyen entre sus granos, además de cuarcitas y pizarras, un alto porcentaje de minerales provenientes de rocas de composición riolítica (feldespato potásico, biotita, moscovita y cuarzo).

Finalmente, entre los municipios de Santa María del Espino, Villarejo de Medina, Riba de Saelices, Anquela del Ducado, Mazarete y Ciruelos del Pinar, se encuentran 3 afloramientos especialmente significativos, alineados en dirección NO-SE (Fig. 3.4). El más nororiental se sitúa nuevamente en el fondo de un barranco, tiene una dimensión máxima de unos 50 m y corresponde a una intrusión subvolcánica dacítica (Fig. 3.6d) que contacta en su parte superior con una serie detrítica roja atribuida al *Saxoniense* (Adell *et al.*, 1981).

Unos 2 km al SE del afloramiento anterior (Fig. 3.4), se encuentra otra intrusión subvolcánica dacítica (Fig. 3.6e) de más de 250 m. En general muestra un elevado grado de alteración, aunque menor que el del afloramiento anterior. Por último, en el extremo SO de este conjunto de afloramientos se encuentra en un pequeño collado, otro con composición intermedia. Tiene una textura aglomerática, un color gris verdoso-azulado (Fig. 3.6f), y una longitud máxima de unos 300 m. Aunque se encuentra muy alterado, por su textura, parece corresponder a una sucesión de depósitos piroclásticos.

3.1.3. Sector de Ojos Negros

El sector de Ojos Negros (Fig. 2.3) se encuentra situado en la vertiente NE de Sierra Menera (Fig. 2.2) y alberga 4 afloramientos de basaltos alineados en dirección NO-SE que se sitúan al W de las localidades de Pozuel del Campo y Ojos Negros (Fig. 3.7). Estas rocas constituyen los afloramientos basálticos de mayores dimensiones y con rocas más sanas, del magmatismo calco-alcalino Cisuraliense, que se encuentran expuestos en la Cordillera Ibérica. Posiblemente los distintos afloramientos basálticos formaron parte de un mismo cuerpo ígneo que posteriormente fue individualizado por distintas fases tectónicas (Lago *et al.*, 1994a). Entre dichos afloramientos

destaca, por su extensión, continuidad y posición estratigráfica, el situado al NO del Alto del Molar (Fig. 3.7, 3.8a). El basalto aflora en este punto (Fig. 3.8b) con una potencia de más de 110 m (Lago *et al.*, 1994a) y se sitúa sobre las pizarras del Silúrico. El contacto entre estas pizarras y la roca ígnea se observa mejor en un talud de un camino que corta al afloramiento situado al NO del anterior (Fig. 3.7), donde se distingue la interdigitación del basalto entre las pizarras del Silúrico (Fig. 3.8c), lo que sugiere su carácter intrusivo. En el afloramiento del Alto del Molar, el basalto se encuentra bajo un tramo de lutitas y arcillas (Fig. 3.8d) de facies saxonienses (De la Peña *et al.*, 1979), que a su vez se encuentran en contacto discordante bajo los conglomerados basales de las facies Buntsandstein.

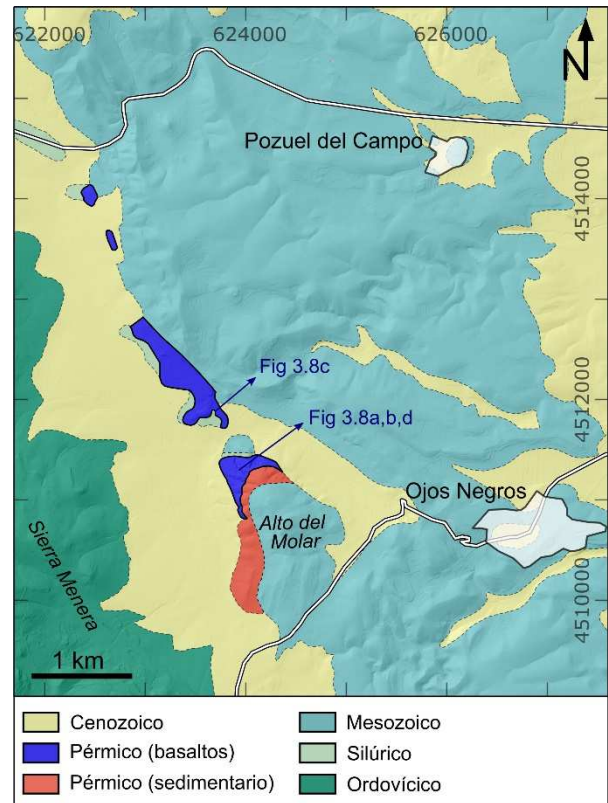


Fig. 3.7 → Mapa geológico del sector de Ojos Negros Modificado de Lago *et al.*, (1994a).

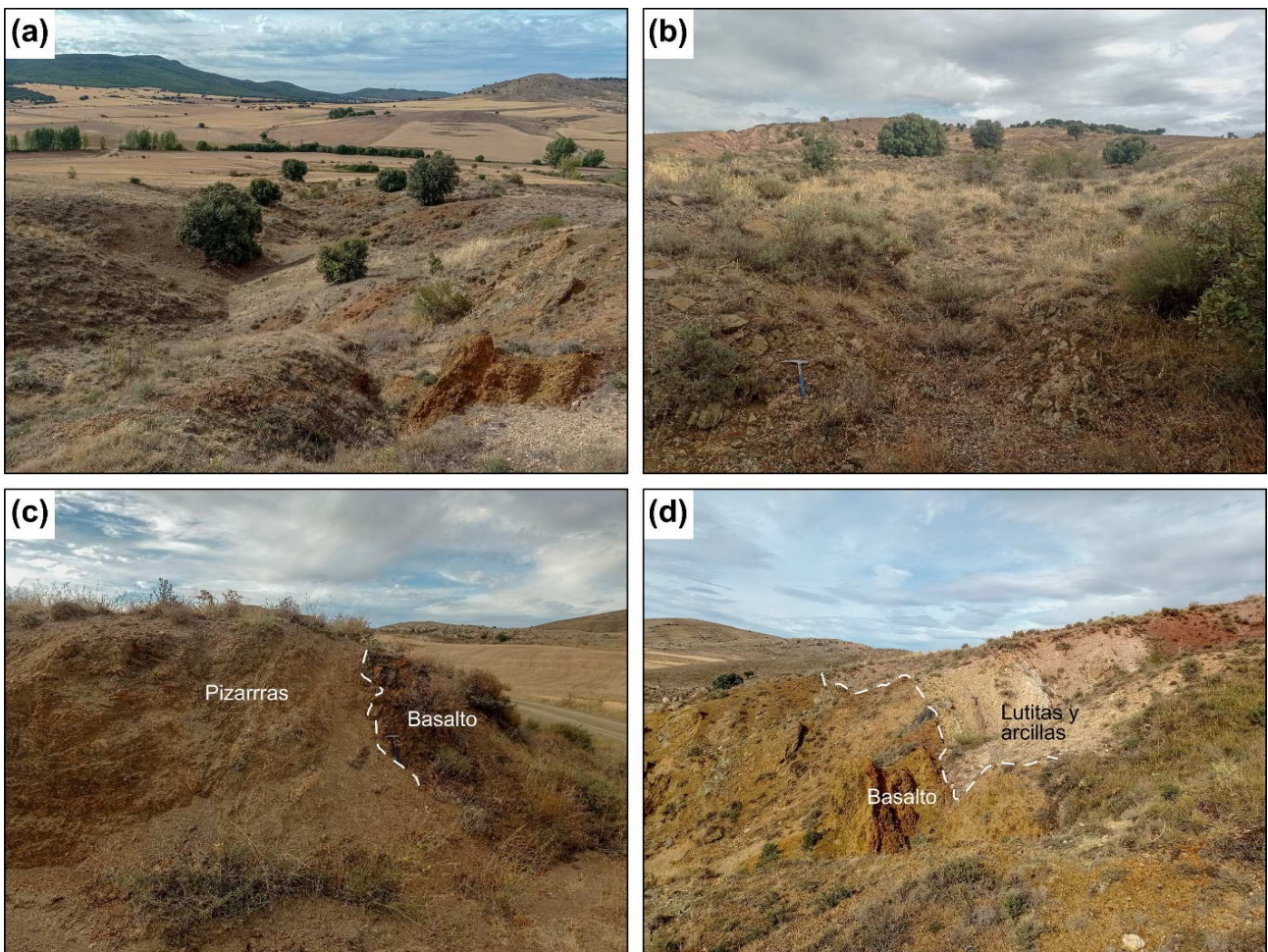


Fig. 3.8. Aspectos de campo del basalto de Ojos Negros. **(a)** Visión general del afloramiento principal en el barranco del Alto del Molar. **(b)** Aspecto general de los basaltos localizados al pie del barranco de la fotografía anterior. **(c)** Contacto entre las pizarras del Silúrico y el sill basáltico. **(d)** Contacto entre el basalto y la serie detrítica del Pérmico. Localización de los afloramientos en la Fig. 3.7.

3.1.4. Sector de Albarracín

La Sierra de Albarracín se encuentra situada en el sector SE de la Cordillera Ibérica, en la zona limítrofe entre las provincias de Teruel y Guadalajara (Fig. 2.2). En su parte central afloran un conjunto de pizarras y cuarcitas metasedimentarias ordovícico-silúricas que se extienden en dirección NO-SE a lo largo de unos 35 km y se encuentran intruidas por rocas ígneas calcoalcalinas de composición intermedia a ácida. Todos estos materiales están afectados por pliegues variscos de dirección NNO-SSE. En este sector destacan seis afloramientos principales de rocas ígneas que de NO a SE son: una intrusión riolítica subvolcánica localizada 1,3 km al SO del municipio de Alcoroches, un depósito piroclástico localizado 2,3 km al SO de Orea (Lago *et al.*, 1995), una intrusión riolítica sobre la que se asienta el pueblo de Bronchales (Lago *et al.*, 1993), un pequeño dique andesítico que corta a las riolitas anteriores, un sill de composición intermedia localizado 3,3 km al NO de Noguera de Albarracín (Gil-Imaz *et al.*, 2006) y una intrusión dacítica localizada al 2,3 km al NE de Tramacastilla (Fig. 3.9).

El afloramiento riolítico de Alcoroches (Fig. 3.9 y 3.10a) está dividido en dos partes por una zona de falla delimitada por brechas ferruginizadas. La mayor parte del afloramiento se encuentra al SO de la falla, tiene una morfología circular de aproximadamente 380 m de diámetro y forma topográficamente un pequeño cerro. Esta zona del afloramiento presenta una clara foliación magmática (Fig. 3.11b) que ocasionalmente se encuentra afectada por pliegues de flujo ígneo. Al NE de la falla el afloramiento presenta una morfología alargada de unos 270 m de longitud y 90 m de ancho, un elevado grado de alteración y una llamativa disyunción columnar (Fig. 3.10c).

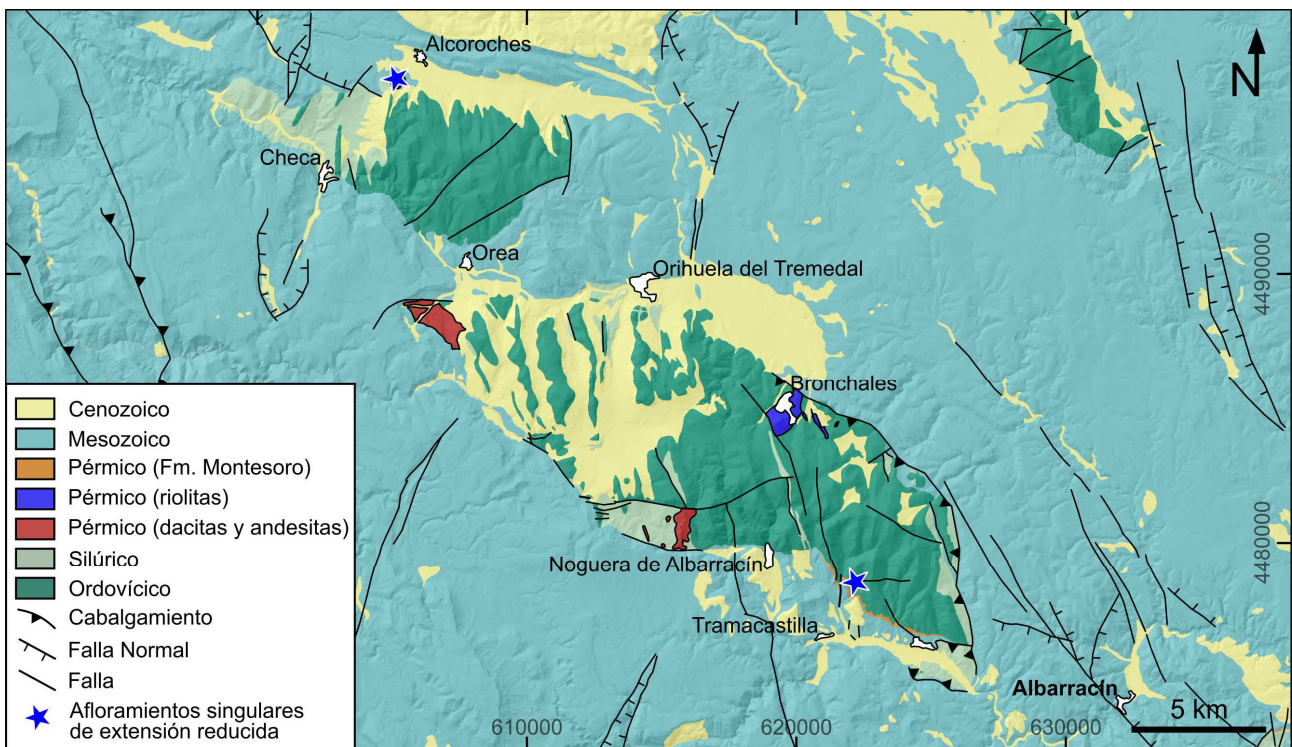


Fig. 3.9. Mapa geológico del sector de Albarracín. Modificado de Lago *et al.*, (1996a) y López-Olmedo *et al.*, (en línea).

El afloramiento de Orea (Fig. 3.9 y 3.10d) comprende una secuencia piroclástica de depósitos de bloques y cenizas (Lago *et al.*, 1995; Lago *et al.* 2005). La potencia de este afloramiento supera los 270 m e incluye abundantes restos de tallos y hojas de *Callipteris conferta*, que indican su depósito en un ambiente lacustre o pantanoso y concuerdan con su edad cisuraliense (Lago *et al.*, 1995). Los depósitos volcánicos mayoritarios corresponden a flujos piroclásticos con bloques heterométricos

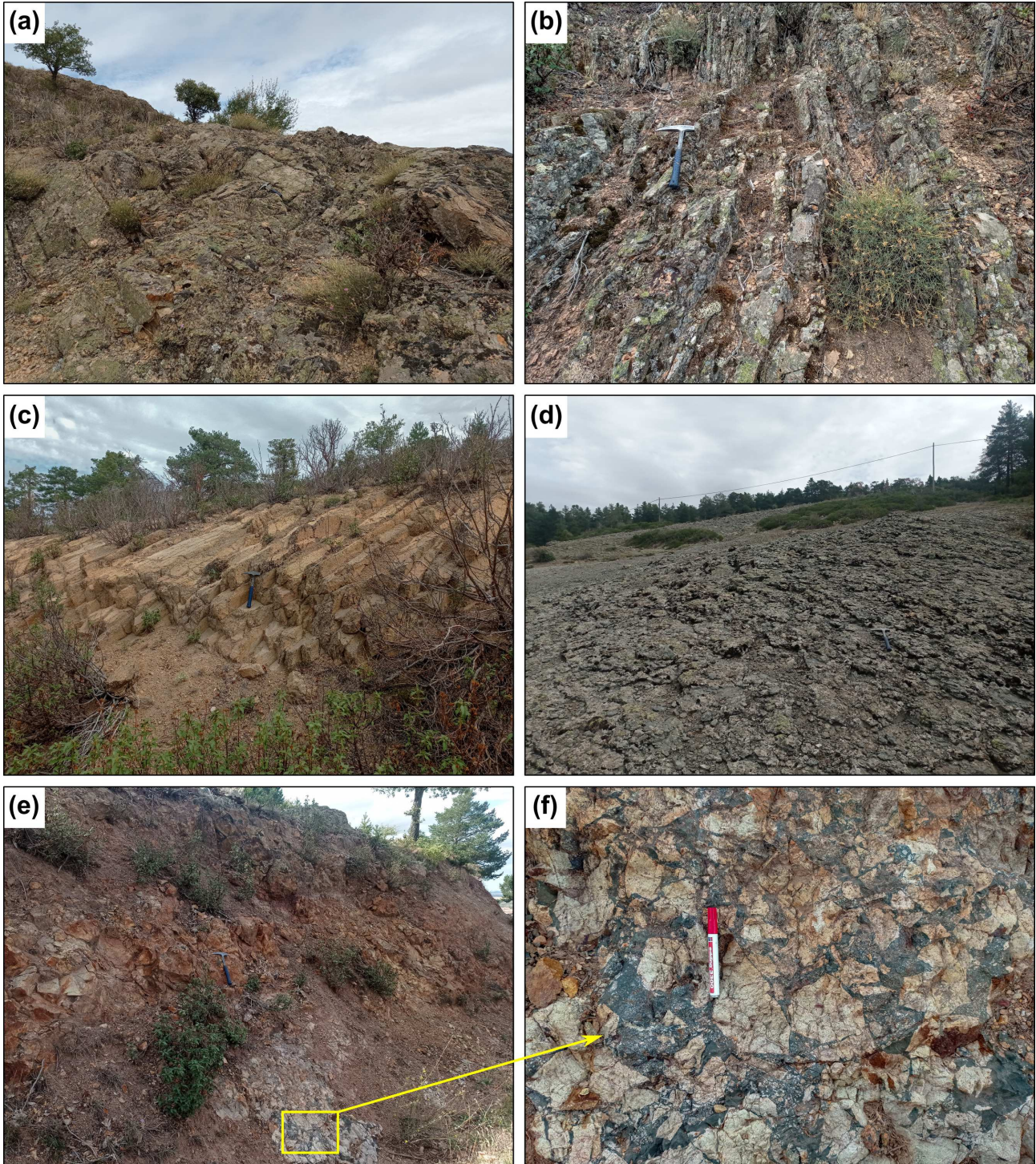


Fig. 3.10. Aspecto de campo de los afloramientos de Alcoroches, Orea y Bronchales. **(a)** Aspecto general del afloramiento de Alcoroches. **(b)** Detalle de la foliación magmática localizada al SO del afloramiento de Alcoroches. **(c)** Disyunción columnar localizada al NE del afloramiento de Alcoroches. **(d)** Aspecto general del afloramiento de rocas piroclásticas de Orea. **(e)** Aspecto general de uno de los afloramientos de riolitas de Bronchales. **(f)** Detalle de las brechas turmalinizadas en la base del afloramiento de la fotografía anterior.

(1-20 cm) de andesitas inmersos en una matriz de la misma composición. Ocasionalmente se encuentran intercalados niveles de uno o varios centímetros de espesor correspondientes a cineritas. Las rocas muestran un elevado grado de alteración, un color verdoso-azulado y una estratificación poco definida e irregular. La secuencia piroclástica se encuentra en discordancia angular sobre las pizarras y cuarcitas del Silúrico y el Ordovícico, y presenta un buzamiento de entre 10 y 50°. En el sector N la serie presenta una orientación general ibérica y en el sector S una orientación SO-NE. Esta serie se encuentra cubierta hacia el SO por una sucesión de conglomerados y areniscas también de edad pérmica dispuesta en discordancia angular sobre las rocas piroclásticas (Lago *et al.*, 1995 y referencias que contiene).

Las riolitas de Bronchales (Fig. 3.9 y 3.10e) intruyen en las cuarcitas del Ordovícico Superior. El afloramiento principal presenta una morfología general alargada y un tanto rectangular y mide 1,6 km de largo y hasta 1 km de ancho. Estas riolitas destacan por estar afectadas por intensos procesos de brechificación (Fig. 3.10f) y turmalinización. La turmalinización se produce de forma predominante en la matriz de la brecha riolítica. Al SO de Bronchales, aparece un pequeño afloramiento (decenas de metros) de andesitas cortando a otro afloramiento de similares dimensiones. Este afloramiento presenta muy malas condiciones, estando cubierto y erosionado en su mayor parte. Sin embargo, los fragmentos de rocas andesíticas que en él se encuentran muestran frecuentemente un bajo grado de alteración.

El sill de Noguera de Albarracín (Fig. 3.9 y 3.11a) tiene 1.5 km de longitud y hasta 600 m de anchura. Su espesor varía entre 20 y 70 m e intruye las pizarras del Silúrico. Este afloramiento se encuentra limitado al N por una falla normal de dirección O-E y cubierto hacia el S por las facies *Buntsandstein*. El sill presenta una destacada disyunción columnar (Fig. 3.11b) consecuencia del flujo magmático, la viscosidad del magma y la posterior contracción térmica (Gil-Imaz *et al.*, 2006). Además, contiene numerosos enclaves metapelíticos y se encuentra afectado por un plegamiento de orientación NNO-SSE, equivalente al de los materiales metasedimentarios del silúrico que conforman la roca encajante (Gil-Imaz *et al.*, 2006).

Finalmente, la intrusión dacítica de Tramacastilla tiene unas dimensiones de unos 250 m de largo por 20 m de ancho, y aflora en el fondo de un barranco (Fig. 3.11c) cortando a pizarras con intercalaciones de cuarcitas de edad ordovícica (Fig. 3.11d).

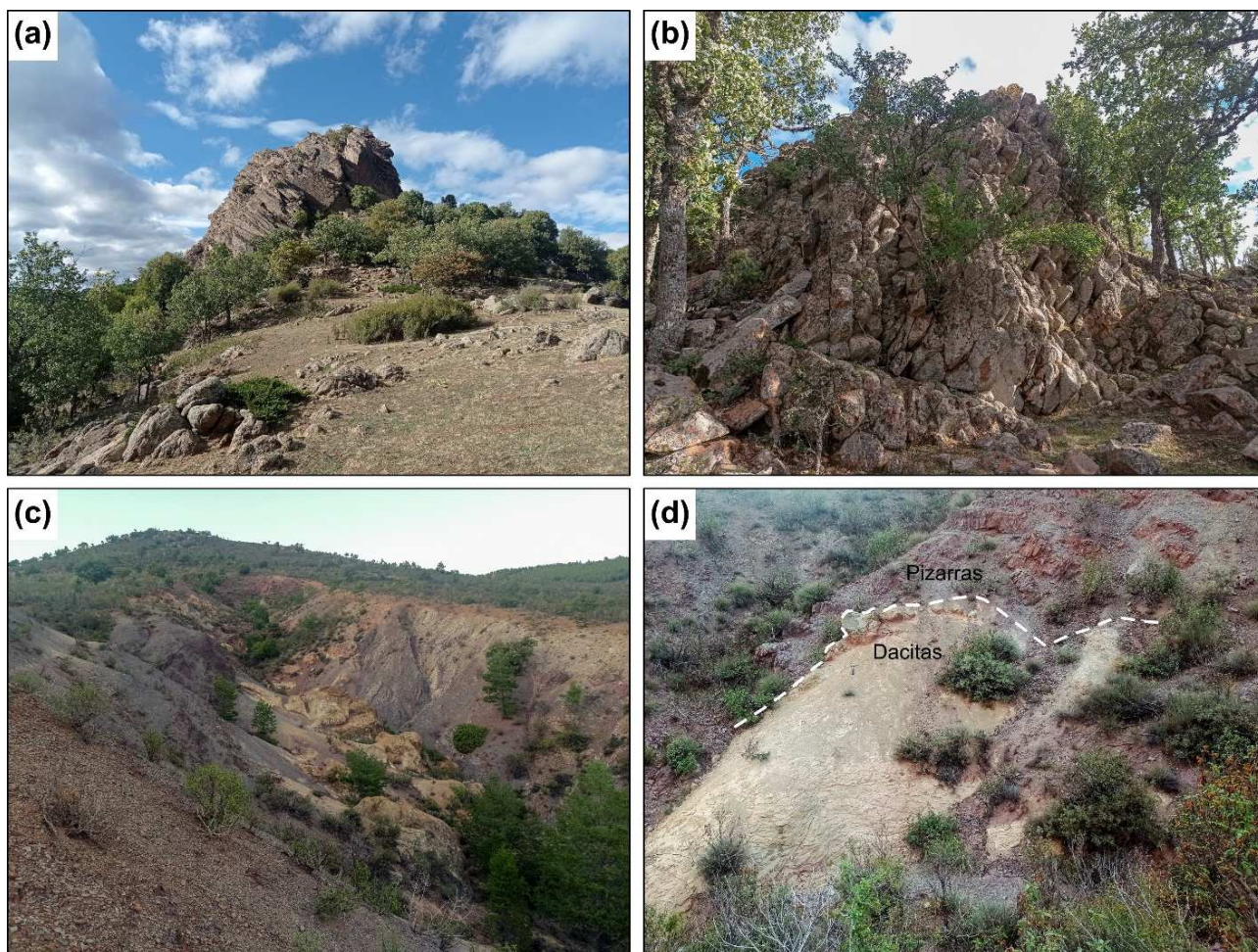


Fig. 3.11. Fotografías de los afloramientos de Noguera de Albarracín y Tramacastilla. **(a)** Aspecto general del sill de Noguera de Albarracín. **(b)** Detalle de la disyunción columnar de dicho sill. **(c)** Aspecto general del afloramiento de la intrusión dacítica de Tramacastilla. **(d)** Contacto entre la citada intrusión y las pizarras y cuarcitas del Ordovícico.

3.2. Rama Aragonesa

En la Rama Aragonesa la inmensa mayoría de las rocas ígneas cisuralienses presentan un emplazamiento subvolcánico. Sin embargo, por una parte, junto a la localidad de Loscos (Unidad de Herrera) aflora un plutón de composición gabroica. Por otra parte, en esta Rama se encuentran tres cuencas sedimentarias cisuralienses, una de ellas (cuenca de Fombuena, sector de Loscos, Unidad de Herrera) con presencia de depósitos volcánicos y otras dos (cuenca de Reznos, en la Unidad de Badules, y cuenca de Codos, en la intersección entre las Unidades de Badules y Herrera) con depósitos volcanosedimentarios.

Unidad de Badules

Llamativamente, todos los afloramientos de la Unidad de Badules excepto un pequeño dique de andesita basáltica del sector de Reznos, corresponden a dacitas o riolitas, y muestran mayoritariamente un emplazamiento subvolcánico, predominantemente en forma de diques.

Dentro de esta unidad se distinguen tres sectores con afloramientos de rocas ígneas cisuralienses que han sido denominados en función de algunas de las localidades más conocidas que se encuentran en ellos, o próximas a sus afloramientos más destacados: Reznos, Calatayud y Pardos (Fig. 3.1c). Además, como ya se ha comentado, el magmatismo cisuraliense también aflora en la zona de contacto entre esta unidad y la de Herrera, en el sector de Codos (Fig. 3.1c).

3.2.1. Sector de Reznos

El sector de Reznos es el más septentrional de todos los que conforman el magmatismo estudiado, encontrándose situado en el extremo noroccidental de la Unidad de Badules, en los materiales paleozoicos que afloran en el límite oriental de la cuenca de Almazán (Fig. 3.1c). Este sector se encuentra dominado por la presencia de fallas (fundamentalmente cabalgamientos) de dirección NO-SE y anticlinales de bloque superior, que han permitido la elevación de los materiales paleozoicos, formados predominantemente por cuarcitas y pizarras de edad Cámbrica (Fig. 3.12).

En el sector de Reznos los materiales pérmicos afloran siempre en contacto con los cámbricos y se sitúan en dos áreas. La primera de ellas se localiza 2,5-2,8 km al O del municipio de Reznos y 0,5-3,3 km al S del de Sauquillo de Alcázar (Fig. 3.12). La segunda, se encuentra 1,2 km al SE de Cardejón (Fig. 3.12).

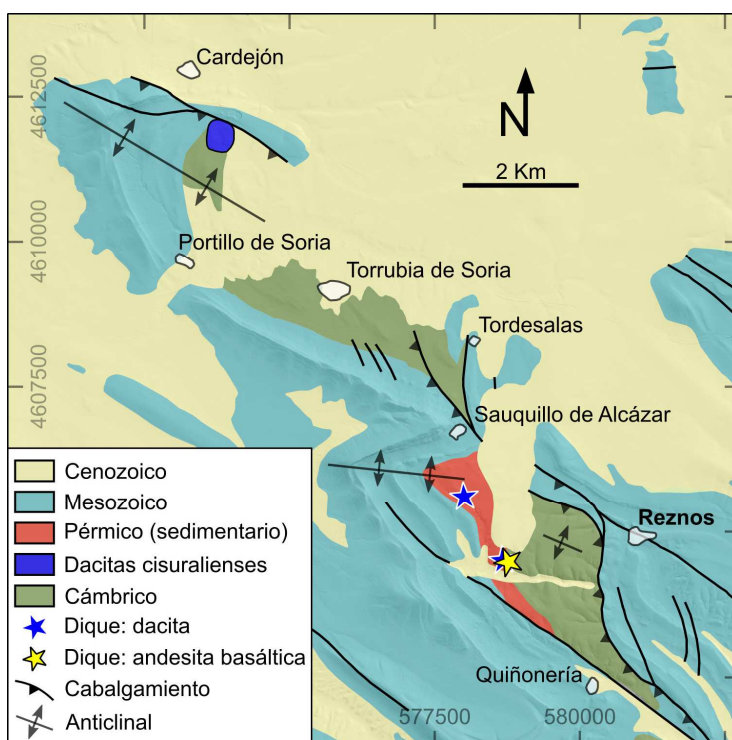


Fig. 3.12. Mapa geológico del sector de Reznos. Modificado de Modificado de Lago *et al.*, (1994b, 2004 y 2005) y López-Olmedo *et al.*, (en línea).

En el área más próxima a Reznos se encuentran rocas sedimentarias e ígneas. Los materiales sedimentarios corresponden a areniscas, arenas y arcillas de colores terrosos, que se disponen formando un anticlinal de dirección O-E, y que presentan fragmentos de rocas ígneas volcánicas y subvolcánicas de composición riolítica y dacítica. Los afloramientos ígneos de esta área, corresponden a tres diques que intruyen a los sedimentos pérmicos mencionados anteriormente en el flanco S del anticlinal. Uno de estos diques, se encuentra situado 1,1 km al S de Sauquillo de Alcázar (Fig. 3.12), tiene composición dacítica, una longitud de 130 m, una anchura de 20 m y un grado de alteración muy elevado (Fig. 3.13a).

Los otros dos diques se encuentran muy próximos entre sí, unos 2,3 km al O de Reznos. El más occidental es muy similar al descrito anteriormente al sur de Sauquillo de Alcázar, tiene composición dacítica, unos 180 m de longitud, 10 m de anchura y un grado de alteración muy elevado. Se

encuentra entre dos campos de labor y muestra bandeo fluidal afectado en algunos casos por pequeños y laxos pliegues ígneos. En algunas zonas presenta disyunción esferoidal. El más oriental se sitúa unos 240 m al SO del anterior (Fig. 3.12), junto a un camino. Corresponde a andesitas basálticas excepcionalmente bien preservadas (con muy bajo grado de alteración) y es el único dique de composición no dacítica ni riolítica de la Unidad de Badules. Sin embargo, este dique presenta muy malas condiciones de afloramiento. Su presencia se reconoce únicamente en fragmentos de roca de hasta 30 cm, que se encuentran en un área de unos 50 m² en un campo y junto al talud de un camino que lo limita por el S, habiendo sido arrastrados y fracturados por las labores agrícolas. Las malas condiciones de afloramiento dificultan conocer la extensión de este dique, aunque no parece sobrepasar 1 m de potencia ni 150 m de longitud. Además de los afloramientos superficiales, en este sector se tiene un amplio registro de rocas volcanosedimentarias subsuperficiales provenientes de 6 sondeos, con fragmentos de riolitas y dacitas, que fueron estudiadas en detalle por Lago *et al.*, (1994b; 2004 y 2005).

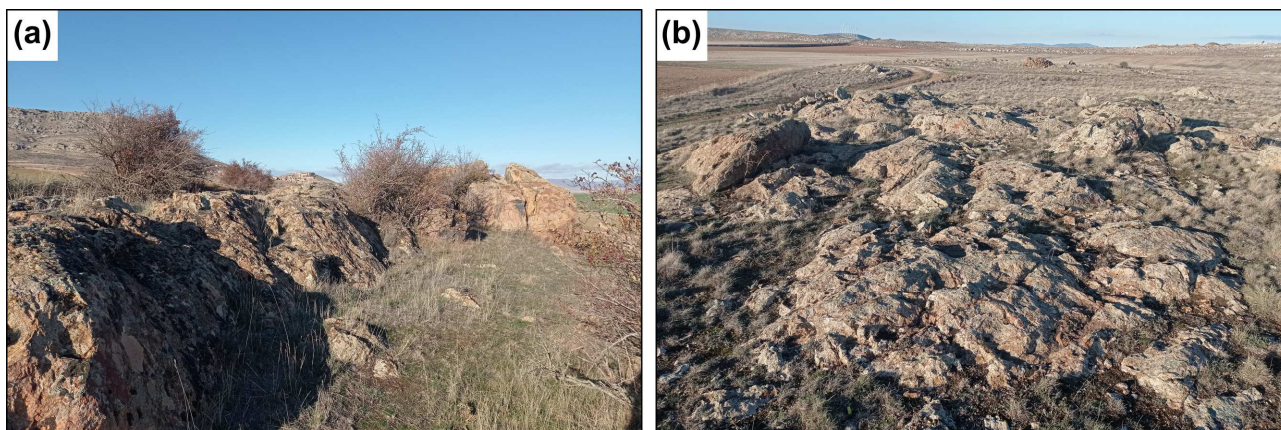


Fig. 3.13. Fotografías de dos de las intrusiones subvolcánicas dacíticas del sector de Reznos, situadas al S de Sauquillo de Alcázar **(a)** y de Cardejón **(b)**. Ver localización en Fig. 3.12.

En el área de Cardejón, no se encuentran rocas sedimentarias del Pérmico, y el magmatismo está representado únicamente por una intrusión de unos 600 m de diámetro y composición dacítica (Fig. 3.12 y 3.13b).

En definitiva, los afloramientos superficiales del sector de Reznos están formados por al menos 3 intrusiones dacíticas subvolcánicas con un elevado grado de alteración, y un pequeño dique de andesitas basálticas muy poco afectadas por la alteración, pero con reducida extensión y muy malas condiciones de afloramiento.

3.2.2 Sector de Calatayud

Este sector se encuentra situado en la parte central de la Unidad de Badules (Fig. 3.1c), junto al valle del río Jalón y en las proximidades a la ciudad de Calatayud. Todas las rocas ígneas que afloran en él corresponden a riolitas emplazadas en forma de diques. Dentro del sector de Calatayud se distinguen dos zonas con afloramientos ígneos que se encuentran separadas por la cuenca cenozoica de Calatayud. La principal corresponde a la más suroccidental y se localiza entre los municipios de Bubierca, Ateca y Castejón de las Armas (Fig. 3.14). En esta zona se tienen localizados hasta 10 afloramientos. Su espesor no supera los 25 m, y su longitud es inferior a 700 m.

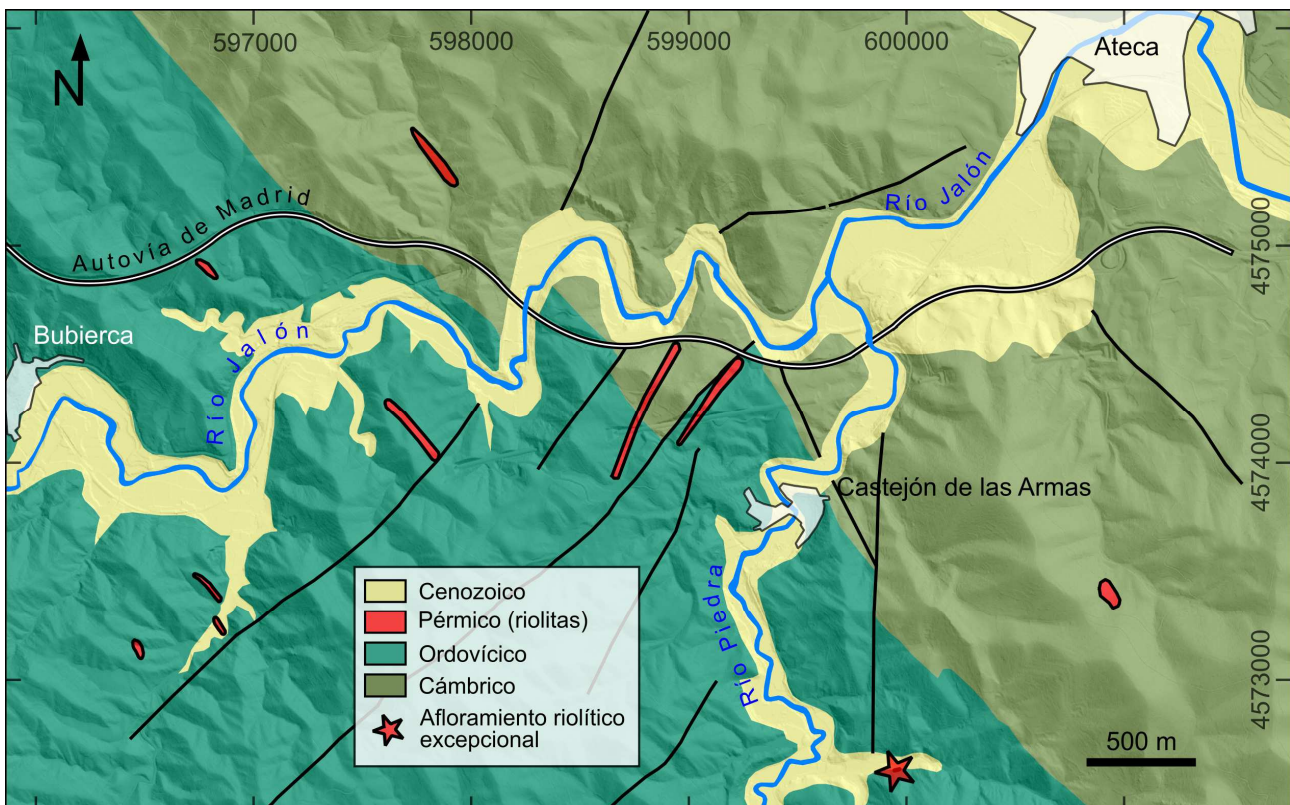


Fig. 3.14. Mapa geológico de la zona suroccidental del sector de Calatayud. Modificado de López-Olmedo *et al.*, (en línea).

Dentro de dicha, los dos mayores diques se localizan 550 y 800 m respectivamente, al NO de Castejón de las Armas. Ambos se extienden en paralelo con una dirección SO-NE, muy próxima o prácticamente coincidente a la de las principales fallas de este sector (Fig. 3.14). El afloramiento más suroriental se encuentra junto la falla de mayor extensión de esta zona (más de 4 km), con la que se dispone prácticamente en paralelo (Fig. 3.14), sugiriendo quizás algún tipo de relación con su emplazamiento. Estos diques intruyen sobre cuarcitas del Ordovícico y del Cámbrico (Fig. 3.14), con las que presentan contactos muy netos (Fig. 3.15a) que en ocasiones parecen incluso mecánicos. Las rocas muestran un color beige amarillento, un elevado grado de alteración, y un aspecto fracturado o fragmentado (Fig. 3.15b). Además, estas rocas presentan frecuentemente numerosos enclaves de pizarras (y en menor proporción también de cuarcitas), de tamaño milimétrico a centimétrico, bordes rectos y sin evidencias de asimilación.

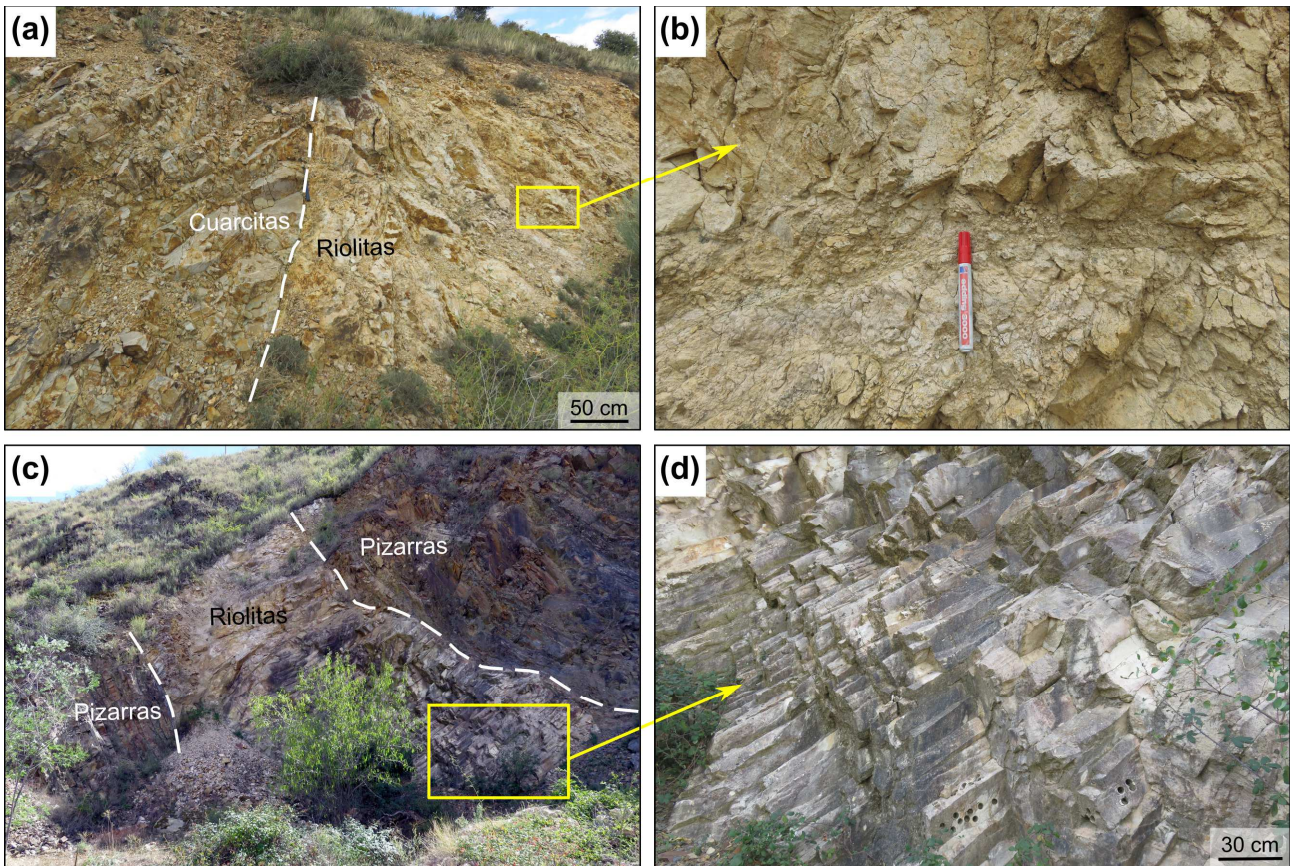


Fig. 3.15. Fotografías de dos de los diques con mejores condiciones de afloramiento del sector de Calatayud. **(a)** Contacto entre uno de los diques de mayor extensión, localizado al NO de Castejón de las Armas y las cuarcitas del ordovícico y **(b)** detalle del aspecto de las riolitas que conforman este dique. **(c)** Aspecto del dique situado al SSE de Castejón de las Armas, intruyendo sobre pizarras y cuarcitas del ordovícico y **(d)** aspecto general de la excepcional disyunción columnar este dique.

En esta misma zona, destaca otra pequeña intrusión por sus excepcionales condiciones de afloramiento y la presencia de una clara disyunción columnar, que se sitúa concretamente 1,2 km al SSE de Castejón de las Armas (Fig. 3.14). El dique presenta unos 5 m de potencia, una orientación E-O, e intruye sobre un conjunto de pizarras y cuarcitas del Ordovícico (Fig. 3.15c). Su disyunción columnar atraviesa el conjunto del dique y se dispone en perpendicular a los contactos con los materiales ordovícicos. Los prismas tienen entre 4 y 6 caras y un diámetro de 10 a 25 cm (Fig. 3.15d).

Al noreste de esta zona y separados de ella por la cuenca de Calatayud, se encuentran otros dos pequeños afloramientos riolíticos que se localizan en las proximidades a la carretera de Madrid, entre las localidades de Aluenda y El Frasno. Estos afloramientos intruyen sobre pizarras y cuarcitas cámbricas y precámbricas y presentan espesor métrico.

3.2.3. Sector de Pardos

El sector de Pardos es el más meridional de la Unidad de Badules (Fig. 3.1c) y se localiza en la sierra del mismo nombre (Sierra de Pardos) entre las localidades de Alarba, Castejón de Alarba, Acered y el despoblado de Pardos (Fig. 3.15). En este sector se concentran en un área inferior a 16 km², cinco afloramientos riolíticos y uno dacítico, todos ellos de emplazamiento subvolcánico. Los afloramientos aparecen espacialmente asociados a dos fallas, una de ellas de dirección NNE-SSO

que actualmente se expresa en forma de cabalgamiento, y junto a la que se encuentran los 5 afloramientos riolíticos, y otra, de dirección E-O (Falla de Pardos), que limita por el N el único afloramiento dacítico de este sector (afloramiento de Cerro Redondo). Los afloramientos riolíticos, presentan una longitud de entre 300 y 500 m, excepto el situado en la intersección de las dos fallas anteriores (afloramiento de Acered), que alcanza 750 m de longitud y además presenta una composición intermedia (aunque claramente riolítica) entre las riolitas asociadas a la falla NNE-SSE y el afloramiento de dacitas localizado junto a la falla de Pardos (Fig. 3.16).

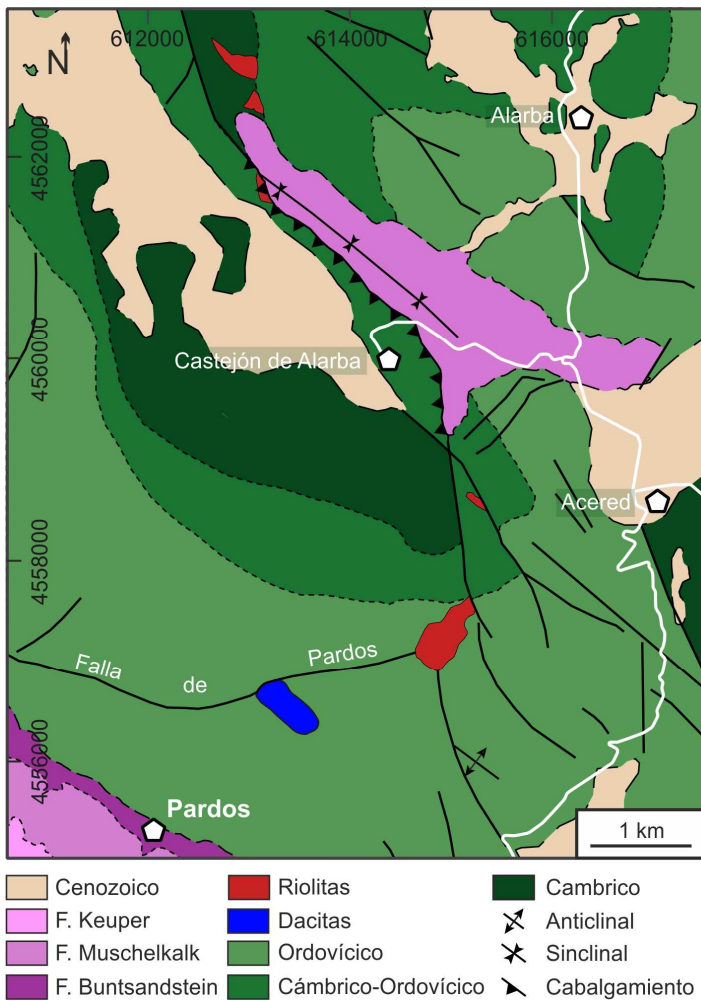


Fig. 3.16. Mapa geológico del sector de Pardos. Modificado de López-Olmedo *et al.*, (en línea).

Las rocas riolíticas muestran unas características muy similares a las de los afloramientos del sector de Calatayud. El afloramiento de Acered (Fig. 3.17a) es el que mejores condiciones de observación y de preservación presenta de entre los riolíticos. Además, contiene como el resto de afloramientos de este sector, frecuentes enclaves de pizarras similares a la roca encajante (Fig. 3.17b), que son especialmente abundantes en sus bordes y tienen un tamaño milimétrico a centimétrico. El afloramiento de Cerro Redondo es junto al de Acered el de mayores dimensiones y recibe el nombre de la montaña en la que se encuentra (Fig. 3.17c). Como ya se ha comentado en el capítulo relativo a los objetivos, este afloramiento destaca por su estructura, con una foliación magmática claramente definida (Fig. 3.17d) que se encuentra afectada por singulares pliegues ígneos. La exposición de sus características se detalla en el capítulo 5, dedicado al estudio de su emplazamiento.

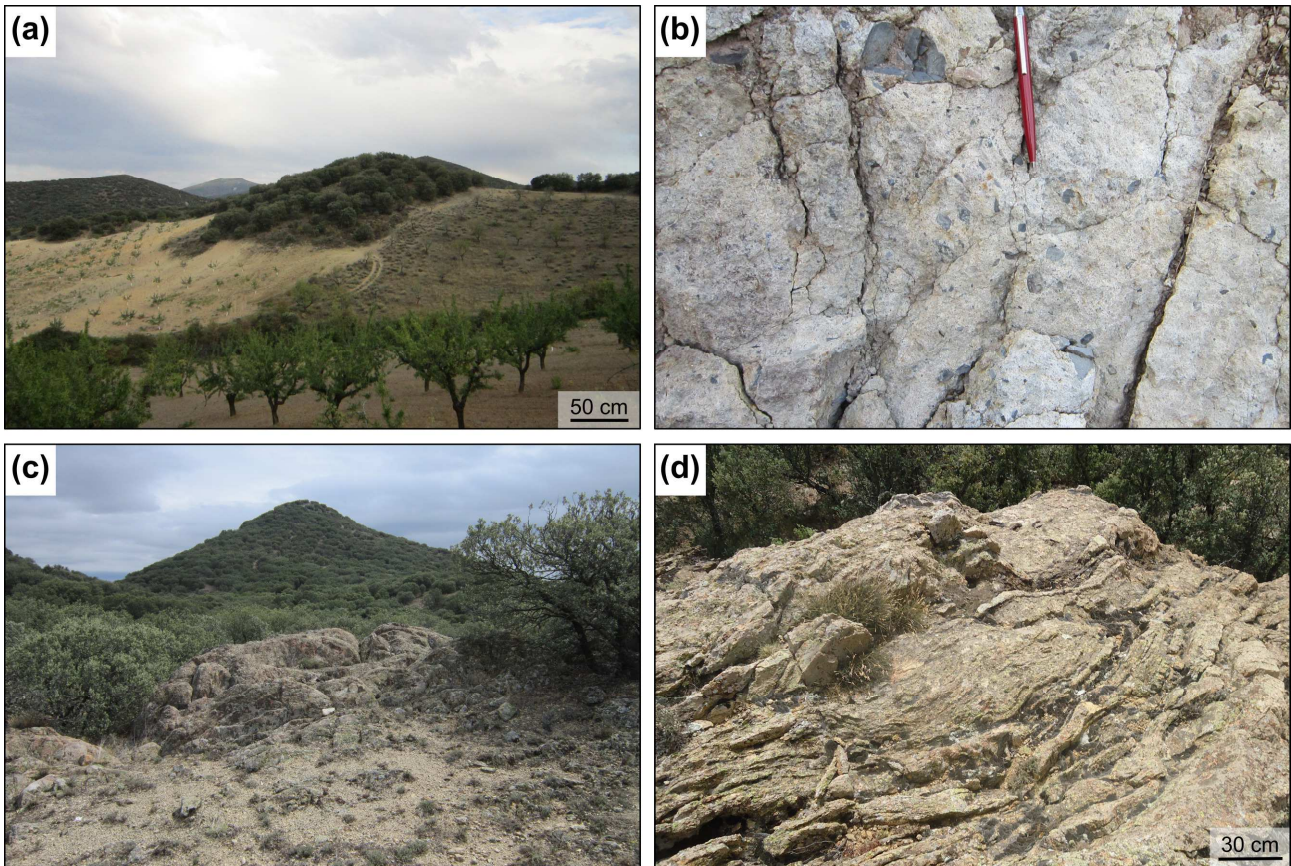


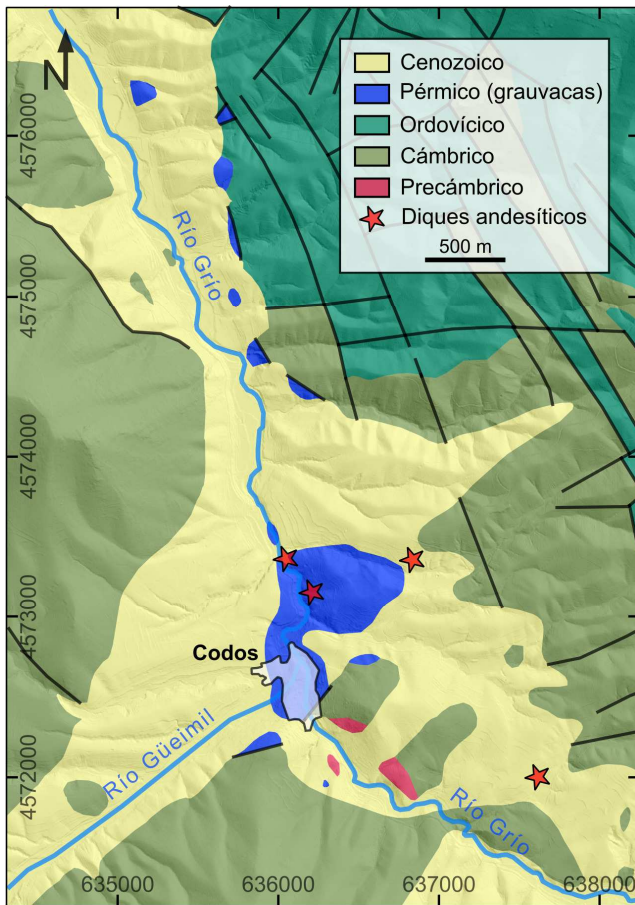
Fig. 3.17. Fotografías de los dos afloramientos de mayores dimensiones del sector de Pardos. **(a)** Afloramiento Riolítico de Acered. **(b)** Aspecto a escala de muestra de mano de las rocas riolíticas que conforman dicho afloramiento. **(c)** Afloramiento dacítico de Cerro Redondo. **(d)** Aspecto general de las rocas que conforman la intrusión de Cerro Redondo y de su marcada foliación.

3.2.4. Sector de Codos

El sector de Codos se encuentra situado en la unión entre la Unidad de Herrera y la de Badules, sobre la falla de Datos (Fig. 3.1c). La falla de datos discurre en este sector paralela al valle del río Grío, en dirección NO-SE. Aunque se encuentra cubierta en la mayor parte de su extensión por los materiales miocenos que rellenan dicho valle, esta falla superpone en el sector de Codos materiales del Precámbrico y de la base de la serie cámbrica correspondientes a la Unidad de Badules, sobre materiales del techo de la serie cámbrica y del Ordovícico Inferior, correspondientes a la Unidad de Herrera.

En paralelo a la falla de Datos, se sitúan una serie de afloramientos de rocas volcanosedimentarias muy compactas y consolidadas cuando se encuentran sanas, a las que tradicionalmente se ha referido como grauvacas (Fig. 3.18). El afloramiento de grauvacas de mayores dimensiones, se extiende desde el pueblo de Codos hacia el N, es atravesado por el río Grío y tiene una longitud de algo más de 1 km (Fig. 3.18 y 3.19a). Las grauvacas están formadas por una mezcla de materiales que incluye abundantes fragmentos de dacitas y andesitas con las mismas características petrográficas que presentan este tipo de rocas en el conjunto de los afloramientos del magmatismo estudiado, y numerosos cantos de longitud milimétrica a centimétrica de rocas metasedimentarias

3. Contexto, situación geológica y caracterización de los afloramientos



del Paleozoico (cuarcitas y pizarras). Tanto los cantos dacíticos como los andesíticos y metasedimentarios tienen un tamaño milimétrico a centimétrico y son bastante angulosos. En menor proporción, las grauvacas presentan pequeños fragmentos muy alterados, que parecen corresponder a granitoides. Todos estos clastos se encuentran en una matriz arenosa parcialmente cementada y formada por cristales de cuarzo, feldspatos y filosilicatos.

Resulta especialmente interesante de cara al estudio del magmatismo, la presencia de rocas ígneas en este sector en forma de diques dacíticos y andesíticos (Figs. 3.18 y 3.19b). Estos diques tienen una potencia de varios metros, una longitud de entre 20 y 100 m y una orientación predominante E-O. Dos de ellos

← **Fig. 3.18.** Mapa geológico del sector de Codos. Modificado de Lago *et al.*, (2005, 2012) y López-Olmedo *et al.*, (en línea)



Fig. 3.19. Aspecto general del afloramiento de Grauvasas junto a la localidad de Codos (a) y dique de andesitas cortando a las grauvacas (b) cuya ubicación corresponde al dique más próximo al municipio de Codos (Fig. 3.18).

atravesan los depósitos de grauvacas y otros dos se emplazan sobre los materiales metasedimentarios del cámbrico.

Las observaciones de campo de este sector indican que, en el Carbonífero, durante el Orógeno Varisco, se produjo la superposición de la Unidad de Badules sobre la de Herrera por medio de la falla de Datos. Posteriormente, en el Pérmico, tuvo lugar una transición hacia un régimen transtensivo que, en esta zona de falla favoreció el ascenso de fundidos dacíticos y andesíticos. La erosión de los depósitos ígneos que se emplazaron como consecuencia de dicho proceso, y del resto de rocas paleozoicas, formó depósitos volcanosedimentarios que rellenaron una pequeña cuenca generada durante dicha actividad transtensiva. Finalmente, el ascenso de nuevos fundidos atravesó los depósitos volcanosedimentarios dando lugar a los diques que afloran hoy en día en este sector.

Unidad de Herrera

El SO de esta Unidad presenta la mayor concentración de afloramientos del magmatismo cisuraliense en la Cordillera Ibérica, mientras que en el área NE, no se tiene constancia de afloramientos correspondientes al magmatismo estudiado. Dentro de los materiales paleozoicos que conforman el SO de la unidad de Herrera, se distinguen dos sectores claramente diferenciados por sus características geológicas e individualizados por el afloramiento entre ambos, de materiales correspondientes a las unidades de Mesones y de Badules y de rocas mesozoicas (Fig. 3.1c). Estos sectores se han denominado en base a dos de las localidades más destacadas por la importancia geológica de los afloramientos paleozoicos que se encuentran junto a ellas: Loscos y Montalbán. A continuación, se describen las principales características de los afloramientos de rocas ígneas cisuralienses que en ellos se encuentran.

3.2.5. Sector de Loscos

El sector de Loscos se encuentra limitado hacia el N por el Valle del río Huerva, que atraviesa la Unidad de Herrera en dirección O-E y a partir del cual, no se tiene registro de afloramientos de rocas ígneas. El límite S de este sector corresponde al Cabalgamiento de Datos. Este sector presenta un área aproximada de 200 km² en la que se concentran (especialmente en su extremo S) más de 435 afloramientos de rocas ígneas cisuralienses, lo que da una idea bastante aproximada del elevado número de cuerpos ígneos que se encuentran en él. Todos los afloramientos excepto cuatro se sitúan al S de Luesma (Fig. 20). Los cuatro afloramientos localizados al N de Luesma, se encuentran concretamente entre los municipios de Vistabella y Herrera de los Navarros y son subvolcánicos, de composición andesítica e inferiores a 300 m de longitud.

3. Contexto, situación geológica y caracterización de los afloramientos

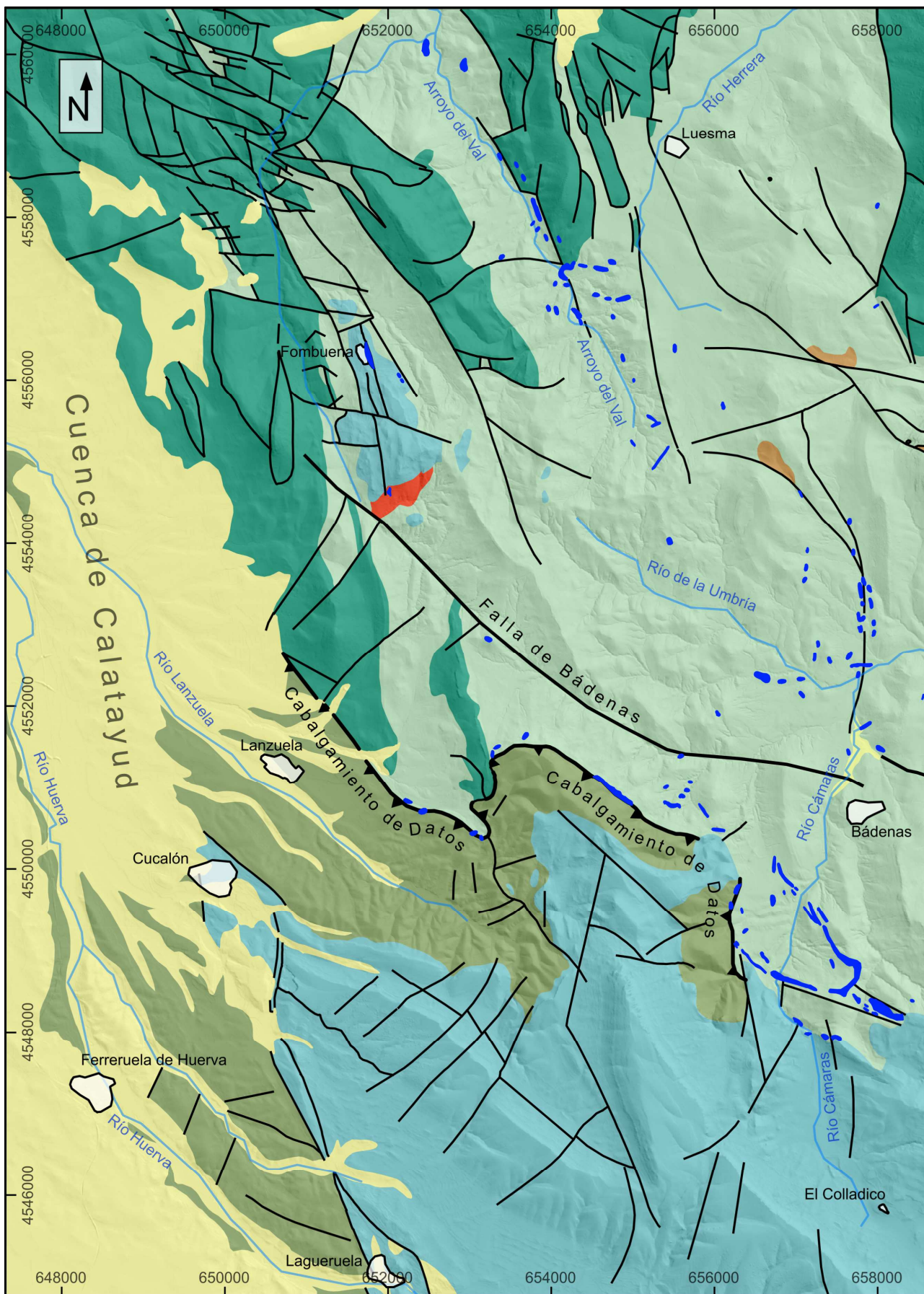


Fig. 3.20. Mapa geológico del sector Loscos. Modificado de López-Olmedo *et al.*, (en línea).

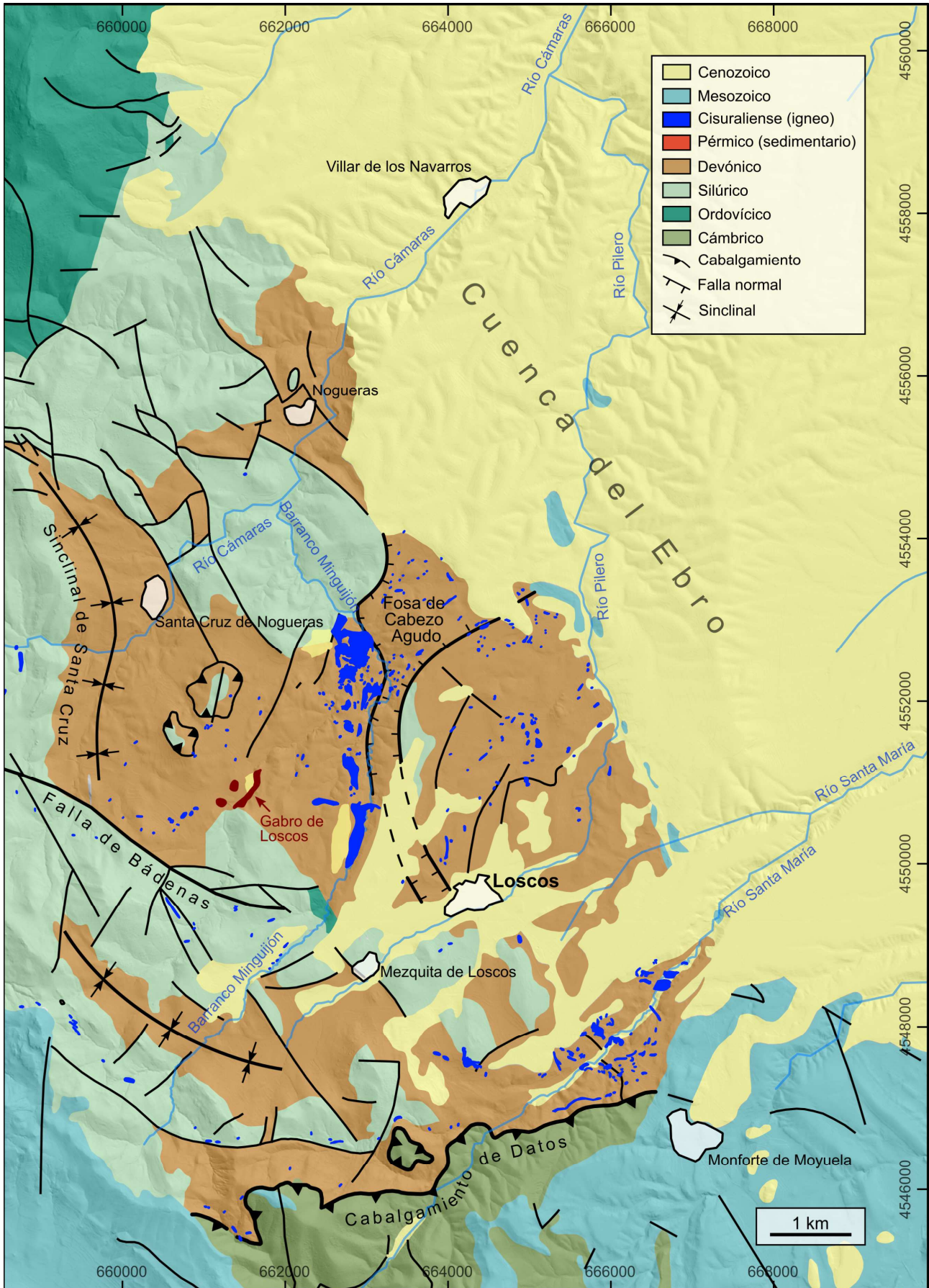


Fig. 3.20 (continuación). Mapa geológico del sector Loscos. Modificado de López-Olmedo *et al.*, (en línea).

Todos los cuerpos de rocas ígneas que se encuentran en el sector de Loscos presentan un emplazamiento subvolcánico, excepto dos (unos depósitos piroclásticos dacíticos localizados dentro de la serie sedimentaria del Pérmico que aflora 1,6 km al S de Fombuena, y un plutón gabroico localizado 2,4 km al O de Loscos, Fig. 20) y corresponden mayoritariamente a rocas andesíticas y andesíticas basálticas, aunque también se encuentran algunos afloramientos de dacitas. En este sector no se tiene constancia de la presencia de rocas riolíticas.

Las rocas pérmicas de Fombuena se encuentran rellenando la única cuenca sedimentaria pérmica de la que se tiene constancia en la Unidad de Herrera. La serie de materiales que rellenan esta cuenca presenta dos tramos. El primero de ellos, de unos 90 m de espesor, se dispone en discordancia angular sobre las pizarras del silúrico y está formado exclusivamente por materiales sedimentarios detríticos, predominantemente conglomerados, aunque hacia techo se presentan unos 20 m de areniscas. Esta serie ha sido clásicamente atribuida al Estefaniense. El segundo tramo, tiene un espesor de unos 70 m y está formado por una intercalación de depósitos volcánicos y lutitas. La base de este tramo está compuesta predominantemente por lutitas entre las que se intercalan varios niveles de flujos piroclásticos (30 m). La parte media, se encuentra constituida por depósitos piroclásticos de caída (mayoritariamente cineritas) con una potencia de unos 25 m. Finalmente, hacia techo, destaca un potente depósito bastante masivo de flujos piroclásticos de unos 15 m de potencia (Fig. 3.21a). Las rocas volcánicas presentan un grado de alteración muy elevado y corresponden a términos dacíticos. Este segundo tramo, contiene numerosos restos fósiles de flora (tallos y hojas), que resultan especialmente frecuentes en las lutitas de la base y en los flujos piroclásticos del techo. Dicho tramo fue datado por *Conte et al.*, (1987) en base a la edad de sus restos fósiles y a tres medidas radiométricas (K-Ar) en biotitas de bombas volcánicas, indicando una edad cisuraliense, comprendida entre los 292 y 283 Ma. La serie pérmica presenta en su techo el desarrollo de un paleosuelo y está cubierta en discordancia angular por los materiales del triásico inferior (facies *Buntsandstein*). Además, por otra parte, bajo el propio núcleo urbano de Fombuena, se encuentra un potente afloramiento andesítico subvolcánico (Fig. 3.21b).

El gabro de Loscos se sitúa concretamente entorno a kilómetro 3 de la carretera que une los municipios de Loscos y Bádenas. Este gabro aflora en tres puntos muy próximos entre sí (a menos de 150 m). El más oriental es con diferencia el más extenso y el único que presenta rocas con un bajo grado de alteración. Tiene una morfología alargada en dirección SO-NE, una longitud de casi 600 m y una anchura de unos 70. Los otros dos afloramientos de esta intrusión muestran un grado de alteración tremendamente elevado, dando a la roca un aspecto deleznable y arenoso, y un color blanquecino. La longitud de estos afloramientos no supera los 300 m de longitud.

El gabro intruyó sobre materiales silúricos y devónicos formados por pizarras, cuarcitas y calizas, y generó en las rocas carbonatadas un importante metamorfismo de contacto dando lugar a corneanas que se extienden hasta unos 50 m más allá de los límites de la intrusión. El afloramiento principal del gabro es atravesado por dos diques con una dirección principal prácticamente paralela a la del propio afloramiento (SO-NE) y una potencia de en torno a 1 m (Fig. 3.21c). El dique de mayores dimensiones, se sitúa en el sector central de la intrusión, no se encuentra muy alterado, está formado por andesitas basálticas, y tiene una longitud de unos 225 m. El otro dique se sitúa en

el extremo SO de la intrusión, muestra un grado de alteración muy elevado, está formado por andesitas, y tiene una longitud de unos 65 m.

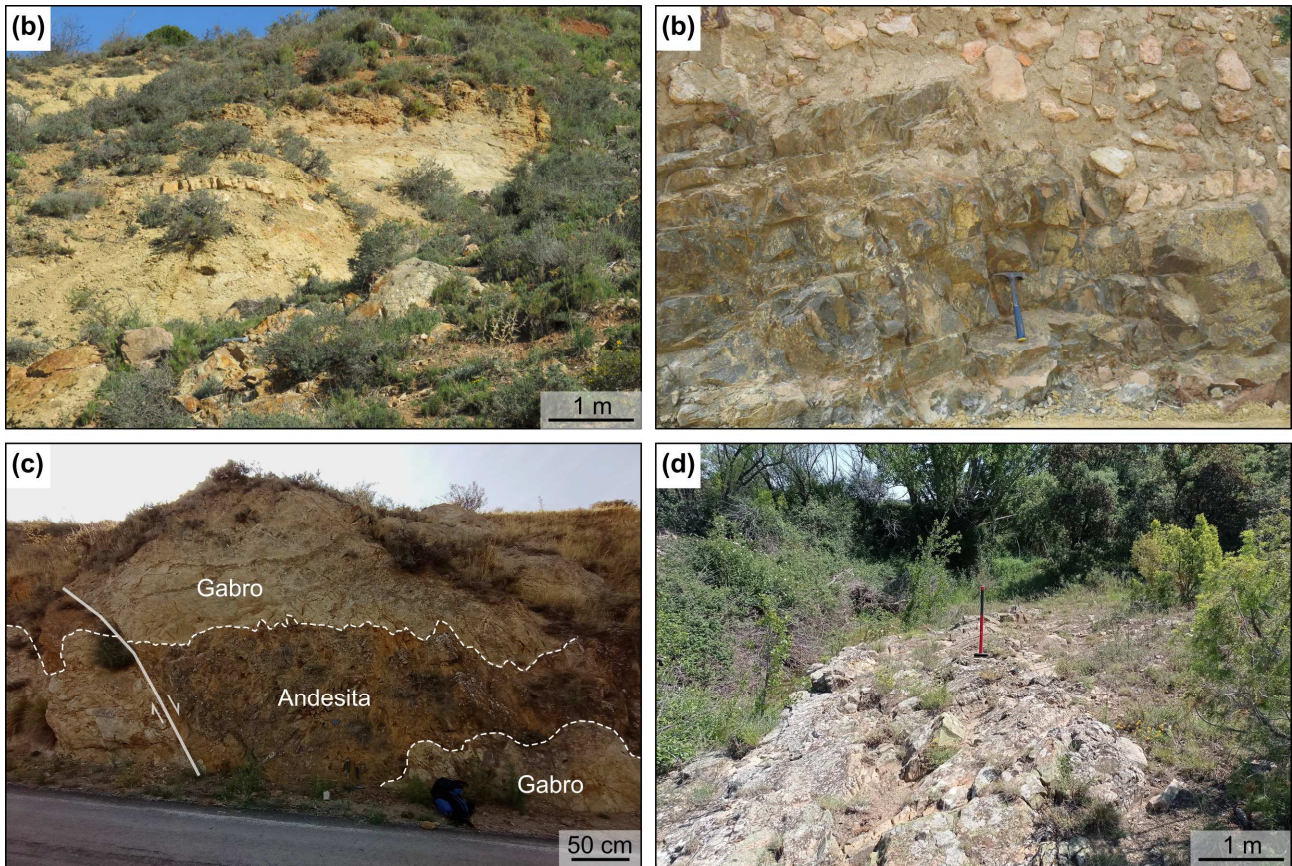


Fig. 3.21. Ejemplos del aspecto de algunos de los afloramientos de rocas ígneas del sector de Loscos. **(a)** Depósitos volcánicos de la Fosa de Fombuena. **(b)** Andesitas subvolcánicas localizadas bajo el casco urbano de Fombuena. **(c)** Dique andesítico cortando al gabro de Loscos. **(d)** Dique de andesitas basálticas cortando el afloramiento más septentrional de los situados junto al barranco Minguijón (Fig. 3.20).

En el sector de Loscos destacan claramente por su extensión, una serie de afloramientos alargados en dirección N-S que se sitúan entre el gabro anteriormente descrito, y la población de Loscos. El más cercano al municipio de Loscos se sitúa 1,5 km hacia el NO de esta población; se encuentra atravesado por el Barranco Minguijón; y es el de mayor tamaño, con una longitud cercana a los 800 m y una anchura de unos 400 m hacia el N (Fig. 8.20). Todos estos afloramientos tienen una composición andesítica y un elevado grado de alteración. Estas intrusiones muestran además unas características distintivas a escala de muestra de mano, respecto al resto del sector de Loscos. Las rocas presentan un color blanquecino debido a su alteración, un aspecto granudo (con un tamaño cristalino ligeramente mayor al del resto de intrusiones de este sector), y destacan especialmente por la presencia de grandes cristales de biotita (hasta 5 mm) con un elevado brillo muy característico debido a su recristalización por cloritas. La proximidad de todos estos afloramientos, su orientación paralela y sus similitudes petrológicas, indican que seguramente se encuentren interconectados en profundidad y pertenezcan a una misma intrusión. En su conjunto los afloramientos se extienden 3,1 km y presentan una morfología de punta de flecha con una anchura máxima de 450 m en el N. La intrusión se encuentra atravesada precisamente en su sector N por un dique de andesitas basálticas de aproximadamente 2 m de potencia, más de 100 de longitud y un bajo grado de alteración (Fig. 3.21d).

El resto de afloramientos de este sector muestran una textura petrográfica muy similar, porfídica, con un 30-60% de fenocristales de 1-2 mm de longitud. Corresponden a andesitas, andesitas basálticas y de forma minoritaria, dacitas y basaltos, y presentan en general, un elevado grado de alteración. Estos afloramientos se localizan preferentemente en determinadas áreas del sector de Loscos, que se describen brevemente a continuación.

En paralelo al Arroyo del Val, entre las localidades de Fombuena y Luesma, se extienden más de 30 sills y diques de pequeño tamaño (menos de 350 m de longitud y 50 m de anchura) (Fig. 3.20). Al N de Bádenas, en las proximidades a la desembocadura del río de la Umbría en el río Cámaras se concentra otro grupo de más de 30 sills y diques con similar extensión. Al SO de Bádenas y junto al Cabalgamiento de Datos, se encuentra un grupo de más de 50 intrusiones subvolcánicas (Fig. 3.20) entre las que predominan los sills y que destacan especialmente por su gran longitud (hasta 900 m) y reducida potencia (menos de 40 m). Además, muchos de estos afloramientos se encuentran localizados uno a continuación del otro y con orientaciones paralelas, sugiriendo que puedan estar interconectados en profundidad y corresponder a un mismo cuerpo ígneo. Cabe destacar finalmente, la elevada concentración de diques y sills que se encuentran en el área de Monforte de Moyuela, también junto a la Falla de Datos. Con una longitud variable entre escasos metros y algo más de 600 m, y una anchura de hasta 100 m (Fig. 3.20).

Resulta llamativa la concentración de afloramientos observada junto al cabalgamiento de Datos, especialmente al NO de Monforte de Moyuela y SO de Bádenas, muchos de ellos elongados en paralelo a dicha falla (Fig. 3.20). Esta relación espacial entre la falla y los afloramientos ígneos, sugiere que, como se observaba en el sector de Loscos, la falla de Datos puede actuar durante el pérmico como una falla direccional creando una zona de debilidad en la corteza que favoreció el ascenso magmático.

Resulta también especialmente llamativo en el entorno del sector de Loscos que mientras el bloque inferior del cabalgamiento de Datos presenta la mayor concentración de afloramientos ígneos (junto al sector de Montalbán) observada en la Cordillera Ibérica, el bloque inferior no presenta en este sector, ningún afloramiento ígneo significativo (Fig. 3.20). El cabalgamiento de Datos separa por tanto en esta área de forma neta, una zona con numerosas intrusiones (al N, sector de Loscos, Unidad de Herrera) de una zona sin afloramientos intrusivos destacados (al S, unidades de Mesones y de Badules). Este hecho podría explicarse con facilidad, si el cabalgamiento de Datos se hubiera producido con posterioridad al emplazamiento de las intrusiones, dando lugar a que una zona que previamente sufrió una intensa actividad magmática, hubiera quedado cabalgada por materiales en los que no hubo esta actividad. Sin embargo, el cabalgamiento de Datos se produjo durante el Orógeno Varisco en un contexto tectónico compresivo (Calvin y Casas, 2013) que resulta previo al emplazamiento magmático (el cual tuvo lugar ya en un contexto transtensivo y como veremos más adelante, en el Cisuraliense), por lo que esta hipótesis no resulta plausible.

3.2.6. Sector de Montalbán

El sector de Montalbán es el más oriental de los que conforman el magmatismo estudiado, encontrándose en el extremo SE de la Unidad de Herrera (Fig. 3.1c). Este sector es, junto con el de Loscos, el que mayor concentración de rocas ígneas presenta en el conjunto de la Cordillera, contando con en torno a 300 afloramientos que corresponden en su totalidad a diques y sills. El sector de Montalbán se caracteriza por una estructura general antiforme de los materiales paleozoicos (Fig. 3.1c) que afecta especialmente a la zona central y es ampliamente conocida como Anticlinal de Montalbán. Dichos materiales son predominantemente pizarras con intercalaciones de cuarcitas y tienen una edad carbonífera. No obstante, en el extremo NO de este sector y el extremo NO del núcleo del anticlinal, también aflora una pequeña extensión de materiales devónicos (Fig. 3.21).

Como ocurría en el sector de Loscos, los afloramientos se concentran especialmente en determinadas áreas. La más septentrional se sitúa al E de Anadón, SO de Huesa del Común, O de Maicas y NE de Segura de los Baños (Fig. 3.22). En su extremo N se encuentran los únicos afloramientos de rocas riolíticas de la Unidad de Herrera. Concretamente se trata de tres afloramientos en los que las riolitas muestran un elevado grado de recristalización y generan pequeños cerros por su gran resistencia frente a la erosión. Dos de estos afloramientos son los de mayores dimensiones de todo el sector de Montalbán alcanzando cerca de 1 km de longitud y hasta 400 m de anchura. El resto de afloramientos de todo el sector de Montalbán, corresponden a andesitas y andesitas basálticas, aunque también se encuentran intrusiones puntuales correspondientes a dacitas. Dentro del área N del sector de Montalbán se encuentran potentes diques de composición intermedia, especialmente en las orillas del río Aguasvivas (Fig. 3.21), donde alcanzan hasta 60 m de espesor, presentan un grado relativamente bajo de alteración y, en algunos casos, son explotados en pequeñas canteras (Fig. 3.23a).

La siguiente concentración de afloramientos (más de 80) dentro del sector de Montalbán se sitúa al O de Armillas y el S de Hoz de la Vieja. Estos afloramientos tienen una longitud de hasta 1,3 km y una potencia de decenas de metros. Uno de ellos, situado 1,3 km al SO de Hoz de la Vieja, resulta especialmente significativo por atravesar un anguloso pliegue varisco indicando una edad de emplazamiento claramente post-orogénica (Fig. 3.23b).

Al SO de Peñas Royas, se concentran un conjunto de diques de hasta 600 m de longitud y 25 m de anchura, composición mayoritariamente andesítica y orientación predominante NO-SE, que destacan sobre el relieve por su mayor resistencia a la erosión respecto a las pizarras carboníferas encajantes, y muestran muy buenas condiciones de afloramiento (Fig. 3.22 y 3.23c).

Finalmente, al N de Montalbán, aparece otra concentración de afloramientos andesíticos subvolcánicos (cerca de 20), aunque en general, de menor extensión, con longitudes de menos de 600 m y potencias que no sobrepasan los 10 m. Además, algunas de estas intrusiones se encuentran afectadas por procesos de plegamiento, probablemente alpinos (Fig. 3.23d).

3. Contexto, situación geológica y caracterización de los afloramientos

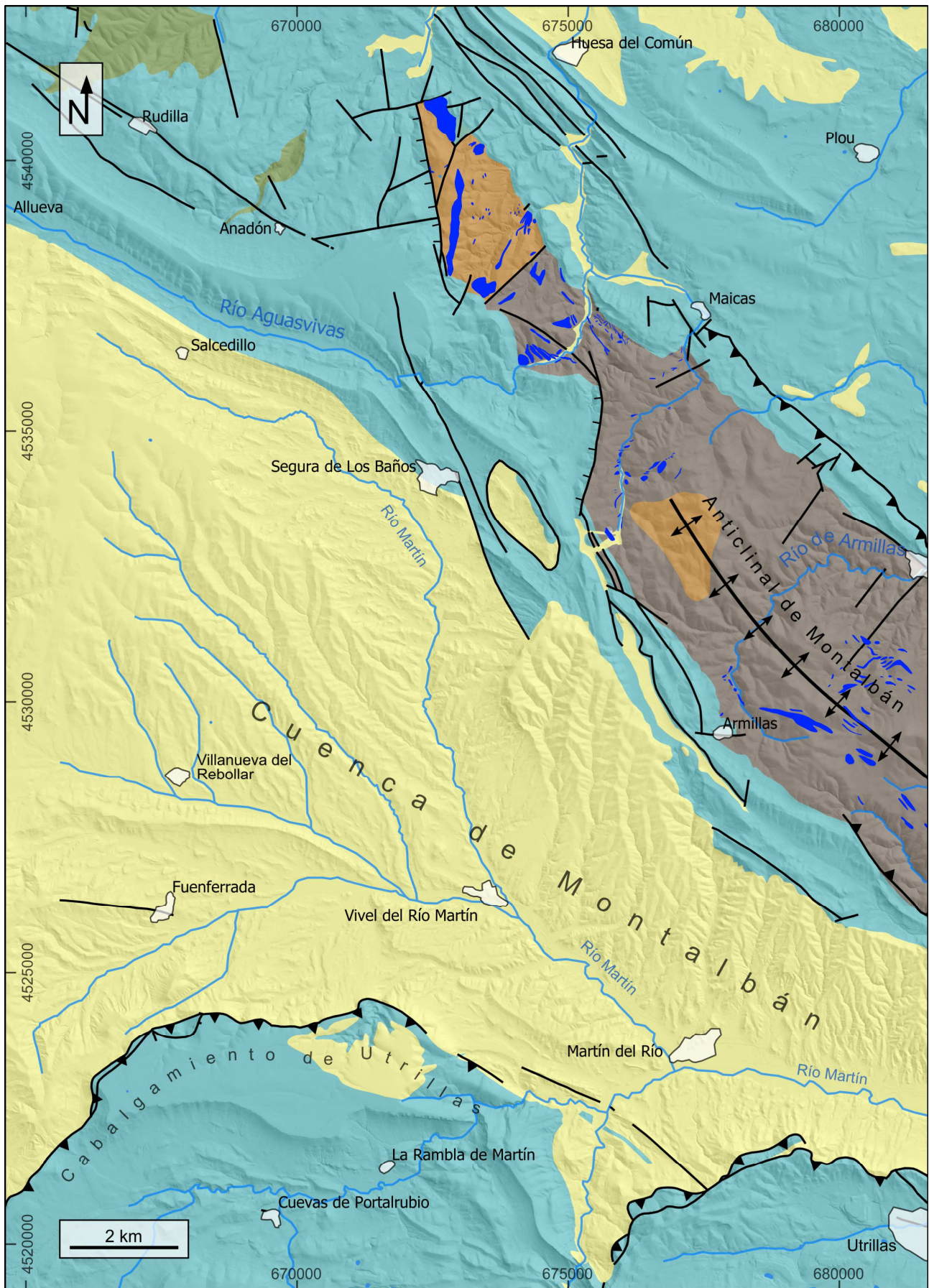


Fig. 3.22. Mapa geológico del sector Montalbán. Modificado de López-Olmedo *et al.*, (en línea) y Torres (1989).

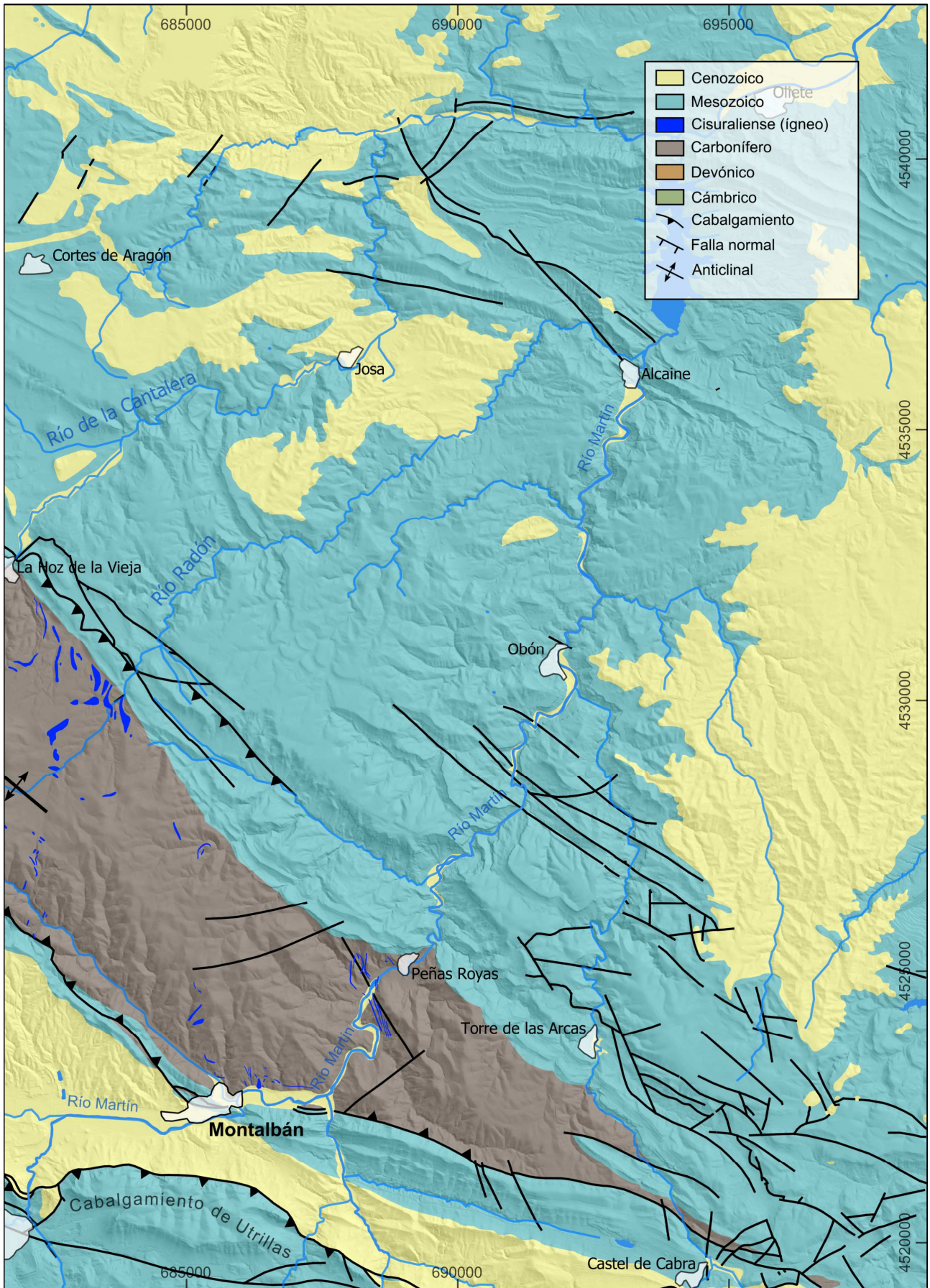


Fig. 3.22 (continuación). Mapa geológico del sector Montalbán. Modificado de López-Olmedo *et al.*, (en línea) y Torres (1989).

3. Contexto, situación geológica y caracterización de los afloramientos

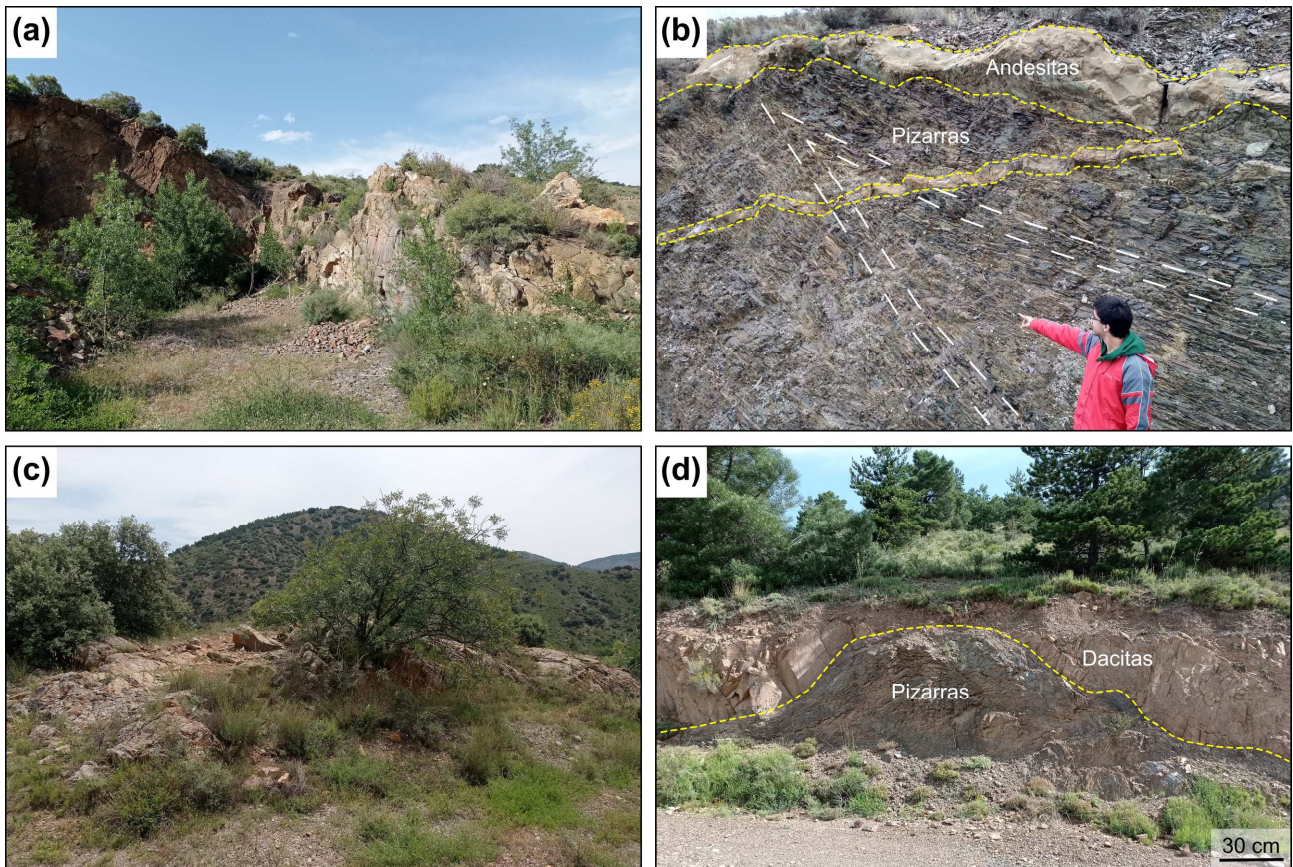


Fig. 3.23. Ejemplos de afloramientos en el sector de Montalbán. **(a)** Pequeña cantera explotando una intrusión de andesita cerca de Segura de Baños. **(b)** Dique de andesita que atraviesa un pliegue varisco. **(c)** Intrusión al SO de Peñas Royas. **(d)** Intrusión al N de Montalbán plegada durante el ciclo Alpino.

Capítulo 4: Antecedentes



Fotografía de portada: Dique riolítico con disyunción columnar en Castejón de las Armas (Zaragoza)

4. Antecedentes

El magmatismo cisuraliense es, sin duda, el que ha dado lugar a la inmensa mayoría de las escasas rocas ígneas que pueden encontrarse emplazadas entre los materiales paleozoicos de la Cordillera Ibérica. Su singularidad ha atraído la atención de numerosos investigadores. El estudio de este magmatismo puede subdividirse en 6 etapas principales que comprenden desde la constatación de su presencia hasta los estudios más recientes en relación a la realización de esta tesis.

4.1. 1900-1949: El descubrimiento

En esta época se descubre y constata la presencia del magmatismo en los afloramientos situados al SO de la provincia de Zaragoza. Son muy pocos los estudios llevados a cabo en este periodo. La primera referencia se debe a P. Ferrando, quien indica la presencia de rocas hipogénicas en la provincia de Zaragoza (Ferrando, 1906). Posteriormente, Ferrando (1926) realiza una síntesis del magmatismo de la zona que, en este trabajo, hemos denominado sector de Loscos. San Miguel de la Cámara (1936) también cita la presencia de rocas ígneas en este y otros sectores.

4.2. 1950-1979: Caracterización de nuevos afloramientos

En estos años se describen los afloramientos de los sectores de Albarracín (Riba, 1959), Ojos Negros (Herranz, 1968; De la Peña *et al.*, 1977), Molina de Aragón (De la Peña y Marfil, 1975; Ramos, 1977) y Reznos (Desparment *et al.*, 1972; De la Peña *et al.*, 1979). La mayor parte de estos trabajos son de índole cartográfica, estratigráfica y paleobotánica. Herranz (1968) indica la presencia al N de Ojos Negros de coladas dacíticas, pórfidos andesíticos y rocas piroclásticas para los que interpreta una posible edad carbonífera. Ramos (1977) realiza un detallado estudio estratigráfico en los afloramientos de Rillo de Gallo (sector de Molina de Aragón) en el que incluye una valiosa descripción de los afloramientos volcánicos y data un tramo de la serie estratigráfica en base a su contenido paleobotánico, indicando que corresponde al Pérmico Inferior. De la Peña es uno de los autores más prolíficos de esta época (De la Peña y Marfil, 1975; De la Peña *et al.*, 1977 y 1979). Este autor realiza un estudio petrológico de los afloramientos pérmicos de la zona de Torre la Hija (Sector de Ojos Negros; De la Peña y Marfil, 1975). Además, elabora una detallada columna estratigráfica y descripción de los materiales volcánicos y detríticos del sector de Reznos, y estudia la paleoflora que contienen, lo que le permite concluir que pertenecen al “Pérmico Inferior” (De la Peña, *et al.*, 1977). Este autor también realizó uno de los primeros estudios sobre los afloramientos basálticos del sector de Ojos Negros (De La Peña *et al.*, 1979).

4.3. 1980-1989: Las bases del magmatismo

Es en este periodo (1980-1990) cuando el estudio del magmatismo alcanza su mayor apogeo y es llevado a cabo por un mayor número de autores, sentando las bases y los rasgos principales del mismo. En esta época se terminan de cartografiar prácticamente todos los afloramientos ígneos conocidos hasta la fecha, se realizan las primeras dataciones radiométricas del magmatismo, se llevan a cabo numerosos análisis de roca total y se determinan los rasgos composicionales, afinidad, contexto y posibles causas petrogenéticas del magmatismo.

A principios de los años 80 del pasado siglo tuvo lugar un intensivo estudio del sector de Atienza desde distintas disciplinas geológicas, por parte de diversos investigadores relacionados con la Universidad Complutense de Madrid. Entre estos estudios destaca la tesina de Perni (1980) en petrología y geoquímica, el trabajo de Hernando *et al.* (1980), en el que, por primera vez en la Cordillera Ibérica, se data de forma radiométrica un afloramiento ígneo (287 ± 12 Ma), el trabajo de Hernán *et al.* (1981) sobre el vulcanismo o el de Ancochea *et al.* (1981) en el que se discute el contexto tectónico del magmatismo. Unos años más tarde, Aparicio y García-Cacho (1984) realizan uno de los primeros estudios sobre la composición química de los minerales del magmatismo de Atienza.

Es en esta época cuando surgen también los primeros trabajos sobre el magmatismo a una escala más amplia. Navidad (1983) realiza por primera vez, de forma conjunta y específica, el estudio del magmatismo a lo largo de toda la Rama Castellana de la cordillera. Muñoz *et al.* (1985) realizan un extenso, interesante y adelantado trabajo sobre el vulcanismo tardivarisco del conjunto de la Cordillera Ibérica.

Entre 1985 y 1989 se realizan, de forma prácticamente consecutiva, cuatro tesis de licenciatura en la Universidad de Zaragoza (tres de ellas dirigidas por el Dr. Lago) en las que se realiza un detallado estudio cartográfico, petrológico y geoquímico de los sectores de Loscos (Conte, 1985), Albarracín (Auqué, 1986), Codos (Mateo Lázaro, 1987) y Montalbán (Torres, 1989). Estas tesis de licenciatura dan lugar a interesantes publicaciones como la de Conte *et al.* (1987), donde se aporta la primera datación radiométrica llevada a cabo en la Rama Aragonesa, indicando una edad de 292-283 Ma, la de Auqué *et al.*, (1987) sobre los enclaves metamórficos del afloramiento de Noguera de Albarracín o las de Torres *et al.* (1989, 1991 y 1993) sobre el emplazamiento, las características generales y la geoquímica del magmatismo en el Anticlinal de Montalbán. Además, las citadas tesis de licenciatura y sus valiosos datos, sirven de germen para las numerosas publicaciones que junto a nuevos datos y estudios detallados y de correlación, se llevarán a cabo por el equipo del Dr. Lago durante el siguiente periodo (1990-2000).

4.4. 1990-1999: Publicación de nuevos avances.

En esta época destacan especialmente las numerosas comunicaciones orales en congresos y publicaciones realizadas por el equipo del Dr. Lago, quien encabeza la mayor parte de las contribuciones que se realizan sobre el magmatismo estudiado. En Lago *et al.* (1991) se aborda

una comparación preliminar del conjunto del magmatismo de toda la Cordillera Ibérica, con especial atención al sector de Reznos. Lago *et al.* (1992) publican un interesante trabajo en el que se correlacionan y establecen las principales características petrológicas y geoquímicas de algunos de los principales afloramientos riolíticos de la cordillera. Entre 1993 y 1996 este mismo equipo realiza considerables contribuciones al conocimiento del magmatismo de la Sierra de Albarracín que incluyen tanto estudios detallados sobre los afloramientos de Bronchales (Lago *et al.*, 1993) y Orea (Lago *et al.*, 1995) como otros, de síntesis, sobre el conjunto de todos los magmatismos de este sector (Lago *et al.*, 1996a). Además, posteriormente se presentan trabajos relativos a la relevancia de estos afloramientos (Lago *et al.*, 1996b) y el resto de los de la Cordillera Ibérica (Lago *et al.*, 1996c) dentro del patrimonio geológico. También destaca una comunicación (Lago *et al.*, 1997) que cierra este ciclo y en la que se propone una evolución temporal del magmatismo en la Cordillera Ibérica desde los afloramientos situados al este, a los que se atribuye una edad Autuniense; hacia los más occidentales, a los que se les considera de edad Saxoniense-Turingiense. En este mismo año, dentro del equipo del Dr. Lago, pero esta vez bajo el liderazgo de J. Serra, se producen dos comunicaciones orales en congresos que tratan los enclaves de este magmatismo en el sector de Montalbán (Serra *et al.*, 1997a) y Albarracín (Serra *et al.*, 1997b). Entre 1997 y 2003, el magmatismo deja de estudiarse de forma intensiva, sin que se produzcan aportaciones tan relevantes como las anteriores.

4.5. 2000-2014: Publicaciones internacionales

En estos años se producen valiosas contribuciones sobre el magmatismo, incluyendo varias publicaciones internacionales. Entre estas aportaciones destaca especialmente el trabajo de Lago *et al.* (2004), en el que se realiza una muy buena síntesis del estado de conocimientos hasta ese momento y un importante trabajo de correlación e integración de los distintos afloramientos, y se aportan nuevos y valiosos datos geoquímicos. Este trabajo es posiblemente el que más profundiza sobre el magmatismo tardivarisco en la Cordillera Ibérica antes de la realización de la presente tesis. Un año más tarde Lago *et al.* (2005), realizan otro importante trabajo de síntesis del magmatismo en el que tratan su impacto medioambiental. Destaca también en este periodo la publicación de Perini y Timmerman (2008) en la que datan mediante el método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en biotita el gabro de Loscos, obteniendo un resultado de 289 ± 1 Ma. Finalmente, Lago *et al.*, (2012) realizan una interesante caracterización de la fosa de Codos y los dique que la atraviesan, desde un punto de vista petrológico.

Respecto a los trabajos geofísicos destacan, por una parte, los llevados a cabo mediante el estudio de la anisotropía de la susceptibilidad magnética (ASM) aplicada a aspectos de la cinemática, del flujo magmático y la contracción térmica del sill de Noguera de Albarracín (Gil-Imaz *et al.*, 2006), y de un dique andesítico en el sector de Montalbán (Gil-Imaz *et al.*, 2009). Por otra parte, cabe destacar los estudios de la anomalía magmática de Loscos llevados a cabo por Calvín *et al.*, (2012, 2014) en los que se establecen interesantes consideraciones sobre la geometría en profundidad de la intrusión del microgabro.

4.6. Aportaciones más recientes

En época más reciente, con motivo de la realización de esta tesis doctoral, se han publicado contribuciones parciales acerca de la composición de las rocas andesíticas del sector de Atienza (Majarena *et al.* 2015a y b, 2021) y de las dacitas de Cerro Redondo (Majarena *et al.*, 2017), así como los primeros resultados acerca de las dataciones radiométricas en la Sierra de Albarracín (Majarena *et al.* 2018).

Finalmente, los principales resultados obtenidos durante la realización de esta tesis doctoral sobre la arquitectura del sistema magmático de Atienza, las edades absolutas U/Pb en circon y el emplazamiento de la intrusión dacítica de Cerro Redondo han sido objeto de nuevos trabajos:

- Majarena, U., Galé, C., Esteban, J. J., Lago, M., & Gil-Imaz, A. (en revisión). The magmatism of Atienza (NW Iberian Chain, Spain): age, origin and architecture of the magmatic plumbing system. *Journal of Iberian Geology*.
- Majarena, U., Esteban, J. J., Galé, C., Gil-Imaz, A., & Lago, M. (en revisión). Cisuralian calc-alkaline magmatism in the Herrera Unit of the Iberian Chain (Cantabrian Zone of the Iberian Massif, Spain): Age and geodynamic constraints from U-Pb LA-ICP-MS zircon analysis. *Journal of the Geological Society*.
- Majarena, U, Pueyo, O., Gil-Imaz, A., Galé, C., Lago, M., Bauluz, B. & Rodríguez-Pintó, A. (en revisión). Pre-consolidation igneous processes revealed by a multidisciplinary approach: a case study from the Permian dacitic intrusion of Cerro Redondo (Iberian Chain, NE Spain). *Journal of Structural Geology*.

Capítulo 5: Métodos y muestras



Fotografía de portada: Equipo de microsonda electrónica (JEOL Superprobe JXA-8900) del Centro Nacional de Microscopía Electrónica (UCM), el que se realizaron los análisis de química mineral

5. Métodos y muestras

5.1. Trabajo de campo y muestras empleadas.

El trabajo de campo desarrollado en esta tesis se ha centrado en la cartografía y el muestreo de las rocas ígneas estudiadas. Respecto a la cartografía, muchos de los afloramientos de este magmatismo se encontraban ya posicionados en algunos de los trabajos elaborados previamente a esta tesis. Sin embargo, analizando estos mapas se percibió la necesidad de realizar otros más actualizados, con un formato más homogéneo, en un mismo volumen y en los que se precisaran los contactos de los cuerpos ígneos y su posición y se mejorara su descripción. Por ello, inicialmente se procedió a la digitalización y georreferenciación de todos los mapas previos sobre este magmatismo. A continuación, se comprobó sobre el terreno la localización de los afloramientos, se procedió a su caracterización y descripción de campo, y se mejoró la cartografía de los contornos de las intrusiones y de los depósitos ígneos, mediante el posicionamiento de los mismos a través de cientos de datos GPS, distintos mapas geológicos y topográficos, y la observación de fotografías satélite de gran resolución. Además, por otra parte, en el particular caso de la intrusión de Cerro Redondo, se procedió a medir la orientación de la foliación en 166 puntos distribuidos a lo largo del cuerpo ígneo, para realizar un mapa de trayectorias.

Respecto al muestreo, esta tesis ha contado inicialmente con las muestras que el Dr. Marceliano Lago (director de esta tesis) cedió para su realización y que fueron recogidas por él mismo y sus colaboradores en una intensa y amplia campaña a lo largo de los principales sectores de la Cordillera Ibérica, antes del comienzo de esta tesis, en su mayor parte entre mediados de los años 80 y principios de los años 90 del pasado siglo. A esta campaña, la hemos denominado campaña 0. Durante la realización de esta tesis se han realizado otras cuatro campañas de muestreo cuyas características y propósitos se detallan a continuación. Por una parte, las dos primeras se encontraron destinadas al estudio petrológico y geoquímico de dos sectores especialmente singulares por su extensión, bajo grado de alteración y tipo de emplazamiento: el sector de Atienza y el sector de Pardos. Por otra parte, se realizó una tercera campaña de muestreo en la intrusión de Cerro Redondo (sector de Pardos), destinada a estudiar los mecanismos de emplazamiento mediante la técnica de la Anisotropía de la Susceptibilidad Magnética (ASM). Finalmente se procedió a realizar un cuarto muestreo de los afloramientos más representativos y emblemáticos del conjunto del magmatismo, con el objetivo de realizar su datación. En la tabla 5.1 se detalla el conjunto de muestras empleadas en el trabajo petrológico y geoquímico realizado en esta tesis y correspondientes a las campañas cero, uno, dos y cuatro, así como los datos disponibles de cada muestra. Los datos correspondientes a las muestras empleadas en el trabajo sobre el emplazamiento de la intrusión de Cerro Redondo se exponen en el capítulo correspondiente a dicho trabajo.

Tabla 5.1 Resumen de las muestras estudiadas y las técnicas empleadas en cada una de ellas

Sector	Localidad	Sigla	UTM X	UTM Y	Campaña	Clasificación petrográfica	Emplazamiento	Lámina delgada	Lámina pulida	Microsonda	Roca Total	Isótopos	Datación
Atienza	Miedes	AT-09	501541	4563218	0	Andesita	Subvolcánico		x				
		ATU-A01	502007	4562760	1	Andesita	Subvolcánico		x				
	Cañamares	AT-01	503257	4562482	0	Andesita	Subvolcánico		x				
		AT-02	502634	4562258	0	Andesita	Volcánico		x				
		AT-10	504039	4560849	0	Andesita	Subvolcánico		x				
		ATU-A02	502376	4562295	1	Andesita	Subvolcánico		x	x	x		
		ATU-A03	502725	4562962	1	Andesita	Subvolcánico		x			x	
		ATU-A04	503650	4562168	1	Andesita	Volcánico		x				
		ATU-A05	503654	4562164	1	Andesita	Volcánico		x				
		ATU-A06	503305	4561188	1	Andesita	Volcánico		x				
		ATU-A07	503321	4561220	1	Andesita	Volcánico		x	x			
		ATU-A08	503343	4561259	1	Andesita	Volcánico		x	x	x		
	ATU-A09	504609	4560533	1	Andesita	Volcánico		x	x	x			
	Alpedroches	AT-03	506803	4564022	0	Andesita	Volcánico		x	x			
		AT-04	506734	4563230	0	Andesita	Volcánico		x				
		ATU-A11	506883	4562678	1	Andesita	Subvolcánico		x	x			
		ATU-A12	506968	4562712	1	Andesita	Subvolcánico		x	x	x		
		ATU-D1	506774	4562654	1	Andesita	Subvolcánico		x	x	x		
		ATU-D2	506886	4562678	1	Andesita	Subvolcánico		x	x	x		
		ATU-D3	506971	4562713	1	Andesita	Subvolcánico		x	x			
	Tordelloso	AT-05	507022	4562146	0	Andesita	Subvolcánico		x	x			
		AT-11	508274	4562372	0	Andesita	Subvolcánico		x			x	
		ATU-6	508307	4561955	1	Andesita	Subvolcánico		x				
		ATU-7	508231	4561948	1	Andesita	Subvolcánico		x	x			
		ATU-A10	507813	4561204	1	Andesita	Subvolcánico		x	x	x		
		ATU-A13	505827	4560603	1	Andesita	Subvolcánico		x			x	
	La Miñosa	AT-06	506200	4559011	0	Andesita	Subvolcánico		x	x	x	x	
		AT-07	503606	4558596	0	Andesita	Subvolcánico		x			x	
		AT-08	507057	4559523	0	Andesita	Subvolcánico		x			x	x
		AT-12	506767	4559467	0	Andesita	Subvolcánico		x	x	x	x	
AT-13		506439	4558882	0	Andesita	Subvolcánico		x	x	x	x		
ATUZ		506054	4558613	4	Andesita	Subvolcánico	x					x	
Atienza	ATU-4	508700	4562059	1	Andesita	Subvolcánico		x	x	x			
Molina	Rillo de Gallo	RILLZ	590705	4529334	4	Dacita			x				x
Ojos Negros	Ojos Negros	515-1-H0	623821	4511417	0	Basalto	Subvolcánico	x	x	x	x		
		515-1-A7	623913	4511331	0	Basalto	Subvolcánico	x				x	
		515-1-B4	623773	4511389	0	Basalto	Subvolcánico	x					
		515-1-B5	623777	4511386	0	Basalto	Subvolcánico	x	x	x			
		515-1-B6	623833	4511331	0	Basalto	Subvolcánico	x				x	
		515-1-B7	623854	4511317	0	Basalto	Subvolcánico	x	x	x			
		515-1-B8	623876	4511297	0	Basalto	Subvolcánico	x	x	x	x		

Tabla 5.1 (cont.) Resumen de las muestras estudiadas y las técnicas empleadas en cada una de ellas

Sector	Localidad	Sigla	UTM X	UTM Y	Campaña	Clasificación petrográfica	Emplazamiento	Lámina delgada	Lámina pulida	Microsonda	Roca Total	Isótopos	Datación
		515-1-B9	623898	4511281	0	Basalto	Subvolcánico	x			x		
		Ojn-2	623815	4511419	0	Basalto	Subvolcánico		x		x		
		OJN	623878	4511296	0	Basalto	Subvolcánico	x	x	x	x	x	
Albarracín	Alcoroches	ALZ	605290	4497111	4	Riolita	Subvolcánico	x					
	Bronchales	540-2-A0	619513	4484234	0	Riolita	Subvolcánico	x					
		540-2-A1	619513	4484234	0	Riolita	Subvolcánico	x				x	
		540-2-A2	619513	4484234	0	Riolita	Subvolcánico	x				x	
		540-2-B0	620143	4485159	0	Riolita	Subvolcánico	x					
		540-2-B1	620143	4485159	0	Riolita	Subvolcánico	x					
		540-2-TL-1	620294	4484723	0	Riolita	Subvolcánico	x					
		540-2-VI-F1-B0	619736	4485487	0	Riolita	Subvolcánico	x					
		540-2-VI-I4-B0	620669	4484720	0	Riolita	Subvolcánico	x					
		540-2-VI-I5-B0	620677	4484714	0	Riolita	Subvolcánico	x					
		540-2-VI-I5-B1	620669	4484720	0	Riolita	Subvolcánico	x					
		540-2-VI-J4-B0	620613	4484641	0	Riolita	Volcánico	x					
		540-2-VI-J4-B1	620606	4484652	0	Riolita	Volcánico	x					
		540-2-VII-K2-B0	621497	4484372	0	Dacita	Subvolcánico	x					
		540-2-VII-K2-B1	621506	4484361	0	Andesita	Subvolcánico	x	x				
		540-4-A0	605152	4497065	0	Riolita	Subvolcánico	x					
		540-4-A1	605152	4497065	0	Riolita	Subvolcánico	x					
		540-4-A2	605152	4497065	0	Riolita	Subvolcánico	x					
		BR-10	619304	4484634	0	Riolita	Subvolcánico	x				x	
		BR-11	619304	4484634	0	Riolita	Subvolcánico	x					
		BR-12	619304	4484634	0	Riolita	Subvolcánico	x					
		BR-13	619304	4484634	0	Riolita	Subvolcánico	x					
		BR-14	619304	4484634	0	Riolita	Subvolcánico	x				x	
		BR-15	619304	4484634	0	Riolita	Subvolcánico	x					
	BR-16	619304	4484634	0	Riolita	Subvolcánico	x						
	BR-17	619304	4484634	0	Riolita	Subvolcánico	x						
	BR-18	619304	4484634	0	Riolita	Subvolcánico	x						
	BR-19	619304	4484634	0	Riolita	Subvolcánico	x				x		
	BR-20	619304	4484634	0	Riolita	Subvolcánico	x						
	BR-21	619304	4484634	0	Riolita	Subvolcánico	x						
	BR-22	619304	4484634	0	Riolita	Subvolcánico	x				x		
	BR-23	619304	4484634	0	Riolita	Subvolcánico	x				x		
	ML-BRON-07	619304	4484634	0	Riolita	Subvolcánico	x				x		
ML-BRON-13	619304	4484634	0	Riolita	Subvolcánico	x				x			
Noguera de Albarracín	565-1-A0	615857	4481018	0	Andesita	Subvolcánico	x						
	565-1-A1	615857	4481018	0	Andesita	Subvolcánico	x						
	565-1-A2	615857	4481018	0	Andesita	Subvolcánico	x	x	x				
	565-1-A3	615857	4481018	0	Andesita	Subvolcánico	x						
	565-NS-BF-0	615857	4481018	0	Andesita	Subvolcánico	x						
	565-NS-BF-1	615857	4481018	0	Andesita	Subvolcánico	x						
	565-NS-BF-2	615857	4481018	0	Andesita	Subvolcánico	x						
	JNOA-01	615746	4480397	0	Andesita	Subvolcánico		x	x				
JNOA-02	615746	4480397	0	Andesita	Subvolcánico		x						

Tabla 5.1 (cont.) Resumen de las muestras estudiadas y las técnicas empleadas en cada una de ellas

Sector	Localidad	Sigla	UTM X	UTM Y	Campaña	Clasificación petrográfica	Emplazamiento	Lámina delgada	Lámina pulida	Microsonda	Roca Total	Isótopos	Datación
Albarracín	Noguera de Albarracín	JNOA-03	615746	4480397	0	Andesita	Subvolcánico		x				
		JNOA-05	615746	4480397	0	Andesita	Subvolcánico		x				
		JNOA-09	615746	4480397	0	Andesita	Subvolcánico		x				
		JNOA-10	615746	4480397	0	Andesita	Subvolcánico		x				
		JNOA-29	615746	4480397	0	Andesita	Subvolcánico		x				
		JNOA-56	615746	4480397	0	Andesita	Subvolcánico		x				
		JNOA-120	615746	4480397	0	Andesita	Subvolcánico		x	x			
		JNOA-126	615746	4480397	0	Andesita	Subvolcánico		x				
		NOA-01	615746	4480397	0	Andesita	Subvolcánico		x				
		NOA-03-6	615746	4480397	0	Andesita	Subvolcánico	x				x	
		NOA-04-4	615746	4480397	0	Andesita	Subvolcánico	x				x	
		NOA-09-2	615746	4480397	0	Andesita	Subvolcánico	x					
		NOA-11-5	615746	4480397	0	Andesita	Subvolcánico	x				x	
		NOA-13-9	615746	4480397	0	Andesita	Subvolcánico	x				x	
		NOA-14-7	615746	4480397	0	Andesita	Subvolcánico	x					
		NOA-17-6	615746	4480397	0	Andesita	Subvolcánico	x				x	
		NOA-21-1	615746	4480397	0	Andesita	Subvolcánico	x				x	
		NOA-25-7	615746	4480397	0	Andesita	Subvolcánico	x					
		NOA-27-1	615746	4480397	0	Andesita	Subvolcánico	x				x	
		NOA-28-7	615746	4480397	0	Andesita	Subvolcánico	x				x	
		NOA-41-7	615746	4480397	0	Andesita	Subvolcánico	x					
		NOA-44-2	615746	4480397	0	Andesita	Subvolcánico	x					
		NOA-46	615746	4480397	0	Andesita	Subvolcánico	x					
	NOAL	615746	4480397	0	Andesita	Subvolcánico	x						
	NOZ	615697	4480449	4	Andesita	Subvolcánico	x						x
	Orea	540-3-A00	607022	4488053	0	Andesita	Subvolcánico	x					
		540-3-A01	607022	4488053	0	Andesita	Volcánico	x					
		540-3-A02	607022	4488053	0	Andesita	Subvolcánico	x					
		540-3-A03	607022	4488053	0	Andesita	Subvolcánico	x					
		540-3-A04	607022	4488053	0	Andesita	Volcánico	x	x	x			
		540-3-A05	607022	4488053	0	Andesita	Subvolcánico	x					
		540-3-A06	607022	4488053	0	Andesita	Volcánico	x					
		540-3-A07	607022	4488053	0	Andesita	Volcánico	x					
		540-3-A08	607022	4488053	0	Andesita	Volcánico	x					
		540-3-A09	607022	4488053	0	Andesita	Volcánico	x					
540-3-A10		607022	4488053	0	Andesita	Volcánico	x						
540-3-A11		607022	4488053	0	Andesita	Volcánico	x						
540-3-A12		607022	4488053	0	Andesita	Volcánico	x	x					
540-3-A13		607022	4488053	0	Andesita	Volcánico	x						
540-3-A14		607022	4488053	0	Andesita	Volcánico	x	x					
540-3-A15		607022	4488053	0	Andesita	Volcánico	x						
540-3-A16		607022	4488053	0	Andesita	Volcánico	x	x	x				
540-3-A17		607022	4488053	0	Andesita	Volcánico	x						
540-3-A18	607022	4488053	0	Andesita	Volcánico	x							
ML-80	606743	4488355	0	Andesita	Volcánico	x	x	x		x			
ML-81	606743	4488355	0	Andesita	Volcánico	x				x			
ML-82	606743	4488355	0	Andesita	Volcánico	x				x			
ML-83	606743	4488355	0	Andesita	Volcánico	x							
ML-84	606743	4488355	0	Andesita	Volcánico	x							
ML-85	606743	4488355	0	Andesita	Volcánico	x							

Tabla 5.1 (cont.) Resumen de las muestras estudiadas y las técnicas empleadas en cada una de ellas

Sector	Localidad	Sigla	UTM X	UTM Y	Campaña	Clasificación petrográfica	Emplazamiento	Lámina delgada	Lámina pulida	Microsonda	Roca Total	Isótopos	Datación		
Albarracín	Orea	ML-86	606743	4488355	0	Andesita	Volcánico	x							
		ML-87	606743	4488355	0	Andesita	Volcánico	x	x		x				
		ML-88	606743	4488355	0	Andesita	Volcánico	x	x	x	x				
		ML-89	606743	4488355	0	Andesita	Volcánico	x	x	x	x				
		ORE-1	606743	4488355	0	Andesita	Volcánico					x			
		ORE-2	606743	4488355	0	Andesita	Volcánico					x			
		ORZ	607086	4488242	4	Andesita	Volcánico	x						x	
Reznos	Cardejón	380-4-B2	4605432	4611704	0	Dacita	Subvolcánica	x			x				
		380-4-B3	574187	4611642	0	Dacita	Subvolcánico	x							
		380-4-B4	574097	4611547	0	Dacita	Subvolcánico	x			x				
	Reznos	Reznos	REZ	578673	4604367	0	And. Bas.	Subvolcánico	x	x	x	x	x		
			380-4-A0	578673	4604367	0	And. Bas.	Subvolcánico	x	x	x	x			
			380-4-A2	578487	4604448	0	Dacita	Volcánico	x			x			
			380-4-A3	578457	4604459	0	Dacita	Volcánico	x			x			
			380-4-A4	578425	4604477	0	Volcanosed.	Sedimentario	x						
			380-4-A5	578417	4604482	0	Volcanosed.	Sedimentario	x						
			380-4-A6	578008	4605638	0	Riolita	Subvolcánico	x			x			
			380-4-A7	578007	4605665	0	Riolita	Subvolcánico	x			x			
			380-4-B0	577994	4605432	0	Volcanosed.	Sedimentario	x			x			
			380-4-B2	573885	4611974	0	Dacita	Subvolcánico	x						
			380-4-B3	573827	4611851	0	Dacita	Subvolcánico	x						
			380-4-B4	573783	4611744	0	Dacita	Subvolcánico	x						
			46-S-228-A0	577935	4604664	0	Volcanosed.	Sedimentario	x			x			
			46-S-228-A1	577935	4604664	0	Volcanosed.	Sedimentario	x			x			
			46-S-228-A2	577935	4604664	0	Volcanosed.	Sedimentario	x			x			
			46-S-228-A3	577935	4604664	0	Volcanosed.	Sedimentario	x			x			
			56-S-244-A0	578518	4604264	0	Volcanosed.	Sedimentario	x			x			
			56-S-244-A2	578518	4604264	0	Volcanosed.	Sedimentario	x			x			
			56-S-244-A3	578518	4604264	0	Volcanosed.	Sedimentario	x			x			
			56-S-244-A4	578518	4604264	0	Volcanosed.	Sedimentario	x			x			
			56-S-244-A5	578518	4604264	0	Volcanosed.	Sedimentario	x			x			
			Quiñonería	Quiñonería	70-S-268-A0	579205	4603640	0	Volcanosed.	Sedimentario	x				
					70-S-268-A1	579205	4603640	0	Volcanosed.	Sedimentario	x				
					70-S-268-A2	579205	4603640	0	Volcanosed.	Sedimentario	x				
					70-S-268-A3	579205	4603640	0	Volcanosed.	Sedimentario	x				
					70-S-268-A4	579205	4603640	0	Volcanosed.	Sedimentario	x				
					70-S-268-A5	579205	4603640	0	Dacita	Volcánico	x				
	70-S-268-A6	579205			4603640	0	Volcanosed.	Sedimentario	x						
	70-S-268-A7	579205			4603640	0	Volcanosed.	Sedimentario	x						
	70-S-268-A8	579205			4603640	0	Volcanosed.	Sedimentario	x						
70-S-268-A9	579205	4603640			0	Volcanosed.	Sedimentario	x							
70-S-268-B0	579205	4603640			0	Volcanosed.	Sedimentario	x							
70-S-268-B1	579205	4603640			0	Volcanosed.	Sedimentario	x							
70-S-268-B2	579205	4603640			0	Volcanosed.	Sedimentario	x							
70-S-268-B3	579205	4603640			0	Volcanosed.	Sedimentario	x							
70-S-268-B4	579205	4603640			0	Volcanosed.	Sedimentario	x							
70-S-268-B5	579205	4603640			0	Volcanosed.	Sedimentario	x							
70-S-268-B6	579205	4603640			0	Volcanosed.	Sedimentario	x							
70-S-268-B7	579205	4603640	0	Volcanosed.	Sedimentario	x									

Tabla 5.1 (cont.) Resumen de las muestras estudiadas y las técnicas empleadas en cada una de ellas

Sector	Localidad	Sigla	UTM X	UTM Y	Campaña	Clasificación petrográfica	Emplazamiento	Lámina delgada	Lámina pulida	Microsonda	Roca Total	Isótopos	Datación
Reznos	Quiñonería	70-S-268-B9	579205	4603640	0	Volcanosed.	Sedimentario	x					
		70-S-268-C0	579205	4603640	0	Volcanosed.	Sedimentario	x					
		70-S-268-C1	579205	4603640	0	Volcanosed.	Sedimentario	x					
		70-S-268-C2	579205	4603640	0	Volcanosed.	Sedimentario	x					
		70-S-268-C3	579205	4603640	0	Volcanosed.	Sedimentario	x					
		70-S-268-C4	579205	4603640	0	Volcanosed.	Sedimentario	x					
		70-S-268-C5	579205	4603640	0	Volcanosed.	Sedimentario	x					
		70-S-268-C6	579205	4603640	0	Volcanosed.	Sedimentario	x					
		70-S-268-C7	579205	4603640	0	Volcanosed.	Sedimentario	x					
		70-S-268-C8	579205	4603640	0	Volcanosed.	Sedimentario	x					
		70-S-268-C9	579205	4603640	0	Volcanosed.	Sedimentario	x					
		70-S-268-D0	579205	4603640	0	Volcanosed.	Sedimentario	x					
		70-S-268-D1	579205	4603640	0	Volcanosed.	Sedimentario	x					
		70-S-268-D2	579205	4603640	0	Volcanosed.	Sedimentario	x					
		70-S-268-D3	579205	4603640	0	Volcanosed.	Sedimentario	x					
		70-S-268-D4	579205	4603640	0	Volcanosed.	Sedimentario	x					
		70-S-268-D5	579205	4603640	0	Volcanosed.	Sedimentario	x					
		70-S-268-D6	579205	4603640	0	Volcanosed.	Sedimentario	x					
		70-S-268-D7	579205	4603640	0	Volcanosed.	Sedimentario	x					
		70-S-268-D8	579205	4603640	0	Volcanosed.	Sedimentario	x					
		70-S-268-D9	579205	4603640	0	Volcanosed.	Sedimentario	x					
70-S-268-E0	579205	4603640	0	Volcanosed.	Sedimentario	x				x			
70-S-268-E1	579205	4603640	0	Volcanosed.	Sedimentario	x					x		
Calatayud	Castejón de las Armas	437-4	600448	4572838	0	Riolita	Subvolcánico					x	
		437-4-A0	599305	4574438	0	Riolita	Subvolcánico	x					
		437-4-A1	599278	4574405	0	Riolita	Subvolcánico	x					
		437-4-A2	599251	4574370	0	Riolita	Subvolcánico	x					
		437-4-A4	598945	4574459	0	Riolita	Subvolcánico	x					
		437-4-A5	598912	4574405	0	Riolita	Subvolcánico	x					
		437-4-A6	598894	4574346	0	Riolita	Subvolcánico	x					
		437-4-A7	600400	4572734	0	Riolita	Subvolcánico	x					
		437-4-A8	600404	4572754	0	Dacita	Subvolcánico	x					
		437-4-A9	600407	4572778	0	Dacita	Subvolcánico	x					
		437-4-B1	600480	4572815	0	Dacita	Subvolcánico	x					
		437-4-B2	600409	4572730	0	Riolita	Subvolcánico	x					
		437-4-B3	600415	4572753	0	Riolita	Subvolcánico	x					
		437-4-B4	600421	4572773	0	Riolita	Subvolcánico	x					
		437-4-B6	600442	4572813	0	Riolita	Subvolcánico	x					
		437-4-B7	600463	4572828	0	Riolita	Subvolcánico	x					
		437-4-B8	600470	4572853	0	Riolita	Subvolcánico	x					
		Ateca-1	597717	4574378	0	Riolita	Subvolcánico	x				x	
		Ateca-2	597717	4574378	0	Riolita	Subvolcánico	x					x
		Aluenda	Aluenda	409-II-A00	623500	4584500	0	Riolita	Subvolcánico	x			
409-II-A01	623500			4585200	0	Riolita	Subvolcánico	x					x
Pardos	Olvés	PAR-02	613078	4562528	2	Riolita	Subvolcánico		x				
		PAR-04	612907	4562941	2	Riolita	Subvolcánico		x				
		PAR-05	613003	4558829	2	Riolita	Subvolcánico		x				

Tabla 5.1 (cont.) Resumen de las muestras estudiadas y las técnicas empleadas en cada una de ellas

Sector	Localidad	Sigla	UTM X	UTM Y	Campaña	Clasificación petrográfica	Emplazamiento	Lámina delgada	Lámina pulida	Microsonda	Roca Total	Isótopos	Datación
Pardos	Castejón	PAR-01	613205	4561607	2	Riolita	Subvolcánico		x				
	Acered	464-I-B0	614959	4556988	0	Riolita	Subvolcánico	x					
		464-I-B1	614959	4556988	0	Riolita	Subvolcánico	x					
		464-I-B2	614959	4556988	0	Riolita	Subvolcánico	x					
		464-I-B3	614959	4556988	0	Riolita	Subvolcánico	x					
	Pardos	464-I-B4	614959	4556988	0	Riolita	Subvolcánico	x					
		464-I-B5	614959	4556988	0	Riolita	Subvolcánico	x					
		464-I-B6	614959	4556988	0	Riolita	Subvolcánico	x					
		464-I-B7	614959	4556988	0	Riolita	Subvolcánico	x					
		PAR-06	615166	4558829	2	Riolita	Subvolcánico		x			x	
		PAR-07	615237	4558700	2	Riolita	Subvolcánico		x				
		PAR-08	614794	4557168	2	Riolita	Subvolcánico		x				
		464-I-B8	613327	4556685	0	Dacita	Subvolcánico	x					
		PAR-10	613203	4556737	2	Dacita	Subvolcánico		x				
		PAR-12	613202	4556738	2	Dacita	Subvolcánico		x	x		x	
		PAR-13	613202	4556737	2	Dacita	Subvolcánico		x				
		PAR-14	613204	4556738	2	Dacita	Subvolcánico		x	x			
		PAR-15	613233	4556694	2	Dacita	Subvolcánico		x	x		x	
		PAR-16	613315	4556639	2	Dacita	Subvolcánico		x	x		x	
		PAR-17	613355	4556600	2	Dacita	Subvolcánico		x	x		x	
		PAR-18	613456	4556552	2	Dacita	Subvolcánico		x			x	
PAR-19		613543	4556501	2	Dacita	Subvolcánico		x	x		x		
PAR-20	613592	4556442	2	Dacita	Subvolcánico		x	x		x			
PAR-21	613618	4556347	2	Dacita	Subvolcánico		x						
PARZ	613231	4556693	4	Dacita	Subvolcánico		x					x	
Codos	Codos	C-06	637535	4571924	0	Dacita	Subvolcánico					x	
		C-07	637525	4571961	0	Dacita	Subvolcánico					x	
		C-09	636036	4573284	0	Dacita	Subvolcánico	x					
		C-11	636043	4573336	0	Dacita	Subvolcánico		x	x			
		C-12	636044	4573377	0	Dacita	Subvolcánico	x					
		C-15	636067	4573375	0	Dacita	Subvolcánico		x	x			
		C-16	635979	4573540	0	Volcanosed.	Sedimentario	x	x			x	
		C-17	635981	4573498	0	Volcanosed.	Sedimentario	x				x	
		C-18	636144	4572913	0	Volcanosed.	Sedimentario	x					
		C-19	636144	4572913	0	Volcanosed.	Sedimentario	x				x	
		C-20	636175	4572950	0	Volcanosed.	Sedimentario	x				x	
		COD-01	636151	4573167	0	Dacita	Subvolcánico		x	x		x	
		COD-02	636151	4573167	0	Dacita	Subvolcánico		x			x	
		COD-05	636151	4573167	0	Dacita	Subvolcánico		x				
		COD-07	636151	4573167	0	Dacita	Sedimentario		x	x			
CODZ	636151	4573167	4	Andesita	Subvolcánico		x					x	
Loscos	Bádenas	466-4-12	658560	4552123	0	Andesita	Subvolcánico	x					

Tabla 5.1 (cont.) Resumen de las muestras estudiadas y las técnicas empleadas en cada una de ellas

Sector	Localidad	Sigla	UTM X	UTM Y	Campaña	Clasificación petrográfica	Emplazamiento	Lámina delgada	Lámina pulida	Microsonda	Roca Total	Isótopos	Datación
Loscos	Vistabella	439-3-VIS-2	654974	4564759	0	Andesita	Subvolcánico	x					
		439-3-VIS-4	655062	4564701	0	Andesita	Subvolcánico	x					
	Herrera	439-3-01	657594	4562634	0	Dacita	Subvolcánico	x					
		439-3-02	657601	4562617	0	Dacita	Subvolcánico	x					
	Luesma	466-4-01	654749	4557449	0	Andesita	Subvolcánico	x					
		466-4-02	654667	4556999	0	Andesita	Subvolcánico	x					
		466-4-03	654686	4557000	0	And. Bas.	Subvolcánico	x				x	
		466-4-04	654722	4556997	0	Andesita	Subvolcánico	x					
		466-4-05	654303	4556846	0	Andesita	Subvolcánico	x					
		LUE	654686	4557000	0	And. Bas.	Subvolcánico	x	x	x	x	x	
		LU-1	654694	4556994	0	Andesita	Subvolcánico	x					
		LU-2	654352	4556786	0	Andesita	Subvolcánico	x					
		VALZ	654347	4556762	4	Andesita	Subvolcánico						
	Fombuena	FOM-01	652011	4554645	0	Cinerita	Volcánico	x				x	
		FOM-03	651751	4556346	0	Andesita	Subvolcánico	x				x	
		FOM-04	651767	4556299	0	Andesita	Subvolcánico	x				x	
		FOM-05	651783	4556256	0	Andesita	Subvolcánico	x				x	
		FOM-09	651798	4556198	0	Andesita	Subvolcánico	x					
		FOM-20	652011	4554622	0	Dacita	Volcánico	x					
		Fombu-1	651734	4556404	0	Andesita	Subvolcánico		x				
	Lanzuela	466-4-44	653244	4552827	0	Andesita	Subvolcánico	x					
		466-4-45	653245	4552802	0	Andesita	Subvolcánico	x					
	Nogueras	466-4-09	661779	4555278	0	Dacita	Subvolcánico	x					
		466-4-11	661769	4555269	0	Dacita	Subvolcánico	x					
	Bádenas	466-4-13	658556	4552110	0	Andesita	Subvolcánico	x					
		466-4-37	656795	4550021	0	And. Bas.	Subvolcánico					x	
		466-4-38	656730	4549995	0	Andesita	Subvolcánico	x					
		466-4-39	656973	4549702	0	And. Bas.	Subvolcánico	x				x	
		466-4-40	657004	4549760	0	Andesita	Subvolcánico	x					
		466-4-43	656024	4550484	0	Andesita	Subvolcánico	x					
466-4-61		660756	4550588	0	Andesita	Subvolcánico	x						
466-4-62		660584	4550538	0	Andesita	Subvolcánico	x						
466-4-63		660882	4551318	0	And. Bas.	Subvolcánico	x				x		
466-4-64		660891	4551326	0	Andesita	Subvolcánico	x	x					
Loscos	466-4-14	661453	4550770	0	Gabro	Plutónico	x						
	466-4-15	661444	4550767	0	Gabro	Plutónico	x	x	x	x			
	466-4-16	661440	4550762	0	Gabro	Plutónico	x		x	x			
	466-4-17	661449	4550762	0	Gabro	Plutónico	x	x	x	x			
	466-4-18	661446	4550758	0	Gabro	Plutónico	x						
	466-4-19	661456	4550760	0	Gabro	Plutónico	x						
	466-4-20	661459	4550766	0	Gabro	Plutónico	x						
466-4-21	661435	4550760	0	Andesita	Subvolcánico	x							

Tabla 5.1 (cont.) Resumen de las muestras estudiadas y las técnicas empleadas en cada una de ellas

Sector	Localidad	Sigla	UTM X	UTM Y	Campaña	Clasificación petrográfica	Emplazamiento	Lámina delgada	Lámina pulida	Microsonda	Roca Total	Isótopos	Datación	
Loscos	Loscos	466-4-23	661444	4550754	0	And. Bas.	Subvolcánico	x			x			
		466-4-24	661435	4550711	0	Andesita	Subvolcánico	x						
		466-4-25	661378	4550685	0	Gabro	Plutónico	x				x		
		466-4-26	661374	4550683	0	Gabro	Plutónico	x						
		466-4-27	661589	4550874	0	Andesita	Subvolcánico	x						
		466-4-29	663990	4550222	0	Andesita	Subvolcánico	x						
		466-4-31	663979	4550291	0	Andesita	Subvolcánico	x						
		466-4-32	664054	4551652	0	Andesita	Subvolcánico	x	x	x				
		466-4-33	662920	4551642	0	Andesita	Subvolcánico	x						
		466-4-34	662913	4550496	0	Andesita	Subvolcánico	x						
		466-4-35	662793	4551664	0	And. Bas.	Subvolcánico						x	
		466-4-37	656795	4550021	0	And. Bas.	Subvolcánico	x						
		466-4-41	662882	4550968	0	Andesita	Subvolcánico	x						
		466-4-42	662878	4550984	0	And. Bas.	Subvolcánico						x	
		466-4-48	662924	4550380	0	Andesita	Subvolcánico	x						
		466-4-50	662863	4550290	0	Andesita	Subvolcánico	x	x	x				
		466-4-51	662844	4550295	0	Andesita	Subvolcánico	x						
		466-4-52	662890	4550276	0	Andesita	Subvolcánico	x			x	x		
		466-4-53	662851	4550258	0	Andesita	Subvolcánico	x						
		466-4-54	662880	4550257	0	Andesita	Subvolcánico	x						
		466-4-55	662839	4550276	0	Andesita	Subvolcánico	x	x	x				
		466-4-56	662865	4550259	0	Andesita	Subvolcánico	x						
		466-4-57	662851	4550284	0	Andesita	Subvolcánico	x						
		466-4-59	662858	4550252	0	Andesita	Subvolcánico	x						
		466-4-60	662845	4550188	0	Andesita	Subvolcánico	x						
		466-4-70	663991	4550154	0	Andesita	Subvolcánico	x						
		466-4-72	663991	4550168	0	Andesita	Subvolcánico	x						
		466-4-73	663992	4550173	0	Andesita	Subvolcánico	x						
		ELO-5	661536	4550820	0	Andesita	Subvolcánico	x	x					
		LO-10	661451	4550714	0	Gabro	Plutónico	x						
		LOSC-1	661506	4550792	0	Gabro	Plutónico	x	x	x	x	x		
		LOSC-2	661538	4550823	0	Gabro	Plutónico	x	x	x	x	x		
		LR-1	662811	4551203	0	Andesita	Subvolcánico		x					
		NOG-01	662960	4552478	0	And. Bas.	Subvolcánico	x					x	
		NOG-02	662838	4552315	0	Andesita	Subvolcánico	x						
		NOG-03	662814	4552265	0	And. Bas.	Subvolcánico	x					x	
		NOG-04	663065	4552693	0	Andesita	Subvolcánico	x						
		NOG-11	663042	4552770	0	Andesita	Sedimentario	x						
		NOG-12	663048	4552760	0	Andesita	Subvolcánico	x						
		NOG-13	662990	4552844	0	Andesita	Subvolcánico	x						
		NOG-14	663008	4552828	0	Andesita	Subvolcánico	x						
		NOG-15	662974	4552853	0	Andesita	Subvolcánico	x						
NOG-16	661652	4551118	0	Gabro	Plutónico	x	x			x				
RIAC	662855	4552244	4	Andesita	Subvolcánico		x					x		
RIODZ	662853	4552244	4	Andesita	Subvolcánico		x							
Mezquita	Mezquita	LSC-03	661904	4548814	0	Andesita	Subvolcánico	x						
		LSC-04	661989	4548977	0	0	Subvolcánico	x						
		LSC-05	662004	4548993	0	Andesita	Subvolcánico	x						
		LSC-08	661384	4549477	0	Andesita	Subvolcánico	x						

Tabla 5.1 (cont.) Resumen de las muestras estudiadas y las técnicas empleadas en cada una de ellas

Sector	Localidad	Sigla	UTM X	UTM Y	Campaña	Clasificación petrográfica	Emplazamiento	Lámina delgada	Lámina pulida	Microsonda	Roca Total	Isótopos	Datación
Loscos	Monforte de Moyuela	MON	665562	4547583	0	Andesita	Subvolcánico	x	x	x	x	x	
		MONF-01	665553	4547590	0	And. Bas.	Subvolcánico					x	
		MONF-02	665537	4547593	0	Andesita	Subvolcánico	x					
		MONF-03	665940	4547756	0	Andesita	Subvolcánico	x					
		MONF-04	665995	4547844	0	Andesita	Subvolcánico	x					
		MONF-05	666526	4548196	0	Andesita	Subvolcánico	x					
		MONF-06	666586	4548534	0	Andesita	Subvolcánico	x					
		MONF-07	666669	4548654	0	Andesita	Subvolcánico	x					
		MONF-08	666726	4548667	0	Andesita	Subvolcánico	x					
		MONF-13	666427	4548559	0	Andesita	Subvolcánico	x					
		MONF-15	666466	4548544	0	Andesita	Subvolcánico	x					
		MONF-17	666551	4548798	0	Andesita	Subvolcánico	x					
		MONF-20	666399	4548674	0	Andesita	Subvolcánico	x					
		MONF-22	666315	4548644	0	Andesita	Subvolcánico	x					
		MONF-24	665975	4548034	0	Andesita	Subvolcánico	x					
		MONF-26	665876	4547955	0	And. Bas.	Subvolcánico	x				x	
		MONF-27	665887	4547951	0	Andesita	Subvolcánico	x					
		MONF-28	665888	4547941	0	Andesita	Subvolcánico	x					
		MONF-29	665838	4547982	0	Andesita	Subvolcánico	x					
		MONF-31	665389	4546987	0	Andesita	Subvolcánico	x					
MONF-34	666185	4547605	0	Andesita	Subvolcánico	x							
MONF-37	659430	4548058	0	And. Bas.	Subvolcánico	x							
MOYUZ	665584	4547569	4	Andesita	Subvolcánico		x					x	
Montalbán	Anadón	466-2-I-D4-A0	672578	4541052	0	Riolita	Subvolcánico	x				x	
		492-1-01	673322	4537610	0	Riolita	Subvolcánico	x					
		492-1-03	673333	4537580	0	Dacita	Subvolcánico	x					
		492-1-04	673375	4537594	0	Dacita	Subvolcánico	x	x				
		492-1-05	673355	4537566	0	Andesita	Subvolcánico	x					
		492-1-07	673432	4537569	0	Andesita	Subvolcánico	x					
		492-1-08	673466	4537569	0	Andesita	Subvolcánico	x				x	
		492-1-09	673386	4537539	0	Andesita	Subvolcánico	x					
		492-1-11	673466	4537541	0	Dacita	Subvolcánico	x				x	
		492-1-12	673512	4537550	0	And. Bas.	Subvolcánico	x				x	
		492-1-16	673427	4537486	0	Dacita	Subvolcánico	x					
		492-1-17	673463	4537486	0	Dacita	Subvolcánico	x					
		492-1-18	673490	4537500	0	Dacita	Subvolcánico	x					
		492-1-19	674132	4538880	0	And. Bas.	Subvolcánico	x	x	x	x		
		492-1-20	673232	4539207	0	Dacita	Subvolcánico	x					
		492-1-22	672948	4539125	0	And. Bas.	Subvolcánico	x					
		492-1-23	672931	4539149	0	Riolita	Subvolcánico	x				x	
		492-1-24	672912	4539120	0	Riolita	Subvolcánico	x				x	
		492-1-27	673922	4538511	0	Dacita	Subvolcánico	x				x	
		492-1-28	673938	4538531	0	Dacita	Subvolcánico	x					
		492-1-46	673472	4539733	0	Dacita	Subvolcánico	x				x	
		492-1-47	673426	4539714	0	Dacita	Subvolcánico	x					
		492-1-49	673370	4540251	0	Dacita	Subvolcánico	x				x	
		492-1-52	673406	4540172	0	Riolita	Subvolcánico	x					
492-1-53	673314	4540153	0	Riolita	Subvolcánico	x				x			

Tabla 5.1 (cont.) Resumen de las muestras estudiadas y las técnicas empleadas en cada una de ellas

Sector	Localidad	Sigla	UTM X	UTM Y	Campaña	Clasificación petrográfica	Emplazamiento	Lámina delgada	Lámina pulida	Microsonda	Roca Total	Isótopos	Datación
Montalbán	Maicas	492-1-54	672942	4539602	0	Riolita	Subvolcánico				x		
		492-1-55	672939	4539586	0	Riolita	Subvolcánico	x			x		
		492-1-I-E4-A1	672746	4540707	0	Riolita	Subvolcánico	x			x		
		492-1-II-K5-A0	673470	4537678	0	And. Bas.	Subvolcánico	x			x		
		492-1-III-B4	674294	4538984	0	And. Bas.	Subvolcánico	x			x		
		492-1-III-B4-A0	674294	4538984	0	And. Bas.	Subvolcánico	x	x		x		
		492-1-III-B4-A1	674294	4538984	0	And. Bas.	Subvolcánico	x	x	x			
		492-1-III-B4-A3	674294	4538984	0	And. Bas.	Subvolcánico	x					
		492-1-III-B4-A4	674294	4538984	0	Andesita	Subvolcánico		x	x			
		ML-15	672912	4539120	0	Riolita	Subvolcánico	x				x	
		ML-16	672931	4539149	0	Riolita	Subvolcánico	x				x	
		MONT	674294	4538984	0	And. Bas.	Subvolcánico					x	x
		Segura de Baños	492-1-36	674878	4537864	0	Dacita	Subvolcánico	x				
	492-1-IV-D6-A0		674899	4537017	0	Dacita	Subvolcánico	x				x	
	492-1-IV-D6-A1		674899	4537017	0	Dacita	Subvolcánico	x					
	492-1-IV-H2-A1		674899	4537017	0	Dacita	Subvolcánico	X					
	492-1-IV-H7-A0		674993	4536346	0	And. Bas.	Subvolcánico	x				x	
	492-1-V-B2-A0		675711	4536985	0	Andesita	Subvolcánico	x				x	
	492-1-V-B2-A1		675711	4536985	0	Andesita	Subvolcánico	x					
	492-1-V-B2-A2		675711	4536985	0	Dacita	Subvolcánico	x				x	
	492-1-V-B2-A3		675711	4536985	0	Dacita	Subvolcánico	x	x				
	492-1-V-B2-A4		675711	4536985	0	Dacita	Subvolcánico	x	x				
	492-1-V-B2-A5		675711	4536985	0	Dacita	Subvolcánico	x	x				
	492-1-V-B2-A6		675711	4536985	0	Dacita	Subvolcánico	x	x				
	492-1-V-B2-A7		675711	4536985	0	Dacita	Subvolcánico	x	x	x			
	492-1-V-B3-A1		675711	4536985	0	Dacita	Subvolcánico	x					
	492-1-V-B3-A2		675884	4536861	0	And. Bas.	Subvolcánico	x				x	
	492-1-V-B3-A3		675884	4536861	0	And. Bas.	Subvolcánico	x					
	492-1-V-B3-A5		675895	4536849	0	And. Bas.	Subvolcánico	x				x	
	492-1-V-B3-A7	675895	4536849	0	Dacita	Subvolcánico	x			x			
	JMAI-103	674057	4538696	0	Andesita	Subvolcánico			x				
	JMAI-106	674057	4538696	0	Dacita	Subvolcánico			x				
	JMAI-109	674057	4538696	0	Dacita	Subvolcánico			x	x			
	JMAI-14	674057	4538696	0	Dacita	Subvolcánico			x				
	JMAI-72	674057	4538696	0	Dacita	Subvolcánico			x				
Hoz de la Vieja	492-1-38	674162	4536349	0	Dacita	Subvolcánico	x						
	492-1-IV-H2-A6	674147	4536353	0	Dacita	Subvolcánico	x				x		
	492-1-VI-B9-A0	676606	4534392	0	And. Bas.	Subvolcánico	x				x		
	492-1-VI-B9-A1	676643	4534422	0	Andesita	Subvolcánico	x				x		
	492-1-VI-C9-A0	676727	4534354	0	And. Bas.	Subvolcánico	x				x		
	492-1-VI-C9-A1	676727	4534354	0	And. Bas.	Subvolcánico	x						
	492-1-VI-I5	676727	4534354	0	And. Bas.	Subvolcánico	x						
BAÑOZ	674238	4536282	4	Andesita	Subvolcánico			x				x	

Tabla 5.1 (cont.) Resumen de las muestras estudiadas y las técnicas empleadas en cada una de ellas

Sector	Localidad	Sigla	UTM X	UTM Y	Campaña	Clasificación petrográfica	Emplazamiento	Lámina delgada	Lámina pulida	Microsonda	Roca Total	Isótopos	Datación	
Montalbán	Hoz de la Vieja	492-2-B6	680292	4529684	0	Andesita	Subvolcánico	x			x			
		493-3-A0	682021	4530659	0	Dacita	Subvolcánico	x						
		493-3-A1	681127	4530402	0	And. Bas.	Subvolcánico	x				x		
		493-3-A2	681087	4530419	0	Dacita	Subvolcánico	x				x		
		493-3-A3	681177	4530674	0	Dacita	Subvolcánico	x						
		493-3-A4	682415	4531401	0	And. Bas.	Subvolcánico	x				x		
		493-3-A5	682600	4530709	0	Dacita	Subvolcánico	x						
		493-3-A6	683471	4530209	0	And. Bas.	Subvolcánico	x				x		
		493-3-A7	682912	4529958	0	Andesita	Subvolcánico	x	x			x		
		493-3-A8	683499	4530300	0	Andesita	Subvolcánico	x						
		493-3-A9	683510	4529989	0	Dacita	Subvolcánico	x						
		493-3-B0	683535	4529936	0	And. Bas.	Subvolcánico	x				x		
		493-3-B2	682967	4529953	0	Dacita	Subvolcánico	x						
		493-3-B3	680711	4530804	0	Dacita	Subvolcánico	x						
		493-3-B4	680784	4530460	0	Dacita	Subvolcánico	x						
	HOZZ	682387	4531243	4	Andesita	Subvolcánico		x					x	
	Armillas	492-2-B7	679130	4529855	0	Dacita	Subvolcánico	x				x		
		493-3-XXX-A4	688798	4525152	0	Dacita	Subvolcánico	x						
	Peñarroyas	ROYZ	688106	4524722	4	Andesita	Subvolcánico		x					x
		493-3-B5	685141	4524735	0	Dacita	Subvolcánico	x						
Montalbán	MONZ	685218	4524494	4	Dacita	Subvolcánico	x						x	
	Alpedroches	AT-E1	506457	4564116	0	F. Anfíbolita	Enclave		x	x				
AT-E2		506484	4564084	0	F. Anfíbolita	Enclave		x	x					
Enclaves	Cañamares	AT-E3	503419	4562331	0	F. Anfíbolita	Enclave	x	x					
		AT-E4	503710	4562215	0	F. Anfíbolita	Enclave	x	x					
	AT-E5	503863	4562066	0	F. Anfíbolita	Enclave	x							
	AT-E6	502215	4562693	0	F. Anfíbolita	Enclave	x							
	AT-E7	504228	4561159	0	F. Anfíbolita	Enclave	x							
	AT-E8	504273	4560995	0	Andesita	Volcánico	x							
	Noguera de Albarracín	JNOA-04	615746	4480397	0	F. Anfíbolita	Enclave	x						
		JNOA-06	615746	4480397	0	F. Anfíbolita	Enclave	x						
JNOA-07		615746	4480397	0	F. Anfíbolita	Enclave	x							
JNOA-08		615746	4480397	0	Cuarcita	Enclave	x							
JNOA-11		615746	4480397	0	Cuarcita	Enclave	x							
JNOA-12		615746	4480397	0	F. Anfíbolita	Enclave	x							
JNOA-13		615746	4480397	0	F. Anfíbolita	Enclave	x							
JNOA-14		615746	4480397	0	F. Anfíbolita	Enclave	x							
JNOA-15		615746	4480397	0	F. Anfíbolita	Enclave	x							
JNOA-18	615746	4480397	0	F. Anfíbolita	Enclave	x								

Tabla 5.1 (cont.) Resumen de las muestras estudiadas y las técnicas empleadas en cada una de ellas

Sector	Localidad	Sigla	UTM X	UTM Y	Campaña	Clasificación petrográfica	Emplazamiento	Lámina delgada	Lámina pulida	Microsonda	Roca Total	Isótopos	Datación
Montalbán	Noguera de Albarracín	JNOA-19	615746	4480397	0	F. Anfibolita	Enclave	x					
		JNOA-21	615746	4480397	0	F. Anfibolita	Enclave	x					
		JNOA-22	615746	4480397	0	F. Anfibolita	Enclave	x					
		JNOA-23	615746	4480397	0	F. Anfibolita	Enclave	x					
		JNOA-24	615746	4480397	0	F. Anfibolita	Enclave	x					
		JNOA-25	615746	4480397	0	F. Anfibolita	Enclave	x					
		JNOA-26	615746	4480397	0	F. Anfibolita	Enclave	x					
		JNOA-27	615746	4480397	0	F. Anfibolita	Enclave	x					
		JNOA-28	615746	4480397	0	F. Anfibolita	Enclave	x					
		JNOA-30	615746	4480397	0	F. Anfibolita	Enclave	x					
		JNOA-31	615746	4480397	0	F. Anfibolita	Enclave	x					
		JNOA-32	615746	4480397	0	F. Anfibolita	Enclave	x					
		JNOA-33	615746	4480397	0	F. Anfibolita	Enclave	x					
		JNOA-34	615746	4480397	0	F. Anfibolita	Enclave	x					
		JNOA-35	615746	4480397	0	F. Anfibolita	Enclave	x					
		JNOA-37	615746	4480397	0	F. Anfibolita	Enclave	x					
		JNOA-38	615746	4480397	0	F. Anfibolita	Enclave	x					
		JNOA-39	615746	4480397	0	Anfibolita	Enclave	x					
		JNOA-40	615746	4480397	0	F. Anfibolita	Enclave	x					
		JNOA-42	615746	4480397	0	F. Anfibolita	Enclave	x					
		JNOA-44	615746	4480397	0	F. Anfibolita	Enclave	x					
		JNOA-51	615746	4480397	0	F. Anfibolita	Enclave	x					
		JNOA-52	615746	4480397	0	F. Anfibolita	Enclave	x					
		JNOA-54	615746	4480397	0	F. Anfibolita	Enclave	x					
		JNOA-55	615746	4480397	0	F. Anfibolita	Enclave	x					
		JNOA-57	615746	4480397	0	F. Anfibolita	Enclave	x					
		JNOA-58	615746	4480397	0	F. Anfibolita	Enclave	x	x				
		JNOA-59	615746	4480397	0	F. Anfibolita	Enclave	x					
		JNOA-60	615746	4480397	0	F. Anfibolita	Enclave	x	x				
		JNOA-61	615746	4480397	0	F. Anfibolita	Enclave	x					
		JNOA-62	615746	4480397	0	F. Anfibolita	Enclave	x					
		JNOA-63	615746	4480397	0	F. Granulita	Enclave	x					
		JNOA-64	615746	4480397	0	F. Anfibolita	Enclave	x	x				
JNOA-65	615746	4480397	0	Cuarcita	Enclave	x							
JNOA-66	615746	4480397	0	F. Anfibolita	Enclave	x							
JNOA-68	615746	4480397	0	F. Anfibolita	Enclave	x							
JNOA-69	615746	4480397	0	F. Anfibolita	Enclave	x							
JNOA-70	615746	4480397	0	F. Anfibolita	Enclave	x							
JNOA-71	615746	4480397	0	F. Granulita	Enclave	x							
JNOA-72	615746	4480397	0	F. Granulita	Enclave	x	x						
JNOA-75	615746	4480397	0	F. Anfibolita	Enclave	x							
JNOA-77	615746	4480397	0	F. Granulita	Enclave	x							
JNOA-79	615746	4480397	0	F. Granulita	Enclave	x							
JNOA-81	615746	4480397	0	F. Anfibolita	Enclave	x	x						
JNOA-82	615746	4480397	0	F. Granulita	Enclave	x							
JNOA-94	615746	4480397	0	F. Granulita	Enclave	x							
JNOA-100	615746	4480397	0	F. Anfibolita	Enclave	x							
JNOA-104	615746	4480397	0	F. Anfibolita	Enclave	x	x						
JNOA-116	615746	4480397	0	F. Anfibolita	Enclave	x							
JNOA-117	615746	4480397	0	F. Anfibolita	Enclave	x							

Tabla 5.1 (cont.) Resumen de las muestras estudiadas y las técnicas empleadas en cada una de ellas

Sector	Localidad	Sigla	UTM X	UTM Y	Campaña	Clasificación petrográfica	Emplazamiento	Lámina delgada	Lámina pulida	Microsonda	Roca Total	Isótopos	Datación
Enclaves	Noguera de Albarracín	JNOA-118	615746	4480397	0	F. Anfibolita	Enclave		x				
		JNOA-125	615746	4480397	0	Andesita	Enclave		x				
		JNOA-127	615746	4480397	0	Andesita	Enclave		x				
		JNOA-140	615746	4480397	0	Andesita	Enclave						
		JNOA-142	615746	4480397	0	Andesita	Enclave			x			
		JNOA-158	615746	4480397	0	Anfibolita	Enclave			x			
		JNOA-164	615746	4480397	0	Cuarcita	Subvolcánico			x			
		NOA-03-8	615746	4480397	0	F. Anfibolita	Enclave		x				
		NOA-06-1	615746	4480397	0	F. Granulita	Enclave		x	x			
		NOA-07-6	615746	4480397	0	F. Anfibolita	Enclave		x				
		NOA-16	615746	4480397	0	F. Anfibolita	Enclave			x			
		NOA-19	615746	4480397	0	F. Anfibolita	Enclave						
		NOA-20	615746	4480397	0	F. Anfibolita	Enclave				x		
		NOA-23-1	615746	4480397	0	F. Anfibolita	Enclave		x				
		NOA-26	615746	4480397	0	F. Anfibolita	Enclave			x			
		NOA-29	615746	4480397	0	F. Granulita	Enclave		x				
		NOA-30	615746	4480397	0	F. Anfibolita	Enclave		x	x			
		NOA-32	615746	4480397	0	F. Anfibolita	Enclave			x			
		NOA-33	615746	4480397	0	F. Anfibolita	Enclave			x			
		NOA-39	615746	4480397	0	F. Anfibolita	Enclave			x	x		
	NOA-42	615746	4480397	0	F. Anfibolita	Enclave		x	x				
	NOA-45	615746	4480397	0	F. Anfibolita	Enclave			x				
	NOA-47	615746	4480397	0	Andesita	Enclave			x				
	Maicas	492-1-IV-D9	674899	4537017	0	Esquisto	Enclave		x				
		492-1-IV-H2-A0	674899	4537017	0	F. Anfibolita	Enclave		x	x	x		
		492-1-IV-H2-A2	674899	4537017	0	F. Anfibolita	Enclave		x	x	x		
		492-1-IV-H2-A3	674899	4537017	0	Esquisto	Enclave		x	x	x		
		492-1-IV-H2-A4	674899	4537017	0	F. Anfibolita	Enclave		x	x			
		492-1-IV-H2-A5	674899	4537017	0	F. Anfibolita	Enclave		x				
		492-1-IV-H2-AB	674899	4537017	0	F. Anfibolita	Enclave			x			
	Anadón	JMAI-01	674057	4538696	0	Cuarcita	Enclave			x			
		JMAI-02	674057	4538696	0	Cuarcita	Enclave			x			
		JMAI-03	674057	4538696	0	Granito	Enclave			x			
		JMAI-04	674057	4538696	0	Cuarcita	Enclave			x			
		JMAI-05	674057	4538696	0	Cuarcita	Enclave			x			
		JMAI-06	674057	4538696	0	Cuarcita	Enclave			x			
		JMAI-07	674057	4538696	0	Cuarcita	Enclave			x			
		JMAI-08	674057	4538696	0	Cuarcita	Enclave			x			
		JMAI-09	674057	4538696	0	Granito	Enclave						
		JMAI-10	674057	4538696	0	Cuarcita	Enclave			x			
		JMAI-12	674057	4538696	0	Cuarcita	Enclave			x			
		JMAI-13	674057	4538696	0	Cuarcita	Enclave			x			
		JMAI-16	674057	4538696	0	Cuarcita	Enclave			x			
		JMAI-18	674057	4538696	0	Granito	Enclave			x			
		JMAI-19	674057	4538696	0	F. Anfibolita	Enclave			x			
		JMAI-20	674057	4538696	0	Cuarcita	Enclave			x			
		JMAI-21	674057	4538696	0	Cuarcita	Enclave			x			
JMAI-26	674057	4538696	0	Esquisto	Enclave			x					
JMAI-27	674057	4538696	0	Esquisto	Enclave			x					

Tabla 5.1 (cont.) Resumen de las muestras estudiadas y las técnicas empleadas en cada una de ellas

Sector	Localidad	Sigla	UTM X	UTM Y	Campaña	Clasificación petrográfica	Emplazamiento	Lámina delgada	Lámina pulida	Microsonda	Roca Total	Isótopos	Datación	
Montalbán	Anadón	JMAI-28	674057	4538696	0	Esquisto	Enclave		x					
		JMAI-30	674057	4538696	0	Cuarcita	Enclave		x					
		JMAI-31	674057	4538696	0	Cuarcita	Enclave		x					
		JMAI-32	674057	4538696	0	Esquisto	Enclave		x					
		JMAI-34	674057	4538696	0	Esquisto	Enclave		x					
		JMAI-35	674057	4538696	0	Cuarcita	Enclave		x					
		JMAI-40	674057	4538696	0	F. Anfibolita	Enclave		x					
		JMAI-41	674057	4538696	0	F. Anfibolita	Enclave		x					
		JMAI-43	674057	4538696	0	F. Anfibolita	Enclave		x					
		JMAI-45	674057	4538696	0	Cuarcita	Enclave		x					
		JMAI-52	674057	4538696	0	Cuarcita	Enclave		x					
		JMAI-55	674057	4538696	0	F. Anfibolita	Enclave		x					
		JMAI-57	674057	4538696	0	F. Anfibolita	Enclave		x					
		JMAI-59	674057	4538696	0	Esquisto	Enclave		x					
		JMAI-60	674057	4538696	0	F. Anfibolita	Enclave							
		JMAI-62	674057	4538696	0	F. Anfibolita	Enclave			x				
		JMAI-63	674057	4538696	0	Cuarcita	Enclave			x				
		JMAI-64	674057	4538696	0	Cuarcita	Enclave			x				
		JMAI-68	674057	4538696	0	F. Anfibolita	Enclave							
		JMAI-74	674057	4538696	0	F. Anfibolita	Enclave			x				
		JMAI-80	674057	4538696	0	Cuarcita	Enclave			x				
		JMAI-81	674057	4538696	0	F. Anfibolita	Enclave							
		JMAI-84	674057	4538696	0	F. Anfibolita	Enclave			x				
		JMAI-85	674057	4538696	0	F. Anfibolita	Enclave			x	x			
		JMAI-86	674057	4538696	0	F. Anfibolita	Enclave			x				
		JMAI-88	674057	4538696	0	F. Anfibolita	Enclave			x				
		JMAI-91	674057	4538696	0	F. Anfibolita	Enclave			x	x			
		JMAI-93	674057	4538696	0	Cuarcita	Enclave							
		JMAI-99	674057	4538696	0	Cuarcita	Enclave							
		JMAI-92	674057	4538696	0	F. Anfibolita	Enclave			x				
JMAI-94	674057	4538696	0	F. Anfibolita	Enclave			x						
JMAI-98	674057	4538696	0	F. Anfibolita	Enclave			x						
JMAI-110	674057	4538696	0	F. Anfibolita	Enclave			x	x					

Las muestras correspondientes a la campaña 0 son numerosas (578) y en ellas se encuentran muy bien representados los principales sectores del magmatismo. Dentro de esta campaña se dispone de 14 muestras correspondientes al sector de Atienza, 10 de Ojos Negros, 97 de Albarracín, 62 de Reznos, 22 de Ateca, 8 de Pardos, 15 de Codos, 112 de Loscos y 89 de Montalbán. Además, se cuenta con numerosas muestras correspondientes a los enclaves del sector de Atienza (7), el sill de Noguera de Albarracín (83) y el sector de Montalbán (59).

En la campaña de muestreo de Atienza (campaña 1, tabla 5.1) se tomaron 19 muestras representativas de todas sus unidades (10 del sill, 6 de los depósitos volcánicos y 3 en los diques). En el sector de Pardos (campaña 2) se extrajeron 18 muestras. La mayor parte (muestras PAR-10 a PAR-21) corresponden a la intrusión dacítica de Cerro Redondo, por ser la que mayor interés

presenta en este sector. El resto de muestras están repartidas en los otros 5 afloramientos de este sector, todos ellos de composición riolítica.

En la campaña de muestreo dedicada al estudio del emplazamiento de la intrusión de Cerro Redondo (campaña 3) se establecieron 25 estaciones distribuidas de forma homogénea por toda la intrusión, siete de ellas sobre pliegues ígneos de escala métrica. En cada estación se extrajeron entre 3 y 26 testigos orientados de 2,54 cm de diámetro, y de cada testigo se obtuvo entre 1 y 5 especímenes de 10,3 cm³ de volumen. En total, se obtuvieron 489 especímenes (entre 9 y 49 en cada estación).

En la campaña de muestreo dedicada a estudiar la edad del magmatismo (campaña 4, Tabla 5.1) se seleccionaron 15 afloramientos representativos de este magmatismo y se extrajo una muestra en cada uno de ellos. En todas las muestras se decidió emplear, para evitar posibles dudas sobre la correlación de las edades derivadas de la variedad de técnicas, un mismo método de datación: U/Pb en circón analizado por La-ICP-MS, debido a que, la inmensa mayoría de los afloramientos (todos los de composiciones dacíticas y andesíticas), presentan este mineral en una concentración relativamente abundante y dicho mineral resulta muy resistente a la alteración. Los afloramientos riolíticos (minoritarios) y el afloramiento basáltico de Ojos Negros, fueron descartados para su datación debido a que su concentración en circones es tremendamente baja. La escasez de circones en las muestras riolíticas fue comprobada en las primeras etapas de muestreo, en una muestra del afloramiento de Alcoroches, en el sector de Albarracín, en el que pese a realizar un detallado procedimiento de separación y concentración mineral de una muestra de gran tamaño (ca. 30 kg), no conseguimos obtener circones suficientes. No se descarta sin embargo para futuros trabajos, intentar obtener circones aumentando la cantidad de muestra procesada en esta o alguna otra intrusión riolítica y, debido al gran interés de su singularidad composicional, en el basalto de Ojos Negros. Las muestras para el estudio sobre la edad del magmatismo fueron seleccionadas atendiendo, además de a su composición, a la representatividad espacial de las mismas. En los sectores de Loscos y Montalbán, donde se concentra un mayor número de afloramientos, fueron recogidas un mayor número de muestras para que resultaran representativas del conjunto.

5.2. Trabajo de laboratorio

5.2.1. Anisotropía de la susceptibilidad magnética (ASM)

Para el estudio del emplazamiento de la intrusión de Cerro Redondo se realizaron medidas de la Anisotropía de la Susceptibilidad Magnética (ASM) en los 489 especímenes obtenidos tras el muestreo. Las medidas fueron realizadas a bajo campo en un susceptómetro *KLY3-S Kappabridge* (AGICO), en el Departamento de Ciencias de la Tierra de la Universidad de Zaragoza. Durante la medición se empleó una frecuencia de 875 Hz y una intensidad del campo de 300A/m. El tensor de susceptibilidad magnética de cada espécimen se obtuvo en base a la integración de las medidas de susceptibilidad realizadas en distintas posiciones según la metodología propuesta por Jelinek (1981).

Para identificar la mineralogía magnética de las muestras empleadas en el estudio de la ASM se realizaron curvas de variación de la susceptibilidad frente a la temperatura en 8 muestras y ciclos de histéresis en 3 muestras. Las mediciones de variación de la susceptibilidad frente a la temperatura se llevaron a cabo bajo una atmósfera de Ar empleando un horno CS-3 acoplado al susceptómetro *KLY-3S Agico* (Hrouda, 1994). Estas mediciones se efectuaron durante el calentamiento de las muestras desde unos 30^o hasta 700^oC, y durante el posterior enfriamiento hasta 40^o, en intervalos de entre 1 y 4 ^oC. Los ciclos de histéresis fueron medidos en campos de entre -0,5 y 0,5 T a la temperatura ambiente, en el laboratorio del Centro Tecnológico de la Universidad de Vigo con un equipo PPMS (*Quantum Design*).

5.2.2 Dataciones (U-Pb en circón).

El procesado de las muestras para la datación mediante el método U/Pb en circón se llevó a cabo en las 15 muestras extraídas en la campaña 4. En todos los casos se empleó un peso mínimo de cada muestra de ca. de 30 kg. Para el separado de los circones se emplearon las técnicas convencionales. Inicialmente se procedió al triturado de las muestras y a su tamizado por debajo de 125 μm en el Servicio de Preparación de Rocas y Materiales Duros de la Universidad de Zaragoza. Posteriormente la fracción fina (< 125 μm) fue sumergida en líquidos densos para obtener los minerales de densidad próxima a la del circón y también se realizó la separación de los minerales magnéticos, en el Departamento de Geología de la Universidad del País Vasco. Por último, los cristales de circón fueron extraídos a mano con ayuda de unas pinzas y del microscopio binocular a partir del concentrado mineral obtenido, y se colocaron sobre distintas probetas de 25 mm y resina epoxi que fueron pulidas hasta alcanzar aproximadamente la mitad del espesor de los cristales.

Antes del análisis de los circones se procedió al estudio de su estructura a partir de imágenes de electrones retrodispersados (EDS) de los mismos, con el objetivo de conocer sus características y seleccionar las áreas donde realizar los análisis. Estas imágenes fueron obtenidas en los microscopios electrónicos de barrido de emisión de campo (FESEM), *Carl Zeiss MERLIN* de la Universidad de Zaragoza y *JEOL JSM-7000F* de la Universidad el País Vasco. Las condiciones operativas fueron 20 kV, 3 nA y una distancia de trabajo (WD) de 5-10 μm .

Los análisis de los circones se llevaron a cabo mediante LA-ICP-MS en el laboratorio de geocronología y geoquímica isotópica (SGIker), en la Universidad del País Vasco con un láser de 193 nm, una energía de ca. de 6 J/cm² y una frecuencia de repetición del haz de 5 Hz, acoplado a un *ICP-MS cuadrupolar Thermo Fisher iCAP*. El tamaño de los puntos analizados fue de 30 μm excepto en los circones de la muestra HOZZ, en los que, debido a su menor tamaño, se empleó un haz de 20 μm . Para datar las muestras se asumió que su edad más aproximada corresponde al último evento de cristalización de los circones, por lo que los análisis fueron realizados en las partes más externas de los cristales. No obstante, para ahondar en la historia de estos circones, también se realizó de forma puntual algún análisis de sus núcleos. Para la calibración del equipo se emplearon circones GJ-1 (Jackson *et al.*, 2004) como estándares principales y Plesovice (Sláma *et al.*, 2008), BB-40 (Lana

et al., 2017) y Mud Tank (Black y Gulson, 1978; Gain *et al.*, 2019) como estándares secundarios (Anexo electrónico 5.1).

5.2.3. Láminas delgadas y análisis químicos de minerales (microsonda electrónica).

Las láminas delgadas correspondientes a las campañas de campo 1 (sector de Atienza), 2 (sector de Pardos) y 4 (edad del magmatismo) y todas las láminas pulidas sobre las que se han realizado análisis de microsonda electrónica, fueron realizadas en el Servicio de Preparación de Rocas y Materiales Duros de la Universidad de Zaragoza. Las láminas delgadas o pulidas de todas las muestras de la campaña 0, fueron generosamente cedidas para su estudio en esta tesis por el Dr. Lago.

El estudio de la química mineral, destinado a conocer los procesos magmáticos y la arquitectura de los sistemas magmáticos que conforman este magmatismo, fue realizado específicamente en el sill andesítico de Atienza. Esta intrusión fue seleccionada para este estudio por su bajo grado de alteración, por ser la mayor intrusión subvolcánica de la Cordillera Ibérica (hasta 15 km² si consideramos los distintos afloramientos que actualmente se encuentran individualizados por procesos tectónicos), por presentar la composición predominante en el magmatismo estudiado (andesítica), y por la gran información que aportan los anfíboles que contiene de cara a la realización de estudios geotermobarométricos.

La mayor parte de los análisis químicos de los minerales fueron realizados mediante microsonda electrónica en el Centro Nacional de Microscopía Electrónica de la Universidad Complutense de Madrid en un equipo *JEOL JXA-8900M*, aunque también se emplearon análisis realizados en la Unidad de Fluorescencia y Microsonda Electrónica de la Universidad de Oviedo en un equipo *Cameca SX-50*. La posición de los análisis fue determinada en base a imágenes de electrones retrodispersados obtenidas en los propios equipos analíticos. Los análisis llevados a cabo en ambas microsondas se realizaron con una aceleración del voltaje de 15 nA y un tiempo de contaje de 10 s en el pico y 5s en cada posición de fondo. Los análisis realizados con la microsonda JEOL fueron llevados a cabo con un haz de electrones con una corriente de 20 nA y un diámetro de 5 µm, mientras que los análisis realizados en la microsonda Cameca se realizaron con un haz de electrones con una corriente de 15 nA y un diámetro de 3 µm. Los estándares usados en la microsonda JEOL fueron albita (Na y Si), sillimanita (Al), almandino (Fe y Mn), microclina (K), kaersutita (Mg, Ca y Ti), fluorapatito (P, F y Cl) y metales puros (Ni y Cr). En el caso de la microsonda Cameca se emplearon como estándares ortoclasa (K, Si), wollastonita (Ca), albita (Na, Al), pirofanita (Mn, Ti), hematites (Fe), estroncianita (Sr), barita (Ba) y óxidos sintéticos de Mg, Cr, Rb y Ni. La precisión obtenida en ambos casos fue similar y entorno al 0,8 % para los elementos mayores y al 5% para los elementos traza. Todos los análisis fueron corregidos para evitar efectos interelementales usando el procedimiento ZAF (Z: número atómico, A: absorción; F: Fluorescencia). Las idénticas composiciones obtenidas en las fases minerales de las rocas analizadas por ambos equipos de microsonda validan los resultados obtenidos.

5.2.4. Análisis de roca total (ICP)

Para el estudio geoquímico desarrollado en esta tesis se han realizado nuevos análisis de elementos mayores y trazas correspondientes a 9 muestras de la campaña 1 (sector de Atienza), 8 muestras de la campaña 2 (sector de Pardos) y 4 muestras de la campaña 0 correspondientes a dos diques del sector de Codos. Los análisis fueron llevados a cabo en el laboratorio de SGIker de geocronología y geoquímica isotópica, en la Universidad del País Vasco. Se analizaron tanto los elementos mayores como los principales elementos traza, mediante un espectrómetro de emisión óptica *ICP-OES Perkin Elmer Optima 8300* y un espectrómetro de masas *ICP-MS X7 Thermo Scientific* actualizado a *XSeries 2*, por plasma acoplado inductivamente. Los procedimientos analíticos y los estándares corresponden a los indicados por Madinabeitia *et al.* (2008). Los límites de detección de los óxidos de los elementos mayores son menores a 0,0007 % excepto para el SiO₂ (0,03 %), Al₂O₃ (0,083 %), CaO (0,0107 %) and P₂O₅ (0,0064 %). Los límites de detección de los elementos traza son menores a 1 ppm excepto para los lantánidos, el U y el Th, cuyos límites corresponden a 0,02 ppm.

Además, en la base de datos empleada para el estudio composicional y petrogenético del magmatismo también se han incluido los análisis de las muestras recogidas en la campaña 0 realizados por el equipo del Dr. Lago entre 1985 y 2004. Estos análisis y sus condiciones analíticas se encuentran en distintas publicaciones que se detallan a continuación. Los análisis de las muestras de la campaña 0 correspondientes al sector de Ojos Negros se encuentran en Lago *et al.* (1994a), los correspondientes al sector de Albarracín en Lago *et al.* (1993, 1995 y 1996a), los correspondientes al sector de Reznos en Lago *et al.* (1991 y 1994b), los correspondientes al sector de Ateca en Lago *et al.* (1992), los del sector de Loscos en Lago *et al.* (1989) y los del sector de Montalbán en Lago *et al.*, (1988) y Torres (1989, 1991 y 1993). Finalmente, también se han incorporado a la base de datos empleada en esta tesis los análisis de roca total publicados en el trabajo de Lago *et al.* (2004) que corresponden a 17 muestras representativas de la mayor parte de los sectores de la Cordillera Ibérica e incluyen además de análisis de elementos mayores y trazas, las ratios de ⁸⁷Rb/⁸⁷Sr, ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr, ¹⁴⁷Sm/¹⁴⁴Nd y ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd, en 11 de las 17 muestras. Por último, además de los datos anteriormente mencionados, se han recabado para la base de datos correspondiente al conjunto de composiciones del magmatismo, los análisis de la Rama Castellana publicados en Navidad (1983).

5.3. Tratamiento de datos

Los mapas y datos cartográficos fueron tratados a través del sistema de Información Geográfica (GIS) del programa *QGIS 3.2.3-Bonn*. Las fotos aéreas empleadas para la cartografía corresponden al Plan Nacional de Ortofotografía Aérea (PNOA) y fueron descargadas de la web del Instituto Geográfico Nacional (IGN). Se emplearon distintas fotografías de entre los años 2004 y 2020 con un tamaño de pixel de entre 0,25 y 0,5 m. Los modelos digitales del terreno también fueron descargados del IGN, utilizándose los de máxima actualidad y distintos tamaños de pixel (entre 2 y 200 m) en función de la escala de los mapas elaborados. Además, los datos GPS empleados en el

muestreo y en la cartografía fueron tomados a través de la aplicación para *smartphone*, *MGRS UTM GPS*.

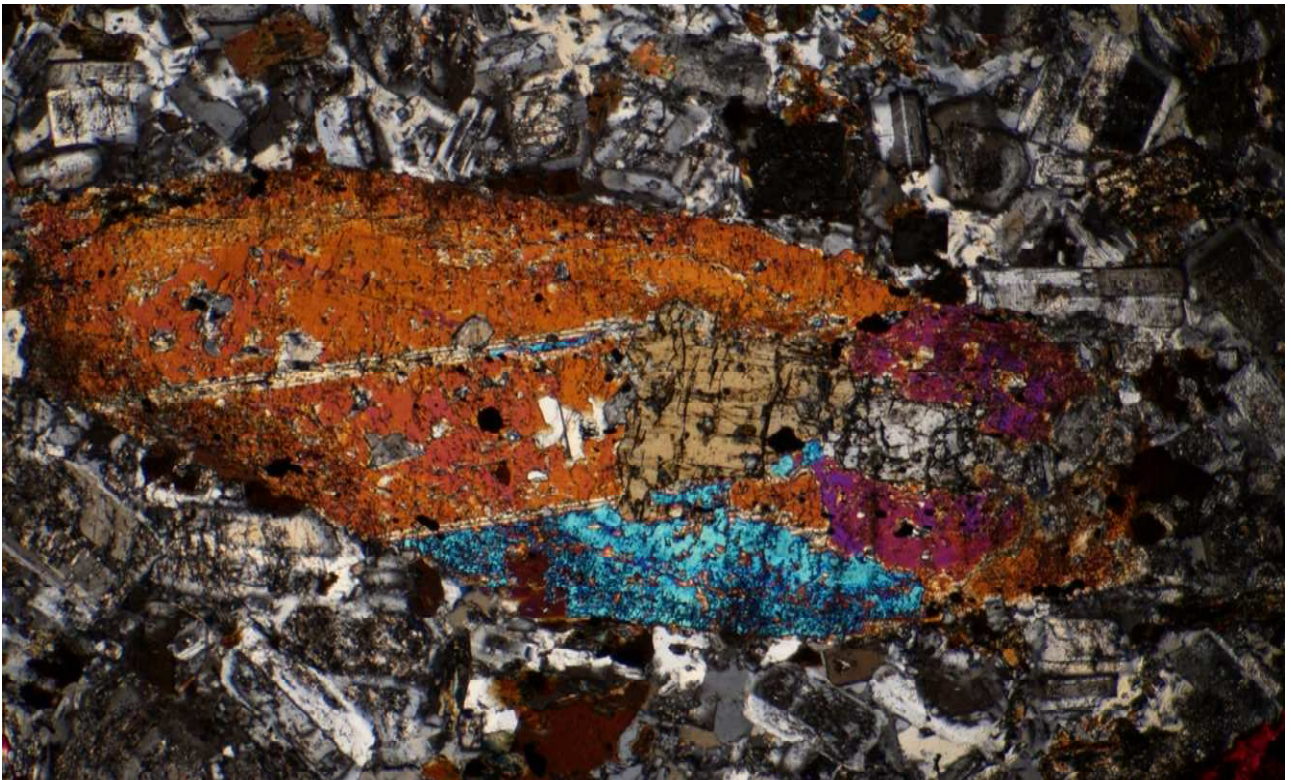
Los cálculos relativos a la ASM se llevaron a cabo en base a la estadística de Jelinek (1977) mediante el programa *ANISOFT 4.2* (Chadima y Jelinek 2008). Las curvas de variación de la susceptibilidad frente a la temperatura y los cálculos de la temperatura de Curie y de la contribución de los minerales paramagnéticos fueron realizados mediante el programa *Cureval 8* (Chadima y Hrouda, 2009).

La reducción de datos de los análisis de circones fue realizada por el personal del laboratorio en el que se realizaron dichos análisis (laboratorio SGIker) mediante los programas *Iolite 3.6* (Paton *et al.* 2011; Paul *et al.* 2012) y *Visual Age* (Petrus y Kamber, 2012). Para el estudio de las edades únicamente se han considerado aquellos análisis con un porcentaje de concordancia de entre el 95 y el 105. Los histogramas, gráficos de probabilidad, diagramas Tera-Wasseburg (Tera y Wasserburg, 1972) y las edades promedio, fueron calculadas mediante el complemento *Isoplot/Ex 3.0* (Ludwig, 2003) al programa *Microsoft Office Excel 2003*.

En el estudio geoquímico, solo se han empleado las rocas relativamente sanas, considerando como tales aquellas que tienen un LOI inferior al 4%. Las rocas con un LOI superior a este valor, muestran al microscopio un elevado grado de alteración y presentan frecuentemente una dispersión anómala de sus contenidos en elementos mayores y trazas, por lo que han sido descartadas para su estudio.

Las bases de datos y su tratamiento, y la presente memoria, han sido elaboradas respectivamente mediante los programas *Excel* y *Word* del paquete de programas *Microsoft Office Professional Plus 2016*. Todos los gráficos incluidos en esta tesis fueron elaborados mediante el programa *Grapher 13.1.668* y todas las figuras mediante el programa *Inskape 1.1*. El tratamiento de imágenes fue realizado con el programa *Adobe Photoshop Express 3.7.403*.

Capítulo 6: Petrografía



Fotografía de portada: Cristal de piroxeno del gabro de Loscos observado mediante el microscopio petrográfico de luz transmitida, en nicoles cruzados

6. Petrografía

A lo largo de este capítulo se clasifican y describen petrográficamente las rocas que componen el magmatismo cisuraliense en la Cordillera Ibérica. Esta descripción se ha estructurado en función de los distintos tipos de roca (litotipos) correspondientes a dicho magmatismo (algunos de los cuales afloran de forma puntual, y otros de forma ampliamente extendida), ordenados desde los términos más básicos (basaltos) a los más ácidos (riolitas). Las rocas subvolcánicas han sido clasificadas empleando la nomenclatura habitual en rocas volcánicas debido a:

- 1) Que su petrografía resulta mucho más cercana a la de las rocas volcánicas que a la de las plutónicas, mostrando en todos los casos una clara textura porfídica;
- 2) Que el emplazamiento de las rocas subvolcánicas se produjo en muchos casos de forma muy próxima a la superficie, siendo a veces incluso difícil distinguir a priori entre sills y coladas volcánicas;
- 3) Que esta clasificación facilita su comparación con las rocas volcánicas y;
- 4) Que así se ha establecido de forma continua desde que se empezó a describir este magmatismo (Lago *et al.*, 2004 y referencias que contiene).

La terminología empleada para referirse a cada tipo de roca ha sido empleada en base a las directrices de Le Maitre *et al.* (2002). Las clasificaciones dadas en este capítulo tratan de forma genérica los aspectos comunes de los principales tipos de roca. En capítulos posteriores se describen petrográficamente en detalle aquellos afloramientos o sectores que han sido estudiados con diversos propósitos específicos (conocer su emplazamiento, edad o la arquitectura de su sistema magmático). Además, en el capítulo 10, se indica la clasificación geoquímica de distintas rocas representativas de cada sector.

En la Cordillera Ibérica se distinguen la mayor parte de los términos composicionales de la serie subalcalina y en concreto todos los términos comprendidos entre los basaltos y las riolitas, es decir, desde las rocas más básicas a las más ácidas: basaltos, andesitas basálticas, andesitas, dacitas y riolitas. Sin embargo, como se verá más adelante, la abundancia de cada tipo de roca es muy desigual, con predominio de los términos andesíticos. Todas estas rocas presentan fenocristales de generalmente menos de 5 mm de longitud y predominantemente 2 mm, inmersos en una matriz microcristalina (con cristales de menos de 0,2 mm) en el caso de las rocas subvolcánicas, o vítrea en el caso de las rocas volcánicas, las cuales incluyen frecuentemente un bajo contenido en vacuolas. Además de las rocas volcánicas y subvolcánicas, como ya se ha comentado anteriormente, en el sector de Loscos afloran varios afloramientos correspondientes a rocas plutónicas, concretamente microgabros, los cuales resultan equivalentes mineralógicamente a las andesitas basálticas y presentan un tamaño cristalino similar al de los fenocristales de la mayor parte de las rocas volcánicas y subvolcánicas.

6.1. Basaltos

Estas rocas están formadas por fenocristales de olivino, piroxeno y plagioclasa cálcica, inmersos en una matriz formada predominantemente por microlitos de plagioclasa (Fig. 6.1). En la Cordillera Ibérica, este tipo de roca es muy minoritario. Los afloramientos de basaltos de mayor extensión y los únicos que preservan sanas una buena parte de todas sus fases minerales, son los del sector de Ojos Negros, en especial los dos de mayor tamaño y situados más al S (Fig. 3.7). Los fenocristales son en todos los casos idiomorfos o subidiomorfos, tienen un tamaño máximo de hasta 3 mm, un tamaño medio de entre 0,5 y 1 mm y representan aproximadamente el 40% del volumen total de la roca (Fig. 6.1a, b). La matriz es microcristalina y está formada predominantemente por plagioclasa. De entre los fenocristales, la plagioclasa supone un 40-55 % mientras que el contenido en las rocas de olivino y piroxeno se encuentra para cada una de estas fases entre el 20 y 30%. Dentro del conjunto del afloramiento se observa un proceso de sedimentación gravitacional, con un ligero enriquecimiento en olivino hacia la base y en clinopiroxeno y plagioclasa hacia el techo. Algunas muestras presentan una clara fábrica linear en la orientación de todos sus minerales y especialmente de las plagioclasas, generada por el flujo ígneo. También resulta frecuente en algunas muestras la presencia de asociaciones glomeroporfídicas compuestas predominantemente por clinopiroxeno (Fig. 6.1d). Los olivinos muestran un zonado continuo desde el centro hacia el borde, suelen estar atravesados por fracturas irregulares y presentan un grado muy desigual de alteración, encontrándose en algunas

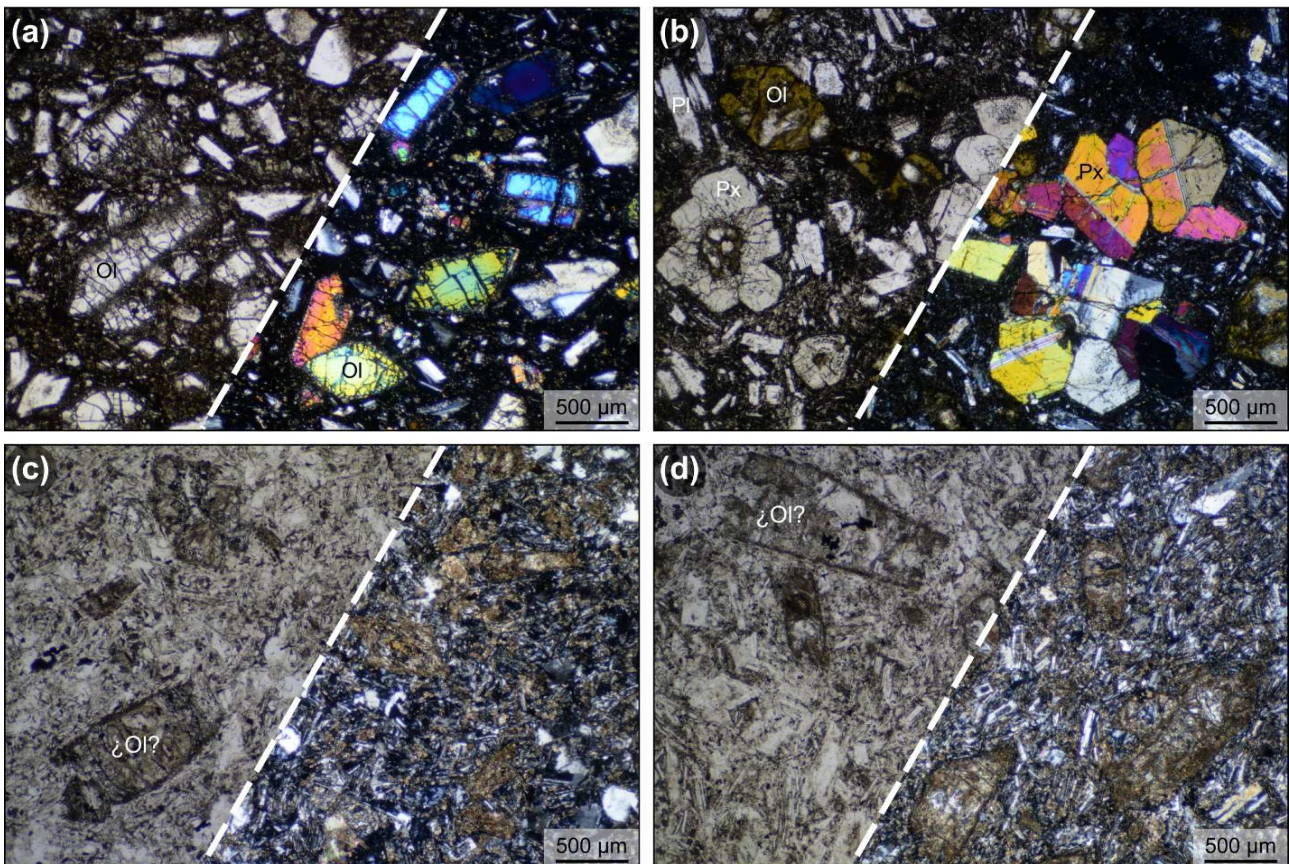


Fig. 6.1. Fotografías de láminas delgadas observadas al microscopio petrográfico de luz transmitida con nicols paralelos (izquierda) y cruzados (derecha) de algunas de las muestras más representativas de las rocas basálticas. Basalto de Ojos Negros: muestras 515-1-B8 (a) y 515-1-H0 (b). Rocas básicas con posibles pseudomorfos de cristales de olivino correspondientes a la muestra 466-4-12 de la localidad de Bádenas (c) y a la muestra MONF-6 de la localidad de Monforte de Moyuela (d).

muestras totalmente sanos y en otras totalmente alterados y afectados por procesos de serpentinización. Los clinopiroxenos presentan un zonado oscilatorio y en general, un menor grado de alteración. Las plagioclasas muestran una gradación continua en sus tamaños, que van desde el tamaño de la matriz (menos de 0,2 mm), hasta los 3 mm. Son muy alargadas y presentan procesos de alteración parcial o completa.

En el sector de Loscos, algunas rocas puntuales presentan cristales pseudomorfos de olivino y piroxeno inmersos en una matriz formada por microlitos de plagioclasa, que parecen indicar su correspondencia a composiciones basálticas, es el caso, por ejemplo, de un pequeño afloramiento localizado 1,5 km al NE de Bádenas (muestras 466-4-12 y 466-4-13, Fig. 6.1c). También, se han identificado pseudomorfos de olivino, aunque en menor concentración, en un afloramiento aislado situado 1,8 km al NNE de Monforte de Moyuela (muestra MONF-6, Fig. 6.1d). Estas muestras presentan menor contenido en fenocristales respecto a las de Ojos Negros, aproximadamente un 35%, y muestran una matriz formada por microlitos de plagioclasa. Los minerales ferromagnesianos se encuentran alterados en su totalidad, y solo se conservan pseudomorfos reemplazados por carbonatos, arcillas y otros minerales secundarios. El elevado grado de alteración de los fenocristales, impide en muchos casos la distinción entre ellos, por lo que no resulta posible precisar el volumen en que se encuentra cada fase mineral. En cualquier caso, los cristales ferromagnesianos se presentan en menor concentración respecto a las rocas de Ojos Negros, y no resulta fácil diferenciar si estas rocas realmente corresponden a basaltos o andesitas basálticas. Conte (1985) describe la presencia de otros sills basálticos, en el sector de Loscos, y más concretamente en el entorno de Fombuena, Loscos, y al SE de Bádenas. Sin embargo, este autor no precisa mucho más su localización y muchos de ellos no han sido posibles de localizar o de identificar claramente como basaltos. Torres (1989) también identifica un sill de composición basáltica al N del Anticlinal de Montalbán, pero tampoco precisa más su localización y no nos ha sido posible localizarlo durante el trabajo de campo.

6.2. Microgabros

Las rocas gabroicas solo se observan en los afloramientos de Loscos. Presentan una textura granuda y holocristalina con un tamaño medio de los cristales de 1 mm (aunque algunos cristales llegan a alcanzar más de 2 mm). De entre los distintos afloramientos que presenta el gabro, el único con un bajo grado de alteración es el de mayor tamaño, el cual es fácilmente localizable por ser atravesado en una gran parte por la carretera que va desde Loscos a Bádenas. El resto de afloramientos se encuentran tremendamente alterados observándose en el campo con un aspecto arenoso y un característico color blanco o “*beige*”. El estudio petrográfico se ha llevado a cabo únicamente en el afloramiento más sano.

Las rocas presentan aproximadamente un 60% de plagioclasa, un 25% de anfíbol, 10 % de biotita y escasos cristales de piroxeno (< 5%). Como minerales accesorios la roca contiene apatito, circón y minerales opacos. Los cristales de plagioclasa son subidiomorfos o idiomorfos, con frecuentes alteraciones sericíticas, zonados oscilatorios y un tamaño medio ligeramente menor a 1 mm. Los

crisales de anfíbol son marrones, prismáticos, subidiomorfos, con un fuerte relieve, un marcado pleocroísmo y un tamaño de hasta 2 mm (Fig. 6.2a). Los crisales de biotita son alotriomorfos, tienen un tamaño mucho menor (cerca de los 0,4 mm) y suelen mostrar un carácter intersticial. Los crisales de piroxeno son alotriomorfos, tienen un tamaño similar al de los anfíboles, presentan texturas de desestabilización, irregulares y fragmentadas, y se encuentran predominantemente recrecidos por la cristalización de anfíbol a su alrededor (Fig. 6.2.b).

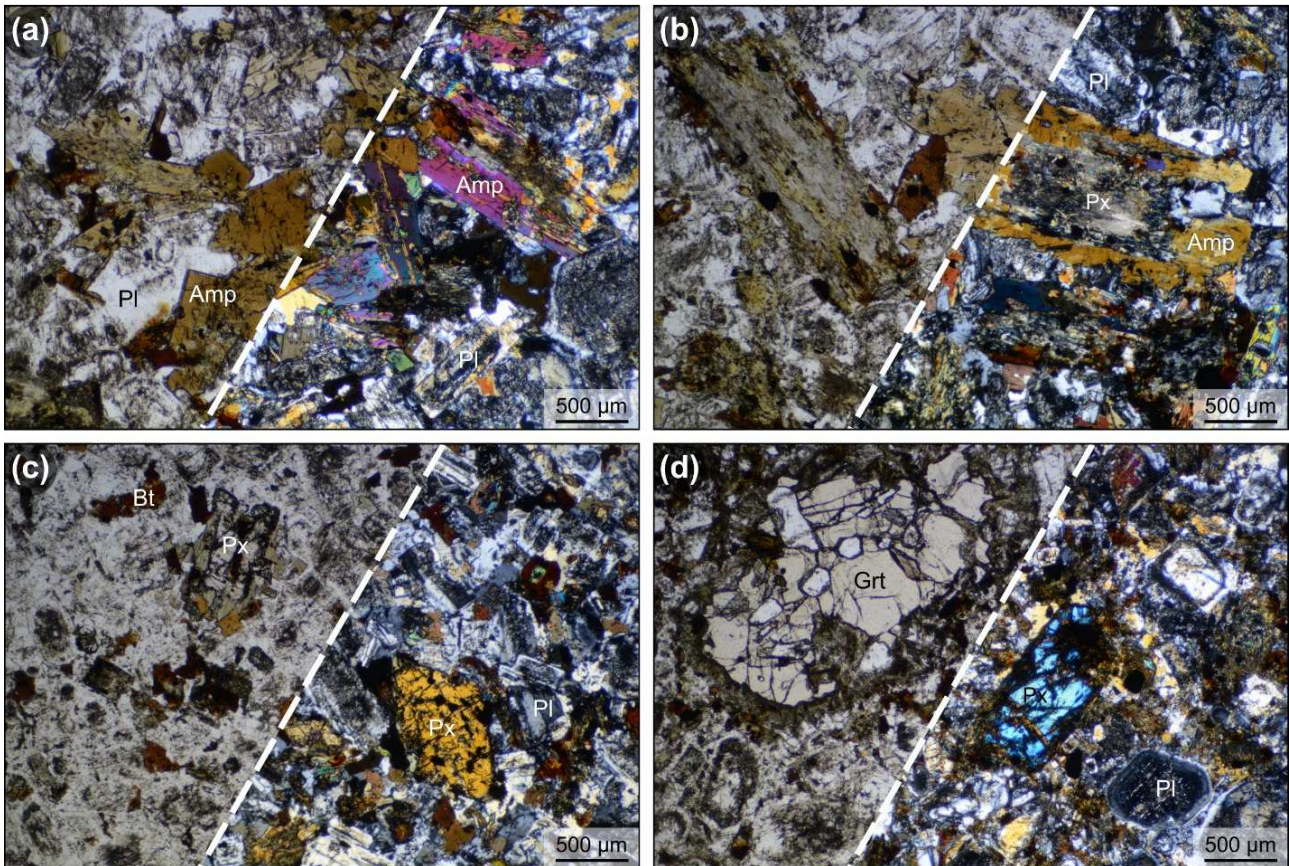


Fig. 6.2. Fotografías de láminas delgadas observadas al microscopio petrográfico de luz transmitida con nicoles paralelos (izquierda) y cruzados (derecha) de algunas de las muestras más representativas del gabro de Loscos. **(a)** Aspecto general del gabro y de sus anfíboles, en la parte central del afloramiento (muestra 466-4-15). **(b)** Detalle de algunos anfíboles creciendo sobre restos de crisales de piroxeno. **(c)** Aspecto general del gabro en el extremo S del afloramiento (muestra 466-4-17) **(d)** Aspecto general del gabro en el extremo N (muestra NOG-16).

Los dos extremos de este afloramiento muestran algunas variaciones petrográficas significativas respecto a las expresadas anteriormente. En el extremo sur, las rocas presentan un tamaño cristalino ligeramente menor que de media se sitúa en algo más de 0,5 mm. Estas rocas contienen más plagioclasa (65%), son mucho más ricas en ortopiroxeno (10%) y clinopiroxeno (5%), presentan una menor cantidad de anfíbol (ca. 5 %) y una proporción similar de biotita (ca. 10%) (Fig. 6.2c). Los crisales de plagioclasa son similares a los de las rocas del centro del afloramiento. Los crisales de piroxeno son prismáticos, subidiomorfos, se encuentran fuertemente fracturados y frecuentemente contienen numerosas inclusiones de minerales opacos. Estos piroxenos, presentan un tamaño mayor al de las plagioclasas (hasta 3 mm), un fuerte relieve, y suelen estar recrecidos en sus bordes por pequeños crisales alotriomorfos de anfíbol verdoso o de biotita (Fig. 6.2c). La biotita, muestra similares características a las descritas para el gabro del sector central. El anfíbol resulta

mayoritariamente alotriomorfo en estas rocas y aparece predominantemente en forma de pequeños cristales en los bordes de los piroxenos.

En el extremo norte del afloramiento las rocas presentan cristales de menor tamaño que el sector central, correspondiendo su tamaño medio, como ocurría en el extremo sur, a entre 0,5 y 1 mm (Fig. 6.2d). Los tamaños de los cristales presentan además cierta distribución bimodal, algunos muestran tamaños próximos a 1 mm y otros (fundamentalmente de plagioclasa y biotita) de algo menos de 0,5 mm, lo que confiere a la roca una textura que recuerda ligeramente a la textura porfídica predominante en este magmatismo. Estas rocas muestran respecto a las del sector central, una mayor concentración de plagioclasa (75-70%) y menor de anfíbol (20-15%). Las plagioclasas son subidiomorfas y con similares tamaños a los del extremo Sur de la intrusión. Los minerales ferromagnesianos aparecen aislados entre las plagioclasas. Los anfíboles se presentan predominantemente como cristales subidiomorfos y límpidos que alcanzan hasta 3 mm, pero también pseudomorfizando y reemplazando a los cristales de piroxeno. Los cristales de piroxeno se encuentran en similares proporciones (<5%) y tamaño (hasta 2 mm) respecto a las rocas del centro del afloramiento y pseudomorfizados en su práctica totalidad. La mayor parte de las biotitas son similares a las descritas en el resto de rocas, aunque excepcionalmente alcanzan gran tamaño (hasta 4 mm) e incluyen cristales de plagioclasa de hasta 1 mm. En todos los casos son alotriomorfas y presentan morfologías intersticiales. Estas rocas destacan respecto al resto, por una significativa concentración de cristales de granate de entre 1 y 7 mm (Fig. 6.2d), ocasionales acumulados de piroxeno y abundantes enclaves correspondientes a metapelitas en facies anfíbolíticas, cuarcitas y pizarras.

6.3. Andesitas basálticas

Estas rocas presentan como el resto (y si exceptuamos el gabro de Loscos) una textura porfídica. Su asociación mineral resulta similar a la del microgabro de Loscos y está formada por fenocristales de plagioclasa cálcica (80-60%), piroxeno (15-5%), biotita (15-5%) y anfíbol (20-0 %), inmersos en una matriz formada predominantemente por microlitos de plagioclasa, y de forma accesoria por apatito, cuarzo y minerales opacos (Fig. 6.3a). La concentración relativa de estas fases varía de forma continua en los distintos afloramientos, pero, en cualquier caso, las andesitas basálticas se diferencian de los basaltos por la ausencia de olivino. Los términos más básicos contienen una gran proporción de plagioclasa cálcica, la cual forma la práctica totalidad de su matriz, muchas veces con una textura traquítica. Junto con la plagioclasa, su fenocristal predominante es el piroxeno. De forma minoritaria presentan biotita y no contienen anfíbol.

Los términos más evolucionados presentan características próximas a las de las andesitas. Contienen una elevada proporción de anfíbol (*ca.* 15%), menor concentración en piroxeno (*ca.* 10%) y biotitas en una proporción ligeramente mayor y formando fenocristales de mayor tamaño (2 mm). La plagioclasa se encuentra en menor proporción y tiene una composición menos cálcica. La matriz contiene además de plagioclasa proporciones variables de cuarzo, y no desarrolla la textura traquítica que se observaba en los términos más básicos.

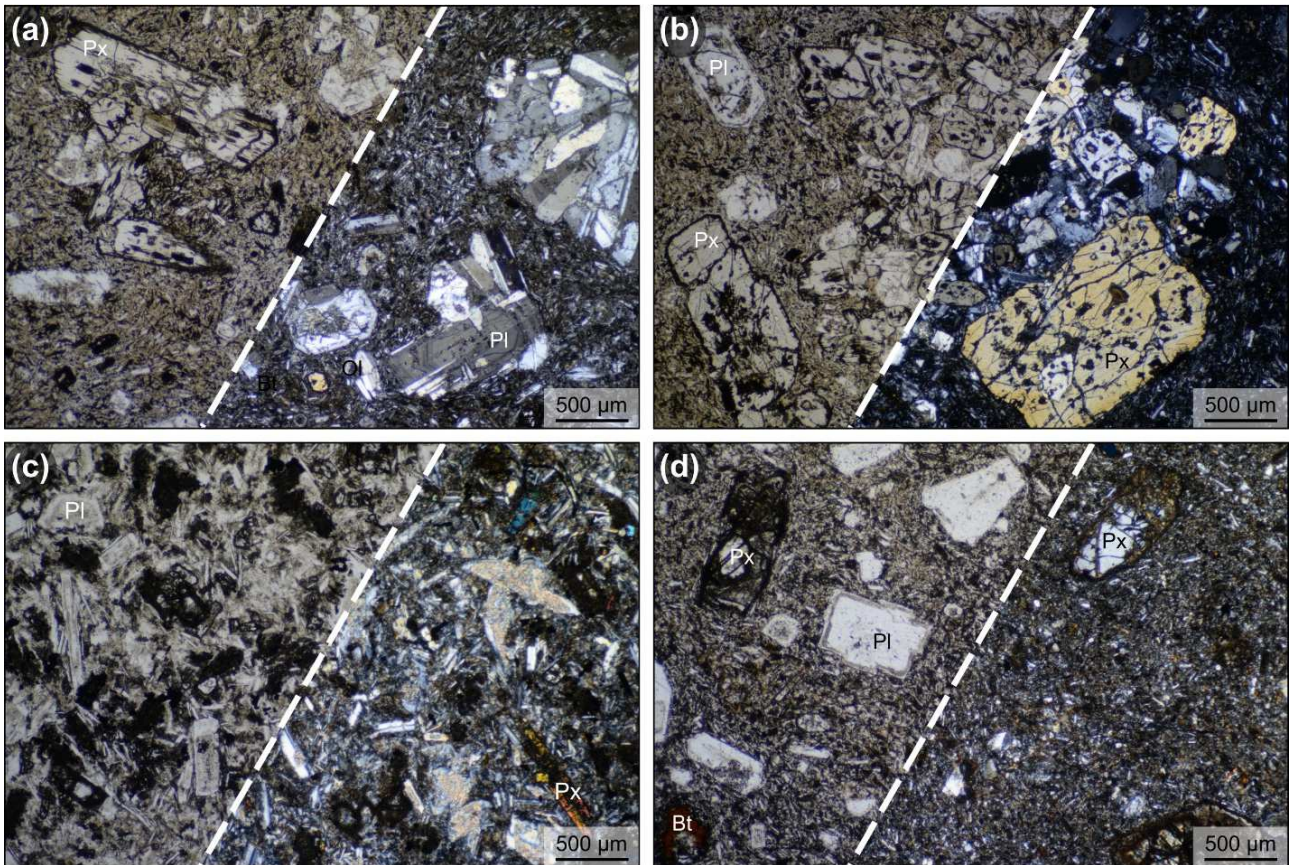


Fig. 6.3. Fotografías de láminas delgadas observadas al microscopio petrográfico de luz transmitida con nicoles paralelos (izquierda) y cruzados (derecha) de algunas de las muestras más representativas de las andesitas basálticas. **(a)** Aspecto general de las muestras correspondientes al dique de Reznos (muestra REZ). **(b)** Detalle de una asociación glomeroporfídica correspondiente a la misma muestra que la fotografía anterior. **(c)** Aspecto general de una de las andesitas del sector de Loscos (muestra RIODZ). **(d)** Aspecto general de una de las andesitas del sector de Montalbán (muestra 492-B4-A1).

Estas rocas aparecen siempre emplazadas de forma subvolcánica, predominantemente, diques. La mayor parte se encuentran en la Unidad de Herrera, en los sectores de Loscos y Montalbán (Tabla 5.1), aunque también corresponde a esta composición un dique del sector de Reznos (muestras REZ y 380-4-A0, Tabla 5.1).

Las rocas correspondientes al dique de Reznos presentan característicos cumulos y asociaciones glomeroporfídicas, algunos formados de forma prácticamente exclusiva por plagioclasa, y otros formados predominantemente por piroxeno y proporciones variables de plagioclasa (Fig. 6.3b). El sector de Loscos contiene la mayor concentración de afloramientos de andesitas basálticas, y en él se encuentran los términos más básicos de este tipo de roca, con predominio de plagioclasa cálcica (90-80 % del volumen total de la roca), escaso piroxeno (20-10%) y sin anfíbol (Fig. 6.3.c). A veces, las rocas de este sector desarrollan texturas traquíticas y doleríticas.

Las andesitas basálticas del sector de Montalbán aparecen concentradas, junto a otros afloramientos de andesitas, en dos zonas principales correspondientes a ambas márgenes del río Aguas Vivas y al tramo comprendido entre Armillas y el sur de Hoz de La Vieja. En general presentan términos más evolucionados y más alterados que las rocas del sector de Loscos y Reznos. Su composición mineral se encuentra en muchos casos en el límite con la de las andesitas. Estas rocas contienen, respecto a las anteriores, menor proporción de fenocristales de piroxeno (5-10%) y

concentraciones significativas de anfíbol (15-10%) y biotita (10-5%). Sus fenocristales no superan los 2 mm de longitud (Fig. 6.3d). Las andesitas basálticas de Montalbán contienen frecuentemente xenocristales de cuarzo y xenolitos de cuarcitas y pizarras. Además, en la zona del río Aguas Vivas, en las proximidades a Maicas, también contienen abundantes xenolitos de metapelitas y de granitoides.

6.4. Andesitas

Están formadas por fenocristales (40-35%) de Plagioclasa (70-60%), anfíbol (25-10%) y biotita (25-10%). Además, también presentan frecuentemente como minerales accesorios fenocristales de cuarzo y de granate. Su matriz está formada por plagioclasa, cuarzo y de forma accesorias minerales opacos. Se diferencian claramente de las andesitas basálticas por que el piroxeno no aparece o se presenta como mineral claramente accesorio (<1%), y el anfíbol se encuentra en mayor proporción respecto a ellas. Las andesitas constituyen, junto a las dacitas, el tipo de roca más abundante y característico del magmatismo estudiado. Se encuentran en todos los sectores excepto el de Ojos Negros y, llamativamente, no afloran en ninguno de los sectores de la Unidad de Badules (Reznos, Calatayud y Pardos). Las rocas mejor preservadas corresponden a las de Atienza (Fig. 6.3a). Las muestras del sill de Noguera de Albarracín son las que alcanzan mayor tamaño cristalino, con plagioclasas de hasta 5 mm, y presentan todos sus anfíboles reemplazados (Fig. 6.4b),

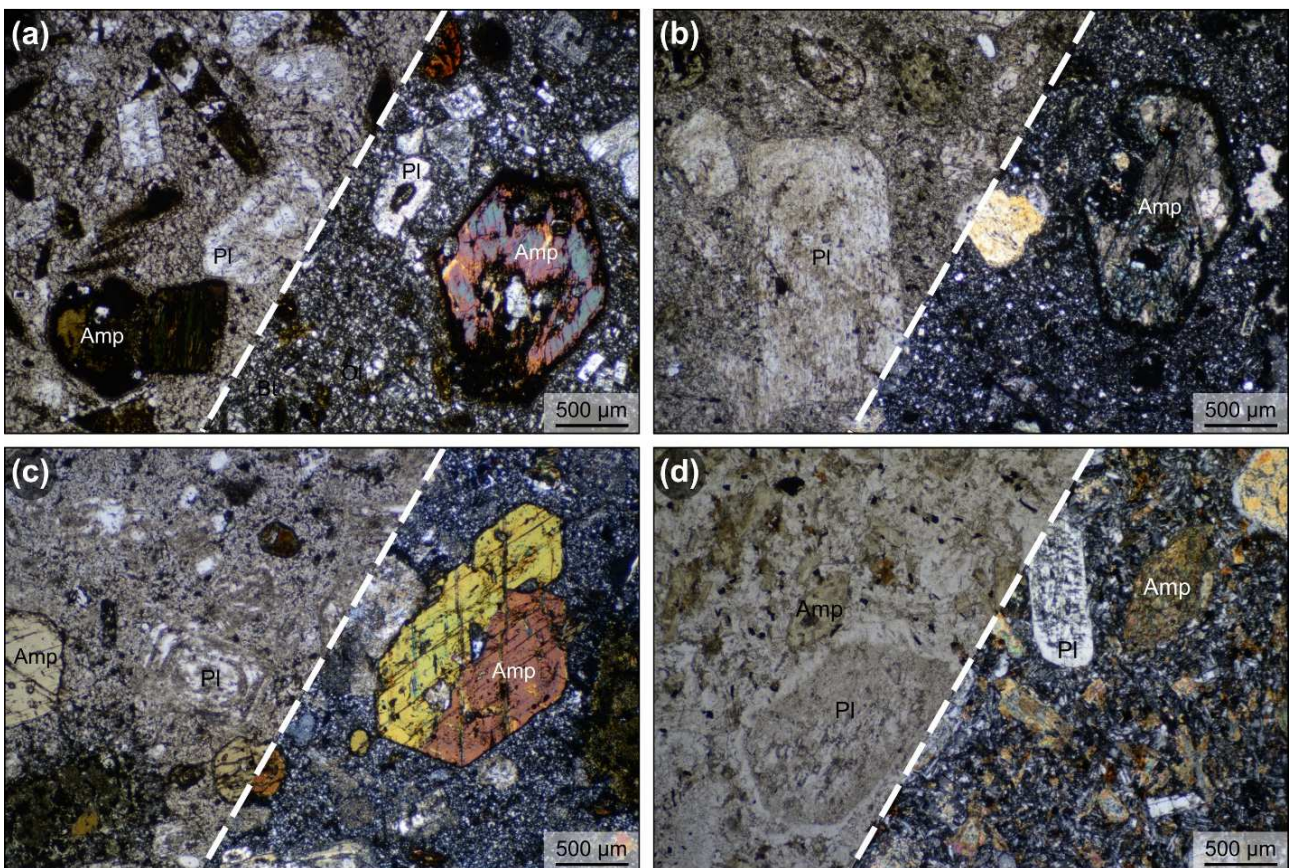


Fig. 6.4. Fotografías de láminas delgadas observadas al microscopio petrográfico de luz transmitida con nicols paralelos (izquierda) y cruzados (derecha) de algunas de las muestras más representativas de las rocas andesíticas. **(a)** Sill de Atienza (muestra ATU-A12). **(b)** Sill de Noguera de Albarracín (565-1-A2). **(c)** dique de Bronchales (540-2-VII-K2-B1). **(d)** Dique de Anadón (492-1-12).

mayoritariamente por carbonatos. Junto a las de Atienza, destacan por su buen grado de preservación, las rocas correspondientes a un pequeño dique localizado unos 2 km al SE de Bronchales (Fig. 6.4c). Las muestras de los sectores de Loscos y de Montalbán, presentan en su mayoría similares características al resto, pero un elevadísimo grado de alteración (Fig. 6.4d).

6.5. Dacitas

Las rocas dacíticas están formadas por fenocristales (40-30%) de cuarzo (50-40%), feldespato (50-30%) y biotita (siendo este último su único mineral ferromagnesiano en proporciones significativas 20-10%), inmersos en una matriz de cuarzo y feldespato (Fig. 6.5). Dentro de este tipo de rocas, las que presentan composición más primitiva, contienen de forma minoritaria cristales de plagioclasa sódica (<10%) y anfíbol <5%). Se tiene constancia de su presencia en todos los sectores estudiados excepto en el de Ojos Negros y Calatayud; sin embargo, este tipo de roca es después de los basaltos, el que menor concentración de afloramientos presenta. El afloramiento con composiciones más básicas corresponde al de Cardejón, en el sector de Reznos, donde en algunas muestras aparecen de forma accesoria pseudomorfos de fenocristales de anfíbol (Fig. 8.5a). También destaca, por ser uno de los que menor grado de alteración y mayores dimensiones presenta, el afloramiento de Cerro Redondo, en la Sierra de Pardos (Fig. 8.5b), que será descrito más ampliamente en el siguiente

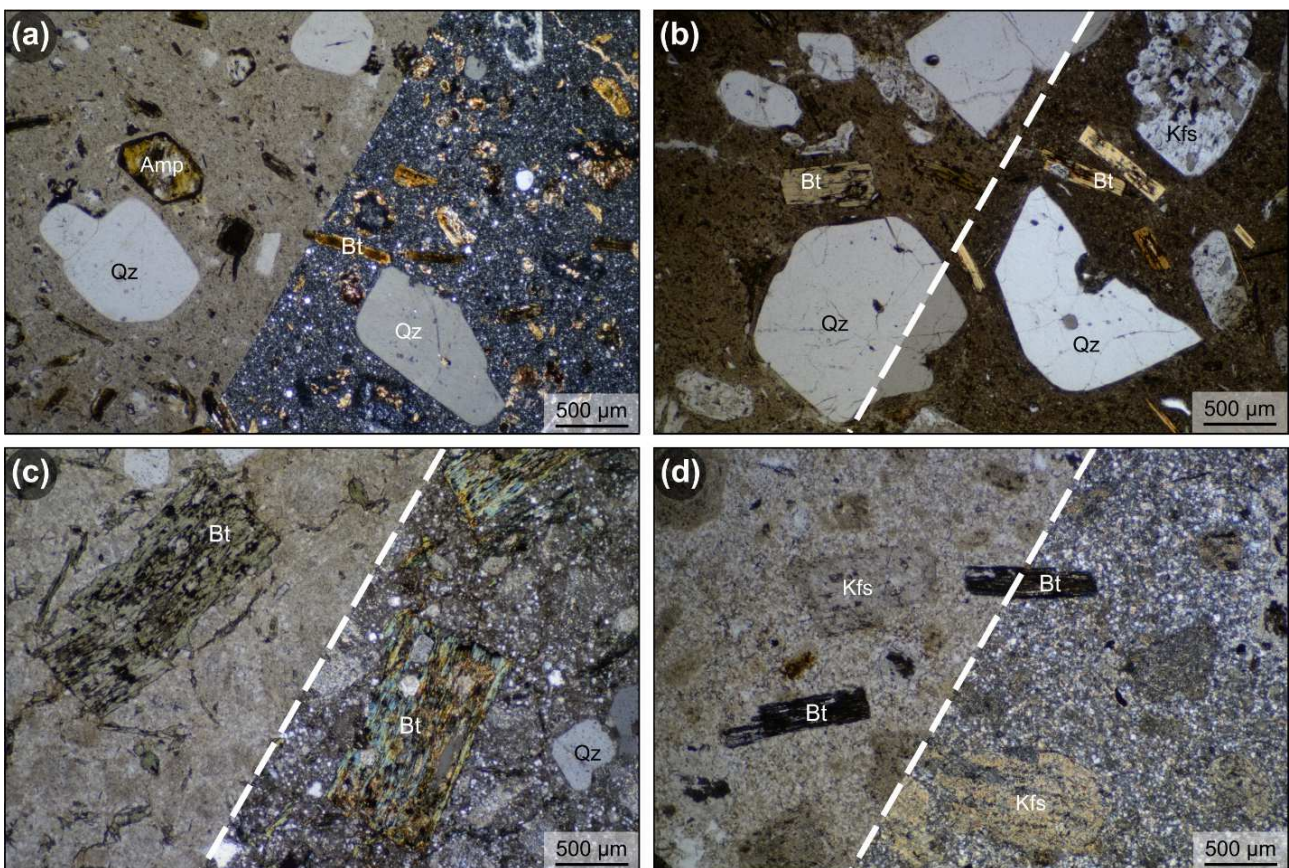


Fig. 6.5. Fotografías de láminas delgadas observadas al microscopio petrográfico de luz transmitida con nicols paralelos (izquierda) y cruzados (derecha) de algunas de las muestras más representativas de las rocas dacíticas y correspondientes a intrusiones subvolcánicas de: **(a)** Cardejón (muestra 380-4-B3); **(b)** Cerro Redondo (PAR-20); **(c)** Monforte de Moyuela (MONF-17); y **(d)** Anadón (492-1-49).

capítulo. Además, las dacitas también se encuentran presentes, aunque con reducido volumen y mayor grado de alteración, en los sectores de Loscos y Montalbán (Fig. 8.5 c, d).

6.6. Riolitas

Los fenocristales de las muestras riolíticas representan aproximadamente el 25-5% del volumen total de la roca y corresponden predominantemente a cuarzo (90-60%) y proporciones menores de feldespato potásico (40-10%). Además, en ocasiones presentan moscovita y de forma minoritaria, en los términos más básicos, biotita. Su matriz está constituida por cuarzo y en ocasiones forma estructuras fluidales, que en muchos casos engloban a los fenocristales de cuarzo (Fig. 6.6a). Este tipo de rocas aparece representado en el sector de Albarracín (afloramientos de Alcoroches y Bronchales), predomina en el área central de la Unidad de Badules (sectores de Calatayud y de Pardos, Fig. 6.6b, c) y forma potentes diques con dirección N-S al Norte del sector de Montalbán (afloramientos de Anadón). Estos últimos diques muestran similares características petrográficas al resto (Fig. 6.6d), aunque a veces presentan un grado muy elevado de recrystalización de cuarzo. La presencia de moscovita, es especialmente frecuente en las riolitas del sector de Pardos (Fig. 6.6c).

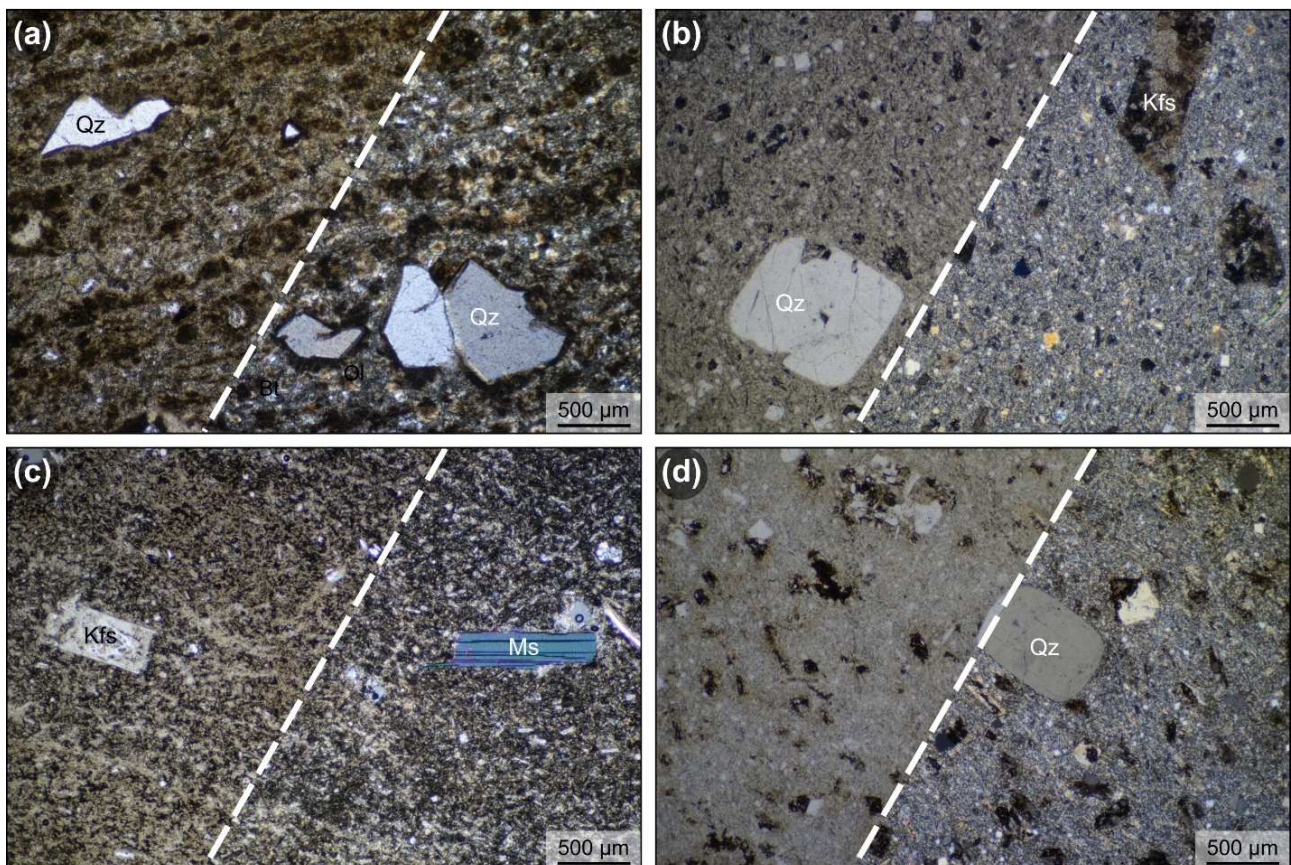


Fig. 6.6. Fotografías de láminas delgadas observadas al microscopio petrográfico de luz transmitida con nicols paralelos (izquierda) y cruzados (derecha) de algunas de las muestras más representativas de las rocas riolíticas. **(a)** Intrusión de Alcoroches (muestra ALZ). **(b)** Dique de Aluenda (409-II-A01). **(c)** Dique de Olivés (PAR-5). **(d)** Dique de Anadón (492-1-53).

6.7. Enclaves

Como ya se han indicado previamente, las rocas ígneas del magmatismo estudiado contienen frecuentemente enclaves correspondientes a fragmentos de la roca encajante en el nivel de emplazamiento, rocas de mayor grado de metamorfismo (facies anfibolitas y granulitas) y ocasionalmente (especialmente en el caso de los diques de Anadón), granitoides. Como puede verse, el conjunto de enclaves de este magmatismo es tremendamente variado y amplio. Su estudio detallado requeriría otra monografía y escapa a los objetivos de esta tesis. Sin embargo, resulta interesante y necesario constatar su presencia y caracterizarlos brevemente debido, por una parte, a que son indicativos de los niveles corticales con los que el magma ha estado en contacto y por otra, por el interés de los propios procesos de interacción entre dichos enclaves y el magma.

Este apartado se limita a caracterizar brevemente los enclaves y a describir los distintos tipos de asociaciones minerales que presentan por el interés que ello tiene de cara a establecer sus condiciones P-T. No obstante, se es consciente de la necesidad de un futuro estudio más detallado de los mismos, de cara a la valiosa información que pueden aportar sobre el magma que dio lugar a las rocas en que se encuentran. La caracterización de los enclaves a partir de láminas delgadas se ha llevado a cabo esencialmente en los sectores de Atienza, Noguera de Albarracín y Maicas, por ser los que preservan enclaves más sanos y en mayor concentración.

Los enclaves presentan un tamaño milimétrico a centimétrico y muestran frecuentemente texturas de reabsorción e infiltraciones del fundido ígneo. Sus bordes son irregulares y con una morfología que se adapta frecuentemente a la geometría del conjunto de cristales que se sitúan en el contacto con la roca ígnea. A continuación, se describen los principales tipos de enclaves (exceptuando los correspondientes a los de las rocas encajantes a nivel de emplazamiento) en función de su asociación mineral.

6.7.1. Esquistos

Estos enclaves contienen fundamentalmente cuarzo, clorita, cloritoides, moscovita y pequeñas proporciones de granate. En ocasiones forman el característico aspecto bandeado de los esquistos caracterizado por la alternancia de bandas de cuarzo con bandas de filosilicatos (clorita, biotita y moscovita) derivadas del metamorfismo de bajo grado de minerales de la arcilla; las bandas tienen un espesor milimétrico y desarrollan incluso en ocasiones, esquistosidad de crenulación (Fig. 6.7a). Estos enclaves corresponden habitualmente a las facies de esquistos verdes. No son frecuentes, se encuentran presentes especialmente en los diques del norte del Anticlinal de Montalbán y sus condiciones P-T se sitúan alrededor de los 400-450° y hasta 7 kbar (Bushmin y Glebovitsky, 2008).

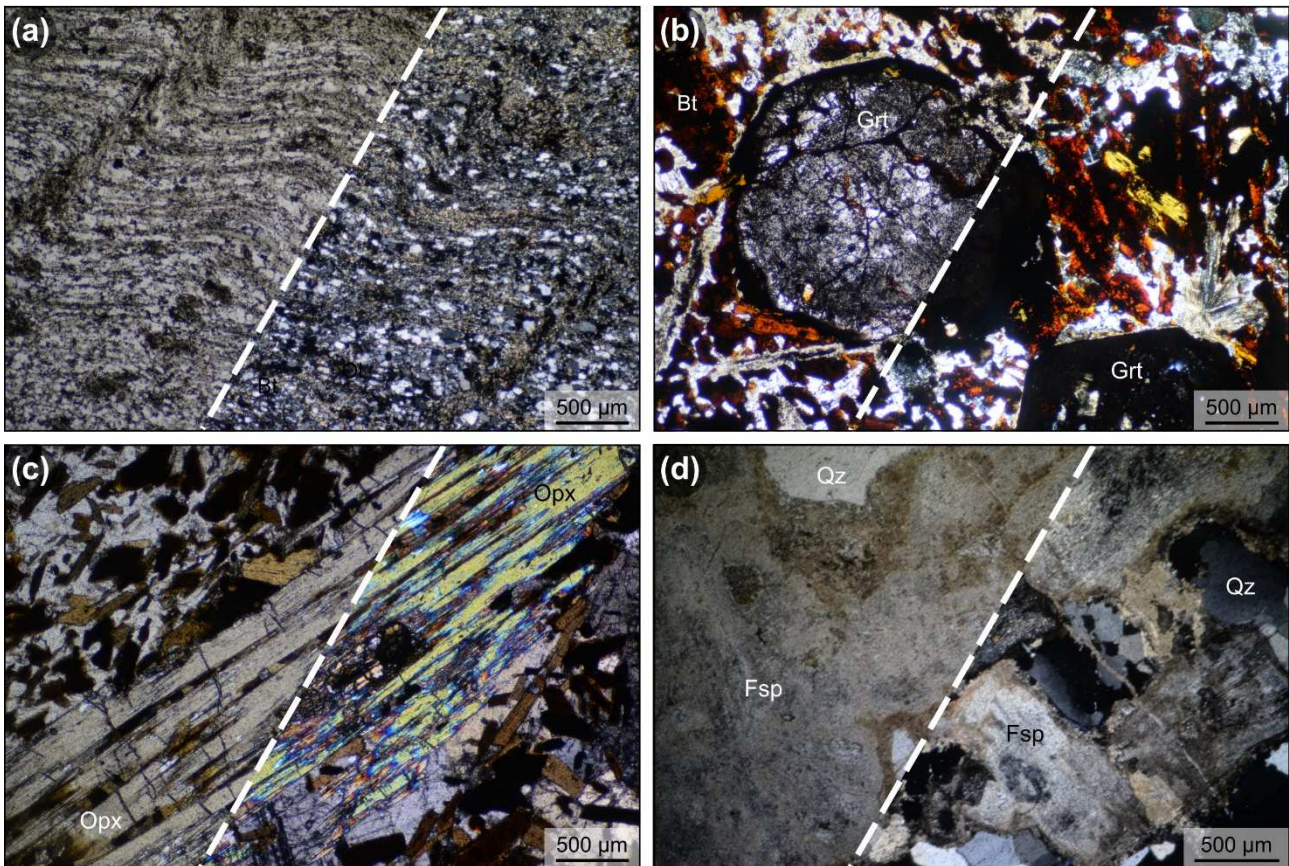


Fig. 6.7. Fotografías de láminas delgadas observadas al microscopio petrográfico de luz transmitida con nicoles paralelos (izquierda) y cruzados (derecha) de algunos de los enclaves más característicos que presentan las rocas ígneas estudiadas. **(a)** Esquisto (muestra JMAI-40). **(b)** Metapelita en facies anfibolita (AT-E2); **(c)** Metapelita en facies granulita (JNOA-63). **(d)** Granitoide (JMAI-9D).

6.7.2. Metapelitas en facies anfibolíticas de alto grado

Son el tipo de enclaves predominante en este magmatismo si exceptuamos los correspondientes a los de la roca encajante a nivel de emplazamiento. Constituyen la práctica totalidad de los enclaves metamórficos de Atienza (Fig. 6.7b) y se encuentran de igual forma muy presentes en las andesitas del norte del Anticlinal de Montalbán, el sill de Noguera de Albarracín y otros muchos sectores de la Cordillera Ibérica como Codos o Loscos. Aparecen predominantemente en las composiciones andesíticas. Su mineralogía predominante corresponde a granate, biotita, sillimanita y feldespato, aunque también se encuentran algunos con cianita en el sector de Noguera de Albarracín. Sus condiciones P-T se sitúan (conforme a lo propuesto por (Bushmin y Glebovitsky, 2008) en torno a 650-750° y 2-10 Kbar, siendo los de mayor presión, los que contienen cianita.

6.7.3. Metapelitas en facies granulíticas de bajo grado

Estos enclaves aparecen predominantemente en el sill de Noguera de Albarracín (Fig. 6.7c), aunque también se observan en menor proporción en el sector de Montalbán. Sus principales asociaciones minerales contienen feldespatos junto a:

- 1) biotita, granate y ortopiroxeno;
- 2) biotita, sillimanita y cordierita;
- 3) granate, cordierita y ortopiroxeno.

Los enclaves presentan unas condiciones de formación con temperaturas superiores a los 750º y un amplio rango de presiones que va desde más de 3 kbar a más de 10 kbar (Bushmin y Glebovitsky, 2008).

6.7.4. Granitoides

Este tipo de enclaves se encuentran predominantemente en los diques de andesitas basálticas y andesitas del N del anticlinal de Montalbán, donde alcanzan gran tamaño (más de 20 cm). En las grauvacas de Codos y en el sector de Loscos (por ejemplo, en el depósito volcánico de Fombuena o la zona de Monforte de Moyuela), también se han encontrado enclaves de granitoides de pequeño tamaño (generalmente menor a 5 cm). Sin embargo, su elevadísimo grado de alteración hace que muchas veces se identifiquen a escala de muestra de mano como unas manchas blancas bastante deleznable (resultado de la alteración de los feldespatos), granos de cuarzo, y restos de micas alteradas, sin resultar claro que correspondan a granitos o a fragmentes de las mismas rocas ácidas-intermedias que forman este magmatismo. Los enclaves graníticos de Montalbán presentan predominantemente cuarzo y feldespatos (Fig. 6.7d). Las micas apenas pueden diferenciarse debido al elevadísimo grado de alteración de las rocas.

Todos estos enclaves (metamórficos y granitoideos), con evidencias de asimilación (especialmente en sus bordes), indican claramente procesos de interacción con el magma que los engloba. En este sentido, caben dos interesantes hipótesis posibles:

- 1) Que los enclaves provengan de la roca encajante y se hayan incorporado al magma durante el ascenso del mismo a través de la corteza;
- 2) Que el magma se formara por un proceso de fusión parcial de la corteza y estos enclaves tengan un carácter restítico como consecuencia de dicho proceso.

Capítulo 7:

Mecanismos de emplazamiento

La intrusión de Cerro Redondo: emplazamiento y procesos de deformación ígnea asociados



7. Mecanismos de emplazamiento.

Como ya se ha visto en el capítulo 3, el magmatismo Pérmico de la Cordillera Ibérica se emplazó predominantemente de forma subvolcánica dando lugar a numerosos diques y sills que no suelen sobrepasar los 10 m de espesor ni los 100 m de longitud de afloramiento. Sin embargo, en la Rama Castellana afloran numerosos ejemplos de depósitos volcánicos que han sido preservados hasta nuestros días y corresponden, predominantemente a flujos piroclásticos, y secundariamente a cineritas y depósitos de caída. Tal es el caso de los afloramientos de Cañamares (en el sector de Atienza), de Rillo de Gallo y Mazarete (sector de Molina) y de Orea (sector de Albarracín). Los únicos depósitos puramente volcánicos reconocidos en la Rama Aragonesa son los de Fombuena (sector de Loscos) y comparten un estilo similar al resto (flujos piroclásticos y depósitos de caída).

En todo el magmatismo cisuraliense de la Cordillera Ibérica tan solo se ha identificado un cuerpo plutónico: el del microgabro de Loscos. Esta intrusión presenta la característica textura holocristalina y granuda de las rocas plutónicas, aunque con un pequeño tamaño de sus fenocristales (<2mm) que sugiere, pese a su carácter plutónico, un enfriamiento relativamente rápido y quizás no muy profundo. Esta intrusión fue estudiada en detalle por Calvín *et al.* (2014), quien concluye que el afloramiento corresponde a la apófisis de un cuerpo mucho mayor que se prolonga en profundidad.

Entre las intrusiones subvolcánicas andesíticas destacan por sus dimensiones tres de ellas: el sill de Atienza (con más de 8 km de largo), el sill de Albarracín (1,5 km) y la intrusión situada al O del municipio de Loscos y al E del microgabro, junto al barranco de Minguijón (Fig. 3.19) con una longitud de más de 3 km. También destacan por su longitud, aunque a una escala menor, los sills situados al S de Bádenas, que alcanzan más de 800 m (Fig. 3.19). Los afloramientos riolíticos de mayor extensión (cerca de 1 km) corresponden a los diques del N del anticlinal de Montalbán.

Una mención aparte merece el basalto de Ojos Negros, que sin duda parece corresponder a un cuerpo ígneo principal individualizado por procesos tectónicos. En su base, este basalto parece interdigitarse de forma subvolcánica con las rocas metasedimentarias del Silúrico, mientras que hacia su techo parece formar parte de la secuencia sedimentaria del Pérmico, como si de una colada volcánica se tratase. Posiblemente la baja viscosidad de este fundido debido a su composición basáltica, sea la clave para interpretar el emplazamiento de este cuerpo ígneo. Las interdigitaciones observadas con los materiales silúricos en la base del cuerpo basáltico, pueden explicarse, aceptando un emplazamiento volcánico, por la elevada potencia de la colada y las dinámicas propias que pudo adquirir el magma en la base de la misma. Sin embargo, la textura claramente microcristalina y no vítrea incluso a techo de la intrusión, junto a la ausencia de superficies de estratificación y estructuras sedimentarias, apunta hacia un carácter subvolcánico, aunque, muy superficial (como sugiere el reducido espesor de sedimentos pérmicos que lo cubren).

De entre los cientos de intrusiones que afloran en la Cordillera Ibérica, la intrusión de Cerro Redondo, en el sector de la Sierra de Pardos, resulta especialmente interesante de cara al estudio del emplazamiento magmático de un cuerpo subvolcánico y los procesos que tienen lugar durante

el mismo, previamente al total enfriamiento del magma. Esto es debido, por una parte, a que presenta una foliación magmática excepcionalmente bien definida y preservada afectada, en numerosos casos, por pliegues ígneos de escala métrica a hectométrica. Por otra parte, la gran homogeneidad composicional y petrográfica de esta intrusión, permite interpretar los procesos de emplazamiento, minimizando posibles variaciones en el comportamiento de las rocas relacionadas con cambios composicionales. Además, su reducido tamaño ($\approx 0,2 \text{ km}^2$) favoreció un enfriamiento rápido del magma, permitiendo que la foliación magmática adquiriera unas características lo suficientemente consolidadas como para comportarse como un marcador de la deformación. No obstante, pese a su pequeño tamaño, esta intrusión es el afloramiento dacítico de mayores dimensiones conocido en la Cordillera Ibérica.

Por todos estos motivos, la intrusión de Cerro Redondo ha sido seleccionada de entre los cientos de intrusiones de la Cordillera Ibérica, con los objetivos de:

- 1) desentrañar los mecanismos de emplazamiento que imperan en la formación de un cuerpo subvolcánico de composición intermedia-ácida y textura porfídica desde la inyección del magma hasta su enfriamiento final y;
- 2) conocer los procesos de deformación asociados al flujo ígneo que se producen durante la intrusión de fundidos de este tipo.

Para la consecución de estos objetivos se ha llevado a cabo una detallada cartografía de la foliación magmática de la intrusión y el análisis de la fábrica magnética (ASM) en 25 estaciones de muestreo repartidas de forma más o menos equidistante a lo largo de toda la intrusión.

La intrusión de Cerro Redondo: emplazamiento y procesos de deformación ígnea asociados

Comprender el emplazamiento de las intrusiones requiere descifrar los procesos de deformación que ocurren desde el inicio de las mismas, hasta que alcanzan las dimensiones finales y el enfriamiento y cristalización total. Dichos procesos se encuentran relacionados por una parte con el flujo magmático y por otra, con las condiciones mecánicas y tectónicas que presenta la roca encajante en el momento en que se produce la intrusión. La propagación de la deformación asociada al flujo ígneo a lo largo de una intrusión se ve fuertemente influida por la diferenciación en el comportamiento reológico de los materiales, desde condiciones muy dúctiles en las zonas en las que se está produciendo la inyección magmática, a cada vez más frágiles, conforme avanza el enfriamiento en los materiales previamente inyectados (Paterson y Vernon, 1995; Paterson *et al.*, 1998; Pinotti *et al.*, 2016; Camilletti *et al.*, 2020; Megerssa *et al.*, 2020).

El estudio de la orientación de la foliación magmática resulta especialmente útil para averiguar el proceso de emplazamiento, ya que la foliación puede comportarse como un marcador pasivo en condiciones muy tempranas del proceso de inyección magmática, pudiendo reflejar la propagación de la deformación durante dicho proceso (Paterson y Vernon, 1995; Paterson *et al.*, 1998). En este

sentido, la foliación magmática puede interpretarse de manera similar a una foliación tectónica. El origen de la foliación magmática, en cuerpos petrográficamente homogéneos, se encuentra relacionado con la reorientación de cristales perpendicularmente a la orientación de máximo esfuerzo. Además, estos cristales pueden estar sujetos a nuevas reorientaciones durante los procesos de deformación generados por el flujo ígneo en el transcurso de la inyección y hasta que se produce el enfriamiento completo del magma que los contiene.

7.1. Petrografía de la intrusión

La intrusión de Cerro Redondo presenta una gran homogeneidad composicional estando formada por dacitas porfídicas con fenocristales de cuarzo (7-20%), sanidina (6-22%) y biotita (0-5%) (Fig. 7.1a, b), inmersos en una matriz microcristalina (Fig. 7.1c) formada por cuarzo, sanidina y minerales accesorios como apatito, monacita y circón (Fig. 7.2).

Los fenocristales de cuarzo tienen un tamaño de hasta 3,4 mm, son subidiomorfos y presentan bordes redondeados (Fig. 7.1a). Los fenocristales de feldespato son alotriomorfos y tienen un tamaño de hasta 3,2 mm (Fig. 7.1a, b). Los fenocristales de biotita son subidiomorfos, tienen un tamaño de hasta 1,4 mm y se suelen presentar muy orientados y formando una fábrica planar (Fig. 7.1c) paralela al bandeo.

El borde NO de la intrusión muestra una alta concentración de xenolitos de pizarras negras provenientes de la roca encajante, con bordes muy angulosos, tamaño variable entre 1 mm y 15 cm, y sin evidencias de asimilación magmática. Estos xenolitos se concentran especialmente cerca del contacto con la roca huésped y en especial, a lo largo del límite norte de la intrusión.

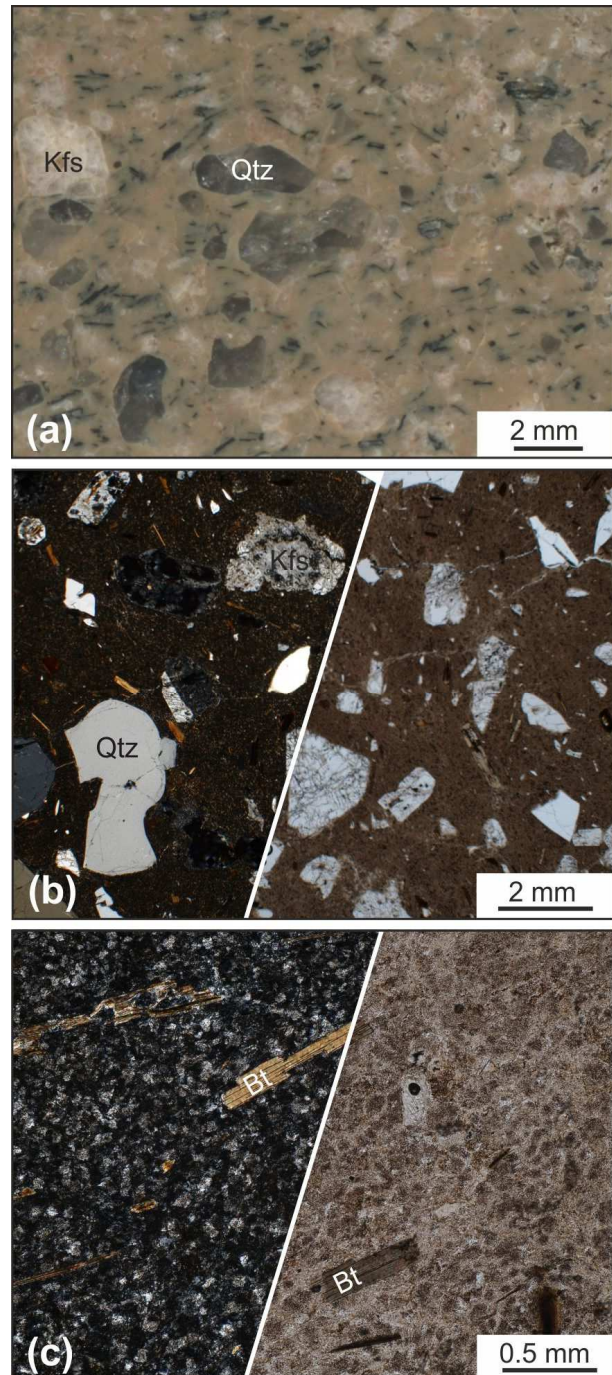


Fig. 7.1. Imágenes características de la petrografía de las rocas de Cerro Redondo. **(a)** Fotografía en sección pulida. **(b)** Microfotografía en nicols cruzados (izquierda) y paralelos (derecha) de la textura general de la roca. **(c)** Microfotografía en nicols cruzados (izquierda) y paralelos (derecha) de la matriz.

7.2. Cartografía y estructura de la intrusión

La intrusión de cerro redondo presenta una longitud de 625 m, una anchura de 325m, y una superficie total aflorante de unos 0,2 Km². Su morfología cartográfica es elíptica, alargada en dirección NW-SE y subparalela a la dirección de estratificación de las rocas encajantes paleozoicas (Fig. 7.2). La intrusión está afectada por dos fallas hectométricas de orientación E-O a NE-SO; una de las cuáles (Falla de Pardos) la limita en su extremo NO (Fig. 7.2).

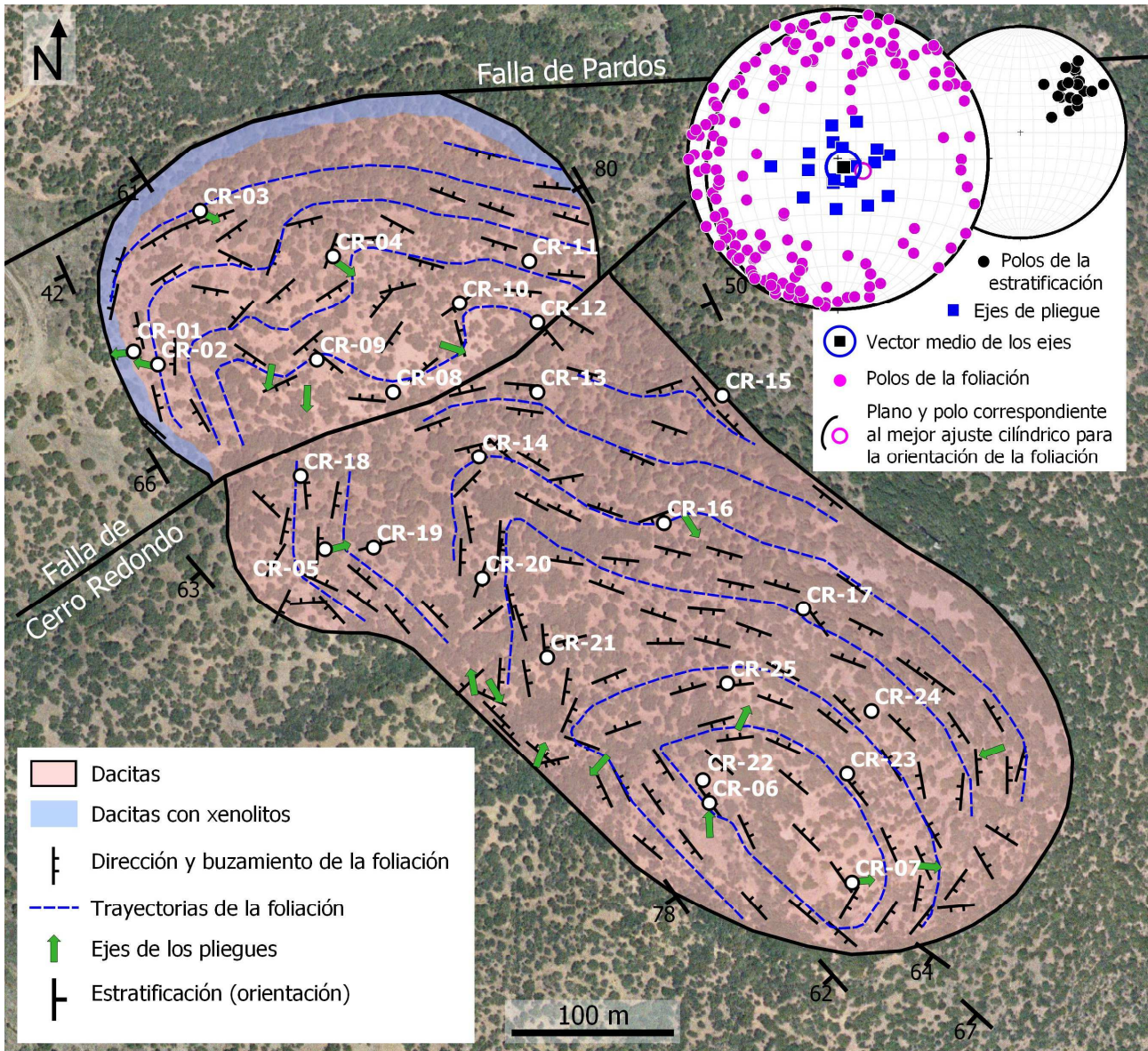


Fig. 7.2. Cartografía estructural de Cerro Redondo y representación en proyección estereográfica de las orientaciones de la foliación magmática (polos de los planos de foliación), los ejes de plegamiento ígneo y la orientación de la estratificación, que figuran en el mapa.

A escala de afloramiento el rasgo más distintivo es la presencia de una foliación magmática definida por superficies regulares de espaciado centimétrico a decimétrico, que afecta al conjunto del cuerpo ígneo (Fig. 7.3a) y no está relacionada con cambios petrológicos ni petrográficos. En general, la foliación es más densa en los bordes que en las partes centrales, aunque sin mostrar un patrón de distribución uniforme a través de la intrusión. A escala cartográfica, la foliación es aproximadamente paralela a los contactos con el material encajante (Fig. 7.2). Esta foliación se

encuentra afectada, de forma generalizada, por pliegues magmáticos de escala milimétrica a hectométrica (Fig. 7.2 y 7.3b). Desde un punto de vista geométrico los pliegues, mayoritariamente asimétricos, corresponden al tipo 1B (Ramsay, 1967; Fig. 7.3b). A escala del conjunto de la intrusión, las trazas de la foliación magmática definen un pliegue principal subvertical de orientación NO-SE ligeramente oblicuo respecto a la máxima dimensión del cuerpo ígneo (Fig. 7.2). Sin embargo, hacia el sector NO definen pliegues de escala decamétrica, y en su extremo SE, un claro patrón concéntrico. En conjunto, los polos de la foliación magmática se dispersan sobre un plano de orientación prácticamente horizontal, lo que resulta congruente con la presencia de un plegamiento cilíndrico de eje subvertical (Fig. 7.2). Además, como muestra la representación estereográfica (Fig. 7.2), el polo del plano de movimiento correspondiente a dicho pliegue (es decir, su eje de plegamiento), coincide con el vector medio de los ejes de los pliegues magmáticos de escala métrica.

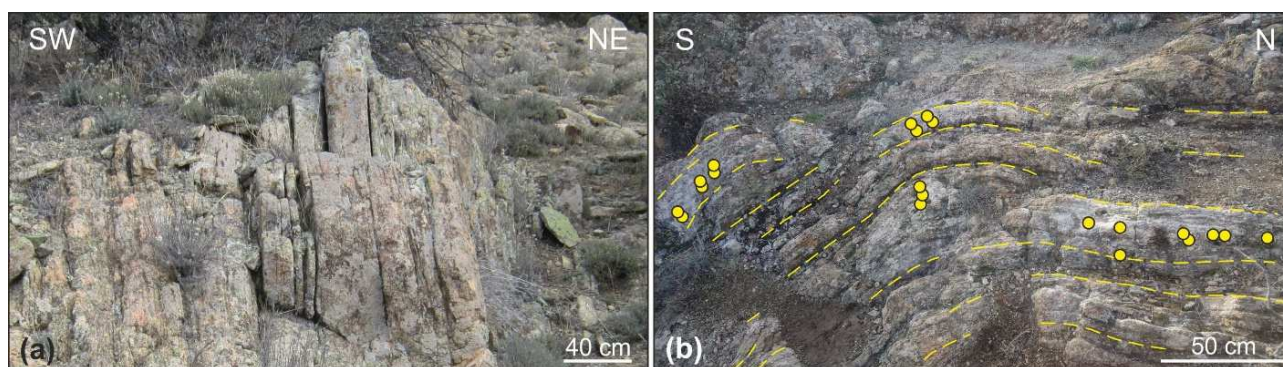


Fig. 7.3. Fotografías a escala de afloramiento de: **(a)** la característica foliación magmática subvertical que presenta la intrusión. **(b)** uno de los singulares pliegues ígneos que la afectan y que corresponde a la estación de muestreo CR-01 (ver localización en Fig. 7.2). Los puntos amarillos representan la localización de los testigos extraídos en el muestreo y las líneas, las trazas de los planos de foliación magmática.

7.3. Análisis magnético: Anisotropía de la Susceptibilidad Magnética (ASM)

7.3.1. Origen de la susceptibilidad magnética

Las muestras analizadas presentan una rápida disminución de la susceptibilidad al aumentar la temperatura entre 25° y 140°C (Fig. 7.4a) indicando una elevada contribución de los minerales paramagnéticos que, según el ajuste hiperbólico paramagnético, corresponde a un rango de entre el 56 y 98,4 %. A partir de cerca de 140°C la susceptibilidad desciende muy ligera y gradualmente hasta los valores próximos a la temperatura de Curie de la magnetita (580 °C, Fig. 7.4a), donde esta disminución se acentúa notablemente, aunque no deja de ser progresiva (algunas muestras presentan incluso un pequeño efecto *Hopkinson*), indicando pequeñas proporciones de magnetita en las rocas. Finalmente, la susceptibilidad cae bruscamente cerca de la temperatura de Curie de la hematites (680 °C), indicando también pequeñas proporciones de esta fase mineral.

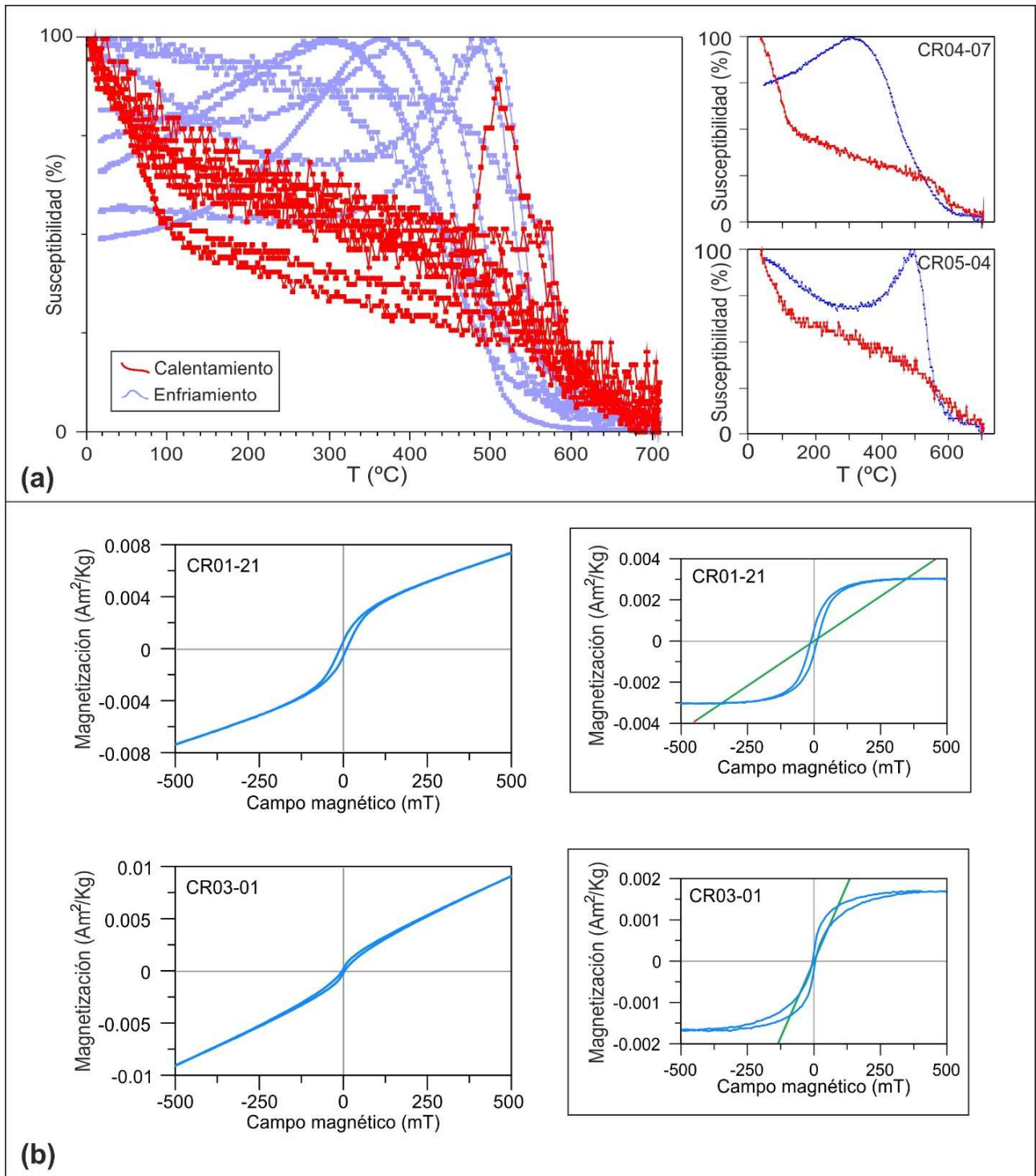


Fig. 7.4. Caracterización de la mineralogía magnética. **(a)** Diagramas de variación de la susceptibilidad frente a la temperatura (curvas K-T), para el calentamiento (hasta 700°C) y el posterior enfriamiento (hasta 25°C) en siete muestras representativas, y detalle de las muestras CR04-07 y CR05-04. **(b)** Ciclos de histéresis para las muestras CR01-21 y CR03-01 antes (izquierda) y después (derecha) de sustraer la contribución de los minerales paramagnéticos (representada por las líneas verdes).

Una característica significativa de las muestras estudiadas es un decrecimiento, muy rápido, de la susceptibilidad a bajas temperaturas, con pendientes más altas que las calculadas a partir de la ley de *Curie-Weiss*. Esto apoya la presencia de otras fases minerales distintas a las paramagnéticas, responsables de la disminución de la susceptibilidad a temperaturas inferiores a 100 °C, que

podrían corresponder a fases ferromagnéticas hidratadas interpretadas en términos de composición no estequiométrica y posiblemente asociadas con alteración y meteorización.

A partir de ciclos de histéresis de muestras seleccionadas, se ha caracterizado la coercitividad de las fases ferromagnéticas (Fig. 7.4b). La susceptibilidad, independiente del campo aplicado (por ejemplo, contribución paramagnética + diamagnética), muestra contribuciones altas en todas las muestras (Fig. 7.4b). La saturación muy rápida en campos bajos, también apunta a la presencia de fases mineralógicas con coercitividades bajas que contribuyen a la susceptibilidad en las condiciones de medición de la ASM. Por otra parte, los ciclos de histéresis (Fig. 7.4b) muestran geometrías en “cintura de avispa” (Tauxe *et al.*, 1996) que apoyan la presencia de diferentes fases ferromagnéticas dentro del campo de la magnetita, que pueden interpretarse en relación a cambios en el tamaño del grano. Las fuerzas de coercitividad principal (H_c) muestran valores medios entre 5 y 15 mT, habituales para magnetitas multidominio (Jackson *et al.*, 1988).

En definitiva, la mineralogía magnética de las muestras estudiadas corresponde predominantemente a fases paramagnéticas (56 y 98,4 %), lo cual resulta acorde a la elevada presencia de biotita identificada en el estudio petrográfico. Además, se observan contribuciones secundarias de otras fases ferromagnéticas, fundamentalmente magnetita y hematites.

7.3.2. Parámetros magnéticos

Los valores de la susceptibilidad media (K_m) de las muestras analizadas muestran una amplia variación de entre 21 y 232 x 10⁻⁶ SI (Tabla 7.1; Fig. 7.5a). El grado de anisotropía corregido (P') presenta un valor promedio de 1,021 y no guarda ninguna relación con el valor de la susceptibilidad media, excepto en tres estaciones (CR-01, CR03 y CR-04; Fig. 7.5a) que corresponden a los mayores valores de K_m y en las cuales los parámetros K_m y P' muestran un incremento paralelo. La ausencia general de relación entre ambos parámetros ha sido interpretada como un argumento a favor de la relación entre el grado de alineamiento de la mineralogía magnética y factores extrínsecos a la mineralogía magnética (Rochette, 1987; Rochette *et al.*, 1992; Hrouda y Jelinek, 1990).

Las formas de los elipsoides magnéticos son predominantemente oblatas, con valores del parámetro T de hasta 0,89 (CR-09; Tabla 7.1). Sin embargo, también se encuentran fábricas con valores del parámetro T próximas a 0, acordes con un carácter triaxial (Fig. 7.5b). De igual forma que ocurría con el parámetro P' , la forma de los elipsoides magnéticos (T) es independiente de su susceptibilidad media (Fig. 7.5B). La relación entre el grado de foliación (F) y de lineación (L) es claramente mayor a 1 o muy cercana a dicho valor, indicando nuevamente que se trata de fábricas predominantemente oblatas o triaxiales (Fig. 7.5d). Además, el grado de foliación (F) está directamente relacionado con el de anisotropía (Fig. 7.5e), lo cual resulta acorde a la morfología oblata de los elipsoides y sugiere que la foliación concentra la mayor cantidad de anisotropía.

Estación	Coordenadas		Nº especímenes	Km (10 ⁻⁶ SI)		Grado de anisotropía (P')		Lineación (L)		Foliación (F)		Forma (T)		Kmax				Kint				Kmin				Tipo de Fábrica
	X (UTM)	Y (UTM)		Media	Desviación	Media	Desviación	Media	Desviación	Media	Desviación	Media	Desviación	Dirección	Inmersión	K ₁₂	K ₁₃	Dirección	Inmersión	K ₂₁	K ₂₃	Dirección	Inmersión	K ₃₁	K ₃₂	
CR-01	613137	4556654	47	129,8	14,3	1,012	0,006	1,004	0,002	1,008	0,005	0,263	0,34	280	49	34	16	116	40	48	27	19	8	46	10	*
CR-02	613152	4556646	49	119,0	11,0	1,033	0,007	1,006	0,003	1,025	0,006	0,585	0,19	296	71	15	8	147	16	55	14	55	9	55	9	*
CR-03	613178	4556741	43	160,1	16,3	1,018	0,004	1,010	0,004	1,008	0,004	-0,159	0,35	91	67	14	7	274	24	18	9	183	1	18	11	*
CR-04	613260	4556713	26	191,2	20,0	1,024	0,004	1,011	0,003	1,013	0,006	0,043	0,36	94	63	7	5	235	22	50	5	331	15	50	6	*
CR-05	613255	4556532	31	80,4	15,2	1,014	0,004	1,007	0,002	1,007	0,003	0,034	0,33	13	68	11	6	107	2	19	10	197	22	20	5	*
CR-06	613492	4556375	34	37,3	5,6	1,014	0,004	1,005	0,003	1,008	0,004	0,219	0,45	341	75	22	13	130	13	73	18	222	8	73	15	*
CR-07	613580	4556326	40	65,7	5,7	1,009	0,003	1,004	0,002	1,005	0,003	0,114	0,43	2	43	35	14	117	25	55	34	228	37	55	16	*
CR-08	613297	4556629	8	111,3	10,0	1,036	0,006	1,013	0,004	1,022	0,007	0,217	0,26	290	58	6	3	83	30	26	5	180	12	26	2	3
CR-09	613250	4556649	9	95,8	8,3	1,031	0,007	1,001	0,001	1,026	0,006	0,892	0,04	239	61	58	3	76	28	58	4	342	7	8	3	1
CR-10	613338	4556684	11	81,1	4,4	1,019	0,004	1,007	0,004	1,011	0,002	0,255	0,22	67	65	14	4	293	18	15	10	198	17	11	44	4
CR-11	613381	4556710	10	35,4	4,6	1,012	0,003	1,005	0,002	1,007	0,003	0,177	0,35	129	44	47	17	22	18	47	10	276	41	18	9	4
CR-12	613386	4556672	10	112,4	5,8	1,029	0,004	1,016	0,003	1,013	0,004	-0,104	0,23	112	29	15	4	295	61	14	5	203	1	8	6	3
CR-13	613386	4556629	9	105,0	6,2	1,018	0,002	1,003	0,001	1,014	0,002	0,695	0,13	56	65	21	3	278	19	21	4	183	16	5	2	2
CR-14	613350	4556589	9	127,1	6,9	1,027	0,002	1,007	0,002	1,019	0,003	0,488	0,17	75	30	27	4	265	60	27	6	167	4	7	5	1
CR-15	613500	4556627	11	79,6	7,3	1,034	0,004	1,004	0,003	1,027	0,005	0,726	0,21	312	13	11	4	107	75	11	3	220	6	4	3	2
CR-16	613464	4556548	12	106,0	3,6	1,018	0,002	1,010	0,002	1,007	0,003	-0,171	0,27	63	47	10	3	263	42	10	5	164	10	9	5	2
CR-17	613550	4556495	9	91,2	5,2	1,020	0,002	1,009	0,001	1,011	0,002	0,061	0,11	90	45	8	4	311	37	11	6	204	22	9	3	3
CR-18	613240	4556577	11	91,5	10,2	1,036	0,004	1,005	0,004	1,028	0,003	0,691	0,21	166	12	61	7	56	58	61	7	263	29	8	7	1
CR-19	613285	4556533	13	77,0	7,0	1,010	0,002	1,004	0,002	1,006	0,002	0,148	0,32	351	51	14	10	258	3	17	9	166	39	14	10	2
CR-20	613352	4556514	17	95,6	8,8	1,017	0,006	1,007	0,002	1,010	0,006	0,079	0,29	17	38	22	5	150	41	25	12	265	26	23	10	3
CR-21	613392	4556465	11	89,4	4,4	1,014	0,003	1,004	0,003	1,009	0,004	0,305	0,53	89	54	45	13	322	23	45	12	220	26	17	9	4
CR-22	613488	4556389	18	73,0	6,8	1,016	0,003	1,006	0,003	1,010	0,002	0,302	0,30	318	69	49	14	122	21	49	9	214	5	19	4	3
CR-23	613577	4556393	17	94,8	9,4	1,018	0,004	1,008	0,005	1,010	0,004	0,139	0,41	96	55	14	6	320	26	28	12	219	21	28	7	3
CR-24	613592	4556432	16	94,2	3,3	1,020	0,004	1,005	0,001	1,015	0,003	0,516	0,12	118	44	26	4	331	41	27	3	225	17	13	5	2
CR-25	613503	4556449	18	65,7	7,3	1,025	0,013	1,005	0,002	1,018	0,010	0,581	0,20	42	55	20	6	291	14	21	8	192	32	12	5	1

Tabla 7.1. Valores de los principales parámetros y características de la ASM para el conjunto de especímenes de cada estación. *Fabricas afectadas por pliegues de escala métrica

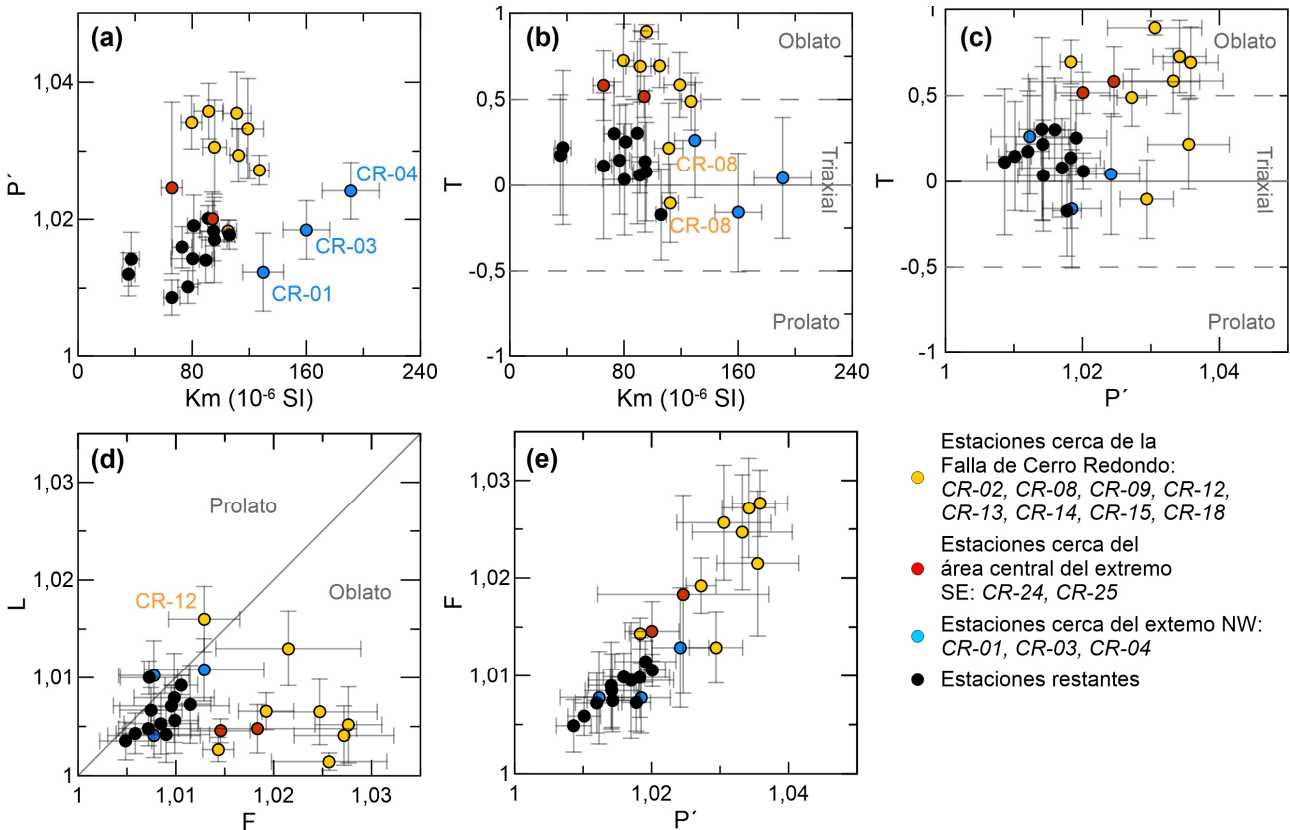


Fig. 7.5. Gráficos de los principales parámetros de la ASM. **(a)** Valor medio de la susceptibilidad magnética (km) frente al grado de anisotropía corregido (P'). **(b)** Valor de Km frente al parámetro de forma (T). **(c)** P' vs. T . **(d)** Grado de foliación (F) frente a grado de lineación (L). **(e)** P' vs. F . Los puntos indican los valores medios de cada estación y las líneas grises la desviación estándar.

Las muestras con mayor grado de anisotropía, mayor grado de foliación, y más oblatas (CR-02, CR-08, CR-09, CR-12, CR-14, CR-15 y CR-18, Fig. 7.5) se encuentran mayoritariamente en las proximidades a la falla de Cerro Redondo (Fig. 7.2). Otras dos muestras, localizadas cerca de la parte central del extremo SE de la intrusión también presentan altos valores de foliación y del parámetro T , respecto al resto (Fig. 7.5). Además, el grado de anisotropía y de foliación (recordemos que ambos parámetros se encuentran directamente relacionados, Fig. 7.5e) de las muestras parece disminuir conforme su posición se aleja del centro de la intrusión (Fig. 7.6). Las únicas excepciones se encuentran para las muestras de tres estaciones (CR-02, CR-15, CR-18 y en el caso de la anisotropía, también CR-18), próximas a la Falla de Cerro Redondo que, aunque se

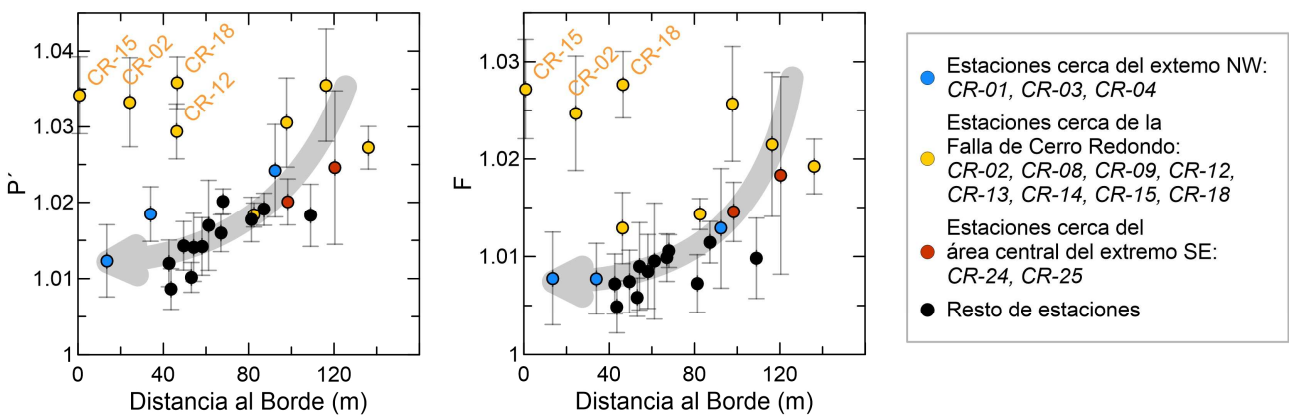


Fig. 7.6. Relación entre la distancia al borde de las muestras y los parámetros P' **(a)** y F **(b)**.

encuentran muy próximas al borde de la intrusión, presentan algunos de los valores más elevados de foliación y grado de anisotropía.

7.3.3. La fábrica magnética

La dispersión que muestran los ejes de los elipsoides magnéticos y las elipses de confianza obtenidas a partir de la estadística de Jelinek (1977) son acordes a los valores obtenidos en los parámetros T, F y L (Fig. 7.5) e indican la presencia de fábricas oblatas y triaxiales (Fig. 7.7).

La orientación de la foliación magnética cambia a lo largo y ancho de la intrusión, de igual forma que lo hace la foliación magmática y la relación direccional entre ambas superficies. En general, la lineación magnética (definida por el vector medio de los ejes K_{max}) está contenida en el plano de foliación magmática y la foliación magnética (el plano definido por los ejes K_{max} y K_{int}) es paralela (por ejemplo, CR-09; Fig. 7.7) o, en algunas ocasiones, más o menos oblicua (CR-13; Fig. 7.7) a la magmática. En otros casos, la distribución de los ejes define fábricas prolatas-triaxiales en las que el plano de foliación magnética es perpendicular u oblicuo a la foliación ígnea medida en campo (CR-11; Fig. 7.7). A partir de la correlación entre la orientación de la foliación magnética y la anisotropía de la distribución de los ejes de los elipsoides magnéticos dentro de las elipses definidas por la estadística de Jelinek (1977) y teniendo en cuenta la relación geométrica entre la foliación magnética y la magmática, pueden diferenciarse cuatro tipos principales de fábricas magnéticas (Fig. 7.8).

Fábrica Tipo 1. En este tipo de fábrica la foliación magnética es paralela a la magmática y los ejes de susceptibilidad presentan una distribución oblata (concentración de los ejes K_{min} , y dispersión de los ejes K_{int} y K_{max} , dentro del plano de foliación). Corresponde, por ejemplo, a las estaciones CR-09 y CR-18 (Fig. 7.8).

Fábrica Tipo 2. Como en el caso anterior, esta fábrica presenta una distribución oblata de los ejes de susceptibilidad, pero en este caso, la foliación magnética es ligeramente oblicua (por ejemplo, estación CR-15) o imbricada (estación CR-13) respecto a la magmática (Fig. 7.8).

Fábrica Tipo 3. Se define por una distribución prolato-triaxial tanto de los ejes de susceptibilidad como de la distribución de las elipses de confianza de Jelinek (1977). Independientemente del carácter más o menos triaxial (CR-17, Fig. 7.8) o prolato (CR-08, Fig. 7.8) mostrado por la dispersión de los ejes magnéticos, la foliación magmática resulta paralela a la magnética, pero los ejes K_{int} y K_{min} se dispersan en mayor o menor grado formando un plano perpendicular a la foliación magmática. (Fig. 7.8).

Fábrica Tipo 4. El último tipo de fábrica magnética está definido por elipsoides triaxiales-oblatos en los que la foliación magnética es perpendicular a la magmática, y esta última contiene a los ejes K_{max} y K_{min} . En este tipo de fábrica, la distribución de las elipses de confianza de K_{max} y K_{int} tiende a ser perpendicular a la foliación magmática (Fig. 7.8).

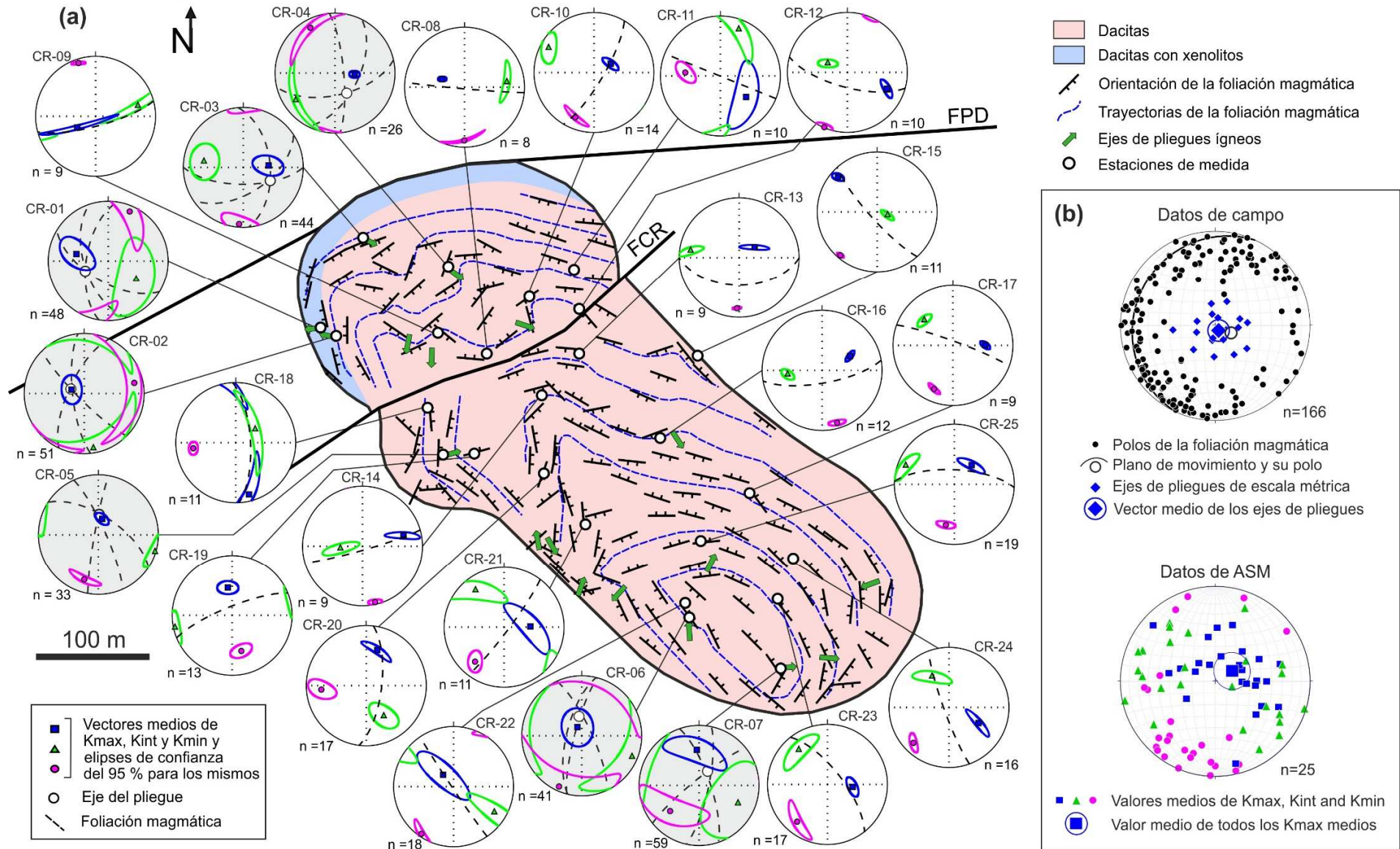


Fig. 7.7. (a) Representación estereográfica de los vectores medios de los ejes de susceptibilidad magnética de cada estación, localizados sobre el mapa de trayectorias de la foliación magmática. Los estereogramas con fondo gris corresponden a las estaciones afectadas por pliegues de escala métrica (estaciones CR-01 a CR-07). Abreviaturas: FCR (Falla de Cerro Redondo); FDP (Falla de Pardos). **(b)** Representación estereográfica de los principales datos estructurales y de ASM. del conjunto de la intrusión.

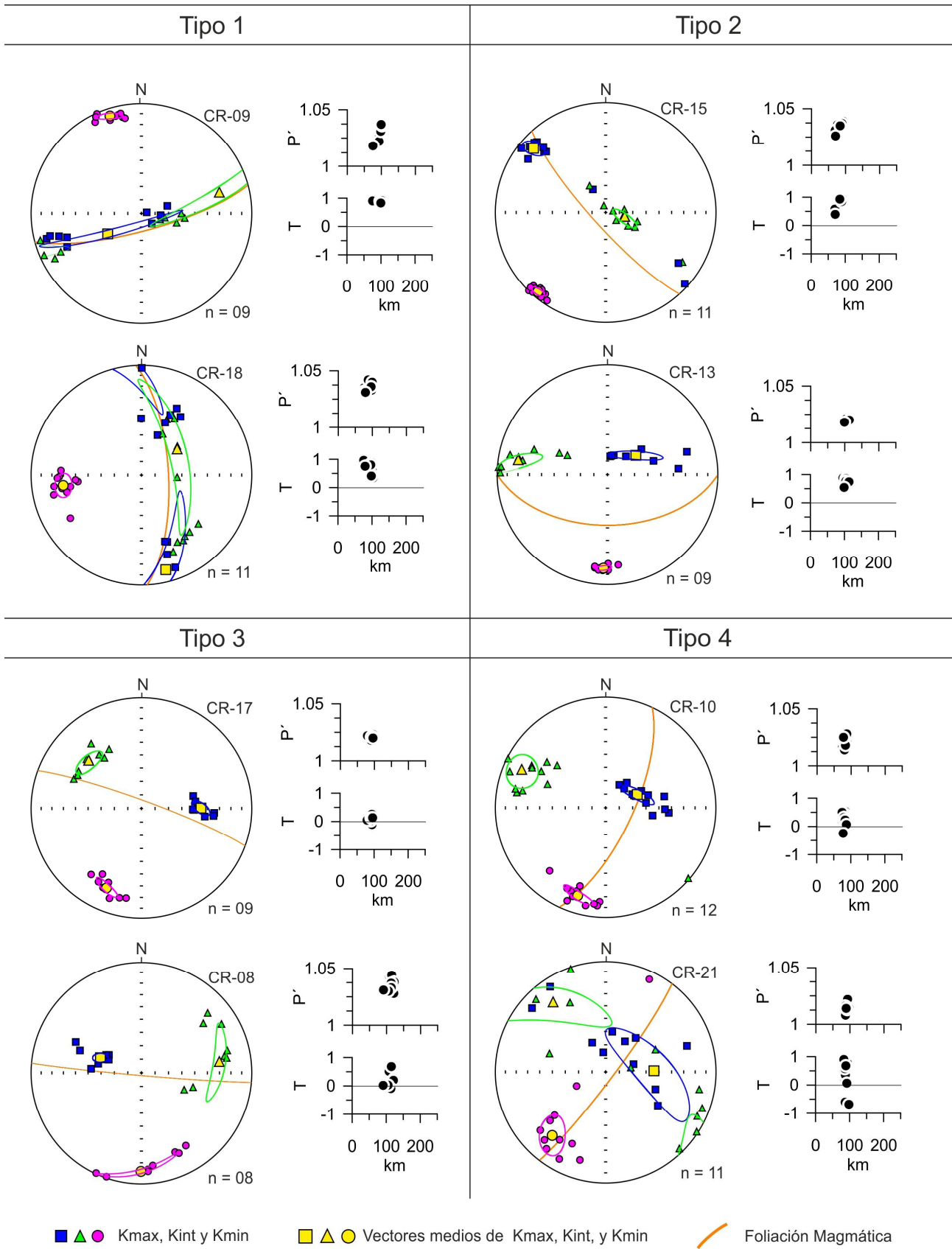


Fig. 7.8. Ejemplos de los tipos de fábrica magnética identificados en la intrusión en función de la distribución de sus ejes y su relación con la foliación magmática. Los gráficos de la derecha muestran los valores de la susceptibilidad media (km), el grado de anisotropía (P') y el parámetro de forma (T), de las estaciones que ejemplifican de cada tipo de fábrica.

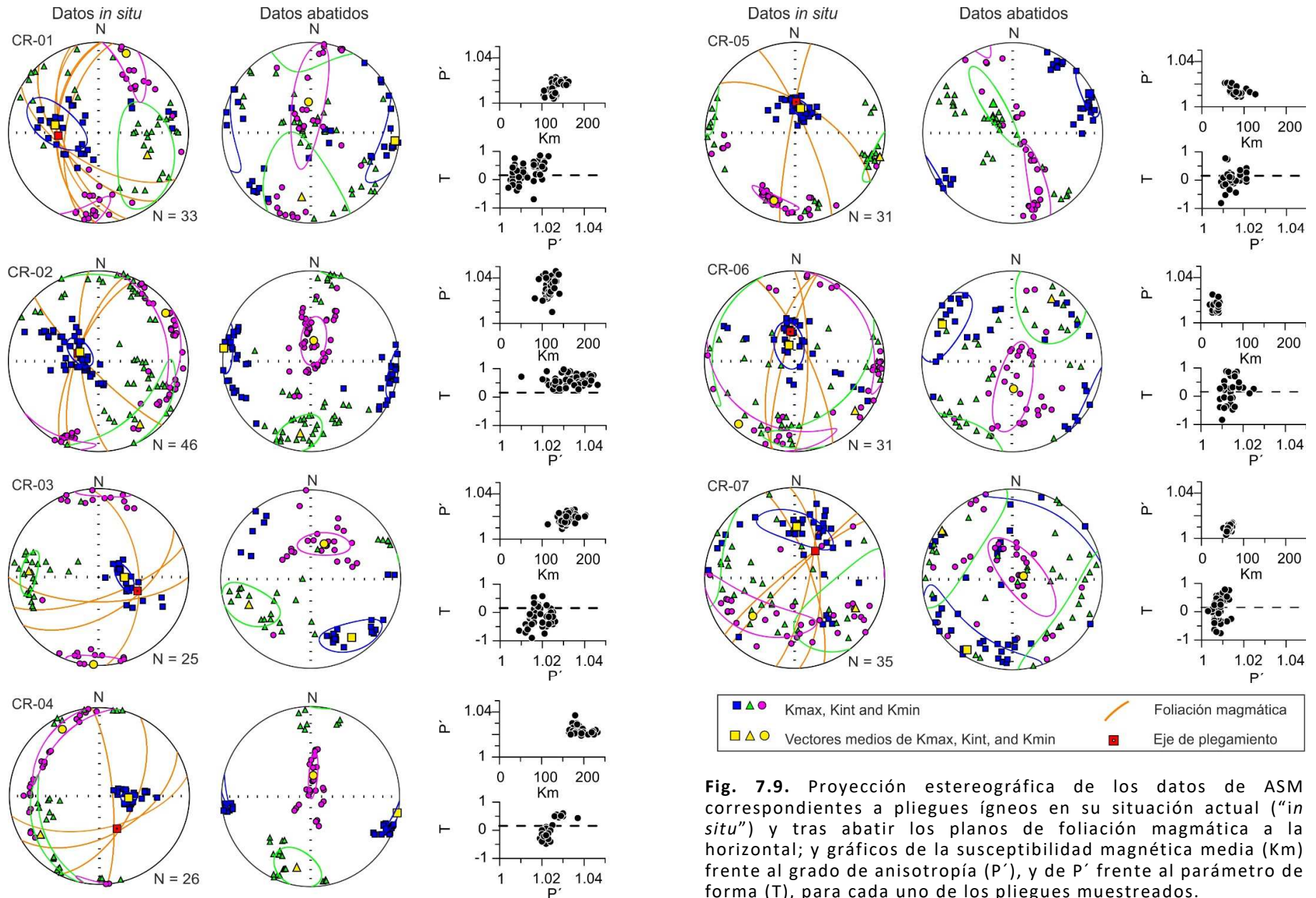


Fig. 7.9. Proyección estereográfica de los datos de ASM correspondientes a pliegues ígneos en su situación actual ("*in situ*") y tras abatir los planos de foliación magmática a la horizontal; y gráficos de la susceptibilidad magnética media (Km) frente al grado de anisotropía (P'), y de P' frente al parámetro de forma (T), para cada uno de los pliegues muestreados.

Aquellas estaciones muestreadas a lo largo de pliegues magmáticos de escala métrica (CR-01 a CR-07) no pueden incluirse dentro de esta clasificación. Estas estaciones muestran fábricas de tipo prolato, con una gran definición de la lineación magnética entorno a la orientación del eje de plegamiento (Fig. 7.9) y una elevada dispersión de los ejes Kint y Kmin a lo largo de un plano perpendicular a la lineación. Con el objetivo de determinar la cronología relativa entre la adquisición de la fábrica magnética y el proceso de plegamiento ígneo, se ha comparado la orientación original de los ejes de los elipsoides magnéticos (datos "in situ"), con la orientación resultante tras abatir los datos hasta llevar a la horizontal el plano de foliación magmática. Las fábricas "abatidas" muestran las mismas características que las fábricas identificados en las estaciones no afectadas por los pliegues a la escala de afloramiento (Fig. 7.9). Además, presentan un mayor grado de concentración de los ejes "Kmin" y una mayor dispersión de los ejes "Kmax" respecto a las fábricas "in situ" (Fig. 7.9). Esta última característica es claramente mostrada por el factor "k" de la estadística de Fisher (Fisher, 1953), con valores mucho más altos para Kmin y mucho más bajos para Kmax, en los datos abatidos respecto a los datos "in situ" (Fig. 7.10).

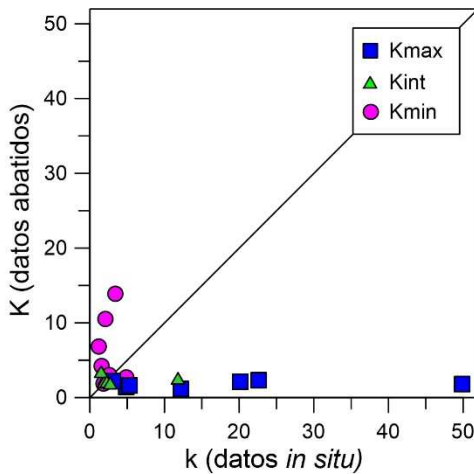


Fig. 7.10. Variaciones en el grado de dispersión de los distintos ejes del elipsoide magnético (Parámetro K; Fisher, 1953), en los datos abatidos respecto a los datos *in situ*.

7.4. Discusión

7.4.1. Origen de la foliación magmática

La foliación magmática puede indicar, según sean sus causas, el crecimiento de la intrusión, la dirección del flujo ígneo o el efecto de la deformación tectónica regional involucrada en el proceso de intrusión (p. ej., Paterson y Vernon, 1995; Paterson *et al.*, 1998; Hutton, 1988; Megerssa *et al.*, 2020). Conocer el origen de la foliación resulta vital para poder interpretar correctamente los distintos procesos que puedan deducirse a partir de ella. En el caso estudiado, la homogeneidad petrográfica de las rocas indica que, a diferencia de lo que ocurre en otros casos (Clarke y Clarke, 1998; Gawęda y Szopa, 2012; Jousselin *et al.*, 2012; Namur *et al.*, 2015; Pinotti *et al.*, 2016), el origen de la foliación magmática no está relacionado con cambios en la composición generados por procesos ígneos (mezcla de magmas, sedimentación gravitacional, etc...). Por otra parte, las características de la petrofábrica tectónica de la roca encajante, difieren considerablemente de las que presenta el cuerpo ígneo; por ejemplo, el estilo de los pliegues que afectan a la propia foliación o el hecho de que la foliación tectónica de las rocas metasedimentarias, en ningún caso afecta a las rocas ígneas. Todo ello sugiere un origen no tectónico de la foliación magmática. La deformación relacionada con el flujo magmático puede explicar el desarrollo de planos de foliación que afectan a un cuerpo ígneo, homogéneo e isótropo. En este sentido, el origen de la foliación puede relacionarse con la propagación de la deformación durante diferentes pulsos de

inyección de magma; o con un cambio en las condiciones reológicas del cuerpo ígneo bajo el mismo régimen de deformación (una inyección continua), debido al enfriamiento y a las variaciones en la presión del cuerpo ígneo durante su emplazamiento (Paterson *et al.*, 1998).

Las fábricas planares definidas petrográficamente por las biotitas y las fábricas magnéticas predominantemente oblatas dispuestas paralelamente a los planos de foliación magmática, el plegamiento ígneo de la foliación magmática y el patrón geométrico que presenta dicha foliación a escala cartográfica, sugieren que la reorientación de los minerales y el propio origen de la foliación magmática se encuentran relacionados con la dinámica del flujo ígneo, y más concretamente, con el aplastamiento soportado por el propio material ígneo contra la roca encajante, asociado a la presión magmática durante la inyección del fundido (Paterson *et al.*, 1989, 1998; Pinotti *et al.*, 2016).

7.4.2. Origen y relación entre los distintos tipos de fábricas magnéticas

La reconstrucción de la fábrica magnética del cuerpo ígneo permite descifrar algunos de los procesos físicos difícilmente identificables por las técnicas petrológicas y petroestructurales clásicas. La similar mineralogía magnética (principalmente paramagnética y relacionada con minerales planares) y la ausencia de una correlación entre los parámetros K_m y P' , indican que los cambios observados entre los distintos tipos de fábrica, tanto en la distribución de los ejes magnéticos como en la forma de los elipsoides magnéticos, no están relacionados con la mineralogía magnética, sino que reflejan modificaciones en la alineación de las partículas dentro las rocas estudiadas en respuesta a factores mecánicos.

Las fábricas de tipo 1, oblatas y con una foliación magnética paralela a la magmática, son coherentes con la reordenación interna de las partículas como consecuencia del aplastamiento del material ígneo contra la roca encajante, asociado a la presión generada por la inyección del magma. Aceptando este origen para las fábricas de tipo 1, la reorientación de los minerales dentro del plano de foliación debió producirse predominantemente de forma perpendicular a la dirección de mayor aplastamiento contra la pared del encajante. Teniendo en cuenta que dicho aplastamiento es debido a la presión del flujo ígneo, la orientación de la foliación magnética (y la magmática, por ser paralela a la anterior y corresponder a un origen común) en este tipo de fábricas debe resultar perpendicular a la del propio flujo magmático.

La imbricación de la foliación magnética con respecto a la magmática propia de las fábricas de tipo 2, podría encontrarse relacionada con la deformación por cizalla simple inducida por el desplazamiento del magma en relación a las paredes de la intrusión u otros elementos como la Falla de Cerro Redondo (en el caso de la estación CR-13) o los propios planos de foliación previamente formados (Fig. 7.11a y b).

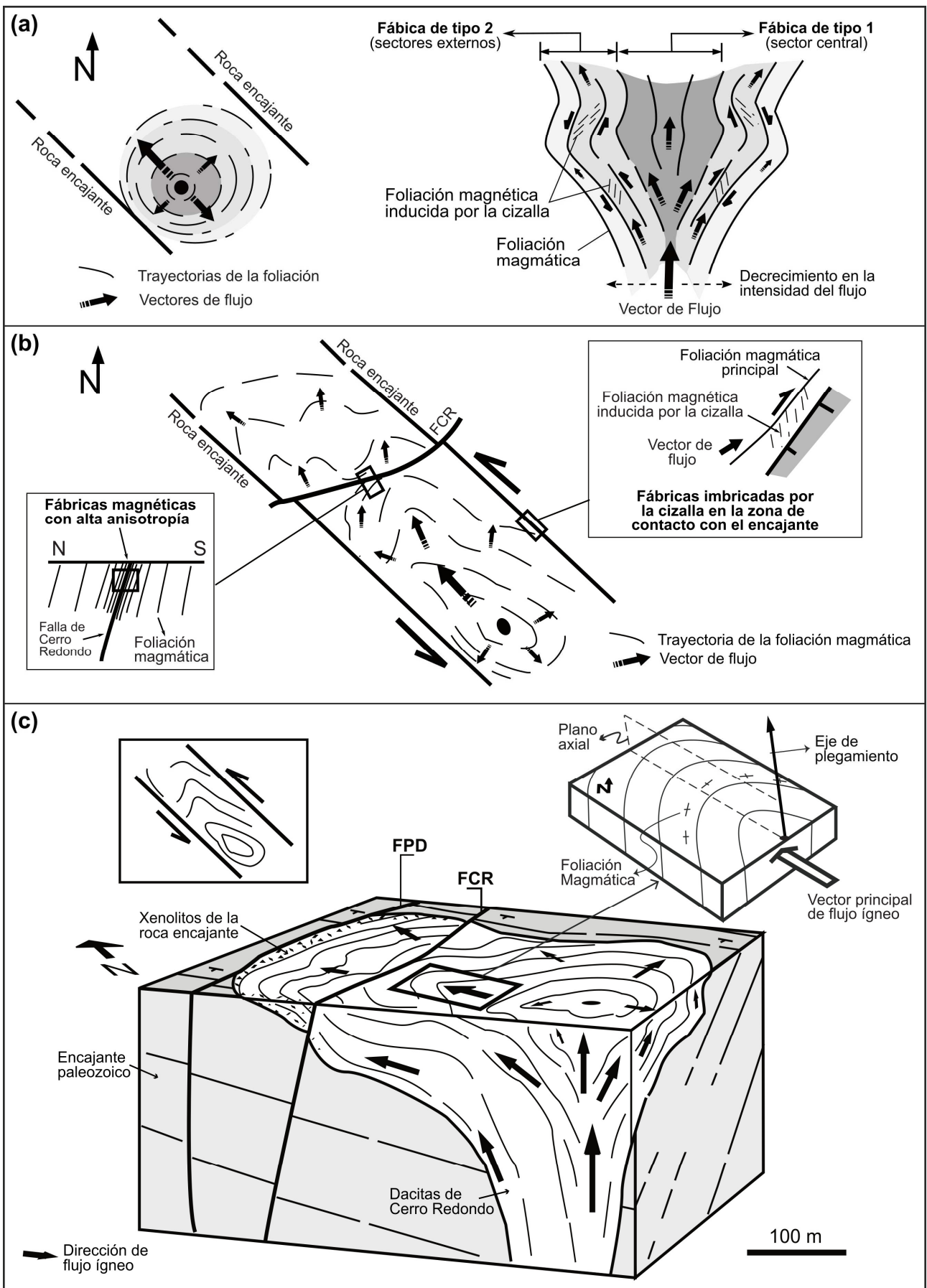


Fig. 7.11. Modelo de emplazamiento y procesos de deformación ígnea en la intrusión de Cerro Redondo. **(a)** formación de la foliación magmática en relación al flujo ígneo. **(b)** Esquema en planta de las direcciones de flujo y del plegamiento de la foliación a lo largo de la intrusión. **(c)** Modelo conceptual tridimensional de emplazamiento. Abreviaturas: FPD (Falla de Pardos); FCR (Falla de Cerro Redondo).

Las características de las diferentes fábricas de Tipo 1, 3 y 4, pueden ser ordenadas de forma continua y progresiva en relación al intercambio entre los ejes Kint y Kmin. Las fábricas de Tipo 1 presentan características predominantemente planares, con una elevada concentración de los ejes de Kmin en posición perpendicular al plano definido por los ejes de Kmax y Kint y a la foliación magmática. Conforme el intercambio de ejes avanza, aunque el vector medio de Kmin sigue siendo perpendicular a la foliación magmática, las fábricas muestran características más triaxiales que dan paso al intercambio del grado de dispersión de los ejes, siendo los ejes Kint y Kmin los que llegan a definir un plano, orientado en este caso perpendicularmente a la foliación magmática (Fábricas de Tipo 3, Fig. 7.8). Esta tendencia progresa hasta que finalmente los ejes se intercambian y los ejes de Kmax y Kmin quedan contenidos en el plano de foliación magmática y el eje Kint (en lugar del eje Kmin) se encuentra orientado perpendicularmente a ella (Tipo 4).

Esta tendencia de variación en la distribución de los ejes de susceptibilidad también se refleja en los valores de los parámetros magnéticos, con un descenso progresivo en el valor promedio del parámetro de forma (T) entre las fábricas de tipo 1 (0,66) y las de tipo 3 (0,12) y un posterior ligero aumento del valor de este parámetro en las fábricas de tipo 4 (0,25). De igual forma, el valor promedio de la lineación es ligeramente mayor en las fábricas de tipo 3 (1,01) que en las de tipo 1 y 4 (1,005). Es decir, como se había observado en base a la distribución de los ejes, las fábricas se vuelven progresivamente menos planares conforme avanza la inversión de los ejes (desde las fábricas de tipo 1 a las de tipo 3), hasta nuevamente hacerse más planares cuando dicha inversión ya se ha consolidado (fábricas de tipo 4).

Los cambios progresivos (desde las fábricas de tipo 1 a las de tipo 3 y posteriormente 4) registrados tanto en el grado de dispersión de los ejes magnéticos como de su orientación en relación a la foliación magmática, son compatibles con un incremento progresivo del efecto del plegamiento de la foliación magmática previa, respecto al efecto de aplastamiento asociado a la inyección del magma.

7.4.3. Modelo de emplazamiento

Considerando el conjunto de las estaciones de ASM, tanto los datos paramétricos (P' y T) como los direccionales, permiten caracterizar un registro continuo de condiciones de deformación congruentes con las identificadas a escala mesoscópica y macroscópica. De este modo, los datos obtenidos indican la generación inicial de una foliación magmática relacionada con el mecanismo de emplazamiento ígneo (foliación de flujo ígneo), que progresa a través de un ordenamiento interno de los minerales, registrado petrográficamente por la orientación de los cristales de biotita de forma paralela a la foliación y a través de la fábrica magnética por el desarrollo de una foliación planar. La foliación magmática se vio afectada por un proceso de plegamiento (como se puede identificar en los pliegues mesoscópicos) que generó el reordenamiento interno de las partículas materializado por el desarrollo de una lineación magnética paralela a los ejes de los pliegues. Este proceso no es un rasgo aislado, todo el cuerpo ígneo presenta pliegues de escala cartográfica y el plegamiento afecta, uniformemente, a ambos tipos de foliaciones (magmática y magnética, Fig.

7.7). Los pliegues ígneos reflejan un carácter inhomogéneo de la deformación que afecta a la foliación (Fig. 7.11b). La coaxialidad entre los pliegues de escala métrica y los que afectan al conjunto de la intrusión a escala cartográfica, es coherente con un origen relacionado por el mismo proceso: la presión magmática ejercida por el flujo desde el foco emisor contra las paredes de la intrusión.

En los casos en que la dirección de acortamiento se mantuvo coaxial durante toda la evolución de la deformación, la fábrica magnética desarrolló un carácter progresivamente más planar y anisótropo en respuesta a un proceso continuo de deformación superpuesta. Por otro lado, la variación en la orientación de los ejes de deformación durante el proceso de plegamiento local, es consistente con un progresivo intercambio entre los ejes de susceptibilidad. Una última modificación de la fábrica magnética en el cuerpo estudiado se puede inferir a partir de los datos de un grupo de estaciones que muestran un aumento progresivo de P' hacia la Falla Cerro Redondo. Esto podría ser consecuencia de la coexistencia entre el proceso de emplazamiento y la actividad de la falla. El incremento en P' en relación a la Falla de Cerro Redondo apoya la presencia de etapas tardías de emplazamiento donde coexistieron procesos dúctiles y frágiles (Fig. 7.11b).

La foliación magmática, y su fábrica magnética, fueron progresivamente deformadas (plegadas) y desplazadas por la inyección de nuevo magma. De acuerdo con el modelo genético propuesto para los pliegues, el vector principal de flujo ígneo debe ser perpendicular al eje de plegamiento y paralelo al plano axial del pliegue (Fig. 7.11c). La distribución de la foliación magmática sugiere que la fuente de magma podría ubicarse en el centro del patrón de foliación concéntrica que presenta el centro del sector suroriental. Desde allí el fundido debió desplazarse progresivamente hacia el noroeste formando el gran pliegue que se observa en el centro de la intrusión (Fig. 7.11b, c).

La presencia de una ligera oblicuidad entre la traza axial definida por la foliación magmática plegada a escala cartográfica y los márgenes NE y SO del cuerpo ígneo, sugiere una intrusión asimétrica bajo una cinemática de cizalla sinistral de orientación NO-SE (Fig. 7.11c). El magmatismo Pérmico intruyó, en el área de Pardos, a favor de fallas direccionales, con una orientación principal NO-SE a E-O (Fig. 3.15). Estas observaciones pueden interpretarse en términos de una inyección del magma bajo un régimen transtensivo (Fig. 7.11b, c), coherente con el contexto tectónico general en el que se enmarca el magmatismo estudiado.

El cuerpo ígneo estudiado se adapta a la estructura general de la roca encajante. En concreto, la foliación magmática es predominantemente paralela a los contactos entre el cuerpo ígneo y la roca encajante, los cuales, a su vez, son subparalelos con la fábrica del encajante. En términos generales, el magma se introdujo a favor de la estratificación y la foliación tectónica de las rocas encajantes definiendo una estructura general similar a un sill. Sin embargo, la orientación no paralela entre la foliación magmática y la estratificación del encajante en ciertos sectores (especialmente en los extremos de la intrusión, Fig. 7.7) y en general, el mayor buzamiento de la foliación magmática respecto a la estratificación (Fig. 7.2), sugieren una estructura de tipo "stock" aunque de dimensiones muy reducidas (Fig. 7.11c).

7.5 Conclusiones

La intrusión de Cerro Redondo presenta una foliación bien definida y preservada, afectada por un proceso generalizado de plegamiento ígneo, que permite estudiar en detalle el emplazamiento de una intrusión dacítica subvolcánica mediante la integración de datos cartográficos y de anisotropía de la susceptibilidad magnética (ASM).

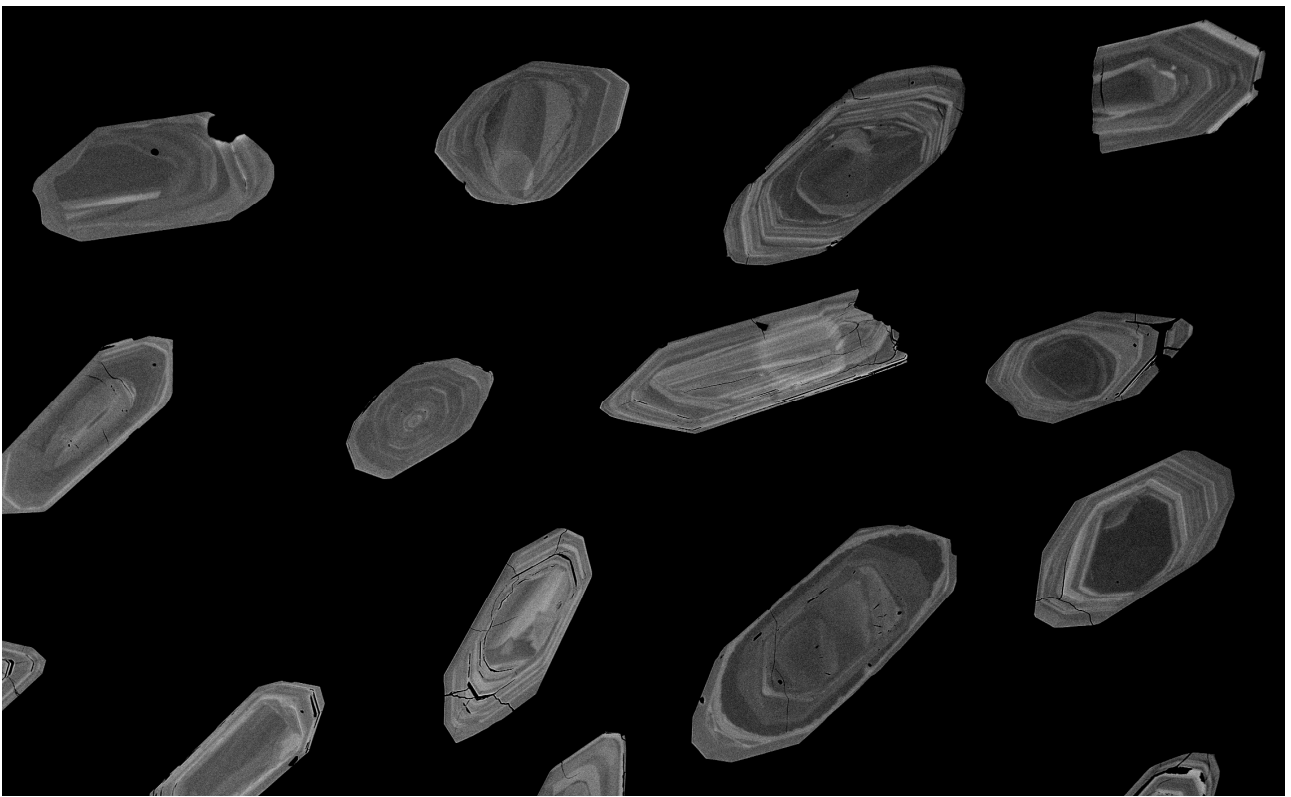
La petrofábrica y la fábrica magnética (ASM) de las rocas, indican que los minerales se encuentran orientados mayoritariamente de forma paralela a la foliación magmática, con la que guardan, por tanto, una relación genética. La foliación magmática y, por ende, la petrofábrica, se generaron en último término como consecuencia del aplastamiento de las rocas intruidas contra la roca encajante, por la inyección de nuevo magma.

Las fábricas magnéticas observadas muestran una gradación desde fábricas puramente oblatas ($0 \leq T \leq 1$), con la foliación magnética paralela a la magmática, y relacionadas directamente con el aplastamiento producido por el flujo ígneo de forma coaxial durante prácticamente todo el proceso intrusivo, hacia un patrón de fábricas más triaxiales y prolatas donde el plegamiento generó a escala local cambios en la orientación de los ejes de deformación. Las estaciones de muestreo afectadas por pliegues a escala de afloramiento presentan una fábrica claramente prolata, con la lineación magnética paralela al eje de plegamiento. Sin embargo, si se sustrae el efecto del plegamiento, estas fábricas muestran las mismas características que el resto, lo que indica, por una parte, la temprana formación de las fábricas oblatas, cogenéticas respecto a la foliación magmática; y por otra, el posterior reordenamiento de las partículas de forma paralela al eje de plegamiento, previamente al enfriamiento final del magma.

El patrón concéntrico de la foliación (magmática y magnética) en el sector suroriental, permite localizar en el centro de dicho patrón, el foco emisor. La dirección de flujo ígneo resulta paralela al plano axial de cada pliegue magmático y perpendicular a su eje. El plegamiento general observado a escala cartográfica indica que, desde el foco emisor, la intrusión de magma avanzó hacia el noroeste. El emplazamiento magmático tuvo lugar de forma preferente a favor de los planos de estratificación y de foliación tectónica de la roca encajante.

El aumento progresivo del grado de anisotropía y de foliación hacia la falla Cerro Redondo que afecta a la intrusión, indica una relación de coetaneidad entre el proceso de emplazamiento y dicha falla. Esta correlación también apoya la presencia de etapas tardías de emplazamiento donde coexistieron procesos dúctiles y frágiles (Fig. 7.11b). La presencia de una ligera oblicuidad entre la traza axial principal del plegamiento y los márgenes de la roca encajante, sugiere que la intrusión se produjo bajo un régimen transtensivo de cizalla sinistral (Fig. 7.11c).

Capítulo 8: Edad del Magmatismo



Fotografía de portada: Imágenes de electrones retrodispersados de algunos de los cristales de circón del sill de Noguera de Albarracín. Su longitud media es de 150-200 μm .

8. Edad del magmatismo

Los criterios estratigráficos, paleobotánicos y estructurales indican para este magmatismo una edad comprendida entre el Pensilvánico (Carbonífero) y el Lopingiense (Pérmico). En este sentido:

- 1) Los distintos afloramientos estudiados nunca intruyen o se sedimentan sobre rocas posteriores al Pérmico;
- 2) Los depósitos subvolcánicos y volcánicos se encuentran frecuentemente en la Rama Castellana bajo materiales detríticos que han sido clásicamente atribuidos al Pérmico (Ramos, 1977; Hernando, 1980; Quintero *et al.*, 1981; Pérez-Arlucea, 1987; Pérez-Mazarío, 1990). Tal es el caso del afloramiento de los flujos piroclásticos de Cañamares en el sector de Atienza (Fig. 3.2), el afloramiento basáltico del Alto del Molar en el Sector de Ojos Negros (Fig. 3.7) o los depósitos piroclásticos de Orea en el sector de la Sierra de Albarracín (Fig. 3.9). La edad precisa de estos materiales sedimentarios pérmicos situados sobre las rocas ígneas, resulta difícil de determinar, aunque Pérez-Arlucea (1987) los correlaciona en los sectores de Molina de Aragón, Ojos Negros y Albarracín, e indica en base a las asociaciones palinológicas que contienen, que corresponden a una edad “Pérmico Superior”, y quizás “Pérmico Medio” en la parte más baja;
- 3) En los afloramientos de Rillo de Gallo (sector de Molina de Aragón) los depósitos volcánicos se encuentran directamente dentro de la serie estratigráfica del “Pérmico Inferior” (Ramos, 1977; Quintero *et al.*, 1981) y dicha serie es atravesada a su vez por un sill dacítico (Fig. 3.5 y 3.6b);
- 4) Los fósiles de plantas presentes en los flujos piroclásticos de Atienza (Lago *et al.*, 2005), Orea (Lago *et al.*, 1995) y Fombuena (Conte *et al.*, 1987) entre los que destaca la presencia de *Callipteris conferta*, también son coherentes con una edad Cisuraliense;
- 5) Por último, Las intrusiones subvolcánicas cortan claramente a los pliegues variscos generados a finales del Carbonífero (Fig. 3.22b). Sin embargo, el sill de Noguera de Albarracín se encuentra afectado por un conjunto de pliegues variscos de dirección NNW-SSE (Gil-Imaz *et al.*, 2006).

El magmatismo estudiado únicamente había sido datado de forma radiométrica previamente a esta tesis en tres afloramientos:

- 1) En el sill de Atienza Hernando *et al.*, (1980) obtuvieron una edad de 287 ± 12 Ma por el método K-Ar en roca total;
- 2) En el microgabro de Loscos, Perini & Timmerman, (2008) calcularon una edad de 289 ± 1 Ma por el método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en cristales de biotita y;
- 3) En Fombuena, Conte *et al.*, (1987) realizaron tres medidas radiométricas (K-Ar) en biotitas de bombas volcánicas y obtuvieron una edad de 292 ± 3 Ma en una de ellas, y de 283 ± 3 en las otras dos.

Estas dataciones supusieron en su momento una aportación muy valiosa para poder situar temporalmente el magmatismo. Sin embargo, el amplio margen de error de la datación de Hernando *et al.* (1980) en el sill de Atienza, la escasa representatividad de los únicos tres cristales

de biotita datados en Fombuena y, en general, la escasez de datos radiométricos, dificulta precisar la edad radiométrica del magmatismo y las posibles evoluciones temporales en su composición o en su distribución espacial.

La edad precisa de este magmatismo ha sido bastante incierta más allá de su pertenencia a un periodo comprendido entre finales del Carbonífero y el Pérmico, y clásicamente se han empleado para referirse a ella términos relativos en referencia a su contexto tectónico (tardi-hercínico) o facies estratigráficas (Estefaniense, Autuniense, Saxoniense). También se han propuesto distintas y en su momento novedosas hipótesis, a lo largo del estudio de este magmatismo, sobre la evolución temporal en su composición y en su localización. En este sentido, Navidad (1983) distingue dos etapas principales y consecutivas en el magmatismo, estableciendo para la primera una edad "Permo-Carbonífera" y para la segunda una edad "Pérmico Inferior (Autuniense)". Muñoz *et al.* (1985) indica que la edad del magmatismo es "permo-carbonífera" y "tiene su actividad máxima en dentro del límite "Estefaniense-Autuniense". Lago *et al.* (1992) indican que las rocas riolíticas (predominantes en la Unidad de Badules) resultan previas a las andesíticas (predominantes en la Unidad de Herrera). Unos años más tarde Lago *et al.*, (1997) señalan que el pico de actividad del magmatismo se produjo durante el "autuniense" en el NO de la Cordillera, mientras que en el sector SE dicho pico tuvo lugar entre el "Saxoniense y el Thuringiense". Posteriormente, Lago *et al.*, (2004) indican, a escala del conjunto de la Cordillera, que el magmatismo corresponde al "Pérmico Inferior" y al "Autuniense", se reafirman en la hipótesis de que el magmatismo se desplazó a lo largo del tiempo desde el sector NO hacia el SE, y sugieren una variación temporal en la composición del magmatismo en base a las relaciones de corte de distintos cuerpos ígneos, que desde los materiales más antiguos a los más modernos está formada por andesitas anfibólicas, el gabro de Loscos, andesitas piroxénicas y finalmente basaltos y riolitas. Finalmente, Lago *et al.*, (2005) indican que el magmatismo se produjo en dos etapas. La primera, sucedida entre "finales del Estefaniense" y principios del Pérmico y correspondiente a magmas ácidos e intermedios y una reseñable actividad volcánica, y la segunda, compuesta por magmas más básicos (andesitas piroxénicas y basaltos) emplazados de forma subvolcánica.

Las hipótesis planteadas hasta el momento resultan tremendamente interesantes en el estudio de este magmatismo, y precisar su edad es clave e indispensable de cara a poder establecer y comprender su contexto paleogeográfico y paleodinámico, su génesis y su correlación con los magmatismos observados con similares características en los macizos paleozoicos más cercanos a la Cordillera Ibérica. Con estos objetivos se ha procedido a la datación de algunos de los afloramientos a lo largo de las distintas "ramas" y unidades que conforman la Cordillera Ibérica. Se ha empleado un mismo método (U-Pb en circón) para la datación de todas las muestras, evitando así posibles dudas sobre variaciones en los resultados derivadas de la disparidad de técnicas. Además, el método elegido presenta habitualmente reducidos márgenes de error en rocas ígneas de composición intermedia y es hoy en día uno de los más empleados en este tipo de rocas, lo que también facilita la correlación con las edades obtenidas en otros macizos paleozoicos.

8.1. Localización de las muestras

Como se indicó en el apartado de metodología, para la datación del magmatismo se recogieron 15 muestras, aunque en una de ellas (la del afloramiento riolítico de Alcoroches), apenas se obtuvieron circones y no se pudo proceder a su datación. Las 14 muestras restantes corresponden a algunos de los afloramientos andesíticos y dacíticos más emblemáticos de los distintos sectores que presenta el magmatismo estudiado (Fig. 8.1). En el sector de Atienza se tomó una muestra (muestra ATUZ) correspondiente al sill andesítico (Figs. 3.2 y 3.3a). En el sector de Molina, se obtuvo una muestra (RILLZ) del dique dacítico que corta a las pizarras de la formación de la Ermita (Figs. 3.5 y 3.6b). En el sector de Albarracín se tomó una muestra (ORZ) en los depósitos piroclásticos y andesíticos de Orea (Figs. 3.9 y 3.10d) y otra (NOZ) en el sill andesítico de Noguera de Albarracín (Figs. 3.9 y 3.11a, b). En el sector de Pardos se extrajo una muestra (PARZ) en la intrusión de Cerro Redondo (Figs. 3.16, 3.17a y 7.2). En el sector de Codos se obtuvo una muestra (CODZ) de uno de los diques andesíticos que cortan el depósito volcanosedimentario (Figs. 3.18 y 3.19b). En los sectores de Loscos y Montalbán, se seleccionaron un mayor número de muestras (4 en cada uno de ellos), por ser, como se ha visto en el capítulo 3, los que mayor cantidad de cuerpos ígneos presentan. En el sector de Loscos se tomó una muestra (RIAC) de la intrusión andesítica situada en la margen izquierda del Barranco Mingujón (Fig. 3.20) y otra (RIODZ) en el dique de andesita basáltica que la corta en su sector N (Fig. 3.20 y 3.21d). Además, también se obtuvo una muestra dacítica (VALZ) correspondiente a una intrusión situada junto a la intersección del Arroyo del Val y uno de sus principales afluentes (Fig. 3.19) y otra muestra dacítica (MOYUZ) correspondiente a una intrusión representativa de las que afloran al NW de Monforte de Moyuela (Fig. 3.19). Finalmente, en el sector de Montalbán se obtuvo una muestra andesítica (BAÑOZ) de un dique localizado al NE de Segura de los Baños (Figs. 3.22 y 3.23a) y otra (HOZZ) en una intrusión al S de Hoz de la Vieja (Figs. 3.22 y 3.23b). Además, también se extrajo una muestra (ROYZ) de uno de los diques dacíticos localizados

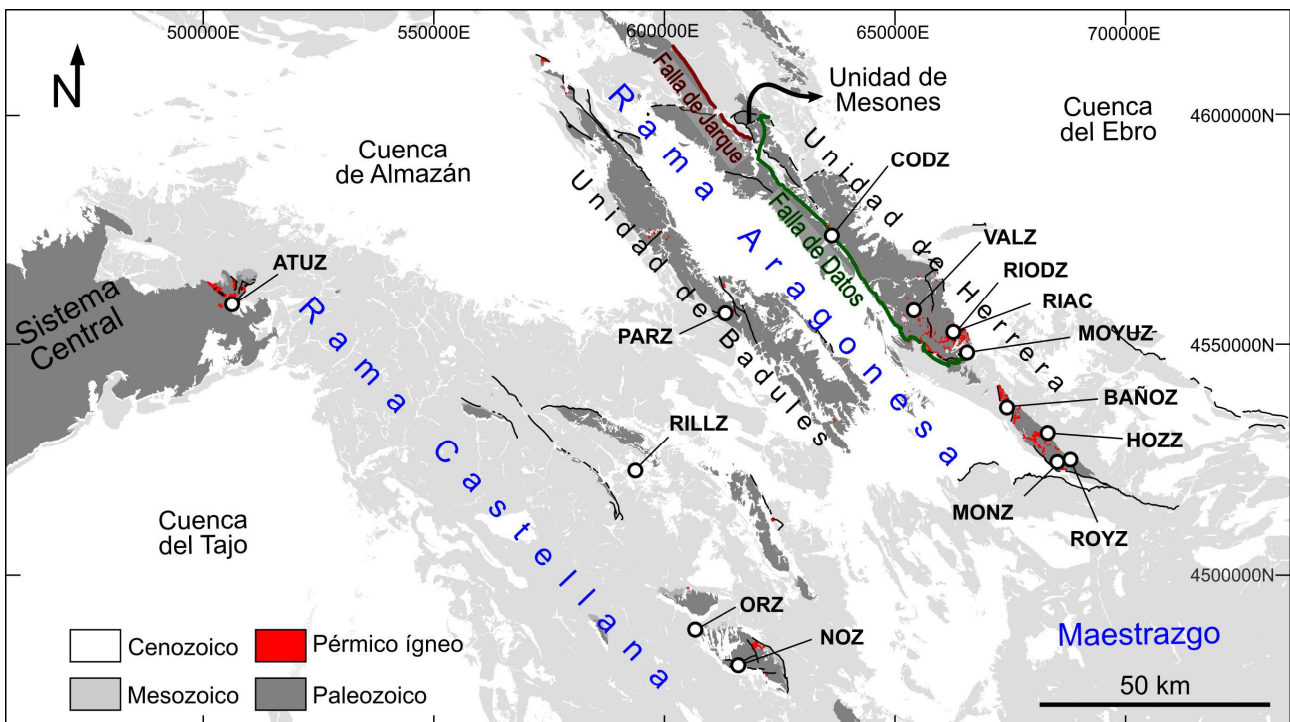


Fig. 8.1. Mapa de Localización de las muestras seleccionadas para la datación del magmatismo.

al W de Peñas Royas (Figs. 3.22 y 3.23c) y otra (MONZ) en un sill dacítico al N del Montalbán (Figs. 3.22 y 3.23d). Las coordenadas UTM de todas las muestras se encuentran en la tabla 5.1.

8.2. Petrografía de las muestras

Las 15 muestras seleccionadas para la datación del magmatismo estudiado corresponden (si exceptuamos la muestra de Alcoroches y en la que como se comentó anteriormente no se obtuvieron suficientes circones) a andesitas y dacitas y presentan, como corresponde a este tipo de rocas, una textura porfídica, con matriz vítrea o microcristalina. Los microcristales de la matriz no superan los 0,5 mm mientras que los fenocristales miden menos de 6,5 mm y corresponden a entre el 25 y 40% del volumen total de la roca. Las fases minerales correspondientes a la matriz son cuarzo, plagioclasa, feldespato, apatito, zircón y/o minerales opacos. Las correspondientes a fenocristales incluyen: cuarzo, feldespato, plagioclasa, biotita, anfíbol y piroxeno. Sin embargo, no todas estas fases están presentes en todas las rocas y la concentración en la que aparecen en cada muestra presenta, para el conjunto de todas ellas, un espectro continuo de variación. La presencia o ausencia de piroxeno y anfíbol supone un buen indicador para diferenciar a grandes rasgos en estas rocas de forma clara y sencilla entre andesitas (con anfíbol y/o piroxeno) y dacitas (sin o con muy escaso anfíbol). A continuación, se explican las características de las muestras correspondientes a estos dos tipos de rocas.

8.2.1. Andesitas

Este tipo de roca corresponde a la mayoría (9) de las muestras estudiadas (ATUZ, ORZ, NOZ, CODZ, RIAC, RIODZ, BAÑOZ, ROYZ y HOZZ). Todas ellas presentan fenocristales de plagioclasa y, excepto en el caso de la muestra RIODZ, de anfíbol y biotita.

En la muestra ATUZ (Fig. 8.2) la plagioclasa se encuentra totalmente reemplazada por microcristales de carbonatos, formando pseudomorfos. El anfíbol se encuentra también pseudomorfizado y reemplazado en este caso, por clorita y biotita. Tanto los pseudomorfos de plagioclasa como los de anfíbol, reflejan las geometrías idiomórficas de los cristales preexistentes y tienen un tamaño de hasta 2 mm. Los fenocristales de biotita son también bastante idiomorfos, tienen un tamaño mayor a los de las fases anteriores (hasta 3,5 mm), y se encuentran prácticamente inalterados. Muestran, especialmente en el caso de los de mayor tamaño, numerosas inclusiones de plagioclasa alterada y circón, y frecuentemente están zonados. Por último, esta muestra presenta cristales subidiomorfos o alotriomorfos de granate. Los de menor tamaño (hasta 0,2 mm) son más alotriomorfos y muestran un aspecto más límpido. Mientras que en los de mayor tamaño (hasta 0,4 mm) se distingue un núcleo de aspecto moteado y un manto límpido. Los pseudomorfos de fenocristales de plagioclasa y anfíbol, y los fenocristales de biotita se encuentran prácticamente en similares proporciones. Sin embargo, los cristales de granate no superan el 5% de volumen de la roca. La matriz es microcristalina, supone aproximadamente el 65% de la roca y presenta un tamaño bimodal en sus cristales. Por una parte, se distinguen microcristales alotriomorfos de unos 0,1-0,2 mm y muy

alterados, que seguramente corresponden a plagioclasa o feldespato y, por otra parte, otros cristales rodean a los anteriores y tienen un tamaño prácticamente imperceptible que impide identificarlos.

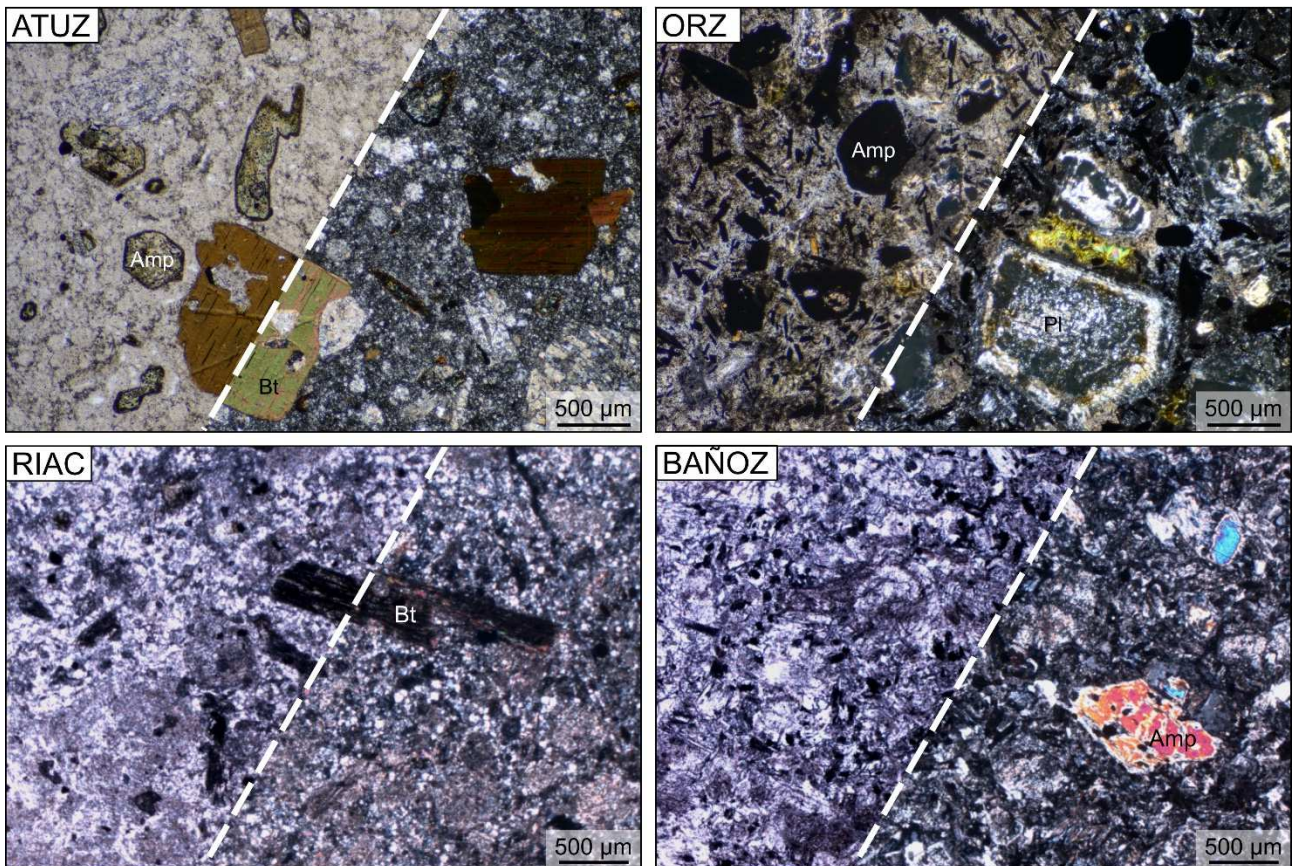


Fig. 8.2. Microfotografías de las láminas delgadas de algunas de las muestras andesíticas más representativas que han sido datadas en este estudio (ATUZ, ORZ, RIAC y BAÑOZ), en nicoles paralelos (izquierda) y cruzados (derecha).

La muestra ORZ (Fig. 8.2) presenta un grado de alteración muy elevado, el anfíbol y la biotita están completamente reemplazados por vidrio, tienen un tamaño de hasta 0,5 mm y el vidrio que los reemplaza refleja su geometría idiomorfa o subidiomorfa. La plagioclasa se encuentra parcialmente reemplazada por calcita, tiene un tamaño mucho mayor (hasta 6,5 mm) y es idiomorfa. Además, la roca contiene fenocristales alotriomorfos de cuarzo de hasta 2 mm, escasas vacuolas, y fragmentos muy alterados de rocas con similares características petrográficas a las del resto de la andesita. Resulta muy difícil distinguir en algunos casos si los pseudomorfos vítreos corresponden a anfíbol o biotita, pero, en cualquier caso, ambos se encuentran en similares proporciones y corresponden aproximadamente al 55% de los fenocristales. Los fenocristales de plagioclasa representan aproximadamente el 40% y finalmente, los de cuarzo, el 5% restante. La matriz está formada por vidrio y microcristales de plagioclasa con un elevado grado de alteración y supone aproximadamente el 60% del volumen de la roca.

En la muestra NOZ predominan los fenocristales de plagioclasa, los cuales representan cerca del 50% en volumen del conjunto de fenocristales, alcanzan un tamaño similar (hasta 6 mm) al de la muestra anterior, son idiomorfos y no se encuentran muy alterados. La biotita es el segundo mineral más abundante (*ca.* 25%), está parcialmente reemplazada por clorita y minerales opacos, y presenta

geometrías subidiomorfas. El anfíbol aparece completamente reemplazado por clorita y microcristales de calcita que forman pseudomorfos de hasta 5 mm y reflejan una morfología idiomorfa de los cristales previos, representa aproximadamente el 15% de los fenocristales. Finalmente, la muestra contiene fenocristales alotriomorfos de cuarzo (*ca.* 10%) de hasta 4 mm. La matriz es microcristalina, está formada predominantemente por plagioclasa y cuarzo y supone aproximadamente el 60% de volumen de la roca. Además, esta roca contiene frecuentes enclaves de rocas metapelíticas de tamaño milimétrico a centimétrico y textura holocristalina con cristales de biotita, feldespato potásico, plagioclasa, sillimanita y granate.

En la muestra CODZ los minerales ferromagnesianos se encuentran totalmente alterados y reemplazados mayoritariamente por clorita, pero también por carbonatos y pequeños minerales opacos. Los procesos de alteración han distorsionado incluso la morfología de los minerales ferromagnesianos y resulta difícil distinguir las fases originales, aunque por su morfología, tipo de alteración y analogía con otras muestras de similares características, parecen corresponder a biotita, anfíbol e incluso piroxeno. Los fenocristales ferromagnesianos miden hasta 1,5 mm y representan aproximadamente el 45% del volumen total de fenocristales. La plagioclasa se encuentra también muy alterada, aunque menos que los minerales ferromagnesianos. Está reemplazada mayoritariamente por carbonatos. Los fenocristales de plagioclasa son subidiomorfos, tienen mayor tamaño que los ferromagnesianos (alcanzando hasta 3,5 mm) y representan aproximadamente el 55% restante del volumen de fenocristales. La matriz de esta roca se encuentra totalmente recristalizada, pero se reconoce en ella su textura original microcristalina con cristales de plagioclasa y minerales ferromagnesianos que han sido reemplazados por clorita y carbonatos.

La muestra RIAC (Fig. 8.2) presenta un grado de alteración muy elevado y no preserva la composición inicial de ninguna de sus fases minerales. Se encuentra afectada, de forma general, por una gran cristalización secundaria de carbonatos. Los minerales ferromagnesianos están totalmente reemplazados por clorita, y entre ellos destacan grandes pseudomorfos de biotita de hasta 5 mm en los que se preserva la morfología idiomorfa de los cristales originales. Además, la muestra presenta pseudomorfos de anfíbol también afectados por cloritización y pseudomorfos de plagioclasa reemplazados por carbonatos. En muchos casos resulta difícil averiguar a qué fases minerales correspondían los cristales ferromagnesianos originales, pero no se descarta la presencia original de una pequeña cantidad (<5%) de piroxeno. La elevada alteración de la muestra dificulta estimar la contribución volumétrica de las distintas fases minerales e incluso del porcentaje de matriz. Dicha matriz es microcristalina, se encuentra totalmente recristalizada y está formada mayoritariamente por cuarzo, carbonatos y clorita.

La muestra RIODZ constituye la muestra más máfica de todas las analizadas, correspondiendo realmente a una andesita basáltica, aunque ha sido agrupada genéricamente dentro de las andesitas. Debido a su elevado grado de alteración no se reconoce en la roca la presencia de anfíbol ni biotita. Los fenocristales no superan los 1,5 mm y su matriz está formada por microcristales muy alargados o incluso aciculares de plagioclasa, mostrando una textura traquítica. Sus fenocristales son idiomorfos y corresponden únicamente a plagioclasa y piroxeno, aunque la plagioclasa es claramente mayoritaria respecto al piroxeno (aproximadamente un 80%). En esta muestra, la

diferencia de tamaño entre los fenocristales y la matriz no resulta tan clara como en el resto debido al reducido tamaño de sus fenocristales y a una amplia variabilidad del tamaño de las plagioclasas. La muestra presenta una elevada concentración de carbonatos secundarios que aparecen especialmente reemplazando los núcleos de las plagioclasas. La matriz presenta además de plagioclasa y de carbonatos secundarios, numerosos minerales opacos.

La muestra BAÑOZ (Fig. 8.2) también presenta un elevado grado de alteración. Sus fenocristales tienen un similar tamaño que alcanza hasta los 2 mm. Entre ellos predomina la plagioclasa, que se encuentra totalmente reemplazada por minerales secundarios, mayoritariamente carbonatos. Los pseudomorfos de plagioclasa preservan una morfología idiomorfa de los cristales originales y suponen aproximadamente el 50% del volumen total de fenocristales. Los fenocristales ferromagnesianos son idiomorfos o subidiomorfos y corresponden a anfíbol, piroxeno y biotita. Presentan un elevado grado de alteración que dificulta en muchos casos su identificación y distinción, e impide precisar el porcentaje de cada una de estas fases, aunque el piroxeno parece predominar ligeramente sobre el anfíbol y a su vez, éste predomina claramente sobre la biotita, de la que no se conservan minerales sanos y apenas se reconocen cristales. La matriz está muy recristalizada y contiene restos de plagioclasa, carbonatos y minerales opacos.

La muestra ROYZ presenta un elevadísimo grado de alteración y excepto por el núcleo de algunos escasos piroxenos, se encuentra totalmente alterada y/o recristalizada. Contiene, además de los citados piroxenos, pseudomorfos de fenocristales de plagioclasa, biotita y anfíbol reemplazados por clorita y carbonatos. Los pseudomorfos tienen menos de 2 mm, algunos de ellos son idiomorfos y resulta prácticamente imposible, debido al elevado grado de alteración de la muestra, deducir el porcentaje que suponía originalmente cada fase mineral. La matriz está completamente recristalizada y en ella predominan los carbonatos y minerales de la arcilla.

Finalmente, la muestra HOZZ también se encuentra tremendamente alterada, siendo posiblemente la que mayor grado de alteración concentra. Contiene una gran cantidad de cuarzo, clorita, carbonatos y minerales de la arcilla secundarios. Sin embargo, todavía se distingue, en forma de pseudomorfos, la presencia original de fenocristales de anfíbol, plagioclasa y biotita.

8.2.2 Dacitas

Este tipo de roca corresponde a cinco de las muestras estudiadas (RILLZ, PAR, VALZ, MOYUZ y MONZ). Todas ellas presentan fenocristales de cuarzo, feldespatos potásico y biotita.

La muestra RILLZ (Fig. 8.3) está afectada por un intenso proceso de recristalización y silicificación. Sus fenocristales de cuarzo han sido recristalizados y son alotriomorfos. Además, muestra pseudomorfos de feldespato y/o plagioclasa reemplazados por cuarzo secundario y con geometrías subidiomorfas o alotriomorfas. Los fenocristales de biotita son los que mejor se preservan (Fig. 8.3), aunque se encuentran parcialmente cloritizados. Estos cristales son alotriomorfos, debido en parte a la modificación de su geometría por los procesos de alteración. El tamaño máximo de los distintos fenocristales y pseudomorfos no sobrepasa 1 mm y en el caso de las biotitas es ligeramente menor.

La matriz está formada predominantemente por microcristales de cuarzo recrystalizado de menos de 0,1 mm (Fig. 8.3).

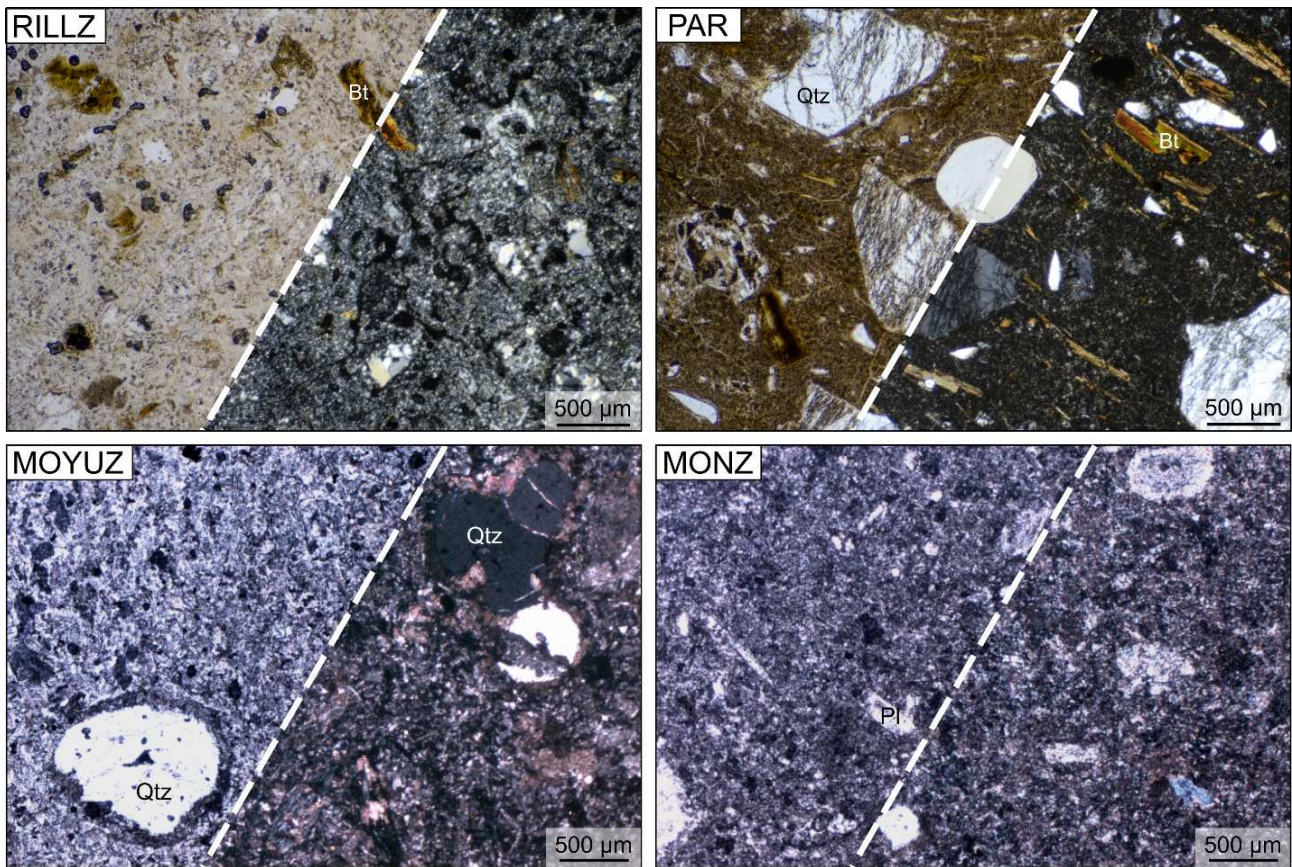


Fig. 8.3. Microfotografías de las láminas delgadas de algunas de las muestras dacíticas más representativas que han sido datadas en este estudio (RILLZ, PARZ, MOYUZ y RIAC), en nicols paralelos (izquierda) y cruzados (derecha).

La muestra PAR (Fig. 8.3) presenta un grado más bajo de alteración que la mayor parte de las anteriores. Contiene fenocristales de cuarzo (ca. 40%), feldespato (ca. 30%) y biotita (ca. 20%). Los fenocristales de cuarzo son angulosos, de bordes rectos y en general alotriomorfos, aunque también los hay subidiomorfos (Fig. 8.2). Algunos presentan una textura límpida, mientras que otros están afectados por numerosas microfracturas. Su tamaño alcanza 3,5 mm y suponen cerca del 40% del volumen de fenocristales. Los fenocristales de feldespato se encuentran bastante alterados y reemplazados parcialmente por minerales secundarios, mayoritariamente carbonatos; son alotriomorfos, tienen un tamaño similar al de los fenocristales de cuarzo y suponen cerca del 35% del volumen de fenocristales. Finalmente, los fenocristales de biotita son idiomorfos o subidiomorfos, tienen un tamaño menor (de hasta 1,5 mm), forman una fábrica planar entre los cristales de plagioclasa y cuarzo (Fig. 8.3) y frecuentemente se encuentran deformados. La matriz supone aproximadamente el 60% del volumen total de la roca y está formada por microcristales de cuarzo, feldespato y biotita.

La muestra VALZ presenta escasos cristales alotriomorfos de cuarzo (<5%) de hasta 3 mm, inmersos en una matriz microcristalina, aunque con mayor tamaño cristalino (hasta 0,5 mm) que la mayor parte de las muestras. Dicha matriz está constituida por cristales subidiomorfos de plagioclasa,

feldespato, biotita y cuarzo. La matriz presenta además carbonatos secundarios y cuarzo recristalizado.

La muestra MOYUZ (Fig. 8.3) se encuentra muy alterada. Los fenocristales de feldespato potásico y plagioclasa están totalmente o mayoritariamente reemplazados por carbonatos, aunque algunos de los cristales de mayor tamaño preservan sus núcleos sin alterar. Son idiomorfos, alcanzan 3 mm y representan la mayor parte de los fenocristales. Los fenocristales de cuarzo son alotriomorfos, alcanzan hasta 2 mm (Fig. 8.3) y representan aproximadamente un 10% del volumen total de fenocristales. Los fenocristales de biotita son los más escasos, se encuentran totalmente alterados y resultan difíciles de reconocer. El elevado grado de alteración de los feldespatos potásicos, las plagioclasas y las biotitas, impide en muchos casos distinguirlos y por tanto cuantificar el volumen que representan, no obstante, los pseudomorfos de plagioclasa y feldespato potásico resultan mayoritarios en la muestra.

La muestra MONZ (Fig. 8.3) presenta muy similares características a la anterior, aunque con un grado de alteración todavía más elevado y un menor volumen de fenocristales de cuarzo (<5%) respecto al volumen total de la muestra. Presenta pseudomorfos de fenocristales de feldespato y biotita de hasta 2 mm que se encuentran reemplazados mayoritariamente por carbonatos y cuarzo. De entre los fenocristales que se pueden reconocer, los pseudomorfos de feldespato parecen ser más numerosos y de mayor tamaño que los de biotita. La matriz supone cerca del 75% del volumen total de la muestra y está formada en su totalidad por microcristales secundarios recristalizados, correspondientes a las mismas fases que reemplazan a los fenocristales de feldespato y biotita.

8.3. Resultados

Antes de exponer los resultados analíticos y las edades obtenidas, resulta indispensable para poder entender e interpretar correctamente dichos resultados, conocer las características y estructura interna de los circones de las muestras estudiadas. En la mayor parte de las muestras, los circones presentan un tamaño de entre 100 y 250 μm , son prismáticos e idiomorfos o subidiomorfos. Sin embargo, los circones de las muestras RIODZ, VALZ y HOZZ son ligeramente más pequeños, y los de las muestras VALZ y ROYZ más alotriomorfos y redondeados. Las imágenes de electrones retrodispersados (Fig. 8.4) evidencian en la mayor parte de las muestras, circones con una estructura formada por núcleos homogéneos con texturas de reabsorción (irregulares, redondeadas y en algunos casos ovoidales) que son truncados por un zonado oscilatorio. La muestra CODZ presenta frecuentemente numerosas inclusiones en los núcleos y, en algún caso (análisis 32, Fig. 8.4), bordes que cortan al zonado oscilatorio. Los circones de la muestra ROYZ tienen un zonado menor y más irregular, y núcleos más grandes y redondeados. En la Fig. 8.4 se sitúa la posición de algunos de los análisis más significativos que se han realizado, sobre las imágenes de electrones retrodispersados de los circones.

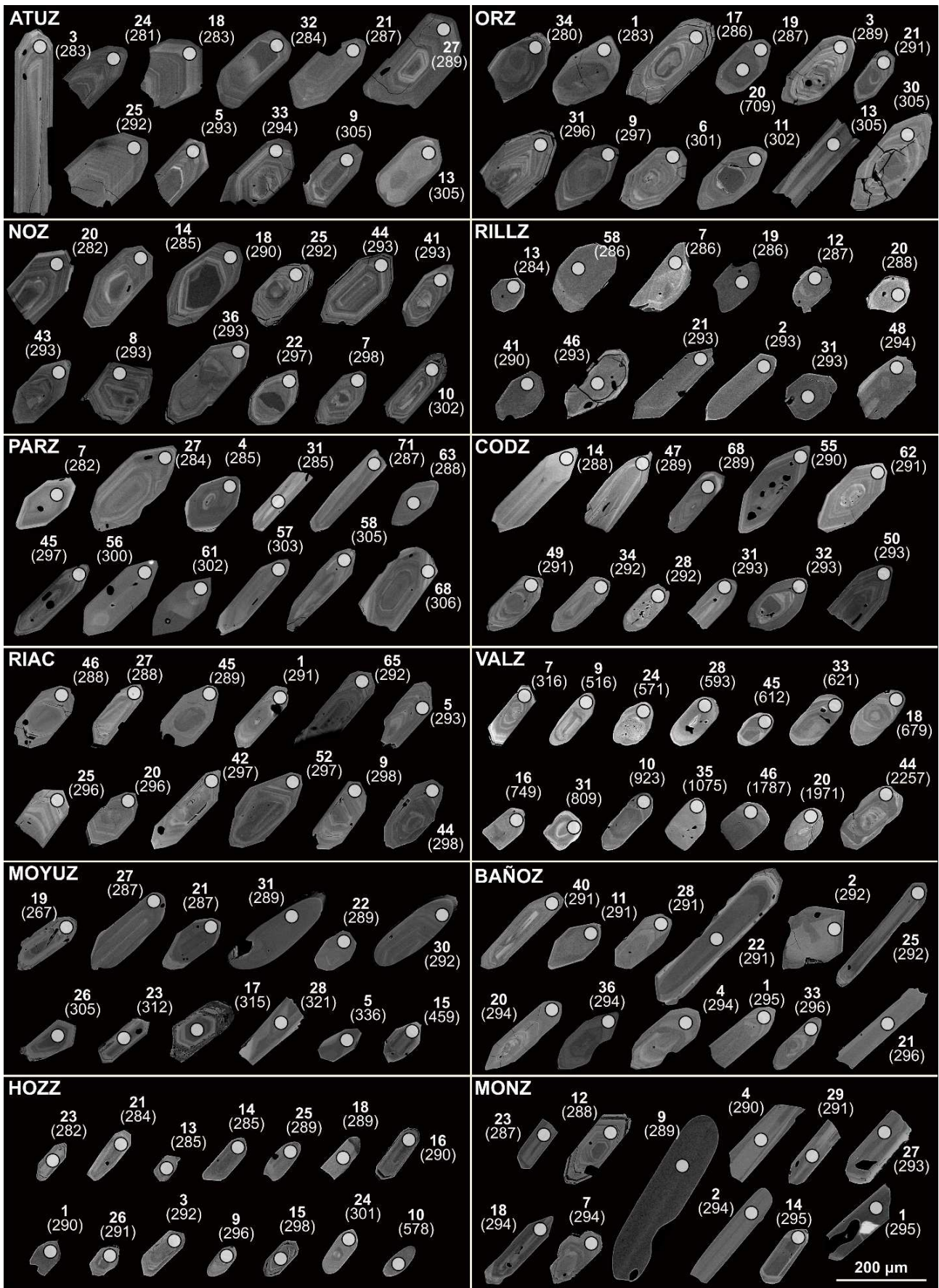


Fig. 8.4. Imágenes de electrones retrodispersados de algunos de los circones de las muestras más representativas. Las etiquetas de cada punto indican el número del análisis (en negrita) y la edad $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$.

A continuación, se exponen los resultados analíticos y las edades obtenidas en las muestras correspondientes a cada sector considerado, siguiendo el orden empleado en el Capítulo 3 (contexto geológico).

8.3.1. Sector de Atienza

En la muestra correspondiente al sill de Atienza (ATUZ) se ha calculado una edad Concordia de 290 ± 3 Ma (MSWD = 0.06; Probabilidad = 0.8) y una edad promedio de 288 ± 3 Ma (MSWD = 1,07; Probabilidad = 0.38) en un grupo de 9 análisis que presentan una ratio Th/U de entre 0,12 y 0,3 (Fig. 8.5). El resto de análisis corresponden a edades de entre 322 y 305 Ma y presentan una similar tasa Th/U (0,12-0,22).

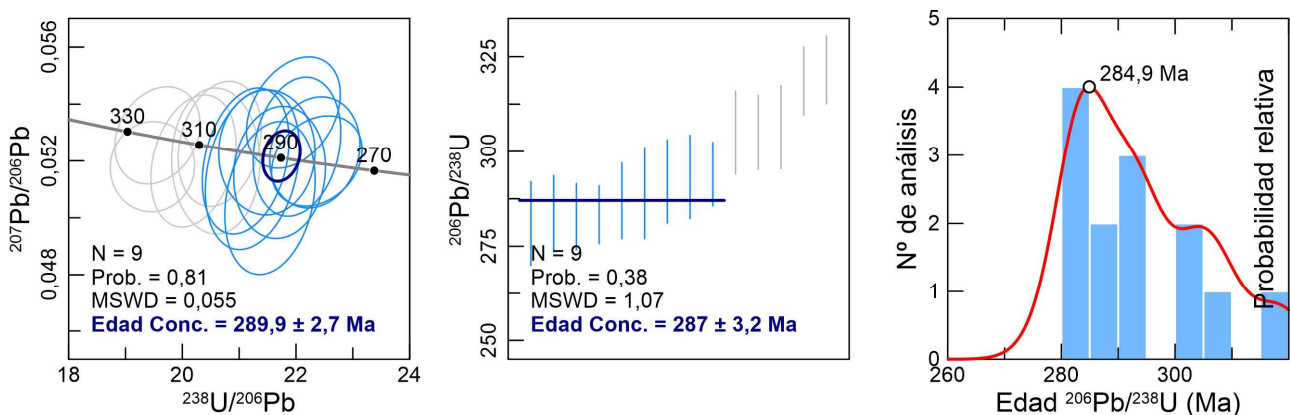


Fig. 8.5. Gráfico Concordia, edad promedio, e histograma de edades y curva de probabilidad, de los circones carboníferos y pérmicos (320-260 Ma) analizados en la muestra ATUZ.

8.3.2. Sector de Molina de Aragón

En la muestra correspondiente a la intrusión dacítica de Rillo de Gallo (RILLZ) se ha calculado una edad Concordia de 292 ± 2 Ma (MSWD = 2.1; Probabilidad = 0.15, Fig. 8.6) en un grupo de 9 análisis y otra edad Concordia de 285 ± 2 Ma (MSWD = 4.2; Probabilidad = 0.04) a partir de un grupo de 7

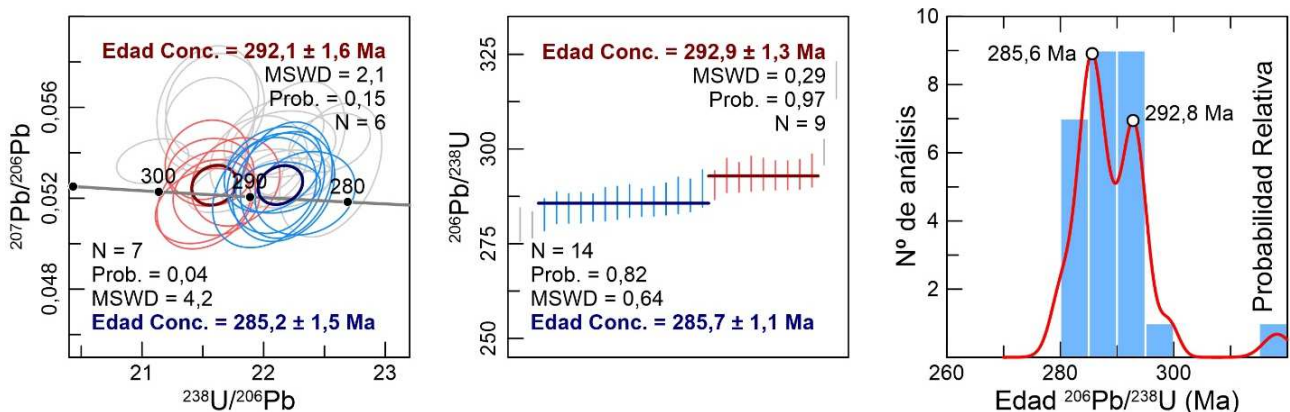


Fig. 8.6. Gráfico Concordia, edad promedio, e histograma de edades y curva de probabilidad, de los circones carboníferos y pérmicos (320-260 Ma) analizados en la muestra RILLZ.

análisis. Además, se han obtenido dos edades promedio similares: 293 ± 1 Ma (MSWD = 0.29; Probabilidad = 0.97) en un grupo de 9 análisis y 286 ± 1 Ma (MSWD = 0.64; Probabilidad = 0.82) en un grupo de 14 análisis (Fig. 8.6). La curva de probabilidad relativa es coherente con las dos edades obtenidas e indica dos picos de máxima probabilidad correspondientes a 293 y 286 Ma (Fig. 8.6). El valor de la ratio Th/U de los análisis empleados en el cálculo de las edades se encuentra entre 0,14 y 0,51. Los análisis realizados en los núcleos de estos circones muestran un amplio rango de edades de entre 1980 y 483 Ma. La mayor parte de ellos (9) tienen edades de entre 985 y 483 Ma y tasas Th/U de entre 0,14 y 0,78. Sin embargo, dos de ellos muestran edades mucho más antiguas y muy similares entre sí (1980 y 1966 Ma), aunque con valores muy distintos de su relación Th/U (1,03 y 0,11 respectivamente).

8.3.3. Sector de Albarracín

En la muestra del depósito piroclástico de Orea (ORZ) se han obtenido dos edades Concordia, una de 301 ± 4 Ma (MSWD = 6.1; probabilidad = 0.013) en un grupo de 5 análisis y otra de 288 ± 3 Ma (MSWD = 5.4; probabilidad = 0.02) en un grupo de 6 análisis. Además, se han obtenido dos edades promedio similares: 301 ± 3 Ma (MSWD = 0.94; Probabilidad = 0.47) en un grupo de 7 análisis y 286 ± 3 Ma (MSWD = 0.8; Probabilidad = 0.55) en un grupo de 6 análisis (Fig. 8.7). La curva de probabilidad de las edades de los circones de esta muestra también indica la presencia de dos picos de cristalización cuyos valores (303 y 287 Ma) son coherentes con las edades Concordia y promedio obtenidas. Los análisis correspondientes al cálculo de las edades Concordia y promedio tienen una ratio Th/U de entre 0,07 y 0,39. La mayor parte de los núcleos de los circones de esta muestra (7 análisis) tienen edades de entre 709 y 478 Ma y tasas Th/U de entre 0,05 y 0,43. Sin embargo dos de ellos presentan edades mucho mayores (2415 y 1863 Ma) con una tasa Th/U de 0,19 y 0,81 respectivamente (anexo electrónico 8.1).

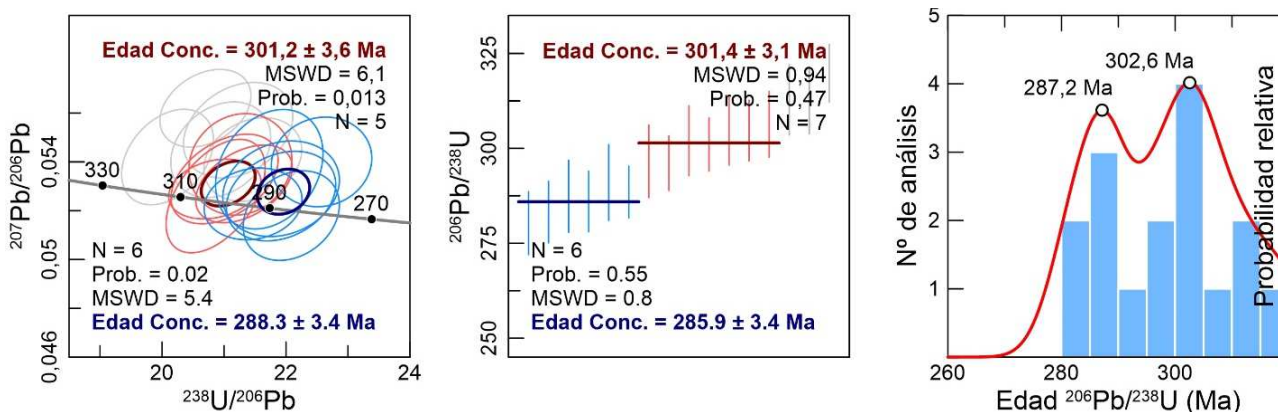


Fig. 8.7. Gráfico Concordia, edad promedio, e histograma de edades y curva de probabilidad, de los circones carboníferos y pérmicos (320-260 Ma) analizados en la muestra ORZ.

En la muestra del sill de Noguera de Albarracín (NOZ), se ha calculado una edad Concordia de 292 ± 2 Ma (MSWD = 2.2; Probabilidad = 0.14) en un grupo de 13 análisis y una edad promedio de 295 ± 2 Ma (MSWD = 0.73; Probabilidad = 0.7) en un grupo de 11 análisis (Fig. 8.8). El valor de la ratio Th/U de los análisis empleados en el cálculo de estas edades se encuentra entre 0,08 y 0,2. La mayor parte de los núcleos analizados en estos circones (6 de 7 análisis) presentan edades de entre 547 y 766

Ma y tienen un amplio rango del valor de la relación Th/U, que se sitúa entre 0,29 y 1,42. Tan solo uno de ellos presenta una edad fuera de este intervalo, que corresponde a 1865 Ma y presenta un valor de la ratio Th/U de 0,39.

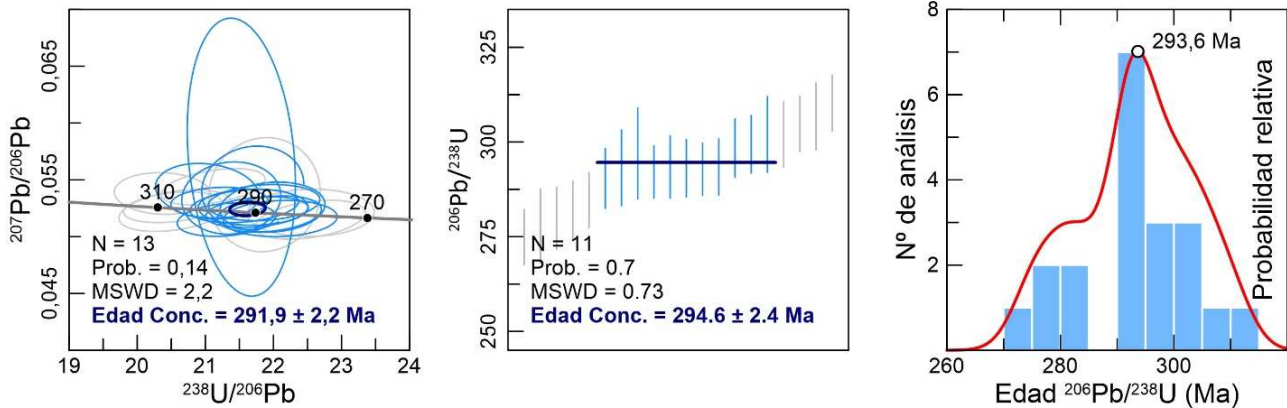


Fig. 8.8. Gráfico Concordia, edad promedio, e histograma de edades y curva de probabilidad, de los circones carboníferos y pérmicos (320-260 Ma) analizados en la muestra NOZ.

8.3.4. Sector Pardos

En la muestra de la intrusión dacítica de Cerro Redondo (PARZ) también se han obtenido dos edades Concordia. La más antigua es de 301 ± 3 Ma (MSWD = 0.77; Probabilidad = 0.38) y corresponde a un grupo de 11 análisis. La otra es 285 ± 3 Ma (MSWD = 3; Probabilidad = 0.08) y corresponde a un grupo de 17 análisis (Fig. 8.9). Además, se han obtenido otras dos edades promedio con valores muy similares a las edades Concordia: 302 ± 2 Ma (MSWD = 0.71; Probabilidad = 0.77) en un grupo de 15 análisis y 284 ± 1 Ma (MSWD = 0.95; Probabilidad = 0.53) en un grupo de 24 análisis (Fig. 8.9). La curva de probabilidad confirma la presencia de dos picos de cristalización en torno a 302 Ma y 285 Ma (Fig. 8.9). El valor de la ratio Th/U de los análisis empleados en el cálculo de las edades se encuentra entre 0,24 y 0,73. Las edades de los tres análisis válidos realizados en los núcleos de los circones de esta muestra corresponden a 707, 616 y 594 Ma, y tienen una tasa Th/U de 0,35; 2,21 y 0,43 respectivamente.

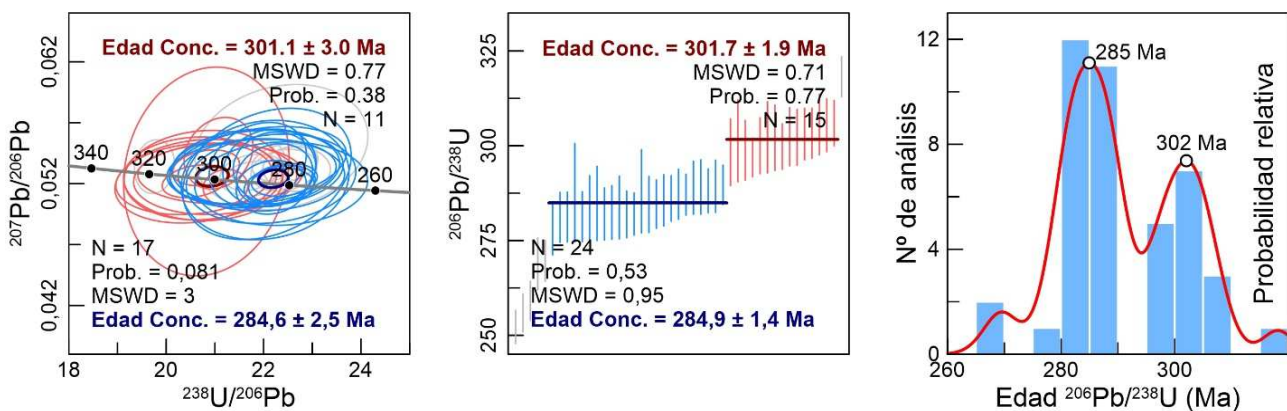


Fig. 8.9. Gráfico Concordia, edad promedio, e histograma de edades y curva de probabilidad, de los circones carboníferos y pérmicos (320-260 Ma) analizados en la muestra PARZ.

8.3.5. Sector de Codos

En la muestra CODZ se ha obtenido una edad Concordia de 291 ± 1 Ma (MSWD = 4.4; Probabilidad = 0.035) en un grupo de 13 análisis y una edad promedio de 292 ± 1 Ma (MSWD = 0.8; Probabilidad = 0.67) en un grupo de 15 análisis (Fig. 8.10). Dichos análisis tienen una tasa Th/U de entre 0,16 y 0,63. Los 15 análisis válidos realizados en núcleos de circones indican una edad de entre 986 y 338 Ma. Las edades de la mayor parte de ellos (12) se agrupan entre los 669 y los 557 Ma y presentan un amplio rango de valores de la tasa Th/U de entre 0,31 y 1,24. Uno de ellos tiene una edad mucho más joven que el resto (338 Ma) y una tasa Th/U de 0,2. Finalmente, los dos análisis más antiguos presentan una edad (986 y 984 Ma) y un valor de la tasa Th/U similar (0,33 y 0,58).

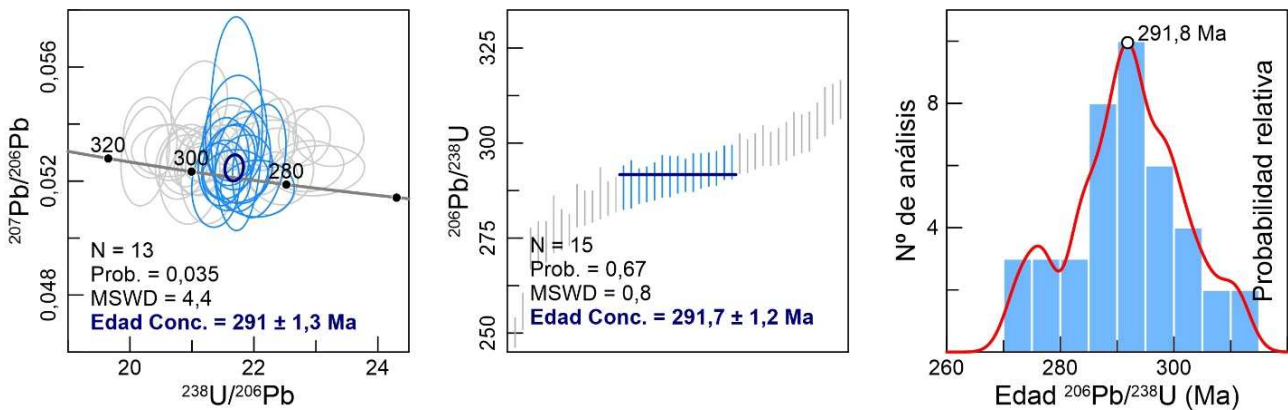


Fig. 8.10. Gráfico Concordia, edad promedio, e histograma de edades y curva de probabilidad, de los circones carboníferos y pérmicos (320-260 Ma) analizados en la muestra CODZ.

8.3.6. Sector de Loscos

En la muestra RIAC se ha obtenido una edad Concordia de $297 \text{ Ma} \pm 1$ (MSWD = 4.6; Probabilidad = 0.032) en un grupo de nueve análisis y otra de 291 ± 1.3 Ma (MSWD = 8.8; Probabilidad = 0.003) en un grupo de 7 análisis (Fig. 8.11). Las edades promedio obtenidas son muy similares: 298 ± 1 Ma (MSWD = 1.01; Probabilidad = 0.44) en un grupo de 18 análisis y 290 ± 1 Ma (MSWD = 0.97; Probabilidad = 0.48) en un grupo de 15. Los análisis de los dos grupos de edades, tienen una tasa Th/U también muy similar de entre 0.07 y 0.32. Por otra parte, los dos núcleos analizados presentan

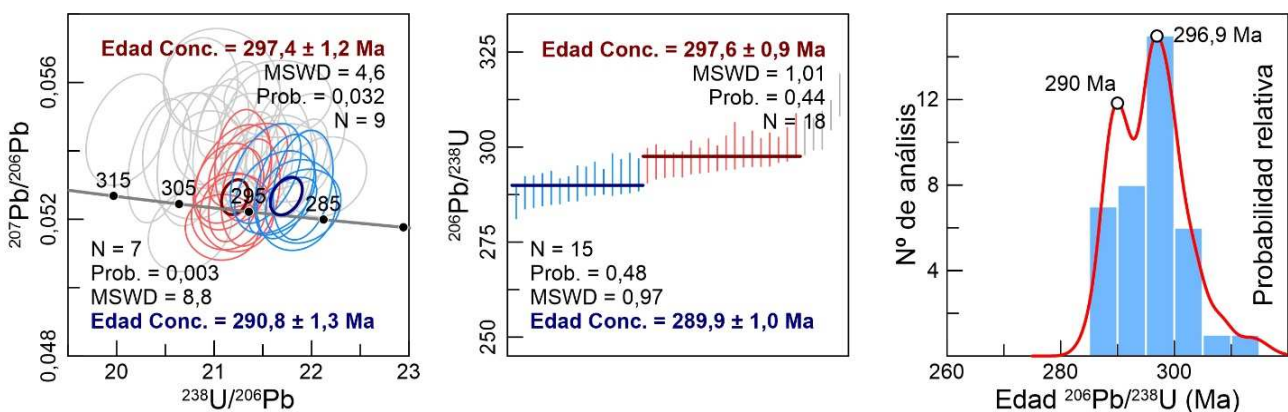


Fig. 8.11. Gráfico Concordia, edad promedio, e histograma de edades y curva de probabilidad, de los circones carboníferos y pérmicos (320-260 Ma) analizados en la muestra RIAC.

una edad $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ de 948 y 643 Ma, y una tasa Th/U de 0.33 y 0.48 respectivamente (anexo electrónico 8.1).

A partir de los circones de la muestra MOYUZ se ha podido determinar una edad Concordia de 288 ± 2 Ma (MSWD = 0.89; Probabilidad = 0.35) y una edad promedio de 289 ± 2 Ma (MSWD = 0.93; Probabilidad = 0.45) en un grupo de 5 análisis (Fig. 8.12). Dichos análisis presentan una tasa Th/U muy homogénea de entre 0,28 y 0,33. El análisis del núcleo de uno de los circones indica una edad de 459 Ma y una tasa Th/U de 0,33.

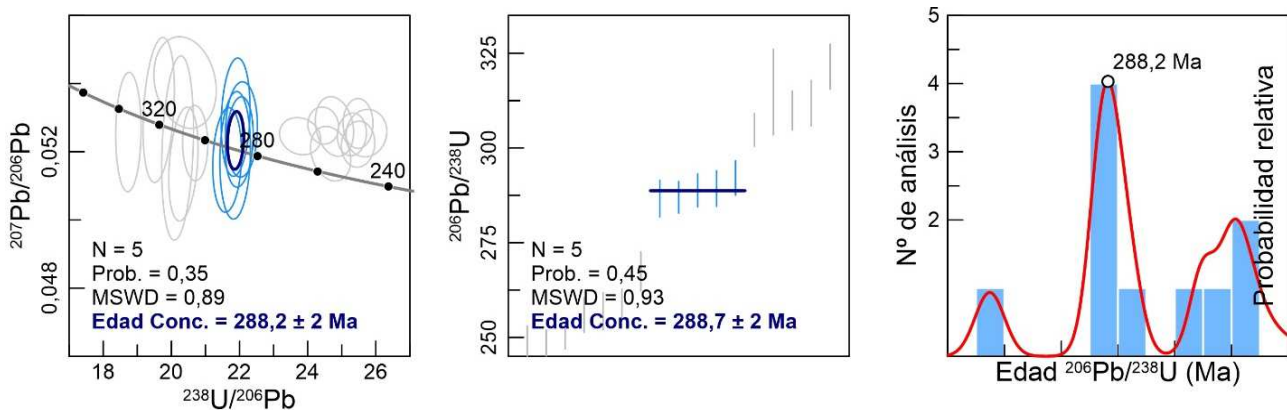


Fig. 8.12. Gráfico Concordia, edad promedio, e histograma de edades y curva de probabilidad, de los circones carboníferos y pérmicos (320-260 Ma) analizados en la muestra MOYUZ.

En las muestras RIODZ y VALZ no se ha podido determinar ninguna edad Concordia ni promedio. La muestra RIODZ solo presenta 11 análisis válidos. De entre estos análisis, cuatro corresponden a edades $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ de entre 287 y 253 Ma y el resto tienen edades de entre 1915 y 304 Ma (anexo electrónico 8.1). Los 36 análisis válidos obtenidos en la muestra VALZ muestran un amplio intervalo de edades de entre 2257 y 316 Ma, aunque los resultados se concentran entre los 625 y los 570 Ma, con 11 análisis con edades dentro de este rango (anexo electrónico 8.1). Los circones de ambas muestras (RIODZ y VALZ) presentan una gran variación en la tasa Th/U (con valores comprendidos entre 0,03 y 0,91), acorde a la gran disparidad en las edades obtenidas.

8.3.7. Sector de Montalbán

En la muestra BAÑÓZ se ha calculado una edad Concordia de 293 ± 1 Ma (MSWD = 4.3; Probabilidad = 0.039) en 15 análisis y una edad promedio de 293 ± 1 (MSWD = 1.3; Probabilidad = 0.16) en 19 análisis (Fig. 8.13). Los análisis empleados para calcular estas edades presentan una tasa Th/U de entre 0,13 y 0,92. Los dos núcleos de los circones analizados en esta muestra tienen una edad de 529 y 375 Ma y una tasa Th/U de 0,06 y 0,73 respectivamente (anexo electrónico 8.1).

En la muestra HOZZ se ha calculado una edad Concordia de 293 ± 7 Ma (MSWD = 3.8; Probabilidad = 0.051) y una edad promedio de 295 ± 2 Ma (MSWD = 0.73; Probabilidad = 0.7) a partir de 11 análisis con una tasa Th/U de entre 0,16 y 0,53 (Fig. 8.14). El análisis de uno de los núcleos de los circones indica una edad de 578 Ma y una tasa Th/U de 0,81 (anexo electrónico 8.1).

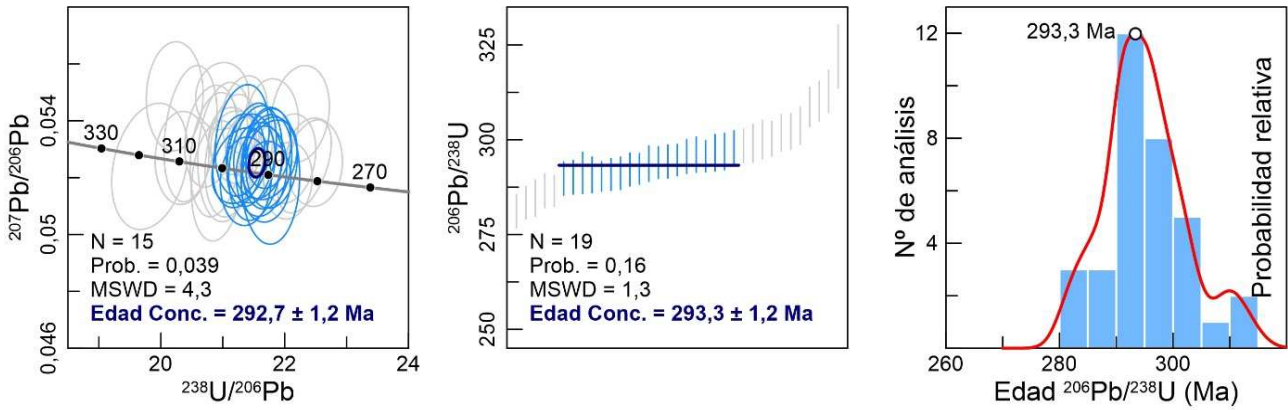


Fig. 8.13. Gráfico Concordia, Edad Promedio, e histograma de edades y curva de probabilidad, de los circones carboníferos y pérmicos (320-260 Ma) analizados en la muestra BAÑOZ.

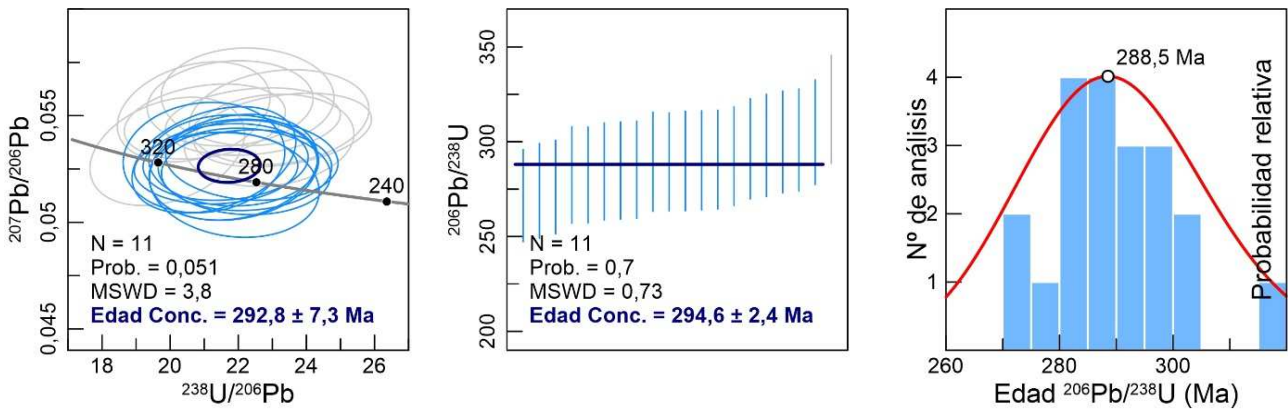


Fig. 8.14. Gráfico Concordia, edad promedio, e histograma de edades y curva de probabilidad, de los circones carboníferos y pérmicos (320-260 Ma) analizados en la muestra HOZZ.

Los circones de la muestra ROYZ presentan un amplio rango de edades de entre 2452 y 268 Ma, que incluye el circón más antiguo de entre los analizados en esta tesis. En esta muestra se ha podido determinar una edad Concordia de 661 ± 7.7 Ma (MSWD = 0.024; Probabilidad = 0.88) y una edad promedio de 667 ± 5 (MSWD = 0.031; Probabilidad = 1) para un grupo de 5 análisis (Fig. 8.15). Dichos análisis presentan mucha dispersión en los valores de la tasa Th/U, con datos de entre 0,02 y 1,08 (anexo electrónico 8.1). Tan solo cinco de los 30 análisis válidos de esta muestra tienen una edad $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ menor a 345 Ma (268-304 Ma, anexo electrónico 8.1) y no ha podido calcularse ninguna edad Concordia ni promedio con ellos.

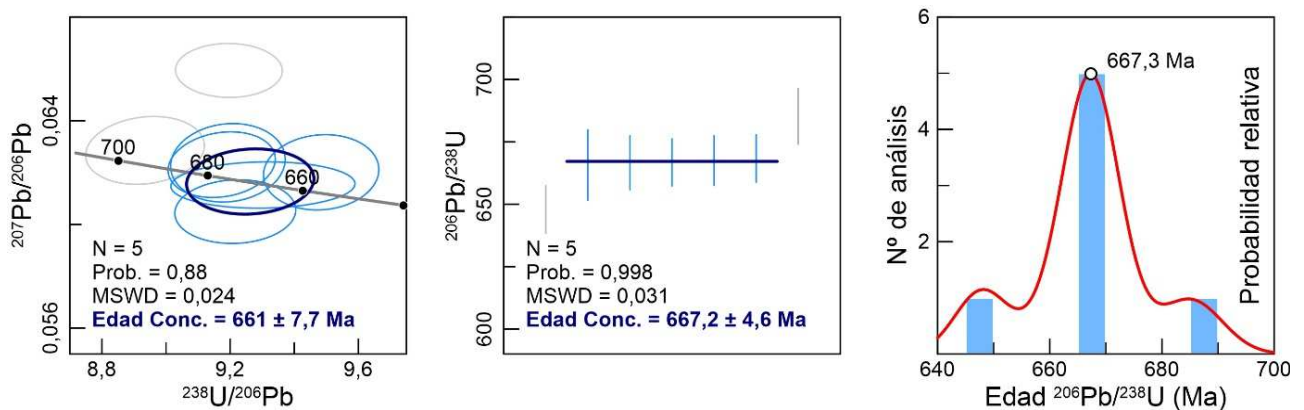


Fig. 8.15. Gráfico Concordia, edad promedio, e histograma de edades y curva de probabilidad, de los circones criogénicos (640-700 Ma) analizados en la muestra ROYZ.

Finalmente, en la muestra MONZ, se ha calculado una edad Concordia de 292 ± 2 Ma (MSWD = 2.6; Probabilidad = 0.11) y una edad promedio de 292 ± 2 (MSWD = 1.3; Probabilidad = 0.23) a partir de 10 análisis (Fig. 8.16) que presentan unos valores de la una tasa Th/U comprendidos entre 0,09 y 0,56. Las distintas edades obtenidas en las muestras BAÑOZ, HOZZ y MONZ resultan muy similares entre sí (295 – 292 Ma).

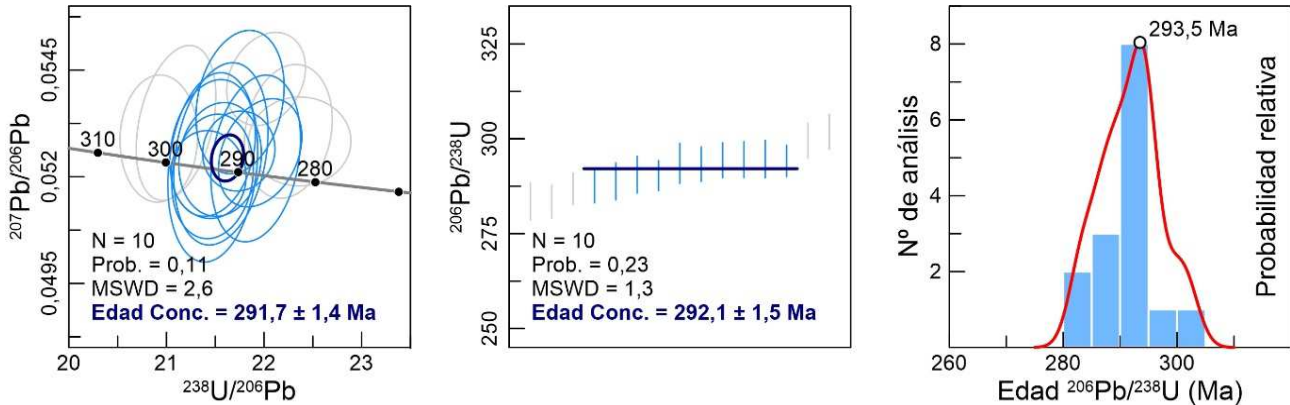


Fig. 8.16. Gráfico Concordia, edad promedio, e histograma de edades y curva de probabilidad, de los circones carboníferos y pérmicos (320-260 Ma) analizados en la muestra MONZ.

8.4. Discusión

8.4.1. Características y significado de las relaciones Th/U

La relación Th/U de los circones resulta indicativa su origen. Habitualmente se considera que las relaciones Th/U inferiores a 0,1 suelen corresponder a circones de origen metamórficos mientras que las superiores a dicho valor, corresponden a circones de origen ígneo (Hoskin and Black, 2000; Williams, 2001; Rubatto *et al.* 2002; Hoskin and Schaltegger, 2003; Wang *et al.* 2011). Sin embargo, algunos autores han demostrado que los circones ígneos también pueden tener ratios Th/U menores a 0,1 (Wang *et al.* 2011; López-Sánchez *et al.* 2015). Dentro de los circones de origen ígneo, la relación Th/U también resulta una buena aproximación a la composición del magma en el que han cristalizado, siendo mayor su valor cuanto más máfica es la composición de dicho magma. En este sentido, y de forma general, los valores menores a uno suelen corresponder a circones cristalizados en un magma félsico mientras que los valores mayores a este valor suelen corresponder a magmas máficos (Heaman *et al.* 1990; Williams, 2001; Pereira *et al.* 2014; Kirland *et al.* 2015).

La mayor parte (95 %) de los análisis empleados en el cálculo de las edades Concordia cisuralienses presenta valores de la tasa Th/U de entre 0,1 y 1 (Fig. 8.17a), acordes a su cristalización en condiciones ígneas. Además, el valor medio de esta tasa en los circones concordantes de cada muestra se sitúa entre 0,1 y 0,4 (Fig. 8.17b, Tabla 8.1). La uniformidad de los valores dentro de cada muestra es coherente a su cristalización dentro de un mismo medio. Del mismo modo, la uniformidad de valores del conjunto de muestras resulta también coherente con su pertenencia a un mismo magmatismo. Los valores obtenidos son acordes a los esperables para los fundidos (de

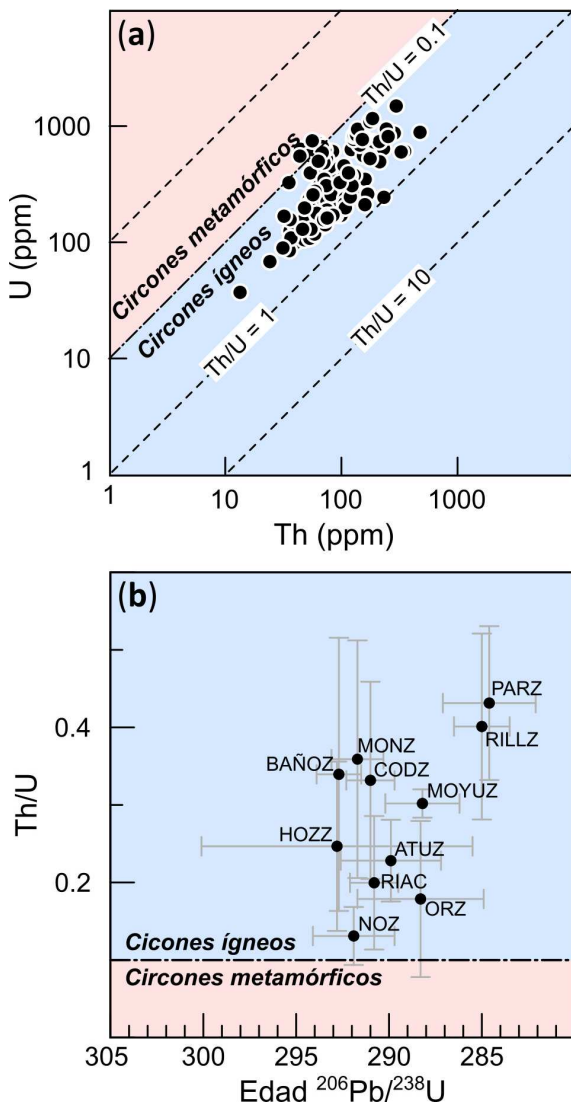


Fig. 8.17. Ratios Th/U. **(a)** Valor de Th vs valor de U (ppm), de los análisis con edades concordantes cisuralienses de todas las muestras estudiadas. **(b)** Valor promedio de la Edad $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ vs. valor promedio de la tasa Th/U, de los análisis empleados en el cálculo de la edad concordante de cada muestra. Los puntos negros indican el valor promedio y las líneas grises la desviación estándar.

composición intermedia o ácida) correspondientes a las rocas andesíticas y dacíticas en las que se encuentran. Este hecho sirve como un indicador más para comprobar que las edades Concordia obtenidas corresponden al magmatismo estudiado.

Únicamente 8 análisis empleados en el cálculo de las edades concordantes muestran valores de la tasa Th/U menor a 0,1 que podrían indicar un origen metamórfico (Fig. 8.17a). Estos análisis y sus respectivas ratio Th/U son: NOZ-8 (Th/U = 0,09); NOZ-14 (Th/U = 0,09), NOZ-36 (Th/U = 0,08), ORZ-19 (Th/U = 0,07), MONZ-12 (Th/U = 0,09) y RIAC-27 (0,07). En todos los casos, sus valores se encuentran muy próximos a 0,1, alcanzando prácticamente este valor si consideramos los errores analíticos. Además, la estructura de los circones correspondientes a estos análisis presenta, en las zonas analizadas, un zonado oscilatorio que en muchos corta y crece sobre un núcleo homogéneo y, en algunos casos reabsorbido, evidenciando el origen ígneo de la zona externa de los cristales (Fig. 8.4). Cabe además considerar, que todos estos análisis, excepto el MONZ-12 (con un claro zonado oscilatorio de origen ígneo, Fig. 8.4), corresponden, en general, a las muestras con valores promedio más bajos de la tasa Th/U (NOZ, ORZ y RIAC, Tabla 8.1). Por todo ello, consideramos que las zonas analizadas de dichos circones tienen un origen ígneo y no metamórfico, y el valor de su tasa Th/U no supone un impedimento para su empleo en las edades Concordia que han sido calculadas.

Por otro lado, pese a lo que cabría esperar, las muestras con valores de Th/U más elevados (PAR y RILLZ) son más félsicas (dacíticas) que las muestras con valores de Th/U más bajos (ORZ y NOZ, andesitas). Además, aunque si excluimos las muestras con valores de la ratio Th/U más elevados no se observa una relación entre la tasa Th/U y la edad Concordia de los circones (Fig. 8.17b), si consideramos dichas muestras parece observarse una pequeña correlación indicando un enriquecimiento en Th respecto al U en los circones con edades concordantes más jóvenes (Fig. 8.17b). Aunque dicha correlación no resulta del todo clara, es coherente con la observada, a una escala más amplia, en la Cordillera Pirenaica, donde las fuentes magmáticas evolucionaron progresivamente entre el Pensilvánico (Carbonífero) y el Guadalupiense (Pérmico), hacia composiciones más máficas y alcalinas (Pereira *et al.*, 2014). En cualquier caso, el rango de

variabilidad de los valores medios de la tasa Th/U de los circones empleados en el cálculo de cada edad Concordia cisuraliense es muy estrecho (0,13-0,43, Tabla 8.1), y dichos valores son coherentes con la cristalización de los circones en un magma de composición ácida-intermedia (Heaman *et al.* 1990; Williams, 2001; Pereira *et al.* 2014; Kirland *et al.* 2015).

Muestra	UTM X	UTM Y	Tipo	Edad (Ma)	Nº	PROB.	MSWD	Th/U Media	Desv.
ATUZ	506054	4558613	andesita	290 ± 3	9	0,810	0,06	0,23	0,05
RILLZ	590705	4529334	dacita	285 ± 2	9	0,040	4,20	0,40	0,12
				292 ± 2	6	0,150	2,10	0,45	0,05
ORZ	607086	4488242	andesita	288 ± 3	6	0,020	5,40	0,18	0,10
				301 ± 4	5	0,013	6,10	0,16	0,04
NOZ	615697	4480449	andesita	292 ± 2	13	0,140	2,20	0,13	0,04
PARZ	613231	4556693	dacita	285 ± 3	17	0,081	3,00	0,43	0,10
				301 ± 3	11	0,380	0,77	0,44	0,12
CODZ	636151	4573167	andesita	291 ± 1	13	0,035	4,40	0,33	0,13
RIAC	662869	4550239	andesita	291 ± 1	7	0,003	8,80	0,20	0,09
				297 ± 1	9	0,032	4,60	0,21	0,09
MOYUZ	665584	4547569	andesita	288 ± 2	5	0,350	0,89	0,30	0,02
BAÑOZ	674238	4536282	andesita	293 ± 1	15	0,039	4,30	0,34	0,18
HOZZ	682387	4531243	andesita	293 ± 7	11	0,051	3,80	0,25	0,11
ROYZ	688106	4524722	andesita	661 ± 8	5	0,880	0,02	0,42	0,38
MONZ	685218	4524494	dacita	292 ± 1	10	0,110	2,60	0,36	0,15

Tabla. 8.1. Principales datos de las muestras datadas: posición UTM (zona 30T), litología, edad Concordia (edad y margen de error, número de análisis, probabilidad y MSWD), y ratio Th/U (media y desviación estándar).

8.4.2. Edad del magmatismo calco-alcalino tardivarisco en la Cordillera Ibérica

Las edades Concordia calculadas resultan coherentes con las edades promedio y las curvas de probabilidad obtenidas en cada muestra (Figs. 8.5 a 8.16) y son consideradas como la mejor aproximación a la edad del principal o de los principales eventos de cristalización registrados en cada muestra. A lo largo de este apartado se discute el significado de dichas edades.

En las muestras ATUZ, NOZ, CODZ, MOYUZ, BAÑOZ, HOZZ y MONZ, únicamente se ha obtenido una edad Concordia cuyo valor se encuentra, dependiendo de cada muestra, entre los 293 y los 288 Ma (Tabla 8.1, Fig. 8.18). Estas edades corresponden, por tanto, a un corto intervalo temporal (5 Ma), se encuentran muy solapadas (más aún si consideramos sus márgenes de error) y resultan la mejor aproximación a la edad de cristalización de sus respectivas muestras.

En cada una de las muestras RILLZ, PARZ, CODZ y RIAC, se han obtenido dos edades. Las edades más jóvenes de cada muestra (291-285 Ma) se encuentran muy próximas a las edades calculadas para las muestras anteriores (293-288 Ma) y consideramos, precisamente por el simple hecho de ser las más jóvenes, que corresponden al último evento de cristalización de los distintos magmas a los que

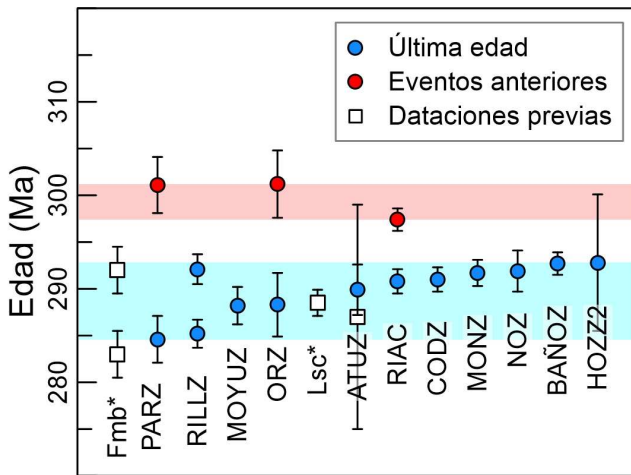


Fig. 8.18. Conjunto de todas las edades radiométricas obtenidas hasta la actualidad para el magmatismo estudiado ordenadas de menor a mayor. Dataciones previas: Fmb* (depósito piroclástico de Fombuena: Conte et al. 1987), Lsc* (microgabro de Loscos: Perini y Timmerman., 2008). ATUZ (sill de Atienza: Hernando et al. 1980). Las líneas negras verticales indican el margen de error de las dataciones.

corresponden y, por tanto, a la edad de las muestras. La mejor aproximación a la edad de cristalización del magma correspondiente a las 11 rocas que han sido datadas (sin contar con la muestra ROYZ) se encuentra por tanto comprendida en un estrecho intervalo de 8 Ma, entre los 293 y los 285 Ma (Fig. 8.18), que corresponde a las edades Sakmariense y Artinskiense de la época Cisuraliense.

La edad más antigua de la muestra RILLZ (292 Ma) se encuentra dentro del intervalo definido anteriormente (293-285 Ma), por lo que posiblemente corresponda a un episodio de cristalización previo dentro del sistema magmático que dio lugar al sill en el que se extrajo esta muestra o en un sistema distinto con el que posteriormente interactuó el

magma que formó dicho sill. En esta intrusión se encuentran reflejados por tanto dos eventos distintos dentro del periodo en el que, a la vista de los resultados obtenidos en el conjunto de muestras, el magmatismo estuvo activo (293-285 Ma).

Las edades más antiguas obtenidas en las muestras ORZ y PARZ resultan idénticas (301 Ma) y muy similares a la edad más antigua de la muestra RIAC (297 Ma). Este grupo de edades (301-297 Ma) se contextualiza temporalmente en la transición entre el magmatismo granítico que aflora en otros puntos del Macizo Ibérico (Gutiérrez-Alonso *et al.*, 2011, Villaseca *et al.*, 1995) y de los Pirineos (Esteban *et al.*, 2021) y el magmatismo tardi-varisco (293-285 Ma) que aflora en la Cordillera Ibérica, y es objeto de esta tesis. Dichas edades (301-297 Ma) reflejan por tanto eventos previos de cristalización cercanos temporalmente al magmatismo granítico tardivarisco aflorante en los principales macizos paleozoicos del SO de Europa y cuyos productos debieron interactuar posterior y parcialmente, con el magmatismo estudiado. Las tasas Th/U de los circones correspondientes a estas edades (0,16-0,45) son acordes a las esperables para los circones de rocas graníticas (Heaman *et al.* 1990; Williams, 2001; Pereira *et al.* 2014; Kirland *et al.* 2015). Además, la presencia de granitos en la corteza de la Cordillera Ibérica, queda reflejada en los enclaves de este tipo de roca que se encuentran en varios afloramientos ígneos como los de los diques de Maicas (Gil-Imaz *et al.*, 2009).

La edad obtenida en la muestra ROYZ es mucho más antigua a todas las demás (661 Ma). Teniendo en cuenta que los circones de esta muestra son mayoritariamente alotriomorfos, el número de análisis concordantes es muy bajo (5) y que los valores de la tasa Th/U de estos análisis son muy variados e incluyen valores metamórficos e ígneos (0,02-1,08; anexo electrónico 8.1), los circones con los que se ha calculado esta edad deben ser heredados de un evento tectono-magmático anterior.

El rango de edades obtenido en este trabajo para el magmatismo estudiado (293-285 Ma) es acorde a las 3 dataciones previas que se han realizado en él: 287 ± 12 Ma en el sill de Atienza (Hernando *et al.*, 1980); 289 ± 1 Ma en el microgabro de Loscos (Perini y Timmerman, 2008); y en Fombuena, 292 ± 3 y 283 ± 3 (Conte *et al.*, 1987). Las dos dataciones más jóvenes de las biotitas de Fombuena son ligeramente más recientes que las intrusiones más modernas datadas en esta tesis (PARZ: 285 ± 2 Ma y RILLZ: 285 ± 2 Ma), aunque se solapan con ellas si consideramos sus márgenes de error.

Los resultados obtenidos en esta tesis junto a las dataciones previas indican, en definitiva, que el magmatismo tardi-varisco estuvo activo en la Cordillera Ibérica durante un intervalo de al menos unos 8 Ma entre los 293 y los 285 Ma. Este intervalo quizás pueda ser más amplio si consideramos los errores de las dataciones realizadas (PARZ: 285 ± 2 Ma, RILLZ: 285 ± 2 Ma, HOZZ: 293 ± 7 Ma) y si tenemos en cuenta que solo han podido ser datados 14 (11 en esta tesis y 3 previamente) de los cientos de afloramientos de la Cordillera Ibérica. Sin embargo, creemos que resulta bastante representativo y que corresponde a la mayor parte de la actividad del magmatismo estudiado. La edad radiométrica del conjunto del magmatismo (293-285 Ma) es además coherente su edad relativa (Ramos, 1977; Hernando, 1980; Quintero *et al.*, 1981; Pérez-Arlucea, 1987; Conte *et al.*, 1987; Lago *et al.*, 1995; Lago *et al.*, 2005), expuesta al inicio de este capítulo.

Todas las andesitas tienen edades mayores o iguales a 288 Ma y tres de las cuatro dacitas datadas (RILLZ, PARZ y MOYUZ) tienen edades menores o iguales a 288 Ma, lo que podría sugerir la evolución temporal en la Cordillera Ibérica desde los fundidos andesíticos a los dacíticos. Sin embargo, la muestra MONZ, de composición dacítica, presenta una edad (292 Ma) muy similar a la de las muestras andesíticas más antiguas (BAÑÓZ y HOZZ, 293 Ma) y los rangos de edades de ambos grupos composicionales (dacitas y andesitas) se encuentran muy próximos, superponiéndose en gran medida si tenemos en cuenta los márgenes de error de las dataciones, por lo que esta hipótesis no puede confirmarse con seguridad.

Por otra parte, no se ha observado ninguna relación clara entre las edades de las muestras y su localización. El rango de edades de las muestras correspondientes a la Rama Castellana y al conjunto de la Zona Asturoccidental-leonesa es el mismo (292 – 285 Ma) y resulta prácticamente idéntico al de la Rama Aragonesa (293 – 285 Ma) y muy similar al de la Zona Cantábrica (293 – 288 Ma), teniendo en cuenta los límites de error de las dataciones (Fig. 8.19).

El histograma y la curva de probabilidad correspondiente a las edades de todos los circones datados en las muestras de este trabajo con porcentajes de Concordia entre el 95 y 105 %, presenta un único y claro pico entorno a los 291 Ma (Fig. 8.20). Aunque el número de análisis de cada muestra no es el mismo y por tanto las distintas muestras contribuyen de forma desigual al histograma y a la curva de probabilidad del conjunto, tanto el histograma como la curva de probabilidad, representan una buena aproximación a la variación de la intensidad del magmatismo a lo largo del tiempo para el conjunto de la Cordillera Ibérica. En este sentido, el pico de máxima probabilidad (291 Ma) puede considerarse como un buen indicador del momento de máxima actividad del magmatismo. Destaca además el brusco incremento entre el número de circones con edades de 280- 275 Ma (8 circones) y el número de circones con edades de entre 285-280 Ma (38 circones). De igual forma, resulta llamativo el brusco incremento entre el número de circones con edades de 310-305 (11 circones) y

los que presentan edades de 305-300 Ma (37 circones) (Fig. 8.20). El incremento a partir de los 280 Ma se correlaciona bien con los análisis concordantes más jóvenes (RILLZ: 285 ± 2 Ma, y PARZ: 285 ± 3 Ma). Por otra parte, el incremento en el número de circones con edades de menos de 305 Ma concuerda con las edades Concordia más antiguas de las muestras ORZ (301 ± 4 Ma), PARZ (301 ± 3 Ma) y RIAC (297 ± 1 Ma) (Tabla 8.1 y Fig. 8.18).

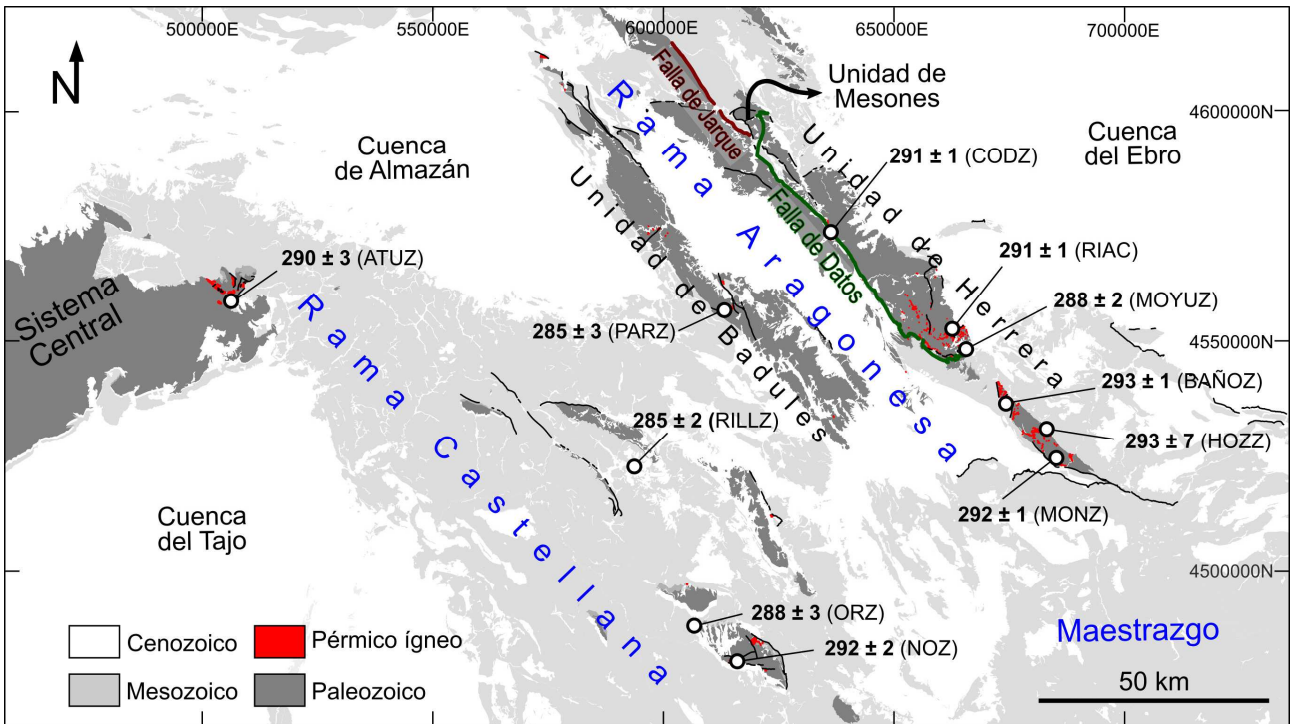


Fig. 8.19. Localización de las edades obtenidas en los afloramientos seleccionados, sobre el mapa geológico general del magmatismo estudiado.

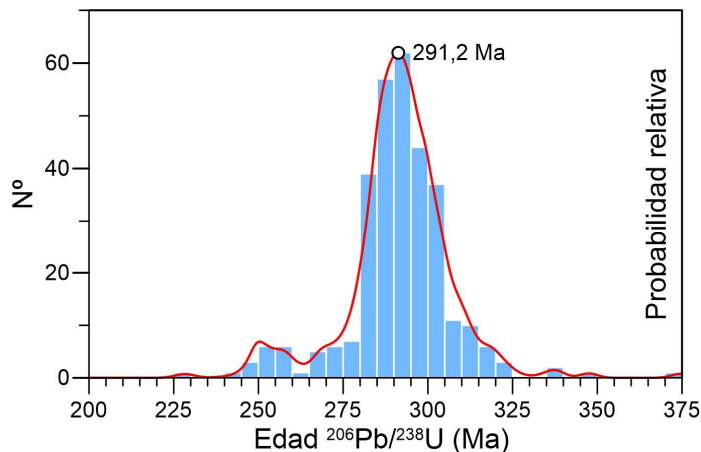


Fig. 8.20. Curva de probabilidad e histograma correspondiente a todos los circones analizados en este trabajo con edades de entre 200 y 375 Ma y porcentajes de Concordia de entre 95 y 105.

Los circones y núcleos de los circones con edades precámbricas (anexo electrónico 8.1, Fig. 8.3) deben de provenir de rocas que fueron incorporadas al magma durante la fusión de la corteza y el ascenso magmático hasta las condiciones subsuperficiales o superficiales. La mayor parte de ellos (39) tienen una edad de 680-580 Ma (anexo electrónico 8.1), que incluye la edad Concordia de 661 ± 8 Ma de la muestra ROYZ (Fig. 8.15). Esta edad es acorde a la de la Orogenia Cadomiense (Lancelot *et al.*, 1985; Fernández-Suárez *et al.*, 1998; Meinhold *et al.*, 2010). El resto se agrupan entorno a los intervalos

de edades de 1040-940 Ma (10 análisis) y 2000-1800 Ma (8 análisis). Sin embargo, tan solo se han encontrado 2 circones con edades de entre 1700 y 1200 Ma. Dentro del conjunto de núcleos de circones precámbricos datados, el predominio de circones Cadomienses, la escasez de datos entre

1700 y 1200 Ma y la presencia minoritaria de circones de 1040-940 Ma y 2000-1800 Ma, es común en circones de la corteza de otras áreas del Macizo Ibérico (Lancelot *et al.*, 1985; Fernández-Suárez *et al.*, 1999 y 2000b) y concuerda con una afinidad de la corteza correspondiente al NW de África (Meinhold *et al.*, 2010).

8.4.3. Correlación con otros afloramientos de este magmatismo en el SO de Europa

Las edades obtenidas indican que el magmatismo tardi-varisco se produjo en la Cordillera Ibérica durante la época Cisuraliense, en un intervalo de 8 Ma correspondiente al Sakmariense y al Artinskiense (293-285 Ma), y que este magmatismo tuvo lugar de forma prácticamente coetánea en la Zona Asturoccidental-leonesa (292-285 Ma) y en la Zona Cantábrica (293-288 Ma) del Macizo Ibérico en la Cordillera Ibérica. En el resto de la Zona Cantábrica el magmatismo tardi-varisco se encuentra representado por algunos depósitos volcánicos de composición dacítica y andesítica y edad Asseliense-Sakmariense (López-Gómez *et al.* 2019b), y granodioritas de 297-292 Ma (Gutiérrez-Alonso *et al.* 2011 y referencias que contiene). En la Zona Asturoccidental-leonesa el magmatismo tardi-varisco se caracteriza por tonalitas, monzogranitos y granodioritas de 295-290 Ma; Fernández-Suárez *et al.* 2000a) y en una menor proporción, otros plutones de composición intermedia-máfica y algunos leucogranitos de 290-285 Ma (Fernández-Suárez *et al.* 2000a). Las dataciones radiométricas realizadas en la Cordillera Ibérica (293-285Ma) son por tanto coherentes con las obtenidas previamente en otros sectores de estas zonas (297-285 Ma).

Este magmatismo se encuentra presente además en el resto del Macizo Ibérico, y en los principales macizos paleozoicos que afloran en el SW de Europa (Fig. 8.21), aunque con algunas diferencias en cuanto a su modo de emplazamiento y su composición. En la zona Centro Ibérica del Macizo Ibérico afloran un cortejo de diques microdioríticos (292 Ma, Orejana *et al.* 2020) y algunos leucogranitos, monzogranitos y granodioritas (297-289 Ma, Gutiérrez-Alonso *et al.* 2011 y referencias que contiene). En el Pirineo el magmatismo produjo el emplazamiento de dioritas e ignimbritas (304-283 Ma, Pereira *et al.* 2014; Druguet *et al.* 2014) y en la Cordillera Costero-catalana de granodioritas y tonalitas (291-282 Ma, Solé *et al.* 2002). En Cerdeña afloran depósitos volcánicos y subvolcánicos de composición andesítica y riolítica, granodioritas y monzogranitos (297-280 Ma, Gaggero *et al.* 2017; Secchi *et al.* 2022). Finalmente, en el Macizo Central Francés, aparecen numerosas capas de cenizas volcánicas de composición andesítica, riolítica y traquítica (298-284 Ma, Michel *et al.* 2015; Bruguier *et al.* 2003).

Todos estos afloramientos del SW de Europa tienen una edad comprendida en el rango de edades del magmatismo de la Cordillera Ibérica (293-285 Ma) o muy cercana a él y comparten su afinidad calco-alcalina, composición predominante ácida o intermedia y paleogeografía (Fig. 8.21), sugiriendo por tanto que el magmatismo calcoalcalino de composición ácida-intermedia se produjo durante el Asseliense-Artinskiense (Cisuraliense) a lo largo de todo el sector del Orógeno Varisco

que actualmente forma parte del SO de Europa. Estos resultados nos obligan a pensar en una causa común y global para el origen de este magmatismo.

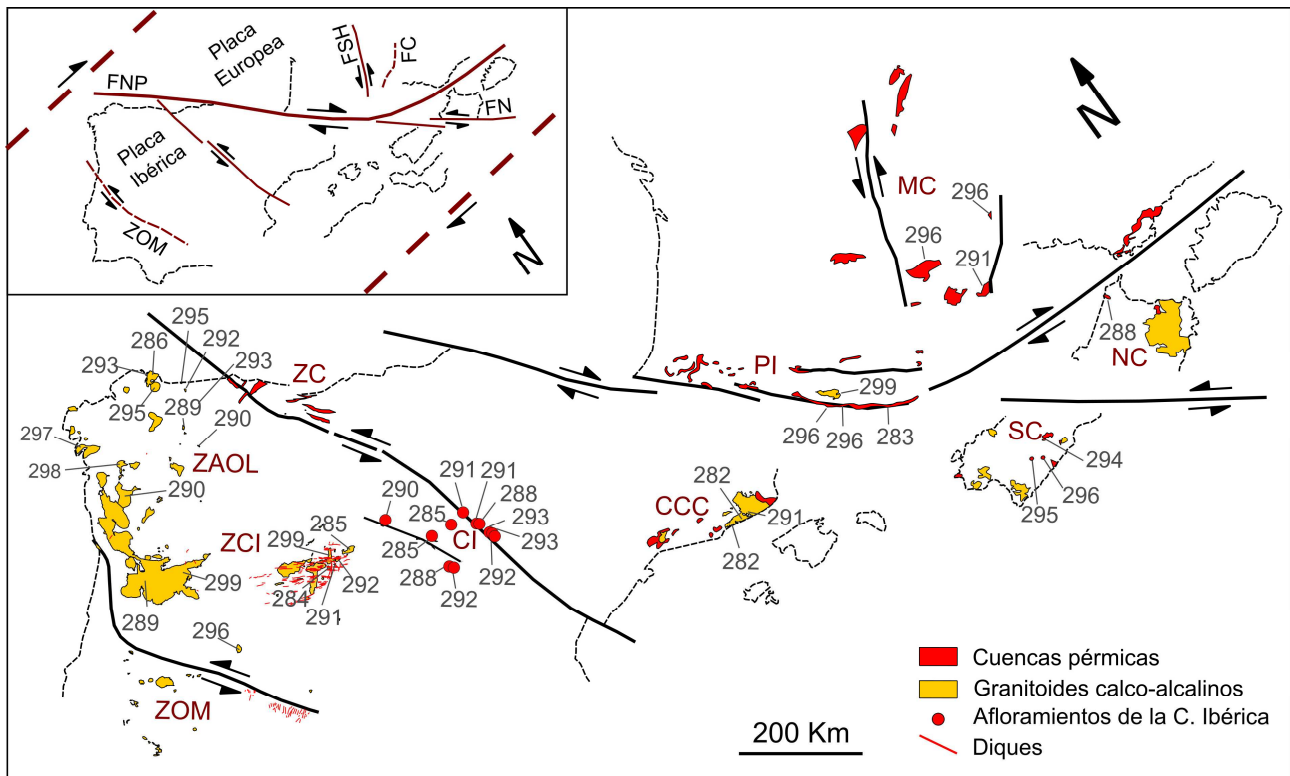


Fig. 8.21. Esquema paleogeodinámico del SW de Europa durante el Cisuraliense modificado a partir de Gretter et al. (2015), Gaggero et al. (2017) y López-Gómez et al. (2019a). Las principales fallas se sintetizan en el recuadro superior izquierdo. CCC: Cordillera Costero-catalana, FC: Falla de Cévennes, FN: Falla de Nuoro, FNP: Falla Norpirenaica, FSH: Falla de Sillon–Houiller, PI: Pirineo, MC: Macizo Central, NC: Norte de Cerdeña, SC: Sur de Cerdeña, ZAOL: Zona Asturoccidental-leonesa, ZC: Zona Cantábrica, ZCI: Zona Centro Ibérica, ZOM: Zona de Osa Morena. Las etiquetas indican la edad radiométrica de los afloramientos cisuralienses de rocas ígneas. Las edades de la Cordillera Ibérica han sido obtenidas en este trabajo, el resto han sido tomadas de Villaseca et al. (1995), Días et al. (1998), Neiva et al. (2009), Gutiérrez-Alonso et al. (2011) y Orejana et al. (2020), para la ZCI; Fernández-Suárez et al. (2000a) y Gutiérrez-Alonso et al. (2011), para la ZAOL; Gutiérrez-Alonso et al. (2011) para la ZC; Solé et al. (2002) para la CCC; Pereira et al. (2014) para el Pirineo; Bruguier et al. (2003) y Michel et al. (2015) para el Macizo Central Francés; y Gaggero et al. (2017) para SC y NC.

8.5. Conclusiones

El magmatismo calcoalcalino estudiado se produjo en la Cordillera Ibérica en el Cisuraliense (Pérmico). En concreto, las 11 intrusiones subvolcánicas que se han podido datar en este trabajo, y que corresponden a algunos de los afloramientos más significativos de este magmatismo, presentan una edad de entre 293 ± 1 Ma y 285 ± 2 Ma (Sakmariense y Artinskiense) que concuerda tanto con su edad relativa (paleobotánica, estratigráfica y estructural) como con las tres dataciones radiométricas previamente obtenidas para este magmatismo en la Cordillera Ibérica (Hernando et al., 1980; Conte et al. 1987 y Perini and Timmerman, 2008). Aunque no se descarta que otros afloramientos puedan tener edades ligeramente más modernas o más antiguas, los resultados obtenidos evidencian que fue en este intervalo correspondiente a 8 Ma (293-285 Ma), cuando el magmatismo centró la mayor parte de su actividad. El histograma y curva de probabilidad

correspondiente al conjunto de los análisis realizados en este trabajo, sugieren que el magmatismo tuvo su pico de mayor actividad concretamente en torno a hace 291 Ma, en el Sakmariense. No se ha observado una relación clara entre la edad y la composición de las rocas, aunque 3 de las 4 muestras de composición más ácida que se han datado en este trabajo, presentan las edades más jóvenes (285-288 Ma). Tampoco se han observado diferencias significativas entre la edad del magmatismo en la Zona Asturoccidental-leonesa (292 – 285 Ma) y en la Zona Cantábrica (293-288 Ma) considerando los márgenes de error de las dataciones.

Las edades obtenidas junto a la composición (calcoalcalina y predominante intermedia-ácida) de este magmatismo en la Cordillera Ibérica, nos ha permitido correlacionarlo con numerosos afloramientos del resto del SO de Europa (Macizo Ibérico, Pirineos, Cordillera Costero-catalana, Macizo Central Francés y Cerdeña). Este hecho confirma la presencia de un magmatismo cisuraliense, calcoalcalino y predominantemente intermedio-ácido a lo largo de todo el dominio suroeste de la zona europea del Orógeno Varisco.

Capítulo 9:

Arquitectura de los sistemas magmáticos

El sistema magmático de las andesitas de Atienza



9. Arquitectura de los sistemas magmáticos

El sistema magmático de las andesitas de Atienza

Conocer la arquitectura de un antiguo sistema magmático requiere un detallado estudio petrológico, composicional y barométrico de los minerales y rocas a las que ha dado lugar, así como desentrañar los principales procesos magmáticos que han intervenido durante su evolución. Para este propósito se han seleccionado las rocas andesíticas del sector de Atienza debido a que incluyen el sill de mayores dimensiones de entre los que afloran en la Cordillera Ibérica (Fig. 3.2), corresponden a la composición predominante del magmatismo estudiado (andesítica), presentan un bajo grado de alteración, y contienen cristales sanos de anfíbol con un interesante zonado petrográfico y composicional, que pueden aportar una valiosa información termobarométrica. El objetivo último de este apartado es descifrar la arquitectura del sistema magmático que dio lugar a las andesitas de Atienza, y los procesos magmáticos que ocurrieron en este sistema. Estos datos aportarán una interesante información que puede ayudar además a constreñir en el próximo capítulo, las causas petrogenéticas del magmatismo.

9.1. Petrografía

Las rocas de Atienza presentan una textura porfídica (Fig. 9.1a, b) con aproximadamente un 40% de fenocristales de plagioclasa (55%), anfíbol (30%), biotita (13%) y en algunos casos granate (<2%) y ortopiroxeno (< 1%) (porcentajes obtenidos por estimación visual). Los fenocristales presentan distintos grados de alteración y en algunos casos están reemplazados por clorita, calcita o minerales opacos. Además, las rocas frecuentemente contienen xenocristales de cuarzo y xenolitos de pizarras negras y metapelitas.

Los fenocristales de plagioclasa alcanzan 3,2 mm, son subhedrales y tienen un zonado oscilatorio. Algunos están completamente reemplazados por minerales secundarios, aunque muchos de ellos se preservan bastante sanos. Además, algunos cristales presentan núcleos redondeados rodeados por un zonado oscilatorio. Ocasionalmente presentan horizontes de reabsorción similares a los descritos por Ruprecht y Worner (2007), Smith *et al.* (2009) o Shcherbakov *et al.* (2011), que cortan al zonado oscilatorio.

Los cristales de anfíbol corresponden mayoritariamente a fenocristales subhedrales o anhedrales de hasta 2,2 mm. Aunque frecuentemente también aparecen formando parte de asociaciones glomeroporfídicas. En algunos fenocristales y cristales de las asociaciones glomeroporfídicas se aprecia una fuerte zonación y en muchos casos se distinguen núcleos más o menos redondeados. La mayor parte de los fenocristales y de las asociaciones glomeroporfídicas presentan coronas formadas por microcristales de clinopiroxeno, anfíbol, plagioclasa, biotita, ilmenita, magnetita, titanomagnetita y apatito. El resto de los anfíboles muestran bordes con texturas de reabsorción.

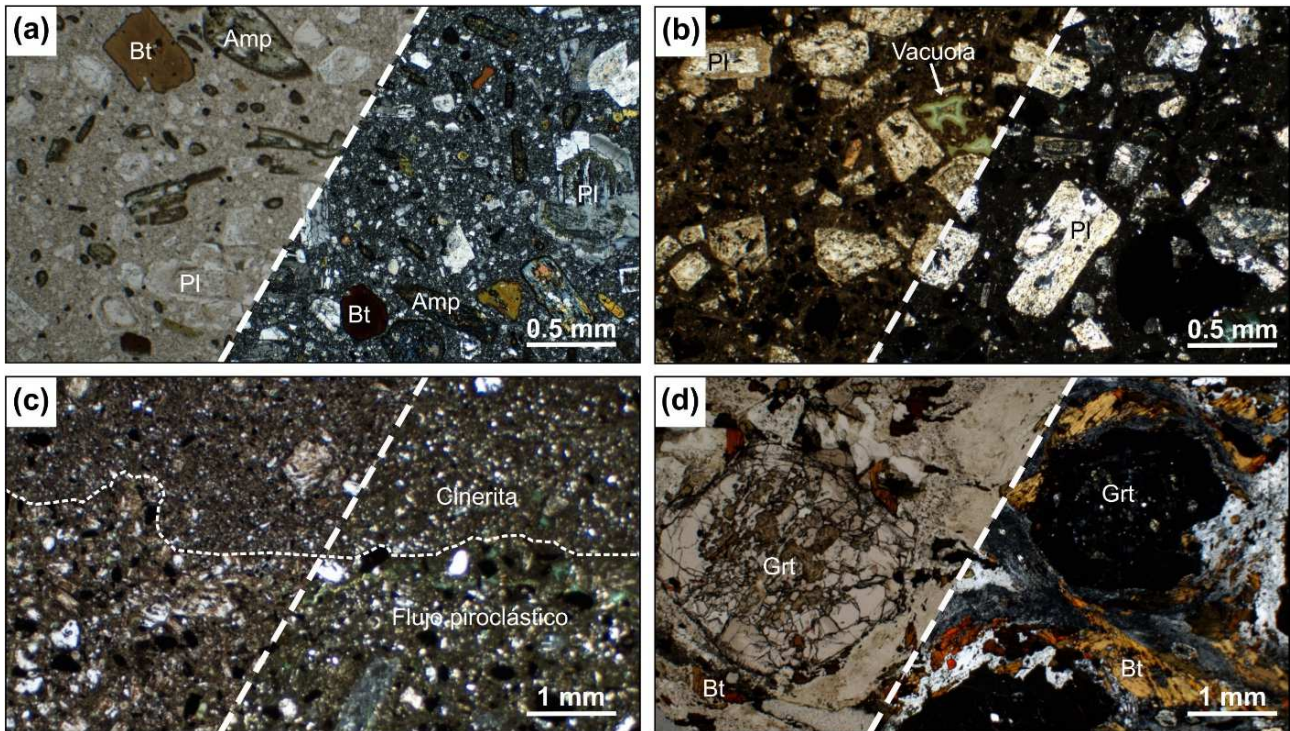


Fig. 9.1. Microfotografías realizadas con el microscopio petrográfico de luz transmitida en niculos paralelos (parte izquierda) y cruzados (parte derecha) de ejemplos representativos de una roca subvolcánica (a), una roca piroclástica (b), el contacto entre las rocas correspondientes a un flujo piroclástico y las correspondientes a un depósito de cenizas volcánicas (c), y un xenolito metapelítico (d), del sector de Atienza.

La biotita aparece mayoritariamente como cristales euhedrales bastante homogéneos de hasta 0,8 mm. Pero también se presenta como inclusiones dentro del anfíbol o más comúnmente, reemplazando al anfíbol y formando pseudomorfos de este mineral. Además, también se distinguen otros cristales de biotita de hasta 1 mm mucho más anhedrales, con numerosas inclusiones, colores rojizos y más oscuros, y bordes reabsorbidos. Las características de estos últimos cristales son similares a las de las biotitas que presentan los xenolitos metapelíticos, de dónde parecen provenir.

Los granates alcanzan 1 cm y en muchos casos, especialmente en los cristales de mayor tamaño, presentan núcleos con numerosas fracturas, un aspecto moteado, e inclusiones de biotita, ilmenita, rutilo y apatito. La textura de estos núcleos es prácticamente idéntica, como ocurría en el caso de algunas biotitas, a la de los cristales de granate presentes en los xenolitos metapelíticos. Estos núcleos se encuentran rodeados por mantos homogéneos, con un aspecto mucho más límpido y menos fracturado, que presentan escasas inclusiones correspondientes a minerales propios del resto de la roca ígnea.

El ortopiroxeno y el circón son minerales accesorios (<1%). Los fenocristales de ortopiroxeno son subhedrales y tienen un tamaño de hasta 1,2 mm. Los cristales de circón son prismáticos y euhedrales o anhedrales con un tamaño de entre 100 y 250 μm , sus características se encuentran más ampliamente descritas en el capítulo 8.3. Finalmente, el cuarzo aparece como xenocristales redondeados de hasta 0,8 mm.

En el caso del sill y los diques, la matriz de las rocas es microcristalina (Fig. 9.1a) y está constituida predominantemente por plagioclasa, aunque también presenta cuarzo, apatito y ocasionalmente,

en una proporción mucho más escasa, minerales opacos. Las rocas piroclásticas, sin embargo, presentan una matriz vítrea con un bajo contenido en vacuolas (Fig. 9.1b). Además, muestran fragmentos juveniles de tamaño centimétrico y decimétrico con unas características comunes a las del resto de rocas, y una matriz vítrea o microcristalina. Finalmente, las rocas correspondientes a las cenizas volcánicas presentan las mismas fases que las observadas en el resto de rocas y pequeños fragmentos de vidrio (Fig. 9.1c).

Los xenolitos metapelíticos (Fig. 9.1d) alcanzan hasta 8 cm, tienen bordes reabsorbidos, frecuentes interdigitaciones de la andesita, y habitualmente contienen además de biotita y granate, sillimanita y ortosa.

9.2. Química mineral

9.2.1. Feldespatos

La mayor parte de los feldespatos (fenocristales, y microcristales de la matriz y de las coronas de anfíbol) son plagioclasas con una composición que varía entre labradorita (An_{58}, Ab_{41}, Or_1) y andesina (An_{36}, Ab_{61}, Or_3) (Fig. 9.2, Tabla 9.1, anexo electrónico 9.1). El zonado oscilatorio de los fenocristales es de gran amplitud (con variaciones en el contenido en anortita de hasta el 16%) y de baja frecuencia (Viccaro *et al.*, 2010). Usualmente presentan horizontes de reabsorción y núcleos redondeados ricos en Na sobre los que crece una zona más rica en anortita. Sin embargo, no se observa una tendencia clara en la evolución composicional general del centro al borde de los cristales.

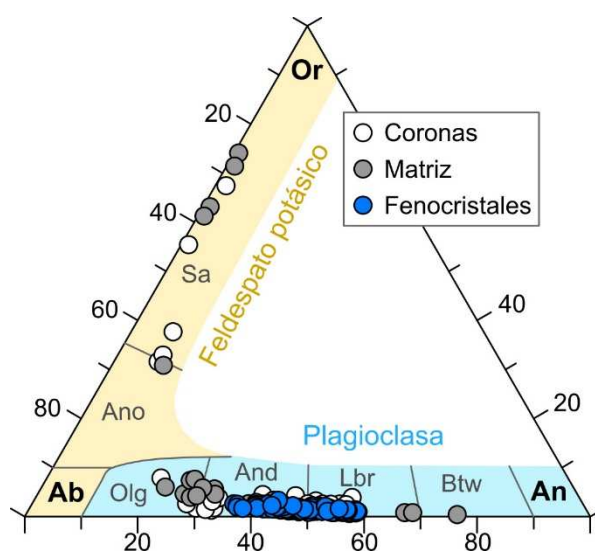


Fig. 9.2. Diagrama de clasificación de la plagioclasa. Abreviaturas: An (anortita), Ab (albita), And (andesina), Ano (anortoclasa), Btw (bitownita), Lbr (labradorita), Olg (oligoclasa), Or (ortosa), Sa (sanidina).

Por otra parte, algunos microcristales de la matriz y de las coronas de anfíbol presentan composiciones mucho más evolucionadas que el resto de análisis, que varían entre la andesina (An_{33}, Ab_{66}, Or_2) y la sanidina (An_1, Ab_{24}, Or_{74}) (Fig. 9.2). Finalmente, tres de los microcristales analizados en la matriz presentan valores excepcionalmente altos de anortita, cuyas composiciones varían entre bitownita (An_{76}, Ab_{23}, Or_1) y labradorita (An_{67}, Ab_{32}, Or_1).

9.2.2. Anfíbol

Los anfíboles corresponden a pargasita, magnesio-hastingsita y tschermakita según la clasificación de Leake *et al.*, (1997) (anexo electrónico 9.1). En función de sus características composicionales y

petrográficas se distinguen, además de los microcristales de las coronas, anfíboles correspondientes a asociaciones glomeroporfídicas a los que hemos llamado G (Fig. 9.3a), y núcleos y mantos de fenocristales a los que hemos llamado respectivamente N y M (Fig. 9.3b, c). A continuación, se detallan sus características.

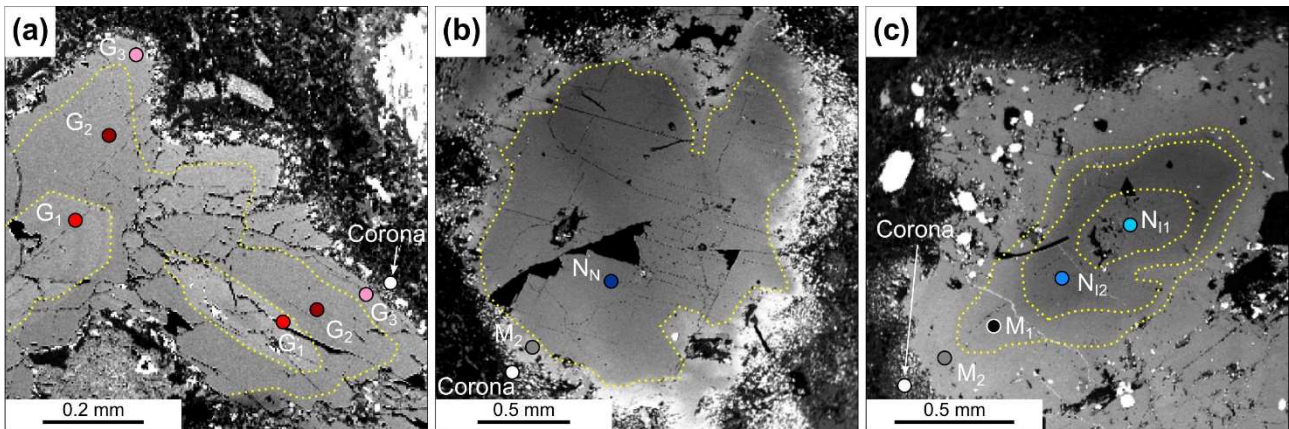


Fig. 9.3. Imágenes de electrones retrodispersados de los anfíboles y sus zonados. **(a)** Anfíboles glomeroporfídicos (tipo G). **(b)** Anfíbol con núcleo de zonado normal (N_N). **(c)** Anfíbol con núcleo de zonado inverso (N_I)

Los anfíboles de tipo G presentan los valores más altos (> 73.5) de mg^* [$100 * Mg / (Mg + Fe^{2+} + Fe^{3+})$ apfu] y CaO ($> 11,5$ %; Tablas 9.1 y 9.2). Dentro de ellos se distinguen tres zonas composicionales correspondientes al núcleo (zona G_1), el manto (Zona G_2) y el borde (Zona G_3) de los cristales (Fig. 9.3). El núcleo (zona G_1) tiene un valor de mg^* de entre 74,6 y 77,2 y de CaO de entre 11,5 y 11,8 % (Fig. 9.4, Tabla 9.1). El manto forma respecto al núcleo un zonado inverso y presenta los valores más altos de mg^* (77,6-79,8) y de CaO (11,6-12,1 %) de todas las composiciones identificadas en este estudio (Fig. 9.4, Tablas 9.1 y 9.2). Finalmente, el borde (zona G_3) es, de entre las tres zonas correspondientes a los anfíboles de las asociaciones glomeroporfídicas (tipo G), el que presenta menor valor de mg^* (73,5-77,2). Su valor de CaO (11,5-12,1 %) es similar al de la zona G_2 (Fig. 9.4, Tabla 9.1).

Los núcleos de los anfíboles (N) tienen un valor de mg^* de entre 60,3 y 77,4; y de CaO de entre 10,6 y 11,8 % (Fig. 9.4; Tabla 9.2). Dentro de este grupo se diferencian a su vez 2 grandes subgrupos según su zonado y composición. Algunos núcleos, a los que hemos denominado N_N , presentan un zonado normal y otros, a los que hemos denominado N_I , muestran un zonado inverso (Fig. 9.3). Los núcleos con zonado normal (N_N) tienen un valor de mg^* (71,9-77,4) y de CaO (11,1-11,8 %) más elevado que los de zonado inverso (N_I : $mg^* = 60,3-71,7$; CaO = 10,6-11,7 %). El valor de mg^* de la parte interna de los núcleos con zonado inverso, a la que hemos llamado N_{I1} , es de 60,3-65,2, mientras que el de la parte externa, a la que hemos llamado N_{I2} , es de entre 66,1 y 71,7 (Fig. 9.4, Tabla 9.2).

Mineral	Pl			Amp					Bt					Px			Grt			
	ATU-D2	ATU-D1	ATU-4	ATU-11	ATU-D1	ATU-D1	ATU-D1	ATU-4	ATU-4	ATU-4	ATU-D1	ATU-12	ATU-4	ATU-9	ATU-12	ATU-4	ATU-D1	ATU-9	AT-6	
Tipo	Fenoc.	Matriz	Corona	G ₁	G ₂	G ₃	N _N	N ₁₁	N ₁₂	M ₁	M ₂	R	Fenoc.	Borde	Corona	Fenoc.	Corona	Ígneo	Met.	
#	204	119	117	330	56	345	6	196	198	200	9	53	210	100	21	184	49	72	101	
SiO ₂	53,15	61,52	59,63	41,00	41,13	41,81	41,80	42,20	42,02	41,78	42,13	43,72	35,07	35,96	34,45	50,85	49,54	37,71	37,49	
TiO ₂	0,02	0,02	0,04	2,19	2,35	2,10	2,35	1,68	2,10	2,26	1,72	1,3	4,22	4,10	4,00	0,09	0,63	0,23	0,00	
Al ₂ O ₃	29,58	23,88	24,41	14,55	14,19	14,26	15,24	14,99	15,01	12,83	12,65	10,86	16,68	16,10	16,79	0,91	4,08	22,38	22,39	
MgO	0,00	0,07	0,10	15,94	16,27	16,03	14,81	12,46	13,12	11,35	11,59	12,16	11,76	14,71	11,12	17,23	14,85	4,71	5,00	
FeO _T	0,07	0,33	0,66	8,92	8,01	8,7	9,13	12,81	10,71	15,81	16,51	16,93	18,99	14,18	19,72	29,85	8,65	27,89	32,24	
MnO	0,00	0,00	0,04	0,06	0,11	0,12	0,14	0,21	0,18	0,26	0,26	0,3	0,03	0,05	0,11	0,71	0,29	1,45	0,78	
CaO	11,86	5,55	6,58	11,69	12,11	11,77	11,72	11,06	11,25	10,93	10,41	9,89	0,15	0,02	0,05	0,53	21,36	5,71	2,01	
Na ₂ O	4,55	7,62	7,51	2,31	2,46	2,23	2,22	1,95	1,93	1,53	2,58	2,61	0,54	0,49	0,54	0,01	0,79	0,01	0,04	
K ₂ O	0,19	0,82	0,58	0,65	0,65	0,61	0,77	0,73	0,75	0,97	0,57	0,32	7,86	8,75	7,60	n.d.	0,02	n.d.	n.d.	
F	n.d.	n.d.	n.d.	0,13	0,26	0,36	0,09	0,18	0,11	0,09	0,12	0,76	0,63	1,33	0,35	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	
Cl	n.d.	n.d.	n.d.	0,02	0,02	0,02	0,04	0,06	0,04	0,26	0,11	0,13	0,25	0,17	0,23	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	
Total	99,43	99,86	99,60	97,59	97,77	97,5	98,31	98,34	97,22	98,05	98,65	99,1	96,19	95,86	94,94	100,19	100,21	100,09	99,95	
Class	An 58	An 27	An 32														En 50	En 42	Pir 19	Pir 20
	Ab 41	Ab 68	Ab 65														Fs 49	Fs 14	Alm 62	Alm 72
	Or 1	Or 5	Or 3														Wo 1	Wo 44	Gro 16	Gro 8
mg*				76,11	78,36	76,67	74,0	63,4	68,6	56,1	55,6	56,1				50,1	74,7	23,1	21,7	
XFe													0,48	0,35	0,24					

Tabla 9.1. Contenido de los elementos mayores de ejemplos representativos de cada fase mineral (la fórmula estructural de estos y el resto de análisis de los minerales de las rocas ígneas de Atienza se muestra en el anexo electrónico 9.1). Alm: almandino; Class: clasificación; En: enstatita; FeO_T: hierro total expresado como FeO; Fs: Ferrosilita; Gro: grosularia; mg* = 100*Mg/(Mg+Fe²⁺+Fe³⁺); n.d.: por debajo del límite de detección; Pir: piropo; Wo: wollastonita; XFe: Fe²⁺/(Fe²⁺+Mg) apfu.

Zone	G ₁	G ₂	G ₃	N _N	N ₁₁	N ₁₂	M ₁	M ₂	R
CaO (wt.%)	11,5 - 11,8	11,6 - 12,1	11,5 - 12,1	11,1 - 11,8	10,9 - 11,3	10,6 - 11,7	10,4 - 11,8	9,8 - 11,2	9,5 - 12,4
mg*	74,6 - 77,2	77,6 - 79,8	73,5 - 77,3	71,9 - 77,4	60,3 - 65,2	66,1 - 71,7	56,1 - 71,2	51,7 - 60,7	53,4 - 67,8
T (°C)	995 ± 22	1010 ± 22	1009 ± 24	957 ± 26	922 ± 22	949 ± 24	922 ± 22	881 ± 22	-
P (kbar)	7,8 ± 1,8	8,0 ± 1,5	7,8 ± 1,3	6,1 ± 1,8	5,3 ± 0,6	5,8 ± 1,4	4,9 ± 0,9	3,8 ± 0,8	-
Profundidad (km)	31 ± 7	31 ± 5	31 ± 5	24 ± 6	21 ± 2	23 ± 5	20 ± 3	16 ± 3	-
SiO ₂ fundido	50 ± 2	50 ± 1	52 ± 1	56 ± 4	57 ± 3	56 ± 2	59 ± 3	64 ± 2	
Nº	7	12	6	24	10	19	80	109	14

Tabla 9.2. Datos composicionales y geotermobarométricos de los distintos tipos y zonas de los anfíboles.

Los mantos de los fenocristales (M) presentan las composiciones más evolucionadas, con un valor de mg^* de entre 51,7 y 71,2 y un valor de CaO de entre 9,8 y 11,8 % (Fig. 9.4; Tabla 9.2) y tienen un zonado normal. Su zona más interna, a la que hemos denominado M_1 , presenta un valor de mg^* de entre 56,1 y 71,2 y de CaO de entre 10,4 y 11,8 %; mientras que su parte externa, a la que hemos denominado M_2 , tiene un valor de mg^* de entre 51,7 y 60,7 y un valor de CaO de entre 9,8 y 11,2 %.

No todos los cristales tienen las zonas M_1 y M_2 , algunos presentan solo una de ellas (Fig. 9.3b), pero, en cualquier caso, las composiciones M_1 nunca rodean a las M_2 y, sin embargo, el proceso contrario es muy frecuente.

Finalmente, los microcristales de las coronas tienen un amplio rango de variación composicional, con valores de mg^* de entre 53,4 y 67,8 y de CaO de entre 9,5 y 12,4 % (Fig. 9.4, Tabla 9.2).

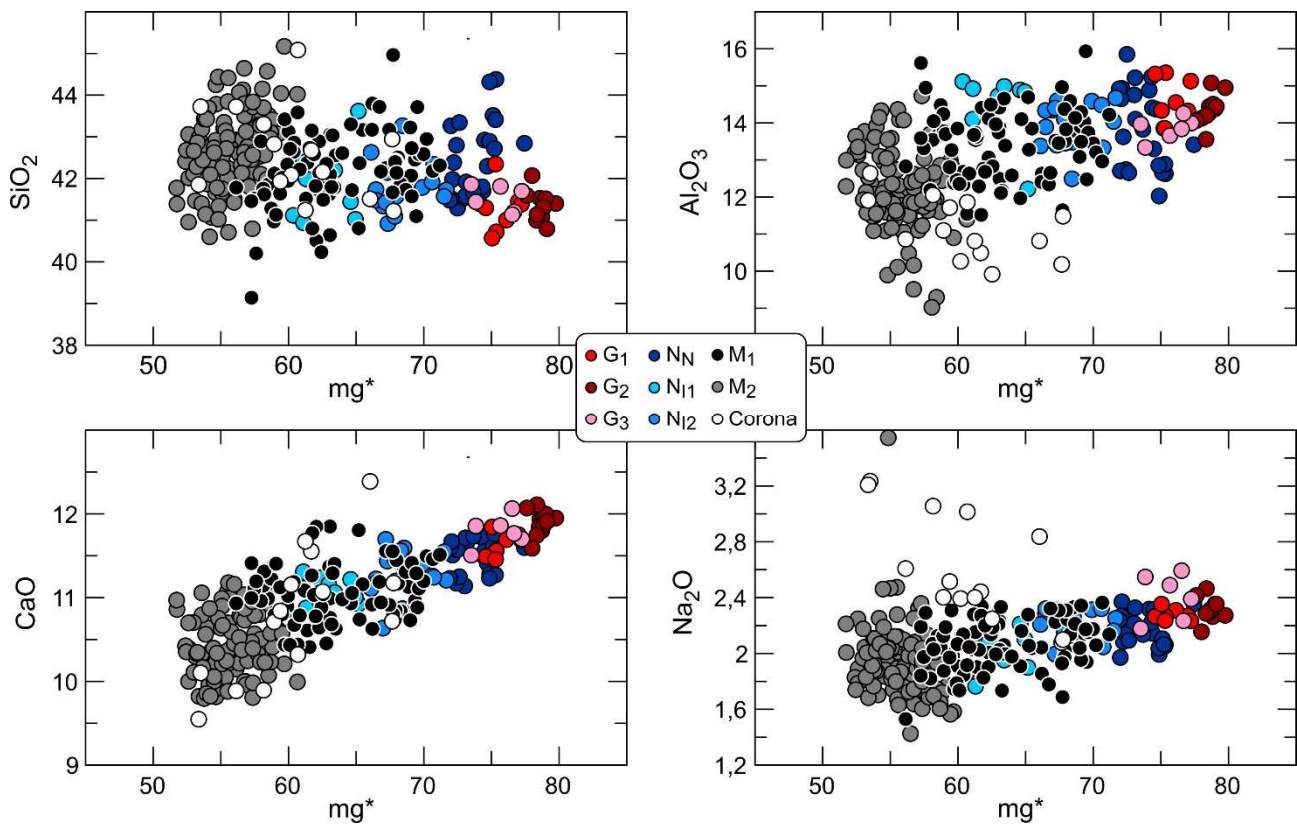


Fig. 9.4. Variaciones composicionales de los anfíboles. $mg^* = 100 * Mg / (Mg + Fe^{2+} + Fe^{3+})$.

9.2.3. Biotita

Composicional y petrográficamente se diferencian tres tipos de biotita (Fig. 9.5). El tipo 1 corresponde a los fenocristales. Tiene un XFe $[Fe^{2+}/(Fe^{2+}+Mg) \text{ apfu}]$ de entre 0,42 y 0,50 y su Al^{IV} varía entre 1,24 y 1,4 (apfu) (Fig. 9.5, Tabla 9.1, anexo electrónico 9.1). El tipo 2 corresponde a los bordes de los fenocristales, los pseudomorfos de anfíbol, y algunas inclusiones en los fenocristales de anfíbol. Su XFe varía entre 0,26 y 0,4 y su Al^{IV} es similar a las biotitas de tipo 1 (Fig. 9.5, Tabla 9.1, anexo electrónico 9.1).

Finalmente, el tipo 3, está formado por los microcristales desarrollados en las coronas de los anfíboles. Este grupo presenta valores de XFe de entre 0,22 y 0,37 y un valor de Al^{IV} más bajo que el de los grupos previos (1,07-1,24; Fig. 9.5). Las biotitas anhedrales y con texturas de reabsorción no han sido consideradas porque probablemente se encuentran relacionadas con un origen metamórfico vinculado a los xenolitos metapelíticos que contienen estas rocas.

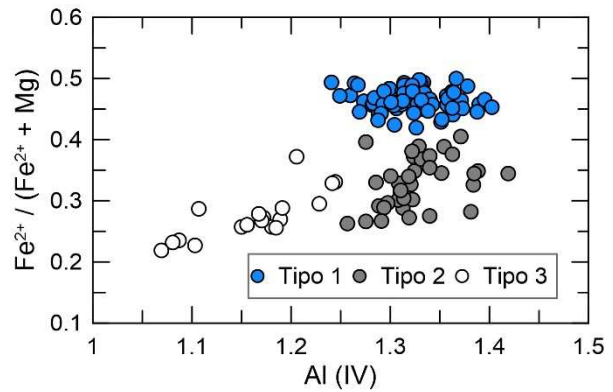


Fig. 9.5. Diagrama composicional de las biotitas del sector de Atienza. La correspondencia petrográfica de cada tipo composicional se explica en el texto.

9.2.4. Piroxeno

El ortopiroxeno tiene una composición muy homogénea (En_{45-53} , FS_{46-53} , Wo_1), con un mg^* $[100 * Mg / (Mg + Fe^{2+} + Fe^{3+})]$ de entre 47 y 54 (Fig. 9.6, Tabla 9.1, anexo electrónico 9.1). El clinopiroxeno de las coronas de los anfíboles tiene una composición de augita (En_{42-40} , FS_{25-13} , Wo_{45-33}) con un rango de mg^* de entre 62 y 78 (Fig. 9.6, Tabla 9.1, anexo electrónico 9.1).

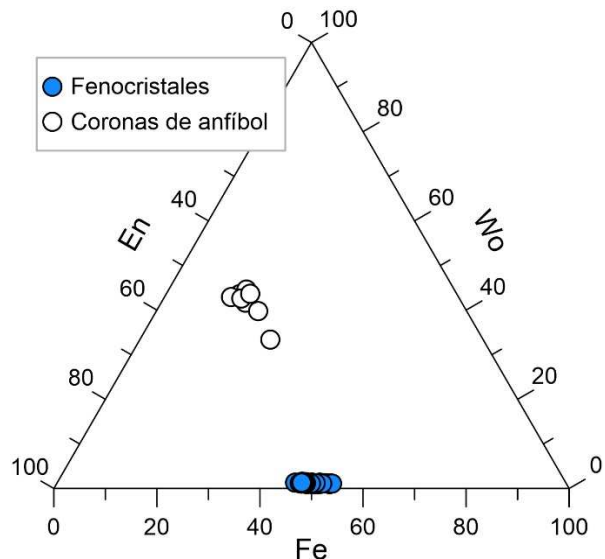


Fig. 9.6. Diagrama composicional de los piroxenos

9.2.5. Granate

Los granates son, en todos los casos, ricos en almandino (50-73 mol %) y pobres en grosularia (0-17 mol %). Sin embargo, se distinguen en ellos cuatro tipos distintos de composiciones que hemos llamado M_1 , M_2 , I_1 e I_2 (Fig. 9.7).

Las composiciones de tipo M_1 tienen un bajo valor de MgO (3,6-5,3 %), un elevado valor de FeO_2 (28,6-32,7 %), un amplio rango de valores de MnO (0,3-3,6 %) y un valor en CaO de entre 1,8 y 4,2 % (Fig. 9.7, anexo electrónico 9.1). Se localizan frecuentemente en los núcleos de los fenocristales, nunca rodean a ninguna de las otras composiciones y suelen corresponder a zonas con numerosas y pequeñas inclusiones.

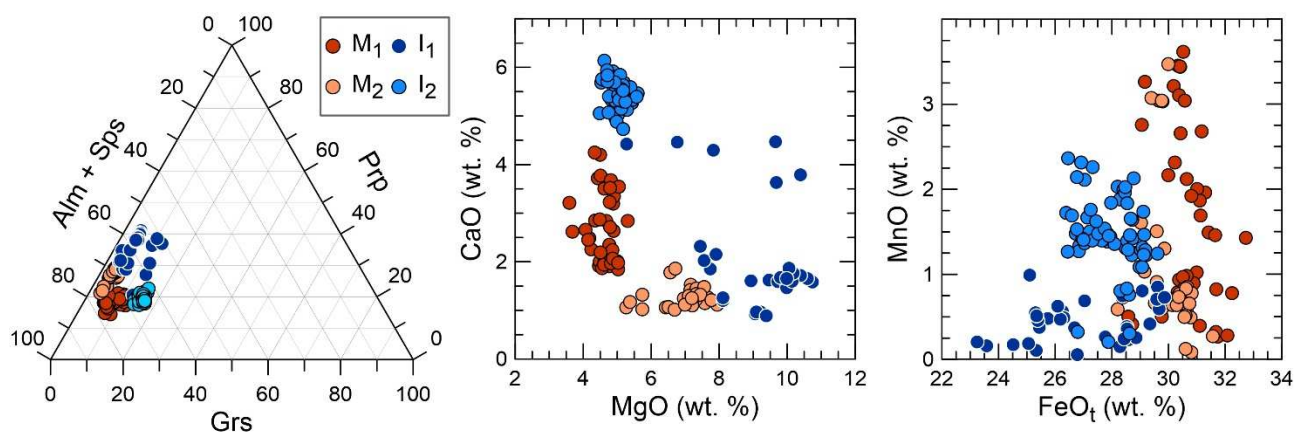


Fig. 9.7. Diagramas composicionales de los granates de las rocas de Atienza. **(a)** Diagrama de clasificación. **(b)** Diagrama discriminatorio en base al contenido en MgO (%) vs. el contenido en CaO (%). **(c)** Diagrama discriminatorio en base al contenido en FeO₂ (%) vs el contenido en MnO (%).

Las composiciones de tipo M₂ se encuentran frecuentemente creciendo sobre las de tipo M₁, respecto a las cuales tienen un valor más alto de MgO (5,3-7,9 %), más bajo de CaO (1,0-1,9 %) y similar de FeO₂ (28,2-31,6 %) y MnO (0,1-3,5 %) (Fig. 9.7, anexo electrónico 9.1). A veces, estas zonas composicionales presentan un aspecto moteado o sucio, mientras que en otros casos tienen un aspecto límpido.

Las composiciones de tipo I₁ siempre se encuentran creciendo sobre composiciones de tipo M₁ o M₂, con las que habitualmente forman un contacto bastante neto. En los granates pertenecientes a zonas próximas al borde de los enclaves, forman el borde de los cristales. Sus composiciones son las que alcanzan mayores valores de MgO (5,3-10,7 %) y las que tienen menor contenido en MnO (0,1-1,0 %) y FeO₂ (23,2-29,9 %). Su valor en CaO es muy amplio (4,7-6,1 %) y similar al del conjunto de las zonas M₁ y M₂ (Fig. 9.7, anexo electrónico 9.1). Su textura es en todos los casos y a diferencia de la de las zonas correspondientes a las composiciones M₁ y M₂, muy límpida.

Finalmente, las composiciones de tipo I₂ crecen sobre las de tipo M₂ o I₁, con las que presentan contactos netos y en algunos casos alabeados o de reabsorción. Muestran unos valores muy homogéneos de MgO (4,5-5,6 %) y sus valores de CaO (4,7-6,1 %), además de ser también muy homogéneos, son los más elevados de entre todas las composiciones. Su contenido en FeO (26,4-29,6 %) presenta unos máximos similares al de las composiciones de tipo I₁ y menor al de las composiciones de tipo M₁ y M₂. Su contenido en MnO (Fig. 9.7) es, en la mayor parte de los casos, más elevado que el de la zona I₁ (1,0-2,4 %), aunque algunos escasos análisis muestran valores similares a las composiciones de tipo I₂ (0,2-1,0 %) (Fig. 9.7, anexo electrónico 9.1).

9.3. Equilibrios anfíbol-líquido y piroxeno-líquido

El equilibrio entre los anfíboles y el fundido, y entre los piroxenos y el fundido, ha sido evaluado aplicando el diagrama de Rhodes (Fig. 9.8). En ellos se ha tomado la composición de roca total como referencia de la composición del fundido. Para el cálculo de los equilibrios de los anfíboles se ha

empleado un valor de la constante de equilibrio de $0,28 \pm 0,11$ (Putirka, 2016) y para el cálculo de los equilibrios del ortopiroxeno un valor de $0,29 \pm 0,06$ (Putirka, 2008).

Los anfíboles muestran una amplia y continua variabilidad en su situación de equilibrio respecto al fundido (Fig. 9.8a). Los anfíboles de tipo G tienen composiciones ligeramente más primitivas que las correspondientes a la roca total (Fig. 9.8a). Los núcleos con zonado normal (N_N) están en equilibrio y las partes externas de los núcleos con zonado inverso (N_{I1}) también están en equilibrio o muy próximas a él (Fig. 9.8a). Sin embargo, la composición de la parte interna de los núcleos con zonado inverso (N_{I2}) es ligeramente más evolucionada que la de la roca total. Los anfíboles del manto con composiciones M_1 presentan un amplio rango de valores de mg^* , algunos próximos al equilibrio y otros claramente en desequilibrio. Finalmente, las composiciones del manto de tipo M_2 , presentan valores mucho más evolucionados que la composición de la roca total (Fig. 9.8a).

Los escasos ortopiroxenos presentes en algunas de estas muestras están todos en claro desequilibrio frente al líquido (Fig. 9.8b).

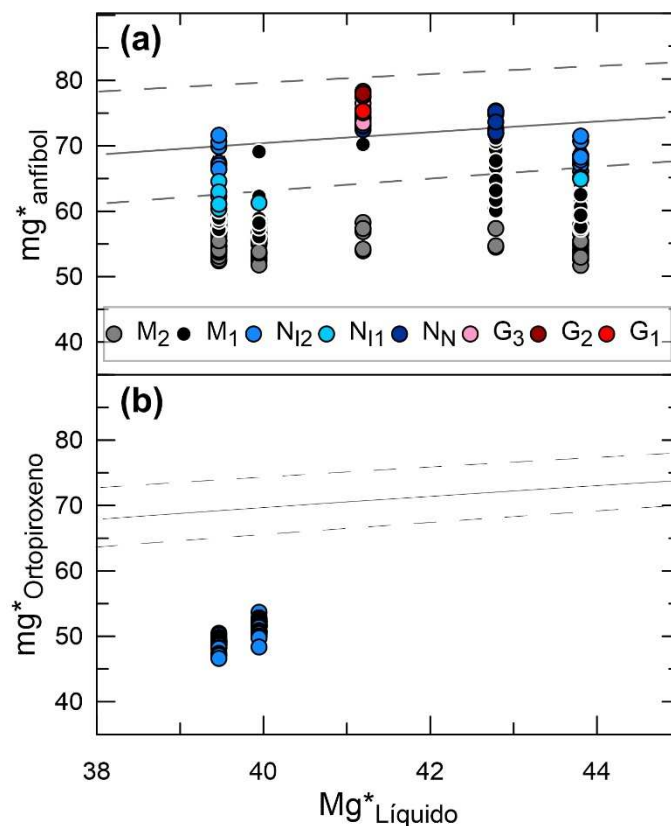


Fig. 9.8. Diagramas de equilibrio (Rhodes *et al.*, 1979) para los anfíboles (a) y los ortopiroxenos (b). La línea continua corresponde a los puntos de equilibrio entre los minerales y el fundido. Las líneas discontinuas señalan el margen de error de dichos puntos de equilibrio.

9.4. Geotermobarometría de los anfíboles

Se han podido determinar las presiones y temperaturas de cristalización de los anfíboles aplicando las ecuaciones de Ridolfi (2021), las cuales están basadas en la composición de los elementos mayores de los anfíboles y son independientes de la composición del magma. Los microcristales de las coronas no han sido tenidos en cuenta en los cálculos termobarométricos debido a que estos cálculos están calibrados para anfíboles que han crecido en equilibrio, y las texturas de las coronas de los anfíboles indican que sus microcristales no cumplen esta condición. No se han podido aplicar cálculos geotermobarométricos respecto a las composiciones de ortopiroxeno por estar en fuerte desequilibrio con el magma, ni tampoco respecto a las plagioclasas, porque su gran zonado oscilatorio se encuentra relacionado con procesos locales y enmascara las composiciones de equilibrio con el magma y la evolución composicional de los fenocristales.

Los resultados termobarométricos obtenidos para la cristalización de los anfíboles, muestran un descenso progresivo en las condiciones P-T de cristalización, desde las correspondientes a las de las asociaciones glomeroporfídicas (tipo G), hasta las correspondientes a los mantos (M) y pasando por las de los núcleos (N). Los cristales de anfíbol correspondientes a las asociaciones glomeroporfídicas tienen un valor de presión próximo a $7,8 \pm 1,8$ kbar y de temperatura de entre 995 y 1010 ± 24 °C

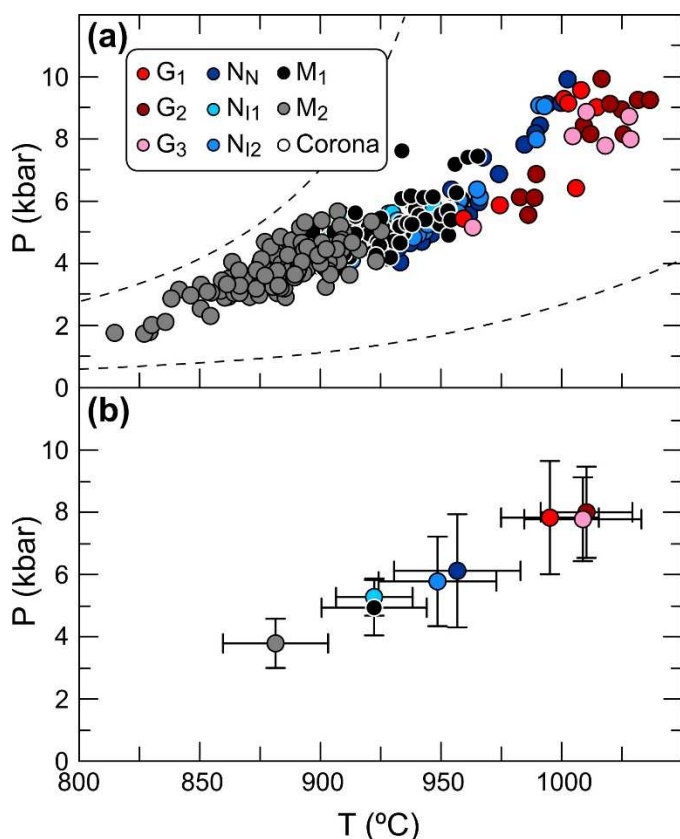


Fig. 9.9. Presión y temperatura de cristalización de las distintas zonas composicionales analizadas, calculadas en base a Ridolfi (2021). **(a)** Valores correspondientes a todos los análisis de anfíbol. Las líneas discontinuas señalan el campo de estabilidad (Ridolfi, 2021). **(b)** Valores medios y desviación estándar del conjunto de análisis correspondientes a cada zona composicional (misma leyenda que la figura a).

(Fig. 9.9, Tabla 9.2). Apenas se observan diferencias termobarométricas entre las distintas zonas de los cristales de tipo G (Fig. 9.10), aunque destaca que las composiciones de tipo G₂ tienen una temperatura media ligeramente más elevada (1010 ± 22 °) a las de tipo G₁ (995 ± 22 °) (Tabla 9.2). La presión y temperatura que hemos obtenido para los núcleos con zonado normal (N_N) es de $6,1 \pm 1,8$ kbar y 957 ± 26 °C (Fig. 9.9, Tabla 9.2). Dentro de los núcleos con zonado inverso (N_I), la parte interna (N_{I1}) corresponde a una presión y temperatura de cristalización de $5,3 \pm 0,6$ kbar y 922 ± 16 °C, mientras que la parte externa presenta unos valores de presión y temperatura de cristalización de $5,8 \pm 1,4$ kbar y 949 ± 24 °C. Finalmente, en cuanto a los mantos (M), las composiciones M₁ presentan valores de presión y temperatura de $4,9 \pm 0,9$ kbar y 922 ± 22 °C, mientras que las composiciones M₂ corresponden a los valores más bajos de presión ($3,8 \pm 0,8$ kbar) y temperatura (881 ± 22 °C) de cristalización, de entre todas las composiciones de los anfíboles (Fig. 9.9).

9.5. Discusión

Los anfíboles analizados muestran en su conjunto una pauta continua de variación composicional desde las composiciones correspondientes a los anfíboles glomeroporfídicos (tipo G) a las correspondientes a la zona exterior del manto de los cristales (M₂), con un empobrecimiento progresivo en su valor de mg* y en su contenido en CaO, Na₂O y Al₂O₃ (Fig. 9.4). Esta pauta parece definir a escala general, para el conjunto de los anfíboles, un proceso de cristalización fraccionada y sugiere que todos ellos pertenecen al mismo sistema magmático. Para comprobar la presencia de este proceso de fraccionación y ahondar en su conocimiento, hemos calculado el contenido en sílice

del fundido en equilibrio con cada composición de anfíbol siguiendo la ecuación de Putirka (2016). La figura 9.10 muestra la progresiva fraccionación del magma paralela a la cristalización de los anfíboles, desde un fundido con un contenido en SiO_2 cercano al 50% en el que cristalizaron las asociaciones glomeroporfídicas (G) hasta un fundido con un contenido en SiO_2 en torno al 64% en el que cristalizaron las zonas más externas de los cristales de anfíbol (M_2). Los núcleos (N) y las composiciones M_1 cristalaron en líquidos con un contenido en sílice próximo al 56% y 59 % (%) respectivamente. Además, la Fig. 9.10 muestra una relación directa entre las presiones de cristalización de los anfíboles y el contenido en sílice del magma con el que se encontraban en equilibrio, lo que indica que el ascenso del magma y su fraccionación ocurrieron de forma paralela y que los anfíboles guardan un registro continuo de ambos procesos.

Los anfíboles glomeroporfídicos tienen una composición más primitiva de la que correspondería a su cristalización en equilibrio con un fundido de composición similar al de la roca total (Fig. 9.8a), este hecho y su textura glomeroporfídica, sugieren que pueden corresponder a antecristales. Además, los mantos de los cristales glomeroporfídicos (G_2) tienen un valor de mg^* y CaO mayor que los núcleos (G_1) y presentan una temperatura media de cristalización ligeramente superior a ellos (Fig. 9.9b). El cambio composicional entre las zonas G_1 y G_2 ocurre de forma neta. Todo ello parece indicar que los mantos G_2 crecieron tras una recarga de la cámara magmática donde G_1 estaba cristalizando, con un magma más máfico y de mayor temperatura. Finalmente, las composiciones G_2 evolucionaron progresivamente a las G_3 (borde de los cristales) por cristalización fraccionada formando un zonado normal. La presión de cristalización de las distintas zonas de los anfíboles glomeroporfídicos es muy similar y se sitúa en torno a los 7,8 Kbar (Fig. 9.9b, Tabla 9.2).

Se ha calculado la profundidad aproximada a la que equivale la presión de cristalización de cada grupo de anfíboles, considerando que dicha presión corresponde fundamentalmente a la presión litostática y empleando la densidad (entre $2,3 \text{ g/cm}^3$ en la superficie y $2,9 \text{ g/cm}^3$ a 31 km de profundidad) y la estructura de la corteza definida por Villaseca *et al.* (1999) en la cercana Zona

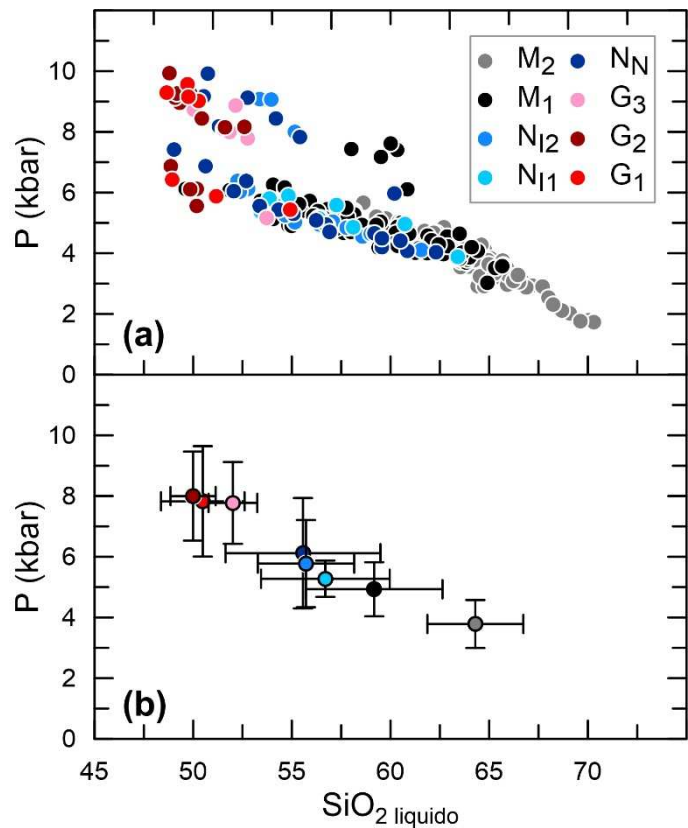


Fig. 9.10. Relación entre la presión y el contenido en sílice del magma, correspondientes a la cristalización de cada zona composicional de los anfíboles. (a) Todos los análisis de anfíbol. (b) Valores medios y la desviación estándar de cada zona composicional (misma leyenda que en la figura a). Las presiones de cristalización han sido calculadas en base a Ridolfi (2021) y el contenido en SiO_2 del magma en base a Putirka (2016).

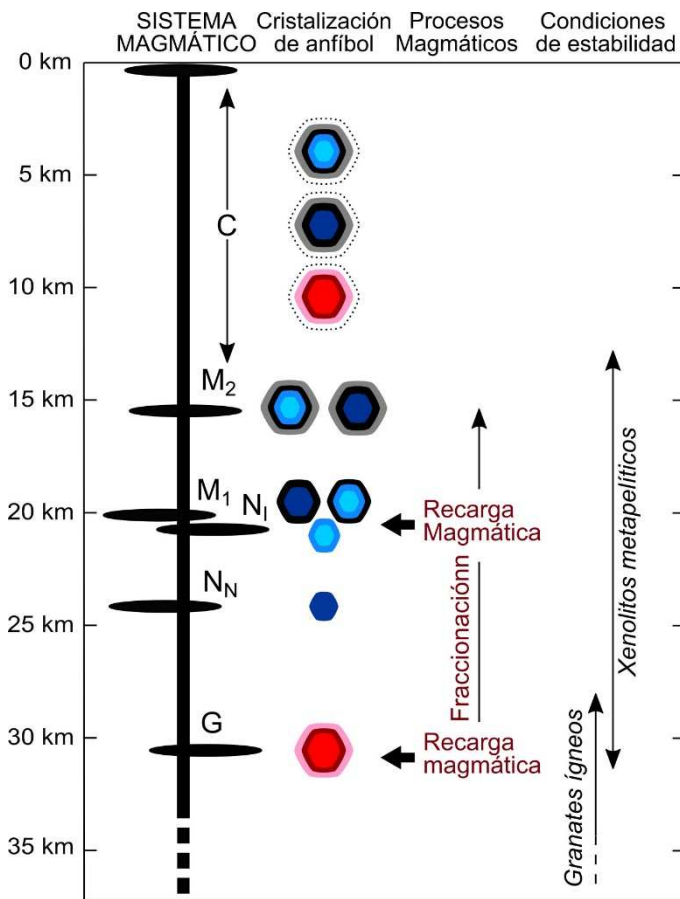


Fig. 9.11. Aproximación conceptual al sistema y los procesos magmáticos registrados en las rocas de Atienza. Los hexágonos representan cristales de anfíboles (con la misma leyenda de colores que la empleada en las Figs. 9.8, 9.9 y 9.10). La profundidad estimada en base a la presión de cristalización ha sido calculada conforme a la densidad y estructura cortical indicada por Villaseca *et al.* (1999).

Centro Ibérica. La presión de 7,8 kbar de los anfíboles de tipo G, corresponde a la que presenta la corteza a 31 km de profundidad (Tabla 9.2, Figura 9.11). La presión de cristalización de los núcleos con zonado normal (N_N) es de 6,1 kbar, que equivale a la presión litostática a unos 24 km de profundidad, y la de la zona interna de los núcleos con zonado inverso (N_I) es de 5,3 kbar, que corresponde a unos 21 km de profundidad. El zonado inverso que ocurre en algunos núcleos de los anfíboles (núcleos N_I) sugiere, tal y como ocurría entre las zonas G₁ y G₂, la presencia de una recarga magmática. El incremento en la presión de cristalización de la zona externa (N_{I2}) de los núcleos con zonado inverso respecto a la zona interna (N_{I1}), no resulta realista y debe estar causado por el desequilibrio generado como consecuencia de la recarga magmática. La ocurrencia de varias recargas magmáticas de fundidos más básicos deducida a partir del zonado inverso entre las zonas G₁ y G₂, y C₁ y C₂, es acorde al crecimiento en las plagioclasas de zonas más anortíticas sobre horizontes de reabsorción que cortan a zonas más albiticas, y sobre núcleos redondeados de composición más albitica (Ruprecht and Wörner, 2007; Smith *et al.*, 2009; Shcherbakov *et al.*, 2011, Cashman and Blundy, 2013).

Los anfíboles glomeroporfídicos (G), los núcleos con zonado normal (N_N) y los núcleos con zonado inverso (N_I) nunca se encuentran en contacto, ni coexisten en un mismo cristal. Esto indica que su cristalización pudo tener lugar en cámaras magmáticas independientes (Fig. 9.11). Los mantos con composición M₁ cristalizaron a 4,9 kbar (20 km) y rodean tanto a los núcleos con zonado normal (N_N) como a los núcleos con zonado inverso (N_I). Esto sugiere que la cámara magmática donde se produjo la cristalización de M₁ incorporó los cristales provenientes tanto de la cámara donde cristalizaron los núcleos N_N como de la cámara correspondiente a la cristalización de y N_I. Las composiciones M₂ crecen sobre las M₁ o, más raramente, sobre las N_N y N_I. Su composición muestra un proceso de fraccionamiento respecto a M₁ y su presión media de cristalización (3,5 kbar) equivale a unos 16 km (Fig. 9.11).

El origen del tipo de coronas que presentan los anfíboles (con hasta 100 μm de espesor y compuestas por microcristales de anfíbol, biotita, clinopiroxeno, plagioclasa, apatito, ilmenita,

magnetita y titanomagnetita) se relaciona habitualmente con procesos de descompresión generados durante un ascenso rápido del magma (Buckley *et al.*, 2006). Los bordes reabsorbidos o coronas que presentan todos los anfíboles, y el reemplazamiento parcial o total de algunos cristales de anfíbol por biotita, sugiere un proceso general de desestabilización del anfíbol, acorde al ascenso y fraccionación del magma.

Por otra parte, la asociación mineral de los xenolitos metapelíticos, con granate, biotita, sillimanita y feldespato potásico, es típica de las facies de esquistos verdes y presenta unas condiciones de estabilidad de entre 2 y 8 kbar (Bushmin and Glebovitsky, 2008), que resultan coincidentes con el intervalo de presiones estimado para las distintas composiciones de los anfíboles (3,8-7,8 kbar).

Las zonas de los granates M_1 y M_2 muestran ciertas similitudes entre sí y ciertas diferencias respecto a las zonas I_1 e I_2 , y viceversa. La evolución composicional de los granates entre las zonas M_1 y M_2 (disminución de CaO y aumento de MgO) es contraria a la observada entre las zonas I_1 e I_2 (Fig. 9.7). Además, las zonas M_1 y M_2 presentan un contenido en FeO_2 similar y mayor al de las zonas I_1 e I_2 (Fig. 9.7). Atendiendo a su petrografía, las zonas M (M_1 y M_2) presentan un aspecto moteado, sucio o con numerosas inclusiones de pequeño tamaño. Sin embargo, las zonas I (I_1 e I_2) tienen un aspecto límpido, homogéneo, y generalmente presentan contactos netos e incluso con texturas de reabsorción, respecto a las zonas sobre las que crecen. Además, las zonas M predominan en los enclaves y también forman parte de los núcleos de los xenocristales, mientras que las zonas I, crecen únicamente en los bordes de los cristales, especialmente en los de los xenocristales o en los de los cristales de los xenolitos con mayor contacto con la roca ígnea (cristales de los bordes de los xenolitos o próximos a las interdigitaciones de la andesita). Todo ello sugiere que las zonas de los granates de tipo M cristalizaron en condiciones metamórficas y fueron recrecidas posteriormente en condiciones ígneas, tras su incorporación al magma, dando lugar a las zonas de tipo I.

La composición I_2 de los granates, con valores en CaO mayores a 4 (%) y de MnO menores a 3 (%) es coherente con su cristalización ígnea a partir de un magma andesítico hidratado en unas condiciones de presión y temperatura de más de 7 kbar y 900-950 °C (Harangi *et al.*, 2001 y referencias que contiene). Además, los datos experimentales de Green (1992) indican que la asociación mineral de plagioclasa + anfíbol + granate es estable en fundidos dacíticos por encima de 8 kbar y 800 °C y hay que tener en cuenta que las rocas estudiadas, aunque tienen composición andesítica, se encuentran muy próximas a la dacítica.

Dado que la asociación mineral de los xenolitos en los que se encuentran los granates de tipo M corresponde a una presión de entre 2 y 8 kbar (Bushmin and Glebovitsky, 2008) y los granates de tipo I_2 que crecieron posteriormente sobre los núcleos de tipo M son estables a más de 7 kbar (Harangi *et al.*, 2001; Green, 1992); la cristalización de los granates debió tener lugar aproximadamente entre 7 y 8 kbar. Esta presión es coherente con obtenida para los anfíboles de las asociaciones glomeroporfídicas (7,8 kbar). Los cristales de granate y las asociaciones glomeroporfídicas de anfíbol, pudieron ser incluso incorporados al magma desde una misma cámara magmática y por similares procesos, o al menos desde una zona próxima en profundidad. La inestabilidad de los granates a bajas presiones (Harangi *et al.*, 2001) es coherente con el rápido ascenso del magma que se deduce de la textura y fases minerales de las coronas de los anfíboles.

9.6. Conclusiones

Los cristales de anfíbol presentes en las rocas de Atienza suponen un registro excelente y continuo de los distintos procesos que ha sufrido el magma en el que han crecido. Estos cristales forman una misma pauta continua de variación composicional que evidencia su cogenetismo y un proceso general de cristalización fraccionada. Su estudio detallado ha permitido reconstruir y secuenciar la evolución composicional y la arquitectura del sistema magmático que dio lugar a las rocas de Atienza, así como algunos de los principales procesos ígneos que ocurrieron en dicho sistema.

El magma incorporó asociaciones glomeroporfídicas crecidas en equilibrio con un fundido pobre en SiO_2 (ca. 50 % en peso) y formadas a unos 7.8 kbar (ca. 31 km de profundidad) así como granates formados entre 7 y 8 kbar. Además, también se produjo la incorporación de cristales aislados de anfíbol formados en torno a 24 y 21 km de profundidad, que crecieron en equilibrio con fundidos con un contenido en sílice próximo al 56 %. Estos cristales aislados de anfíbol formaron núcleos sobre los que continuó la cristalización en condiciones cada vez más someras (a profundidades próximas a entre 20 y 16 km) y dentro de fundidos cada vez más fraccionados (SiO_2 de entre 59 y 64 % en peso).

Los zonados inversos presentes en los cristales de las asociaciones glomeroporfídicas y en algunos núcleos de los fenocristales de anfíbol evidencian la presencia de al menos dos procesos de recarga magmática por un fundido más básico. Estos procesos de recarga pudieron también producir la desestabilización en las plagioclasas que se observa en las zonas con composiciones más albiticas y el crecimiento posterior sobre estas zonas de composiciones más anortíticas.

El ascenso magmático debió producirse de forma rápida según evidencian, por una parte, los procesos de desestabilización y las coronas de reacción observadas en los anfíboles y, por otra, la presencia de granates con composición próxima al almadino y con más del 4 % (porcentaje en peso) en calcio, que resultan inestables en condiciones someras.

Capítulo 10: Composición química y petrogénesis del magmatismo



Fotografía de portada: Enclave metapelítico dentro de las andesitas del sector de Atienza. El tamaño aproximado del enclave es de 1,5 cm.

10. Composición química y petrogénesis del magmatismo

Este capítulo tiene por objetivo definir la composición geoquímica del magmatismo estudiado, incluyendo la clasificación de las rocas, y conocer los procesos petrogenéticos que dieron lugar a su origen.

El elevado grado de alteración de los afloramientos supone un gran obstáculo para dicho objetivo y es debido entre otros aspectos, al escaso volumen de la mayor parte de los afloramientos y a los numerosos procesos post-emplazamiento que han sufrido durante su larga historia (293-285 Ma). Los procesos de alteración afectan en mayor medida a los minerales ferromagnesianos y, por lo tanto, a las rocas más máficas, con mayor contenido en ellos.

Un buen indicador del grado de alteración, ampliamente aceptado, es el LOI (*Loss On Ignition*). Durante la realización de este trabajo se ha observado que las rocas con un LOI superior al 4% presentan una anómala dispersión de sus valores composicionales y, además, una correlación entre su LOI y la concentración de sus elementos, especialmente en aquellos elementos con mayor movilidad. Por todo ello, y para evitar que el grado de alteración pueda influir en los resultados obtenidos, tan solo se han empleado para este estudio las rocas con un LOI inferior al 4%. Se ha decidido emplear este criterio único tanto para rocas ácidas como para rocas básicas por simplificar y homogeneizar, pero no obstante hemos de ser conscientes que este criterio único es, por lo general y según lo explicado en el párrafo anterior, ligeramente más estricto en las rocas máficas que en las ácidas. Únicamente se han realizado cuatro excepciones correspondientes a cuatro muestras con un LOI de entre el 4,4 y el 4,9 %. Estas muestras son la nº14 de Navidad (1983), la 515-1-H0, la 409-III-A00 y la 409-III-A01. La nº 14 (Tabla 10.1) con un LOI de 4,75 % es la segunda roca más sana del sector de Molina de Aragón, de entre las que se han recabado para este estudio. La 515-1-H0, con un LOI del 4,4 %, presenta una mineralogía relativamente sana al microscopio y corresponde a los términos más ricos en plagioclasa y más pobres en olivino de entre las muestras del sector de Ojos Negros. Finalmente, las muestras 409-III-A00 y 409-III-A01 (Tabla 10.1) son las que presentan menor LOI (4,47-4,93 %) del sector de Calatayud. Como resultado, de los 153 análisis de rocas ígneas recabados para la realización de este estudio, se han seleccionado los 69 más sanos (con un LOI < 4 % salvo en las excepciones que se acaban de mencionar). En el sector de Atienza se han empleado 12 de los 16 análisis disponibles, en el sector de Molina 2 de los 8, en el de Ojos Negros 4 de los 9, en el de Albarracín 15 de los 26, en el de Reznos 5 de los 9, en el de Calatayud 2 de los 5, en el de Pardos se han empleado los 8 análisis disponibles (todos tienen un LOI inferior al 3,3 %), en el de Codos 3 de los 4, en el de Loscos 7 de los 27, y en el de Montalbán 11 de los 41 análisis. Teniendo en cuenta que todos los muestreos fueron realizados siempre tratando de obtener las rocas más sanas de cada sector, y de entre ellas las muestras seleccionadas para realizar análisis químicos fueron las que más sanas se veían en muestra de mano o al microscopio, el porcentaje de muestras descartadas da una buena indicación del elevado grado de alteración del magmatismo estudiado.

Tabla 10.1 Composición de roca total (elementos mayores, trazas y relaciones isotópicas de Sr-Nd), de una selección de las muestras estudiadas

Sector	Atienza	Molina	Ojos Negros	Albarracín	Albarracín	Reznos	Reznos	Calatayud	Pardos	Codos	Codos	Loscos	Loscos	Montalbán	Montalbán
Localidad	La Miñosa	Mazarete	Ojos Negros	Noguera	Orea	Reznos	Reznos	El Frasno	Pardos	Codos	Codos	Loscos	Bádenas	Anadón	Anadón
Muestra	AT-13	14	OJN	NOA21-1	Orea-1	REZ	380-4-A7	409-III-A01	PAR-20	COD-1	C-6	LOSC 1	466-4-63	MONT	ML-15
Referencia	8	1	8	3	7	8	5	6	9	9	9	8	2	8	4
Clasificación	Andesita	Dacita	Bas	Andesita	Andesita	AndBas	Riolita	Riolita	Dacita	Andesita	Dacita	Gabro	AndBas	Andesita	Riolita
SiO ₂	61,6	64,0	53,1	64,8	65,6	57,5	71,8	71,6	70,8	61,80	67,66	58,43	55,73	60,00	73,80
TiO ₂	0,73	0,27	0,87	0,64	0,58	0,75	0,20	0,06	0,12	0,76	0,45	1,03	0,95	0,75	0,04
Al ₂ O ₃	17,5	15,6	16,8	16,3	15,6	17,0	13,7	15,2	14,6	17,03	15,78	17,71	18,74	16,60	14,80
Fe ₂ O ₃	5,02	2,13	7,94	4,29	5,58	6,07	0,29	1,39	1,47	5,33	3,59	6,95	4,55	5,99	1,14
MnO	0,07	0,04	0,14	0,05	0,02	0,10	0,01	0,02	0,01	0,08	0,05	0,10	0,05	0,09	0,02
MgO	2,04	4,62	7,57	3,03	2,53	3,46	0,02	0,95	0,43	2,11	1,33	3,82	2,64	4,04	0,01
CaO	4,60	2,94	7,86	0,72	0,70	6,17	0,06	1,20	0,13	2,90	2,25	6,69	9,33	5,72	0,32
Na ₂ O	4,52	0,38	2,31	3,46	3,52	3,00	0,79	1,37	0,44	3,61	2,61	2,68	3,53	2,67	3,57
K ₂ O	2,23	4,90	1,27	4,02	1,90	2,49	12,15	3,29	9,11	3,25	3,70	1,83	2,22	1,60	4,62
P ₂ O ₅	0,21	0,06	0,14	0,13	0,12	0,16	0,01	0,03	0,07	0,16	0,11	0,18	0,00	0,14	0,01
LOI	1,17	4,75	1,17	2,23	3,75	3,02	0,57	4,93	1,91	2,52	2,19	1,23	2,51	2,66	1,62
Total	99,7	99,7	99,2	99,7	99,9	99,7	99,7	100,0	99,1	99,55	99,72	100,65	100,25	100,26	99,95
Rb	73,54	138,00	25,13	94,85	60,00	70,48	180,00	152,00	175,80	89,81	128,20	59,63	69,80	55,26	226,00
Cs	2,94								5,16	3,47	4,97				6,00
Sr	640,03	187,00	301,00	109,20	68,00	210,10	15,00	14,00	51,40	225,54	177,08	255,40	748,10	222,73	133,00
Ba	719,94	360,00	314,11	457,26	491,00	590,20	288,00	250,00	310,00	663,27	599,51	452,13	673,00	467,41	763,00
V	73,58		172,39	55,60	86,00	106,94		14,00	8,12	54,55	33,16	86,13	88,60	97,26	6,00
Cr	23,62		352,45	84,41	190,00	143,51			126,70	42,60	31,30	67,67		132,89	2,00
Co	9,56		31,77	10,52	7,00	17,20			1,41	8,51	5,53	16,02		17,07	1,00
Ni	7,12	15,00	147,69	1,03	16,00	21,50		8,00	0,00	6,46	7,99	13,98		34,72	2,00
Cu	3,90	134,00	37,58	9,13	4,30	18,47			79,40	5,99	2,98	18,01		20,83	1,10
Y	12,77	14,00	21,62	11,05	11,00	23,38	6,50	1,00	24,10	14,72	20,86	17,19	20,10	18,32	2,00
Nb	12,22	11,00	9,83	7,10	10,00	9,40	12,50	8,00	11,35	11,04	9,72	12,12	6,60	8,59	10,00
Ta	0,80		1,40	0,83	0,61	0,61		1,00	4,83	0,84	1,03	0,68		0,56	1,00
Zr	77,50	143,00	118,76	71,75	116,00	163,65	108,00	50,00	81,22	121,66	70,46	60,09	190,60	100,97	47,00
Hf	2,42		3,32	2,32	3,50	4,55		2,40	2,98	3,54	2,50	2,17		3,03	2,50
Pb	15,62		9,89	15,83		15,85			11,64	11,18	17,75	13,79	5,90	12,51	22,00
U	1,75		1,43	2,55	2,40	1,54		2,70	3,96	1,92	1,84	1,31		2,04	4,60
Th	7,09		6,08	5,26	6,90	8,52	14,50	3,20	8,40	9,93	12,73	8,03	6,70	8,32	

Tabla 10.1 (Cont.)

Muestra	AT-13	14	OJN	NOA21-1	Orea-1	REZ	380-4-A7	409-III-A01	PAR-20	COD-1	C-6	LOSC 1	466-4-63	MONT	ML-15
La	28,84		19,66	18,01	15,80	27,28		9,50	19,81	33,83	31,99	27,18		25,50	9,60
Ce	57,93	48,00	40,89	39,69	33,30	56,45		17,70	40,06	66,13	63,98	55,05	66,00	51,37	19,00
Pr	6,57		4,99	3,78	4,10	6,78		2,10	4,84	7,90	7,59	6,70		6,24	2,50
Nd	25,70		19,60	14,21	15,20	25,12		8,40	17,23	30,00	27,65	25,76		23,33	10,20
Sm	4,74		4,20	2,76	3,50	5,22		1,90	3,70	5,92	5,37	5,34		4,74	2,90
Eu	1,33		1,09	0,77	0,79	1,28		0,72	0,38	1,46	1,16	1,28		1,23	0,95
Gd	4,01		4,20	2,38	3,20	4,97		1,10	3,47	4,73	4,74	4,85		4,37	1,90
Tb	0,55		0,63	0,39	0,40	0,71		0,10	0,59	0,62	0,72	0,71		0,64	0,20
Dy	2,62		3,78	2,00	2,50	4,07		0,30	3,61	2,94	3,92	3,47		3,31	0,50
Ho	0,47		0,77	0,37	0,43	0,81			0,65	0,56	0,78	0,61		0,64	
Er	1,09		2,05	1,00	1,20	2,16			2,09	1,38	2,21	1,50		1,66	
Tm	0,16		0,30	0,16	0,20	0,33			0,36	0,19	0,32	0,21		0,25	
Yb	0,95		1,95	0,99	1,10	2,04			2,32	1,12	1,94	1,39		1,59	
Lu	0,13		0,29	0,15	0,17	0,29			0,36	0,16	0,30	0,20		0,22	
Mg*	31,11	70,67	51,44	43,97	33,50	38,78	7,12	43,16	24,53	30,55	29,16	37,92	39,20	42,84	1,06
A/CNK	1,54	1,89	1,47	1,99	2,55	1,45	1,06	2,59	1,51	1,74	1,84	1,58	1,24	1,66	1,74
(La/Yb) _N	23,03		7,12	12,30	9,65	9,66			5,73	21,54	11,18	14,33		12,12	
(Gd/Yb) _N	3,81		1,81	1,94	2,33	2,10			1,19	3,59	1,97	3,05		2,47	
Eu/Eu*	0,93		0,79	0,91	0,72	0,77		1,52	0,32	0,84	0,70	0,77		0,83	1,23
⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr _m	0,3461		0,2415			0,9705						0,6755		0,7178	
⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr _m	0,7102		0,7088			0,7134						0,7124		0,7119	
⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr ₂₉₁	0,7088		0,7078			0,7094						0,7096		0,7089	
¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁴ Nd _m	0,1131		0,1296			0,1257						0,1255		0,1231	
¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd _m	0,5122		0,5123			0,5121						0,5122		0,5122	
εNd	-5,3		-4,8			-7,6						-6,5		-6,7	
T _{DM} (Ma)	1556		1764			1954						1853		1828	

Tabla 10.1. Análisis de elementos mayores, trazas e isótopos de Sr-Nd, representativos de los principales tipos de roca y de rocas correspondientes a los distintos sectores que conforman el magmatismo estudiado. Referencias: 1 (Navidad, 1983), 2 (Conte, 1985), 3 (Auqué, 1986), 4 (Torres, 1989 y Torres *et al.*, 1991 y 1993), 5 (Lago *et al.*, 1991 y 1994b, Navarro *et al.*, 1991), 6 (Lago *et al.*, 1992), 7 (Lago *et al.*, 1995 y 1996a), 8 (Lago *et al.*, 2004) y 9 (este estudio). La composición del condrito para la normalización ha sido tomada de McDonough and Sun (1995).

También se han descartado para este trabajo las riolitas turmalinizadas de Bronchales, por estar afectadas por un importante proceso hidrotermal que ha modificado su composición y por tanto no reflejar de forma fidedigna la composición original de los magmas estudiados.

El LOI del conjunto de las muestras empleadas para este trabajo no guarda relación con la concentración en sus elementos mayores (Fig. 10.1) ni trazas, lo que indica que los procesos de alteración no han afectado de forma significativa a la composición de las muestras y, por tanto, dichas muestras resultan válidas para su empleo en el estudio planteado.

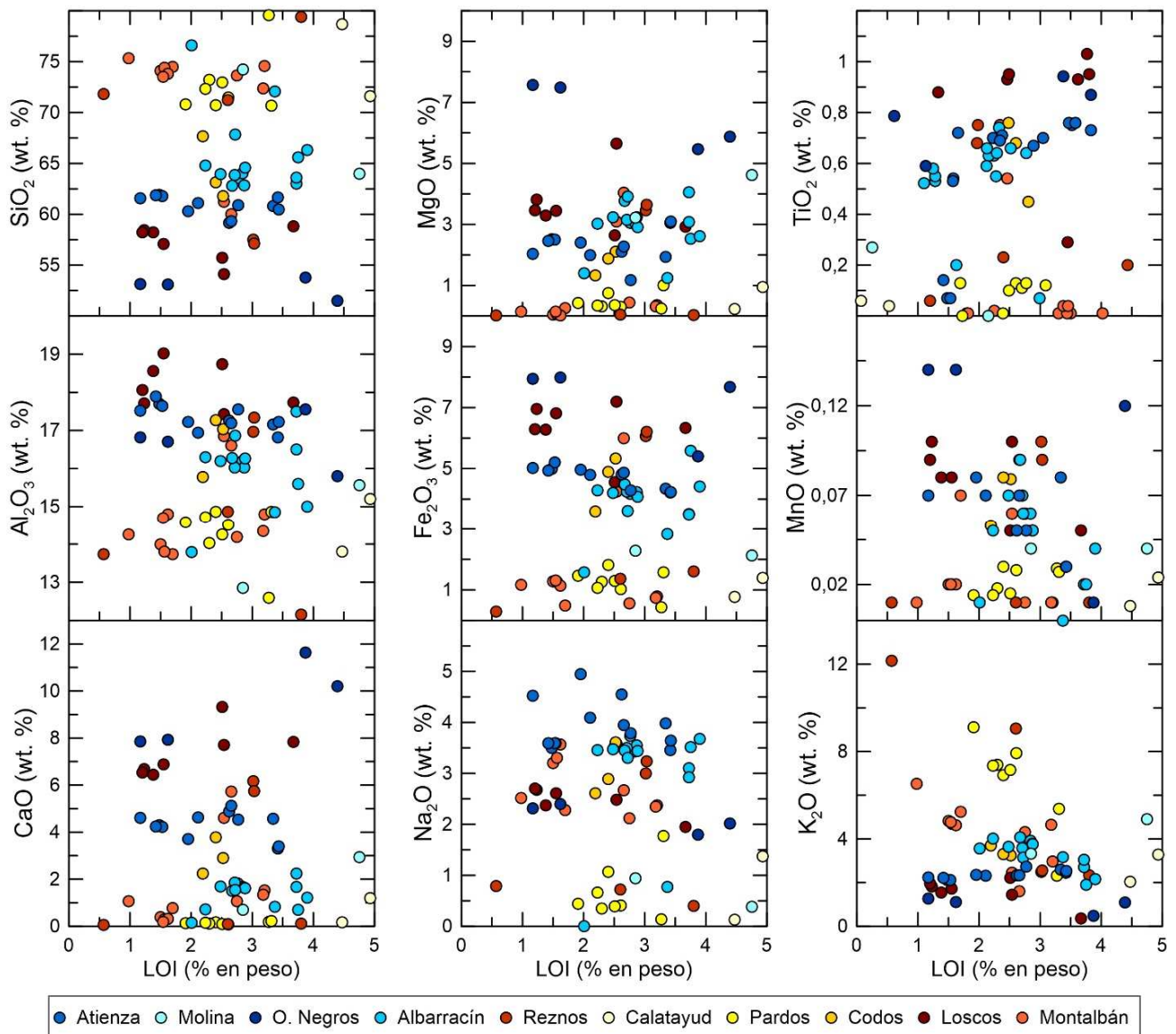


Fig. 10.1. Variación de la concentración en los distintos elementos mayores de las muestras seleccionadas para este estudio, frente a su LOI.

10.1. Clasificación geoquímica

Como se ha visto en el capítulo 6, las rocas estudiadas muestran una amplia variedad petrográfica que incluye todos los términos comprendidos entre los basaltos y las riolitas. Acorde a su variación

petrográfica, las muestras también presentan una amplia variedad composicional en la concentración de sus elementos mayores. En la Tabla 10.1, se expone una breve selección de la composición de los distintos tipos de rocas correspondientes a los principales sectores del magmatismo. El contenido en SiO_2 del conjunto de muestras estudiadas varía entre 51,50 y 79,56 %, el Al_2O_3 varía entre 12,16 y 19,02 % y su contenido en TiO_2 entre 0,00 y 1,03 %. La concentración en MgO varía entre 0,02 y 7,57 %, mientras que la de FeO_T es de entre 0,29 y 8,02 %; las muestras presentan un rango de Mg^* [$\text{Mg}^* = \text{MgO}/(\text{MgO}+\text{Fe}_2\text{O}_3*0,9)*100$] de entre 1 y 71. Su contenido en Na_2O varía entre 0,00 y 4,95 %, su contenido en K_2O entre 0,29 y 9,11 %, y la suma de álcalis ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$), recalculada al 100%, se encuentra entre 2,36 y 10,01 %. Únicamente se encuentra fuera de estos rangos de alcalinidad la muestra 380-4-A7, del sector de Reznos, que presenta un valor mucho más alto (12,15%) al resto. Todas las rocas son peraluminicas con un valor de A/CNK [$\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{CaO}+\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$] de entre 1,19 para las rocas más máficas y 5,9 para las más félsicas. Existe un elevado grado de correlación directa entre el valor de A/CNK y el contenido en sílice de las muestras, aunque un grupo de muestras de la Rama Aragonesa correspondientes a los sectores de Reznos, Pardos y Montalbán, con un contenido en SiO_2 de entre el 70 y 75 % se escapan ligeramente de esta tendencia (Fig. 10.2). Todas las rocas estudiadas se sitúan dentro del rango de composiciones subalcalinas (Fig. 10.3a).

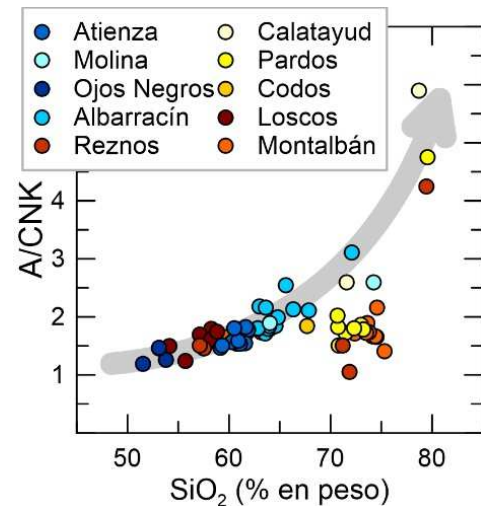


Fig. 10.2. Variación del parámetro A/CNK respecto al contenido en SiO_2 de las rocas.

El diagrama de clasificación TAS, recomendado por la IUGS para la clasificación geoquímica de las rocas volcánicas (Le Maitre, 2002), es el más comúnmente aceptado. Sin embargo, debido a que este diagrama se basa en la concentración en Na_2O y K_2O y la concentración de estos elementos en la roca puede verse seriamente modificada por los procesos de alteración, en el caso de rocas con elevado grado de alteración, es más que aconsejable cotejar la clasificación obtenida por este diagrama con otros que empleen elementos más inmóviles respecto a la alteración, y de entre estos diagramas, es especialmente interesante y frecuente el basado en la relación de Zr/TiO_2 y el basado en la relación Nb/Y , ambos propuestos por Winchester y Floyd (1977). Estos tres diagramas muestran escasas diferencias en la clasificación de las rocas (Fig. 10.3) indicando para ellas un amplio rango composicional que varía desde términos próximos a los basaltos alcalinos, hasta términos riolíticos. Sin embargo, las pequeñas diferencias observadas en estos diagramas resultan muchas veces significativas, puesto que frecuentemente las rocas estudiadas se encuentran muy próximas a los límites entre varios tipos de roca. No obstante, conviene reseñar llegados a este punto, que la clasificación petrológica debe prevalecer en caso de dudas, sobre la geoquímica, especialmente en el caso de las rocas afectadas por procesos de alteración. A continuación, se detalla la clasificación geoquímica de las distintas rocas estudiadas por los tres diagramas empleados (Fig. 10.3), desde las composiciones más máficas a las más félsicas. La síntesis de la clasificación de todas las muestras se indica en la tabla 10.2.

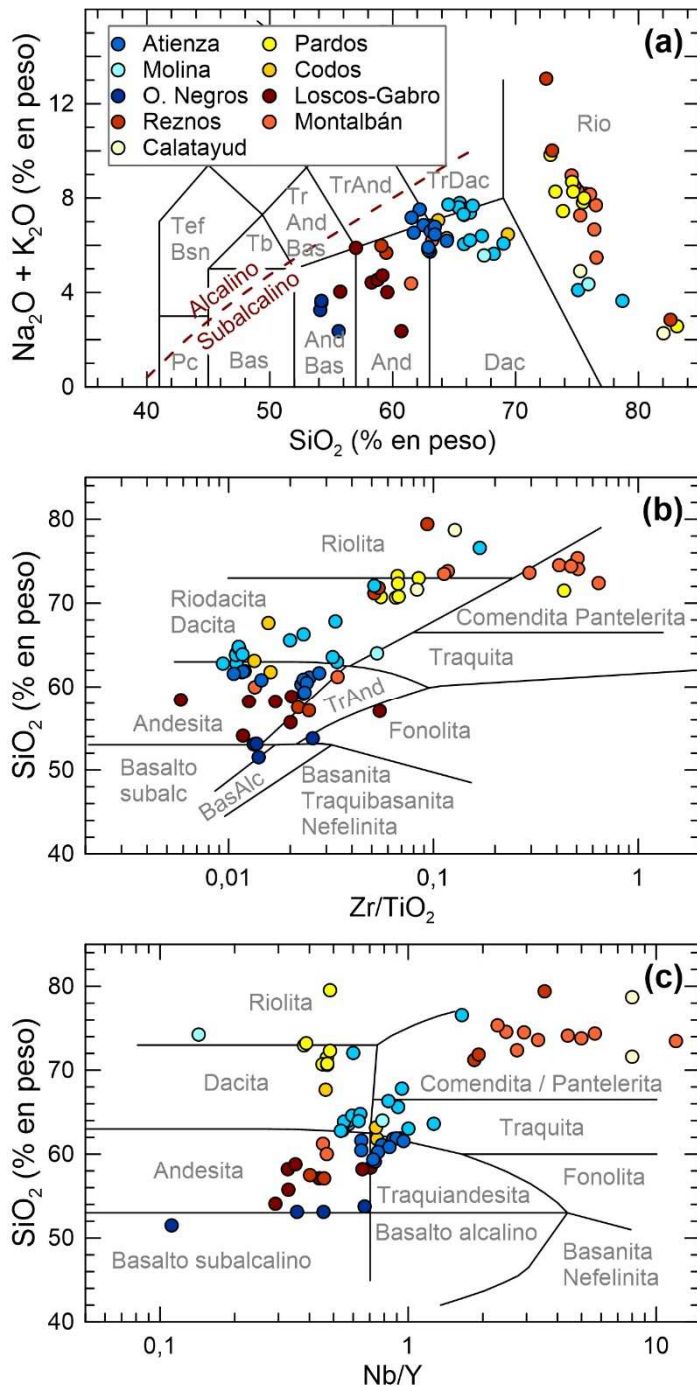


Fig. 10.3. Diagramas de clasificación de las rocas estudiadas. **(a)** Diagrama TAS (“total alkali vs. silica”) propuesto por la IUGS (Le Maitre, 2002; modificado de LeBas *et al.*, 1986). **(b) – (c)** Diagramas de Zr/TiO_2 (b) y Nb/Y (c) vs. sílice propuestos por Winchester y Floyd (1977). La línea que separa las composiciones alcalinas y subalcalinas ha sido tomada de Irvine & Baragar (1971). Abreviaturas: And (andesita), AndBas (andesita basáltica), Bas (basalto), BasAlc (basalto alcalino), Bsn (basanita); Dac (dacita), Pc (picrita), Rio (riolitita), Tb (traquibasalto), Tef (tefrita), TrAnd (traquiandesita), TrAndBas (traquiandesita basáltica), TrDac (traquidacita).

Los términos composicionales más máficos corresponden a las rocas de Ojos Negros las cuales son clasificadas como andesitas basálticas por el diagrama TAS (Fig. 10.3a). Tres de las cuatro muestras estudiadas en este sector se sitúan en el diagrama Zr/TiO_2 entre las composiciones de basalto alcalino, basalto subalcalino, andesita y traquiandesita, y en el diagrama Nb/Y entre las composiciones de basalto subalcalino y andesita. La cuarta muestra se encuentra situada entre las composiciones de traquiandesita, fonolita y basanita en el diagrama Zr/TiO_2 y las composiciones de basalto alcalino, basalto subalcalino, andesita y traquiandesita en el diagrama Nb/Y . La clasificación del diagrama Nb/Y resulta en todas las muestras la más próxima a la clasificación petrográfica de las rocas, que corresponde a la de basaltos subalcalinos.

El siguiente grupo de muestras más máficas, después de las de Ojos Negros, está formado por las correspondientes al microgabro de Loscos. Aunque los diagramas empleados no son los habituales para clasificar las rocas plutónicas, resulta interesante conocer la clasificación composicional de estas rocas equivalente a las rocas volcánicas, para así poder compararlas mejor con el resto de muestras estudiadas (todas ellas volcánicas o subvolcánicas). De hecho, los 5 análisis correspondientes al microgabro de Loscos presentan unas composiciones prácticamente equivalentes a los 2 análisis realizados en rocas andesíticas en este mismo sector. Estas 7 rocas son clasificadas mayoritariamente en los 3 diagramas

empleados como andesitas (Fig. 10.3). Sin embargo, de entre las muestras correspondientes al microgabro, la 466-4-15 presenta una composición de andesita basáltica según el diagrama TAS, la 466-4-17 se encuentra muy próxima al límite entre las composiciones traquiandesíticas y las fonolíticas del diagrama Zr/TiO₂ y las muestras LO5C-1 y LO5C-2, se sitúan en el límite entre las composiciones andesíticas y traquiandesíticas del diagrama Nb/Y. Respecto a las muestras andesíticas del sector de Loscos, la NOG-1 es clasificada como tal (andesita) en los tres diagramas empleados y la 466-4-63, se sitúa en el diagrama TAS en el punto común de la composición andesítica, con la de andesita basáltica, traquiandesita basáltica y traquiandesita, y en el diagrama Zr/TiO₂ presenta una composición intermedia entre andesita y traquiandesita. En resumen, las rocas andesíticas de este sector son clasificadas como tales en los distintos diagramas, y especialmente en el Nb/Y vs SiO₂ y las rocas correspondientes al microgabro, localizadas próximas a las anteriores, presentan una composición y clasificación equivalente a ellas.

Las siguientes composiciones en orden de diferenciación, siguen teniendo composición andesítica y corresponden a dos muestras de un dique de Reznos y otras dos muestras de un dique de Anadón en el sector de Montalbán. Estas muestras son clasificadas como andesitas en los tres diagramas. Sin embargo, tanto en el diagrama TAS como en el Zr/TiO₂ las muestras de Reznos se encuentran muy próximas o en el límite con la composición de traquiandesita. Además, una de las muestras del sector de Anadón (492-1-III-B4-A0) se sitúa en el diagrama Zr/TiO₂ sobre dicho límite y la otra (492-1-III-B4-A0), se encuentra en diagrama TAS sobre el límite entre las composiciones andesíticas y las dacíticas. En general, las cuatro muestras son correctamente clasificadas conforme a la clasificación petrográfica como andesitas por los tres diagramas. Sin embargo, es nuevamente el diagrama Nb/Y el que sitúa de forma más clara las muestras en el campo correspondiente a su clasificación petrográfica.

Las rocas del sector de Atienza resultan muy homogéneas composicionalmente, lo que queda patente especialmente en los diagramas TAS y Nb/Y, y posiblemente corresponden a las rocas de composición más intermedia respecto al conjunto de la serie de rocas estudiadas en esta tesis. En el diagrama TAS, las muestras presentan una composición intermedia entre la de andesita, dacita, traquiandesita y traquidacita, aunque ligeramente desplazada hacia los términos andesíticos y traquiandesíticos. En el diagrama Zr/TiO₂ todas las rocas son clasificadas como andesitas, aunque se encuentran muy próximas a los términos dacíticos, traquíticos y traquiandesíticos. Finalmente, en el diagrama Nb/Y las rocas presentan nuevamente una composición muy cercana a los mismos términos composicionales que los del diagrama TAS, aunque en este caso más desplazadas hacia las composiciones traquiandesíticas. En definitiva, en el caso de las rocas de Atienza, la clasificación del diagrama Zr/TiO₂, es la que más se ajusta a la clasificación petrográfica.

De los dos diques muestreados en Codos, las dos muestras correspondientes a uno de ellos, presentan una clasificación coincidente con las rocas de Atienza, encontrándose en el límite composicional entre las andesitas, las traquiandesitas, las dacitas y las traquidacitas, en los tres diagramas (Fig. 10.3). La muestra correspondiente al otro dique es clasificada como dacita también por los tres diagramas empleados (Fig. 10.3).

Sector	Cuerpo	Petrografía	Muestras	TAS	Zr/TiO ₂	Nb/Y
Atienza	Sill y diques	Andesita	AT-06, AT-07, AT-08 AT-11, AT-13, ATU-4 ATU-A2, ATU-A9, ATU-A12 ATU-A13, ATU-D1 y ATU-D2	Andesita TrAnd Dacita	Andesita	Andesita TrAnd
Molina de Aragón	El Bosque	Dacita	nº14	Dacita	Traquita	Traquita
	Torre Hija	Riolita	nº 17	Riolita	Riolita	Riolita
O. Negros	Sill	Basalto	515-1-B8, OJN 515-1-H0, 11	Andesita basáltica	Basalto Fonolita	Bas subalc Andesita
Albarracín	Orea	Andesita	Orea-1, Orea 10	Dacita	Dacita	Traquita
	Bronchales	Riolita	8, 11	Riolita	Riolita Com-pant	Dacita Com-pant
	Noguera Albarracín	Andesita	NOA03-6, NOA04-4, 4 NOA11-5, NOA13-9, 5 NOA17-6, NOA21-, 6 NOA27-1, NOA28-7	Dacita TrDac	Dacita	Dacita Traquita Com-pant
Reznos	Dique	Andesita	380-4-A0, REZ	Andesita	Andesita TrAnd	Andesita
	Otros	Dacita	380-4-A3, 380,4-A6 380-4-A7	Riolita	Riodacita Riolita	Com-pant.
Calatayud	Diques	Riolita	409-III-A00, 409-III-A01	Riolita	Riodacita Riolita	Com-pant.
Pardos	Cerro Redondo	Dacita	PAR-12, PAR-15 PAR-16, PAR-17 PAR-18, PAR-19, PAR-20	Riolita	Dacita Riolita Com-pant	Dacita Riolita
	Acered	Riolita	PAR-06	Riolita	-	Riolita
Codos	Dique 1	Andesita	COD-1, COD-2	Dacita	Andesita Dacita	Traquita TrAnd
	Dique 2	Dacita	C-6	Dacita	Dacita	Dacita
Loscos	Plutón	Gabro	466-4-15, 466-4-17 NOG-16, LOSC-1, LOSC-2	And. Bas. Andesita	Andesita Fonolita	Andesita
	Diques	Andesita	NOG-1, 466-4-63	Andesita	Andesita TrAnd	Andesita
Montalbán	Diques	Andesita	492-1-III-B4-A0, MONT	Andesita Dacita	Andesita TrAnd	Andesita
	Diques	Riolita	492-1-23, 492-1-24 492-1-53, 492-1-54 492-1-55, 492-1-I-E4-A0 492-1-I-E4-A1, ML-15, ML-16	Riolita	Com-pant	Com-pant

Tabla 10.2. Clasificación geoquímica de las muestras estudiadas según los diagramas de la figura 10.3. Abreviaturas: Bas subalc (basalto subalcalino), Com-Pant (comendita-pantelerita), TrAnd (traquiandesita), TrDac (traquidacita).

Las muestras del sill de Noguera de Albarracín, se encuentran ligeramente más evolucionadas composicionalmente que las anteriores y muestran composiciones variadas en los distintos diagramas, pero en cualquier caso situadas mayoritariamente entre los términos andesíticos, dacíticos y traquíticos. Dentro del conjunto de muestras correspondientes a este sill, se distinguen claramente dos grupos composicionales, los análisis publicados en Lago (1996a) y los publicados en Navidad (1983), correspondiendo los primeros a composiciones ligeramente más primitivas que los

segundos. Los análisis de este sill publicados en Lago (1996a), se sitúan en el diagrama TAS entre las composiciones dacíticas y traquidacitas, mientras que en los diagramas Zr/TiO_2 y Nb/Y , se encuentran entre las composiciones andesíticas y las dacíticas, aunque más próximos a las dacíticas. Los análisis realizados por Navidad (1983) corresponden a términos dacíticos según el diagrama TAS. Dentro de ellos, los análisis nº 4 y nº 6 son clasificados por el diagrama Zr/TiO_2 entre las composiciones andesíticas, dacíticas, traquiandesitas y traquíticas, mientras que según el diagrama Nb/Y corresponden a traquitas. El análisis restante (nº 5) es clasificado como dacita por el diagrama Zr/TiO_2 y como comendita o pantelerita por el diagrama Nb/Y . La clasificación de estas rocas según el diagrama Zr/TiO_2 , más próxima a los términos andesíticos, es la más concordante con sus características petrográficas.

Las muestras de Orea, también correspondientes al sector de Albarracín, presentan composiciones ligeramente más evolucionadas que las de Noguera. Estas muestras son clasificadas como dacitas tanto por el diagrama TAS como por el de Zr/TiO_2 , mientras que el diagrama Nb/Y las sitúa en el límite entre las composiciones traquíticas y las comendíticas o panteleríticas. La clasificación de estas rocas en los diagramas TAS y Zr/TiO_2 como dacitas, es la más acorde a sus características petrográficas, correspondientes a andesitas evolucionadas. La clasificación composicional de las muestras de Orea, se encuentra además muy próxima a la del dique dacítico de Codos y también a la muestra nº 14 del sector de Molina. Esta última es clasificada por el diagrama TAS como dacita, mientras que en los diagramas Zr/TiO_2 y Nb/Y se encuentra entre las composiciones dacíticas y traquíticas.

Las 7 muestras correspondientes a la intrusión de Cerro Redondo, en el sector de Pardos, se clasifican en el diagrama TAS como riolitas, sin embargo, en el diagrama Zr/TiO_2 y Nb/Y , son clasificadas respectivamente como riodacitas y dacitas, aunque muy cerca de las composiciones riolíticas. Estas últimas clasificaciones resultan las más concordantes con las características petrológicas de las muestras.

Finalmente, el conjunto de rocas más ácidas del magmatismo está formado por las rocas de Torre la Hija (Molina de Aragón), Bronchales (Sierra de Albarracín), la mayor parte de las rocas del sector de Reznos, las muestras de Calatayud, las composiciones riolíticas del sector de Pardos (representadas por la muestra de Acered, PAR-06), y los diques de Anadón (N del sector de Montalbán). Todas estas rocas son clasificadas como riolitas por el diagrama TAS (Fig. 10.3a). Las rocas de Anadón son clasificadas, sin embargo, por los otros dos diagramas, como comenditas y panteleritas. El diagrama Zr/TiO_2 clasifica también como comendita o pantelerita a la muestra de Acered, y el diagrama Nb/Y a las muestras de Reznos, Calatayud y una de las dos muestras de Bronchales. La otra muestra de Bronchales es clasificada por este diagrama y por el diagrama Zr/TiO_2 como dacita (aunque muy próxima a las composiciones riolíticas). El diagrama Zr/TiO_2 también clasifica como dacita una de las dos muestras correspondientes al sector de Calatayud. En definitiva, el diagrama TAS es claramente, en este caso, el que mejor se aproxima a la clasificación petrográfica de las riolitas.

La clasificación geoquímica obtenida para las distintas rocas estudiadas resulta acorde a su clasificación petrográfica. La mejor adecuación entre ambas clasificaciones ha sido obtenida por el

diagrama SiO_2 vs Nb/Y para las más básicas (basaltos y andesitas basálticas, Tabla 10.2), el diagrama SiO_2 vs Zr/TiO₂ para las rocas intermedias (andesitas y dacitas) y el diagrama TAS para las rocas más ácidas (riolitas).

10.2. Composición del magmatismo

Como ya ha podido observarse, las rocas estudiadas presentan una elevada variabilidad composicional y petrográfica desde términos basálticos a riolíticos e incluyendo todos los términos intermedios entre ambos. En este apartado se comparan las composiciones de todas las rocas estudiadas y se estudia la posible relación entre el grado de diferenciación del magma que dio lugar a cada roca y el contenido de los principales elementos químicos (mayores y trazas) que conforman dicha roca. Dos de los indicadores más habituales, sencillos y ampliamente empleados para evaluar el grado de diferenciación de las rocas son el contenido en SiO_2 (%) y el parámetro Mg^* . En este trabajo se emplearon inicialmente ambos, aunque se han obtenido resultados más evidentes con el SiO_2 (puesto que se trata de rocas que van desde composiciones basálticas a riolíticas) por lo que es el que finalmente se muestra en este apartado.

10.2.1. Composición en elementos mayores

El conjunto de rocas estudiadas muestra una relación bastante clara entre su grado diferenciación y la concentración de los distintos elementos mayores (Fig. 10.4). El contenido en MgO , Fe_2O_3 y MnO decrece bruscamente de forma paralela al incremento en SiO_2 de las rocas, hasta valores próximos a cero para las riolitas (Fig. 10.4). Las rocas basálticas presentan los valores más elevados en estos tres óxidos, alcanzando algo más de un 7% en MgO , un 8% en Fe_2O_3 y cerca de 0,14 % de MnO (Fig. 10.4). El contenido en TiO_2 y Al_2O_3 es ligeramente superior en las rocas gabroicas y andesíticas de Loscos (hasta 1 y 19 % respectivamente), que en los basaltos de Ojos Negros (ca. de 0,9 y 16 % respectivamente). La concentración en TiO_2 desciende progresivamente desde los valores de las rocas de Loscos (ca. 1% en peso) hasta prácticamente agotarse en las rocas riolíticas. El contenido en Al_2O_3 muestra una clara relación directa respecto al contenido en SiO_2 de los basaltos de Ojos Negros, y una relación inversa para el conjunto del resto de muestras, desde las composiciones gabroicas y andesíticas hasta las rocas riolíticas, alcanzando valores en estas últimas de menos del 13% (Fig. 10.4). Las muestras también presentan una pauta general de descenso en CaO paralela al aumento en el grado de diferenciación desde los términos basálticos (con hasta más de 12 % en CaO) hasta los términos dacíticos (con valores próximo a 0 %). Este descenso es mucho menos acusado ya en las composiciones riolíticas, que apenas presentan contenido en CaO (Fig. 10.4).

El contenido en Na_2O de las rocas muestra un continuo ascenso desde las composiciones basálticas (con ca. del 2%) hasta las composiciones andesíticas más evolucionadas, con un contenido en SiO_2 cercano al 60% y hasta un 5% en Na_2O , y que se encuentran representadas en el conjunto de muestras estudiadas, por las rocas de Atienza (Fig. 10.4). Desde estas composiciones andesíticas el

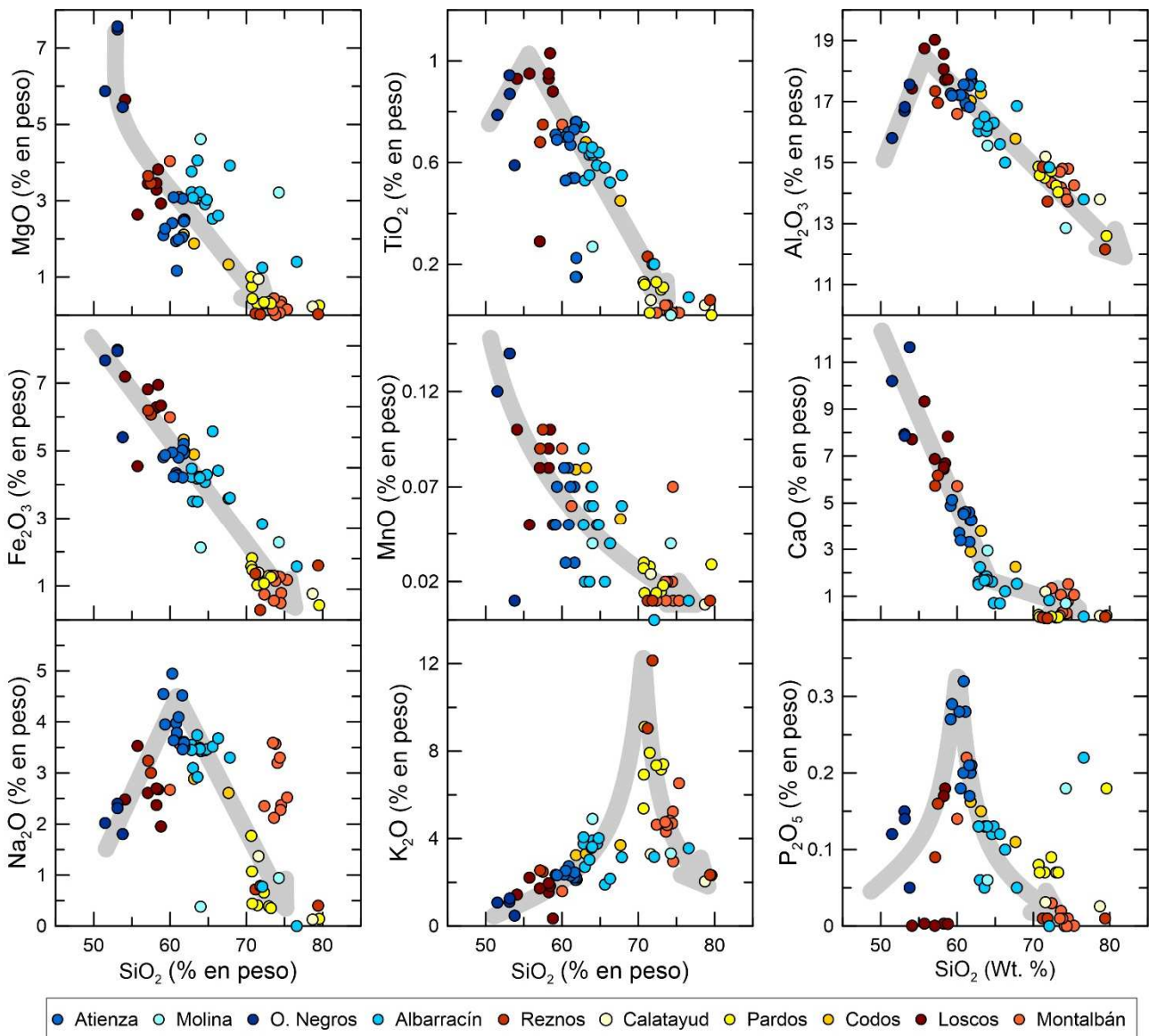


Fig. 10.4. Variación de la concentración en los distintos elementos mayores de las muestras seleccionadas para este estudio, frente a su contenido en SiO_2 .

contenido en Na_2O sigue una pauta inversa a la anterior, descendiendo de forma paralela al contenido en SiO_2 hasta alcanzar valores próximos a cero en las riolitas. El contenido de las rocas en P_2O_5 presenta una pauta bastante paralela al Na_2O , con un incremento paulatino hasta rocas próximas al 60% en SiO_2 , donde alcanza cerca de 0,3%, y un descenso gradual hasta alcanzar valores próximos a 0 para la mayoría de las riolitas (Fig. 10.4). Sin embargo, destacan anómalamente en esta pauta general, el escaso contenido en P_2O_5 de todas las muestras del sector de Loscos excepto la LOSC-1 y LOSC-2, y el elevado contenido en este óxido de tres riolitas (muestra PAR-06 del sector de Pardos, y muestras número 8 y 17 de Navidad (1983) correspondientes a los sectores de Albarracín y Montalbán, respectivamente). El K_2O también muestra una pauta composicional similar a la del Na_2O , aunque en este caso, el punto de inflexión se alcanza cerca del 72% en sílice, entorno al límite composicional entre las dacitas y las riolitas, el cual se encuentra especialmente bien representado por las rocas de Cerro Redondo en el sector de Pardos (Fig. 10.4). Las muestras presentan un incremento en K_2O desde valores cercanos al 1% en las composiciones basálticas hasta valores de más del 8 % en las rocas próximas al 72% en sílice y, desde este valor, la concentración descende hasta cerca del 2% en las rocas más félsicas (Fig. 10.4).

10.2.2. Composición en elementos traza

En este apartado se describe inicialmente y de forma similar a como se ha hecho con los elementos mayores en el apartado anterior, la relación entre la concentración de los elementos traza más relevantes por su significado petrogenético y el grado de diferenciación de las rocas expresado por su contenido en SiO₂. Posteriormente, se ha procedido a la representación de una selección de elementos traza normalizados frente a la composición del manto primitivo y del condrito de McDonough and Sun (1995), en diagramas multielementales y ordenados por orden creciente de incompatibilidad, con el propósito de ayudar a esclarecer el proceso petrogenético. Finalmente, y con el mismo propósito, se ha evaluado la relación entre los elementos incompatibles de mayor relevancia petrogenética que contienen las rocas.

10.2.2.1. Diagramas binarios

El conjunto de elementos traza analizados ha sido organizado para su estudio en cinco grupos principales comúnmente aceptados y expuestos por orden creciente en la incompatibilidad de los elementos que los componen. El primero de ellos corresponde a los elementos metálicos de transición. El segundo, a los elementos con un radio iónico elevado, conocidos por su acrónimo en inglés como LILE (*Large-Ion Lithophile Elements*). El tercero, a los elementos con valencias iónicas altas, conocidos como HFSE (*High-Field Strength Elements*). Dentro de este grupo no se han considerado los elementos correspondientes a las tierras raras (REE: *Rare Earth Elements*), las cuales constituyen los dos siguientes grupos, en los que se han diferenciado las tierras raras ligeras (LREE: *Light Rare Earth Elements*) y a las tierras raras pesadas (HREE: *Heavy Rare Earth Elements*).

Elementos metálicos de transición y otros metales

En este grupo se han estudiado los principales elementos metálicos de transición, correspondientes a la cuarta fila de la tabla periódica (elementos 21 a 30). Estos elementos presentan un comportamiento compatible durante los procesos ígneos y forman parte principalmente de los minerales más ferromagnesianos (olivino y piroxeno). Dentro de ellos se han seleccionado por su representatividad el Sc, V, Cr, Co, Ni y Zn. El Sc, V y Co presentan una muy buena correlación con el contenido en SiO₂ de las rocas, mostrando una pauta bastante continua de descenso en su concentración conforme más félsica es la roca (Fig. 10.5). En el caso del Cr y del Ni, la pauta composicional no es tan continua y la correlación con la sílice no resulta tan evidente. Destaca, sin embargo, la elevada concentración de estos elementos en las rocas de Ojos Negros, con valores mucho más elevados al resto de muestras. Finalmente, el Zn muestra también una ligera correlación inversa con el contenido en sílice, aunque dicha correlación se ve enmascarada por la elevada concentración de este metal en las rocas correspondientes al sill de Noguera de Albarracín (Fig. 10.5).

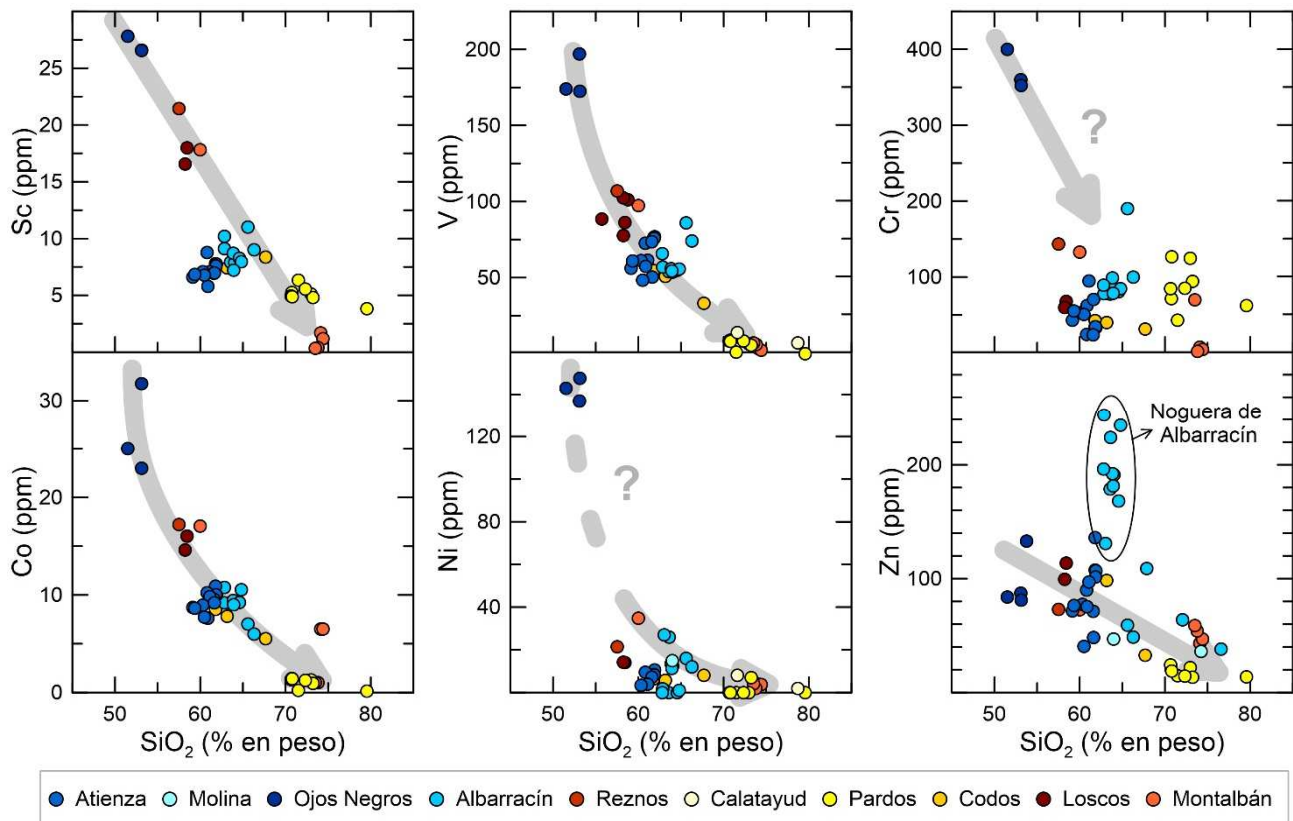


Fig. 10.5. Variación de la concentración de algunos de los elementos metálicos de transición más representativos, en las muestras seleccionadas para este estudio, frente a su contenido en SiO₂.

Elementos de alto radio iónico (LILE)

Los elementos de este grupo presentan una elevada movilidad en los procesos de alteración y muestran pautas desiguales. Dentro de ellos, hemos considerado el Rb, el Ba y el Sr. La concentración en Rb se incrementa paulatinamente desde valores cercanos a 10 ppm en los basaltos de Ojos Negros, hasta valores superiores a 200 ppm en las riolitas más básicas, aunque parece descender bruscamente en las composiciones riolíticas más ácidas (Fig. 10.6). En el caso del Ba, parece observarse un incremento en su concentración hasta alcanzar casi 800 ppm para contenidos en SiO₂ cercanos al 60% y correspondientes a las muestras del sector de Atienza. Desde estas composiciones, el Ba descende progresivamente respecto a la concentración en SiO₂ hasta alcanzar valores próximos a cero en las riolitas, aunque las riolitas de Montalbán presentan valores anómalamente elevados (Fig. 10.6). Por último, en el caso del Sr, se observa una relación decreciente en su concentración respecto al contenido en SiO₂, desde valores próximos a 300 ppm en los basaltos, hasta valores próximos a 0 en las riolitas. Sin embargo, las rocas de Atienza y la roca 466-4-63 del sector de Loscos muestran valores de Sr anormalmente altos (entre 400 y 800 ppm) que se salen de la pauta descendente mostrada por el conjunto de rocas estudiadas (Fig. 10.6).

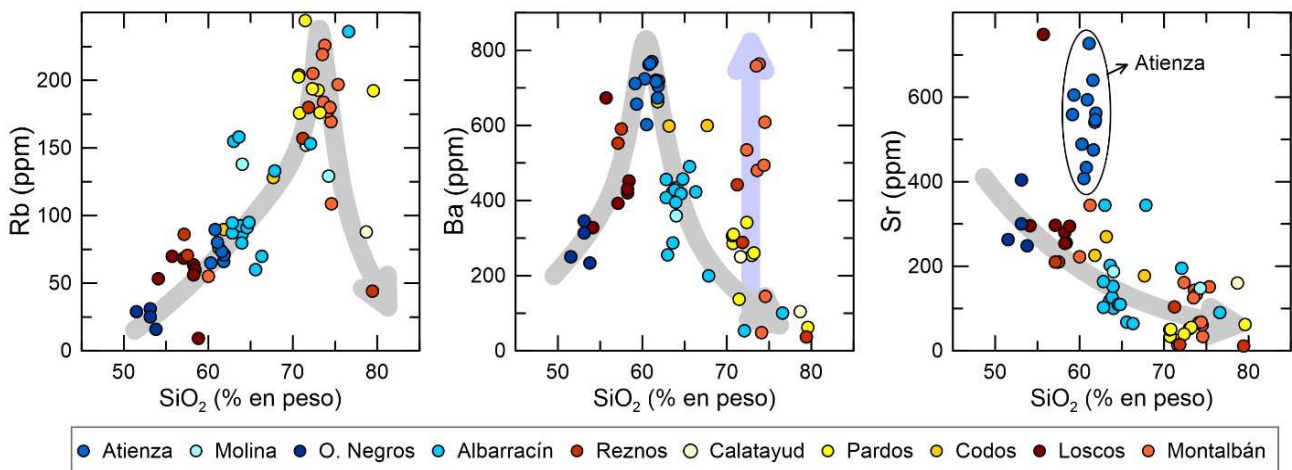


Fig. 10.6. Variación de la concentración de algunos de los elementos e alto radio iónico (LILE) más representativos, en las muestras seleccionadas para este estudio, frente a su contenido en SiO₂.

Elementos de valencias iónicas altas (HFSE)

Estos elementos resultan especialmente interesantes por su marcado carácter incompatible en los procesos petrogenéticos, e inmóvil frente a la alteración. Su carácter incompatible, hace que estos elementos no muestren una evolución tan clara respecto al grado de diferenciación de las rocas, sin embargo, la concentración de algunos de estos elementos en las rocas presenta ciertas características singulares que conviene destacar. Por una parte, en el Zr, sí que se observa una tendencia más o menos clara de progresivo descenso de su concentración, cercana a 160 ppm en las rocas andesíticas más básicas y con valores próximos a 40 ppm en las rocas más félsicas (Fig. 10.7). Por otra parte, el U muestra una pauta opuesta, con valores menores a 2 ppm en las rocas más basálticas y valores superiores a 5 ppm en las rocas dacíticas de Cerro Redondo. También resulta significativo un ligero incremento en Nb respecto al contenido en SiO₂, en las rocas de composición basáltica y andesítico basáltica (Fig. 10. 7). La concentración de Hf y Th parece incrementarse hacia las composiciones andesíticas y decrecer posteriormente hacia las riolíticas, aunque con valores muy dispersos y elevados del Th en algunas riolitas (Fig. 10.7). Finalmente, en cuanto al Ta, destaca la elevada concentración que presentan las rocas del sector de Pardos y la uniformidad composicional del resto de muestras (Fig. 10.7).

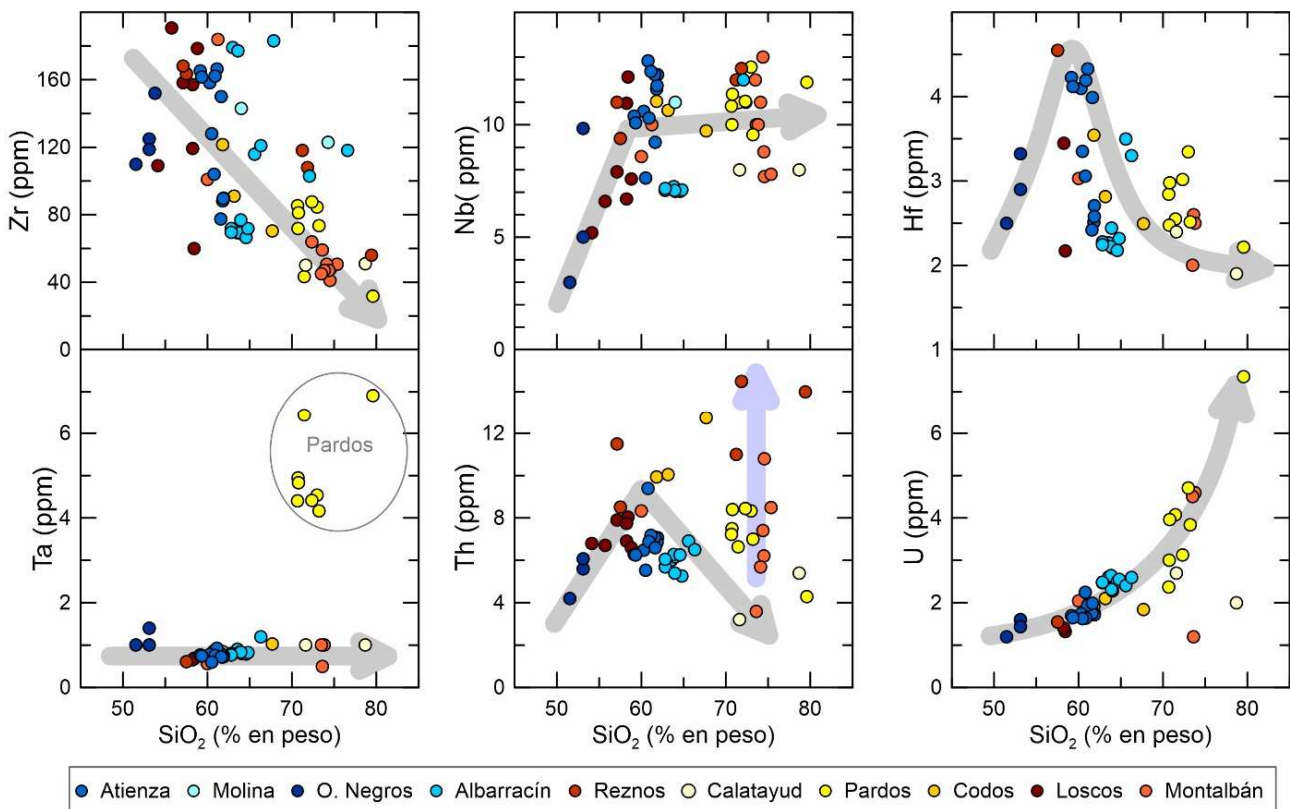


Fig. 10.7. Variación de la concentración en Elementos de valencias iónicas altas (HFSE) de las muestras estudiadas, frente al contenido en SiO₂.

Tierras raras ligeras (LREE)

Los elementos de tierras raras ligeras muestran en su totalidad un comportamiento muy similar caracterizado por un descenso en su concentración respecto al grado de diferenciación de la roca, desde las composiciones andesíticas a las riolíticas (Fig. 10.8). Las andesitas alcanzan valores cercanos a 30 ppm de La y Nd, de hasta casi 70 ppm en el caso del Ce, 8 ppm de Pr, más de 5 ppm de Sm y hasta casi 1,6 ppm de Eu. Sin embargo, las riolitas alcanzan valores próximos a 5 ppm de La y Nd, 10 ppm de Ce, 2 ppm de Sm, 1 ppm de Pr y prácticamente 0 ppm de Eu (Fig. 10.8). Las composiciones que van desde los basaltos a las andesitas basálticas muestran sin embargo una ligera tendencia opuesta a la interior con un incremento progresivo en casi todas las LREE (Fig. 10.8), aunque esta tendencia no resulta tan clara por corresponder a un rango composicional más estrecho del que además se dispone de un menor número de análisis.

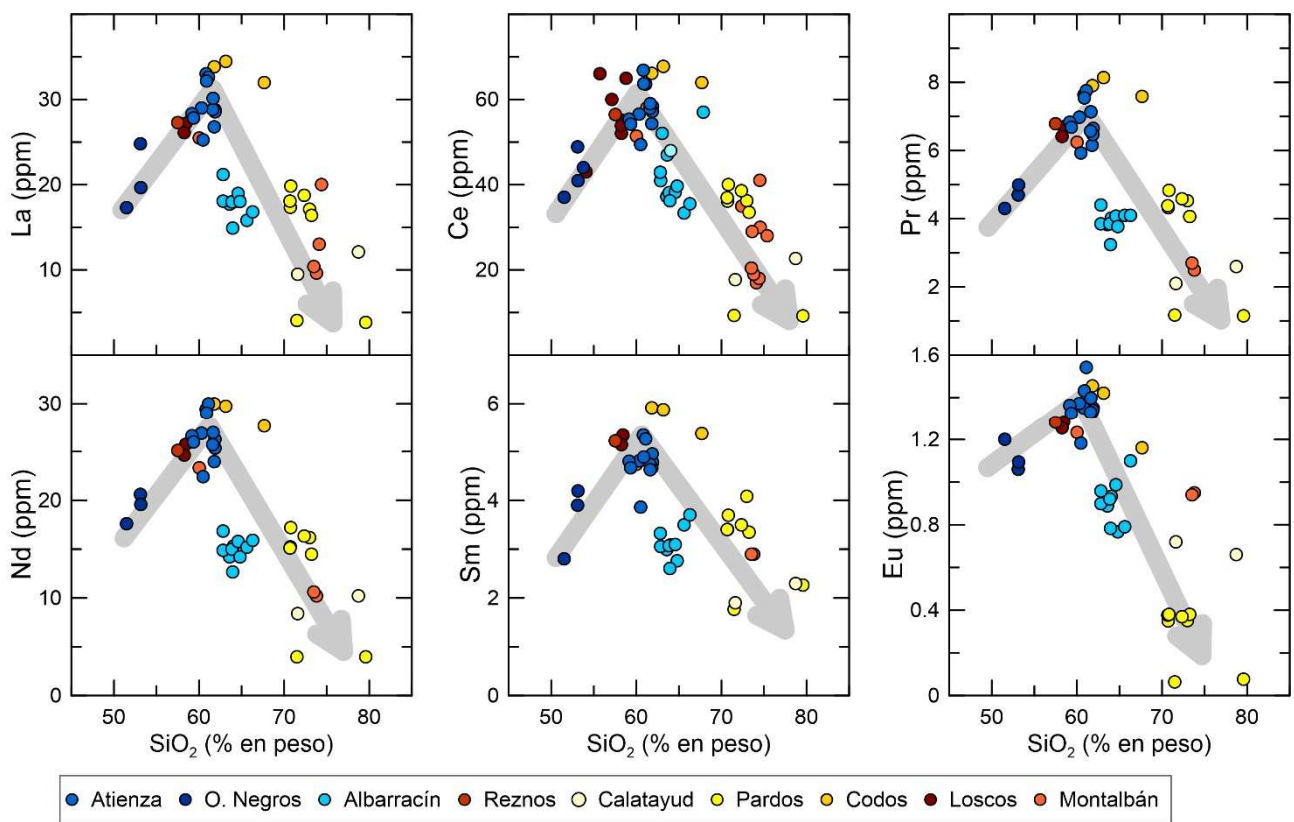


Fig. 10.8. Variación de la concentración en las tierras raras ligeras (LREE) de las muestras estudiadas, frente al contenido en SiO₂.

Tierras raras pesadas (HREE)

Las tierras raras pesadas muestran en general una pauta decreciente en su concentración respecto a la diferenciación (Fig. 10.9). El Gd y el Tb, que corresponden a las HREE más compatibles, muestran un comportamiento más similar a las LREE, con un incremento en su concentración entre las composiciones basálticas y andesítico basálticas, y un descenso desde estas últimas hasta las riolíticas (Fig. 10.9).

Las rocas dacíticas y riolíticas del sector de Pardos y de Codos muestran un contenido en todas las HREE mucho más elevado del que correspondería a la pauta de descenso en HREE frente al grado de diferenciación, observada en el resto de rocas (Fig. 10.9). Estas muestras presentan incluso, especialmente en las HREE más incompatibles, cierta tendencia opuesta, con un incremento en la concentración de HREE hacia las composiciones más diferenciadas (Fig. 10.9).

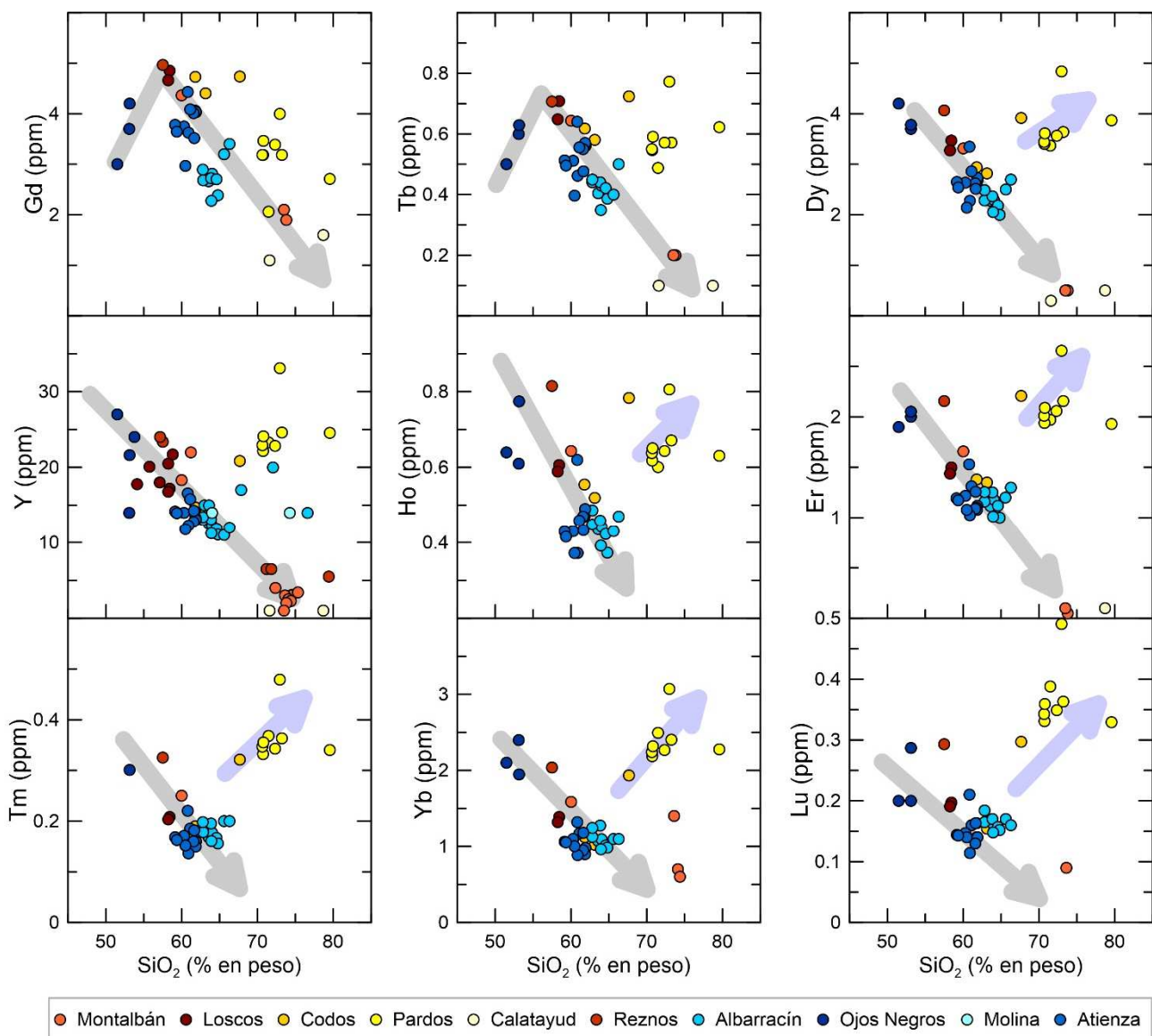


Fig. 10.9. Variación de la concentración en las tierras raras pesadas (HREE) en las muestras estudiadas frente a su contenido en SiO₂.

10.2.2.2. Diagramas de tierras raras y multielementales normalizados

Los diagramas multielementales y de tierras raras normalizados, son prácticamente indispensables en cualquier estudio geoquímico de rocas ígneas porque permiten comparar al mismo tiempo la composición en numerosos elementos químicos de diferentes rocas entre sí y respecto a la composición empleada para su normalización. Además, la ordenación de los elementos en estos diagramas por grado creciente de incompatibilidad, permite detectar diferentes anomalías indicativas del fundido del que provienen. A continuación, se describen las principales características de los distintos diagramas multielementales y de tierras raras. Conviene señalar antes de nada que en todos los casos hemos observado una altísima similitud dentro del mismo tipo de rocas de cada cuerpo ígneo, lo que apunta por una parte a la presencia de una gran homogeneidad y escasa fraccionación dentro de las rocas de cada afloramiento y por otra, a una alta reproducibilidad y fiabilidad de los análisis realizados.

Diagramas multielementales

Los diagramas multielementales normalizados frente al manto primitivo presentan para todas las muestras y como cabía esperar, un enriquecimiento general en los elementos menos incompatibles respecto a los más incompatibles. Además, todas las rocas muestran unas pronunciadas y significativas anomalías negativas en la concentración de Nb, P y Ti (Fig. 10.10 y 10.11). Sin embargo, se observan diferencias considerables en función del grado de diferenciación de las distintas muestras. Los distintos patrones de elementos traza, que presenta el conjunto de muestras representativas del magmatismo estudiado, han sido agrupados según sus similitudes y representados en dos figuras, una correspondiente a las rocas más máficas y otra a las más félicas. Además, los diagramas de cada figura han sido representados compartiendo su eje X para facilitar la comparación entre ellos, y ordenados desde los correspondientes a las rocas más máficas (parte superior) hasta los correspondientes a las más ácidas (parte inferior). A continuación, se describen las principales características de estos diagramas y se comparan sus diferencias más significativas.

El diagrama multielemental de los basaltos de Ojos Negros muestra una disminución muy continua en los valores normalizados desde los correspondientes al Th y U, hasta el correspondiente al Lu (Fig. 10.10a). Presenta además de forma muy clara las tres anomalías comunes al resto de rocas (Nb, P y Ti), siendo estas anomalías cada vez menos pronunciadas desde el elemento más compatible (Nb) hacia el más incompatible (Ti; Fig. 10.10a). Por otra parte, destaca además el empobrecimiento (respecto a la tendencia general) de los elementos LILE menos incompatibles (Rb, Ba y K; Fig. 10.10a).

El gabro de Loscos; las andesitas de Reznos, Montalbán y Codos; y las dacitas de Codos; presentan un patrón muy similar en el diagrama multielemental, aunque las dacitas de Codos muestran dentro de este conjunto, los valores más elevados en algunos LILE (Rb, K y Th) y las anomalías más

pronunciadas en P y Ti (Fig. 10.10b). El conjunto de estas rocas presenta además un patrón muy similar al de los basaltos de Ojos Negros (Fig. 10.10a), aunque con alguna diferencia significativa. Estas muestras, a diferencia de las de Ojos Negros, presentan una clara anomalía en Ta (especialmente en las rocas gabroicas y andesíticas) y en Sr (Fig. 10.10b). Además, muestran una mayor fraccionación acorde a sus diferentes grados de diferenciación, que es especialmente notoria en el caso del Zr-Hf dentro de los HFSE, del Rb y K dentro en los LILE y del conjunto de las HREE, las cuales muestran mayor disparidad de valores cuanto más pesadas son (Fig. 10.10b). Por otra parte, estas rocas presentan un empobrecimiento mucho menor en el Rb, Ba, y Th, respecto a las de Ojos Negros, siendo este empobrecimiento cada vez menor hacia los términos más ácidos de este conjunto de rocas y mostrándose ya prácticamente inexistente para el Rb en el caso de las dacitas de Codos (Fig. 10.10b).

Las andesitas de Atienza presentan una composición muy homogénea en las que se observa muy bien definida la tendencia decreciente en la concentración de los elementos, hacia los más incompatibles (Fig. 10.10c). El Rb, Ba y Th, ya no muestran ningún tipo de empobrecimiento y se sitúan sobre esa tendencia

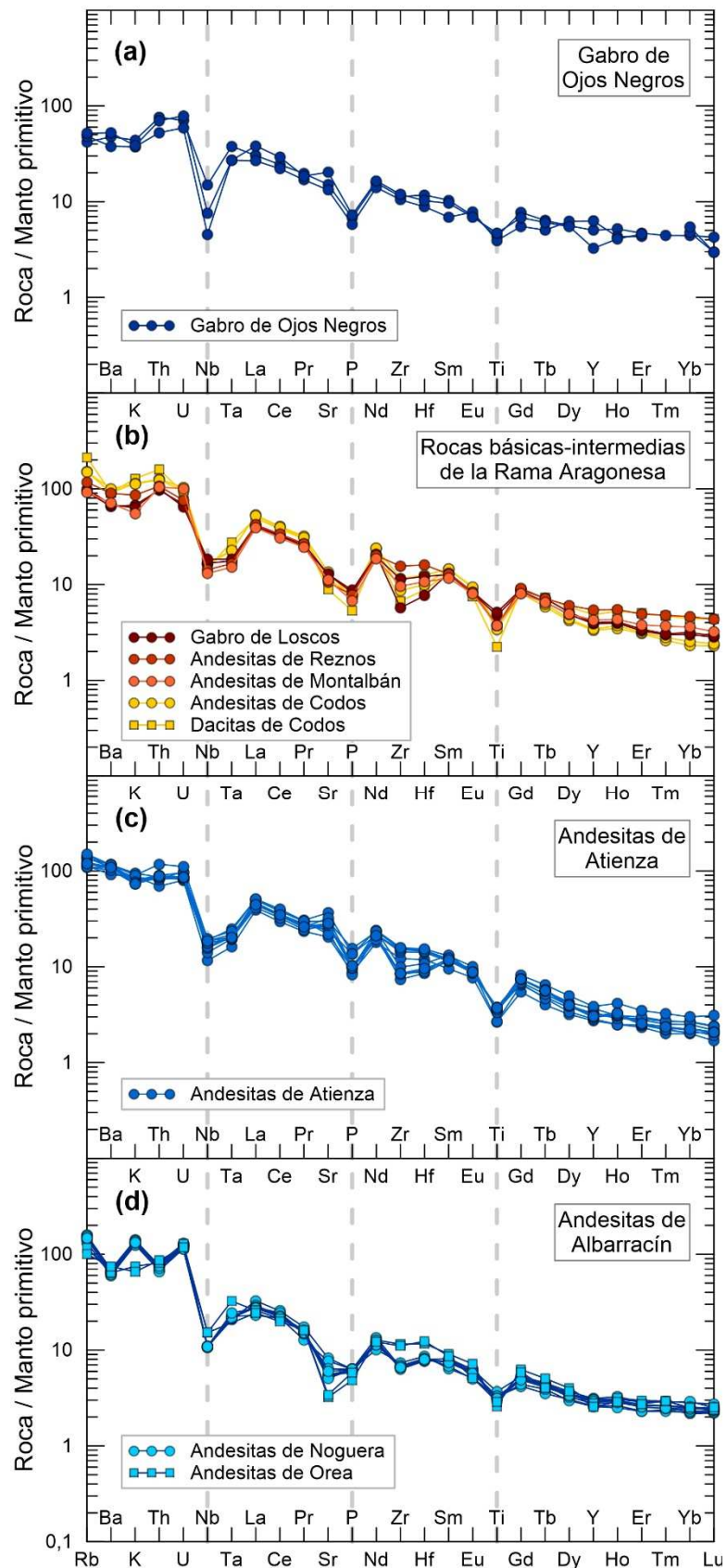


Fig. 10.10. Diagramas multielementales normalizados frente al manto primitivo (McDonough and Sun, 1995) de los basaltos de Ojos Negros (a), las rocas básicas-intermedias de la Rama Aragonesa (b), y las andesitas de Atienza (c) y Albarracín (d).

general. Lo mismo ocurre con el Sr (Fig. 10.10c), que ya no muestra la anomalía negativa que presentaban las rocas del conjunto anterior (Fig. 10.10b). Pese a la gran homogeneidad de estas muestras, se observa cierto grado de fraccionación en el Zr y Hf, como ocurría con el grupo de muestras anteriores, pero también en el Sr y el P (Fig. 10.10).

Las andesitas de Noguera de Albarracín y de Orea, cuya composición resulta ligeramente más félsica que las de Atienza, muestran nuevamente una anomalía negativa en Sr (como ocurría en las muestras básicas-intermedias de la Rama Aragonesa, Fig. 10.10b). La anomalía en Ta que se observaba en las rocas de la Rama Aragonesa (Fig. 10.10b) y de Atienza (Fig. 10.10c) es muy reducida o inexistente, de forma similar a como ocurría en los basaltos de Ojos Negros (Fig. 10.10a). Por otra parte, estas muestras presentan unos valores muy homogéneos y elevados de U respecto a Th, y de Rb respecto a Ba (Fig. 10.10d). Además, las rocas de Noguera y Orea, muestran entre sí ligeras diferencias. Las de Orea, contienen valores más bajos en algunos LILE (Rb, K, Sr) y más altos en algunos HFSE (Zr, Hf, Nb, Ta) y en algunas tierras raras medias (MREE) (Fig. 10.10d).

Las rocas más félsicas de este magmatismo (las dacitas más ácidas y las riolitas), presentan una pauta del diagrama multielemental marcadamente diferente al resto, con unas anomalías muy pronunciadas en los elementos menos compatibles, siendo marcadamente negativas en el caso del Ba, Th y Nb, muy positivas para el Rb, K y U, y confiriendo a la parte izquierda de los gráficos un aspecto “serrado” (Fig. 10.11).

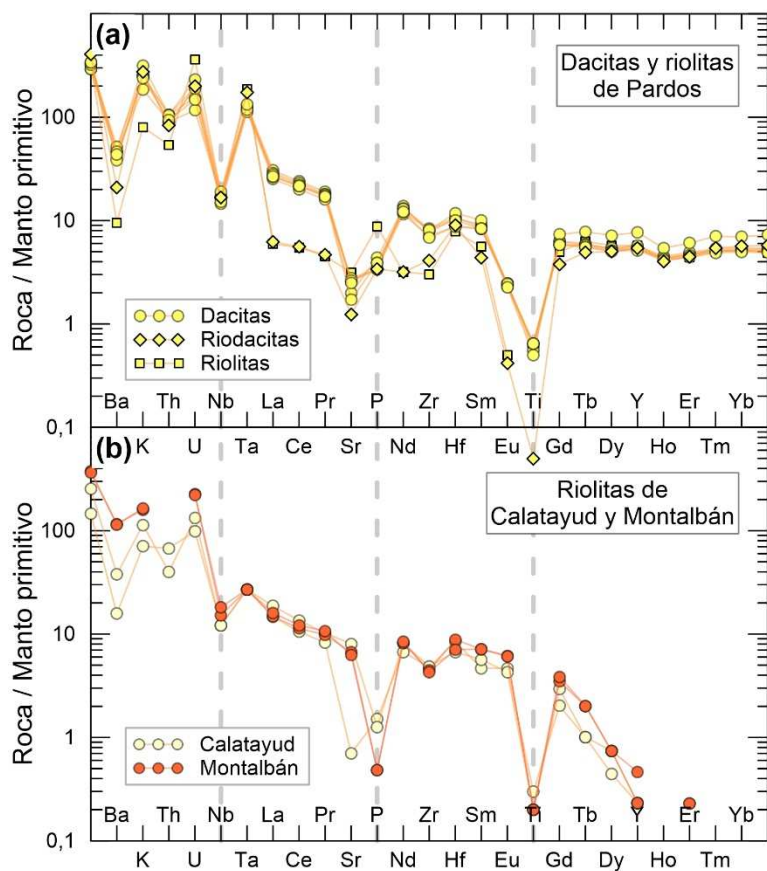


Fig. 10.11. Diagramas multielementales normalizados frente al manto primitivo (McDonough and Sun, 1995) de las rocas dacíticas y riolíticas del sector de Pardos (a) y las riolitas de Calatayud y Montalbán (b).

Además, presentan valores más bajos que el resto de muestras en los LREE y una ligera anomalía negativa en Zr (Fig. 10.11). Dentro de este grupo correspondiente a las rocas más félsicas del magmatismo, se pueden distinguir además dos patrones principales y muy distintos entre sí, los correspondientes a las rocas del sector de Pardos (Fig. 10.11a), y los de las rocas del sector de Calatayud y de Montalbán (Fig. 10.11b). Las rocas del sector de Pardos presentan una concentración en HREE muy homogénea y similar a la del resto de rocas máficas, aunque ligeramente superior, especialmente en las HREE más pesadas. Sin embargo, las riolitas de Calatayud y Montalbán presentan valores tremendamente bajos en sus HREE, incluso por debajo de los

límites de detección en el caso de las más pesadas. Además, las rocas de Pardos presentan una anomalía negativa muy marcada en Eu y en Sr y una anomalía positiva también muy pronunciada en Ta (Fig. 10.11a). Dentro del grupo de muestras del Sector de Pardos se distinguen a su vez composiciones muy diferentes para las LREE, con valores mucho menores en las rocas riolíticas y riodacíticas respecto a las rocas dacíticas (Fig. 10.11a).

Diagramas de REE normalizados

El diagrama de REE muestra todas las REE ordenadas por su masa atómica y normalizadas frente al contenido en estas REE de la composición del condrito de McDonough and Sun (1995). Estos diagramas presentan una pauta muy similar para todas las muestras excepto para las riolíticas, por lo que las distintas muestras han sido agrupadas en dos diagramas. En el primero se muestra una roca representativa de cada tipo de roca de cada sector (excepto las rocas riolíticas), y en el segundo muestras riolíticas representativas de cada sector donde afloran.

Basaltos-dacitas

El diagrama de REE normalizadas de todas las rocas con composiciones no riolíticas, presenta una pauta muy similar que se caracteriza por un elevado enriquecimiento en todas las REE, el cual es progresivamente menor desde las REE más ligeras a las REE más pesadas (Fig. 10.12). La concentración de La en estas rocas es de entre 60 y 150 veces mayor a la del condrito, mientras que la del Lu es tan solo entre 5 y 12 veces mayor. El progresivo descenso del enriquecimiento conforme más pesadas son las REE también se puede observar mediante las relaciones $(La/Lu)_N$ vs $(Gd/Lu)_N$, ambas normalizadas frente a condrito de McDonough y Sun (1995). Estos valores oscilan entre 7 y 29 para el $(La/Lu)_N$ y entre 2 y 4 para el $(Gd/Lu)_N$, mostrando nuevamente el mayor enriquecimiento de las HREE respecto a la composición del condrito, en comparación a las LREE.

Dentro del grupo de composiciones básicas e intermedias, la mayor parte de las rocas, correspondientes a la totalidad de las muestras de los sectores de Ojos Negros, Albarracín y Loscos, junto a las andesitas de Reznos y de Codos, presentan una pendiente muy similar, con una relación $(La/Lu)_N$ de entre 7 y 14. De entre estas muestras, los valores más altos de REE corresponden a las dacitas de Codos ($La_N = 135$ y

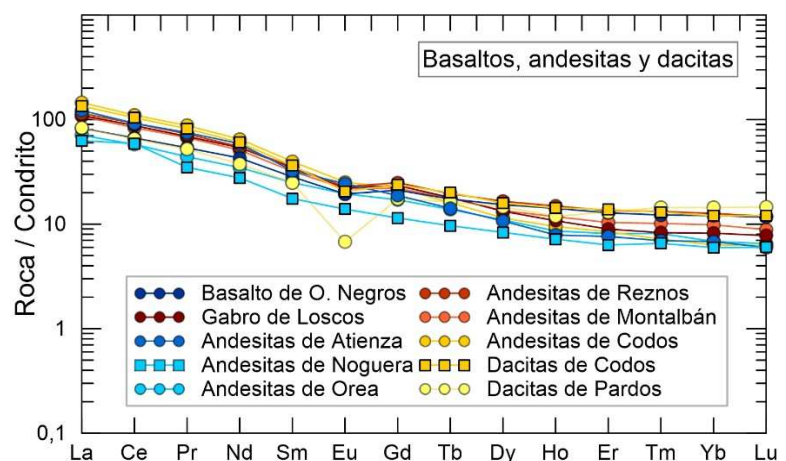


Fig. 10.12. Diagramas de REE normalizadas frente a la composición del condrito (McDonough y Sun, 1995) de muestras representativas de todas las rocas estudiadas excepto de las riolíticas (las cuales se muestran en la siguiente figura).

Lu_N=12) y los más bajos a las andesitas de Noguera de Albarracín (La_N = 63-89 y Lu_N=6-7). Por otra parte, las andesitas de Atienza y de Codos, muestran una pendiente marcadamente mayor, con una relación (La/Lu)_N de entre 16 y 23 excepto para la muestra de Atienza ATU-A13, que presenta una relación (La/Lu)_N aún mayor, de 29. En el caso opuesto, las dacitas de Cerro Redondo presentan una relación (La/Lu)_N muy homogénea y baja, con valores de entre 4 y 6. Así pues, las andesitas de Atienza presenten algunos de los valores más altos en las LREE y algunos de los valores más bajos en HREE, y las dacitas del sector de Pardos, muestren la pauta opuesta (Fig. 10.12).

Prácticamente la única anomalía del diagrama de REE destacable corresponde, como suele ser habitual, al Eu. Esta anomalía se suele cuantificar frecuentemente mediante el parámetro Eu* [Eu/Eu* = Eu_N/((Sm_N*Gd_N)^{1/2})], que indica anomalías negativas cuando su valor es menor a uno y positivas en el caso contrario. La mayor parte de las muestras presentan anomalías muy reducidas y mayoritariamente negativas (Fig. 10.12), con valores de Eu* en el rango de 0,7-1,1. Corresponden a este grupo las andesitas de Atienza (Eu* = 0,85 y 1,07), Orea (Eu* = 0,72 y 0,95), Noguera de Albarracín (Eu* = 0,91 y 1,04), Reznos (Eu* = 0,77) y Codos (0,84-0,85); las dacitas de Codos (Eu* = 0,7); el gabro de Loscos (Eu* = 0,77-0,78); y dos de las tres muestras del basalto de Ojos Negros (Eu = 0,79-0,85). La anomalía en Eu* más positiva corresponde a la muestra restante de Ojos Negros (515-1-H0), con un valor de 1,26. Por el contrario, destacan por su gran anomalía negativa las muestras dacíticas del sector de Pardos (Fig. 10.12), con un valor de Eu* de entre 0,27 y 0,36, que se aproxima como veremos en el siguiente apartado al de las riolitas de este mismo sector.

Riolitas

Dentro de las riolitas se pueden observar, como ya se ha visto en los diagramas multielementales, dos grandes pautas composicionales. Por una parte, las riolitas del sector de Pardos (muestra PAR-06) y también una muestra riodacítica de este mismo sector (PAR-12), presentan unos valores mucho más bajos en LREE que las rocas basálticas a dacíticas y, sin embargo, unos valores HREE muy similares a ellas. Estas rocas tienen una concentración muy similar en todos sus elementos traza (con una relación (La/Lu)_N muy próxima a 1) excepto para el Eu (Fig. 10.13), que muestra una fuerte anomalía negativa (la mayor de todas las muestras estudiadas en esta tesis) con un valor de Eu* de 0,09. Por otra parte, las riolitas de los sectores de Ateca y Montalbán presentan una composición muy similar entre sí, caracterizada por unos valores cada vez más negativos hacia las REE más pesadas (Fig. 10.13). Los valores normalizados de las LREE de estas muestras se sitúan en el rango de 50-40 para el La y de 13-20 para el Sm, que son ligeramente más bajos respecto a las rocas basálticas a dacíticas, pero

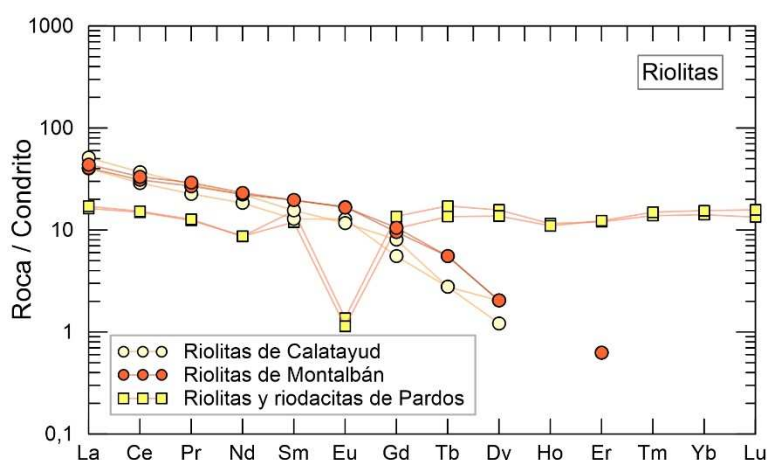


Fig. 10.13. Diagramas de REE normalizadas frente a la composición del condrito (McDonough y Sun, 1995) de rocas representativas de las rocas riolíticas de algunos de los principales sectores del magmatismo estudiado.

anomalía negativa (la mayor de todas las muestras estudiadas en esta tesis) con un valor de Eu* de 0,09. Por otra parte, las riolitas de los sectores de Ateca y Montalbán presentan una composición muy similar entre sí, caracterizada por unos valores cada vez más negativos hacia las REE más pesadas (Fig. 10.13). Los valores normalizados de las LREE de estas muestras se sitúan en el rango de 50-40 para el La y de 13-20 para el Sm, que son ligeramente más bajos respecto a las rocas basálticas a dacíticas, pero

mayores que los de las riolitas de Pardos. Su contenido en las tierras raras medias (MREE: Sm, Eu y Gd) es similar a las de las rocas basálticas a dacíticas y, sin embargo, su contenido en las HREE más pesadas (Ho a Lu) es mucho menor, encontrándose por debajo de los límites de detección. La anomalía en Eu^* de estas muestras es muy reducida y ligeramente positiva para la mayoría de las muestras, con un valor de entre 1,05 y 1,23. Sin embargo, es mucho mayor en la muestra 409-III-A01, alcanzando un valor de Eu^* de 1,52.

10.3. Interpretación de la evolución composicional de las rocas

Como ya se ha visto anteriormente, el conjunto de rocas estudiadas comparte su edad y contexto geológico. Además, la clasificación petrográfica y geoquímica de las muestras evidencia la presencia de un amplio espectro de rocas bastante continuo que comprende desde los basaltos de Ojos Negros hasta las numerosas riolitas (especialmente abundantes en los sectores de Molina, Albarracín, Calatayud o Montalbán). La composición petrográfica del conjunto de muestras de este magmatismo, es acorde a la presencia de una secuencia de cristalización fraccionada evidenciada por el descenso en el contenido de los minerales ferromagnesianos más básicos (olivino y piroxeno) observado en los basaltos, la aparición de anfíbol, biotita y posteriormente cuarzo en las rocas andesíticas, la desaparición del anfíbol y el incremento en biotita y cuarzo en las rocas dacíticas y, finalmente, la desaparición de la biotita en las rocas riolíticas. Además, las plagioclasas muestran también una secuenciación desde términos cálcicos (en los basaltos y andesitas basálticas), a cada vez más sódicos en las andesitas, y posteriormente a feldespatos progresivamente más potásicos en las dacitas y riolitas.

Todas estas características sugieren una relación petrogenética para las distintas rocas que, llegados a este punto, nos proponemos demostrar también y definir, en base a su composición química. Dicha relación resulta especialmente interesante y aparentemente no muy evidente, debido a la amplia variedad composicional del conjunto de rocas que conforman este magmatismo. Sin embargo, los diagramas bivariantes realizados en los apartados previos, muestran que la concentración de muchos de los elementos analizados en las distintas rocas guarda una relación entre sí y, generalmente, respecto al grado de evolución de los magmas de los que provienen, evidenciado por el contenido en SiO_2 . Este aspecto parece ser coherente con un proceso general de cristalización fraccionada que a continuación trataremos de analizar detalladamente mediante la interpretación de los diagramas bivariantes anteriormente mencionados, y que posteriormente confirmaremos mediante el empleo de otros diagramas discriminatorios de los procesos magmáticos implicados en la petrogénesis de las rocas.

10.3.1. Elementos Mayores

El progresivo descenso en la concentración de MgO , FeO_T y MnO respecto al contenido en SiO_2 (Fig. 10.4) resulta esperable en la evolución de la mayor parte de los magmas, debido al progresivo empobrecimiento de estos elementos en el fundido por la cristalización de los minerales

ferromagnesianos. Las variaciones observadas en MgO en los basaltos (con un valor de SiO₂ muy constante respecto a los cambios en MgO) posiblemente este causada por la fraccionación generada por la cristalización del olivino y el piroxeno en estos fundidos. El TiO₂ y el Al₂O₃ sufren un proceso de empobrecimiento desde los términos correspondientes a las andesitas basálticas hasta las riolitas. Sin embargo, la concentración en estos elementos presenta un ligero ascenso entre las composiciones basálticas, que posiblemente se encuentre relacionado con el incremento relativo de estos elementos en el líquido, generado por la disminución en Mg y Fe producida por la cristalización del olivino. La concentración en Ca desciende de forma pronunciada desde las rocas basálticas a las composiciones dacíticas por la cristalización progresiva de, fundamentalmente, clinopiroxeno, anfíbol, plagioclasa y secundariamente, granate. Los piroxenos dejan de cristalizar a partir de las composiciones andesíticas y el resto de minerales anteriormente citados, a partir de las dacíticas, cuando el contenido en CaO del magma se aproxima a cero y desciende ya de forma muy gradual posiblemente relacionado con la precipitación de apatito. El Na₂O aumenta su concentración hasta las composiciones andesíticas por la escasez de cristalización de minerales ricos en este elemento en los fundidos basálticos y andesítico-basálticos. A partir de las composiciones andesíticas, se produce el descenso de su concentración en el líquido como resultado de, fundamentalmente, la cristalización de plagioclasas cada vez más sódicas. Un proceso similar ocurre en el K₂O, su concentración aumenta en el líquido de forma clara hasta las composiciones dacíticas a partir de las cuales, la cristalización de feldespatos cada vez más potásicos y de biotita, generan un empobrecimiento en el líquido residual, de este elemento. Finalmente, el incremento en P₂O₅ (Fig. 10.4) hasta las composiciones andesíticas debe ser consecuencia de la escasa concentración de minerales ricos en este elemento en los fundidos basálticos y andesíticos, y su descenso a partir de las composiciones andesíticas, seguramente obedezca a un incremento en la cristalización del apatito.

10.3.2. Elementos metálicos de transición y otros metales

El elevado contenido en Cr, Co y Ni en los basaltos de Ojos Negros respecto al resto de rocas (Fig. 10.5) se justifica por su elevada concentración en el olivino y el piroxeno. La presencia de piroxeno justifica de igual forma los elevados contenidos en Sc y V de las rocas más básicas. Las rocas con composiciones de andesitas basálticas, que no contienen olivino, presentan contenidos menores en estos metales, pero aun así y especialmente en el caso del Sc, V y Co, sus contenidos son mucho más elevados respecto al resto de rocas (Fig. 10.5) debido a la presencia del piroxeno. El Sc, V, Co y Ni, siguen mostrando a partir de las composiciones de andesita basáltica una pauta de descenso en su concentración respecto al grado de evolución de las rocas (Fig. 10.5) debido a la progresiva cristalización de anfíbol, que también contiene estos elementos. El descenso general en la concentración de Zn es mucho más gradual (Fig. 10.5) debido a que su coeficiente de reparto respecto al olivino es menor a uno para los olivinos y los piroxenos en los fundidos basálticos y, sin embargo, este elemento forma parte de los piroxenos y de los anfíboles a partir de las composiciones andesíticas y, además, también participa en la cristalización de fases accesorias como la ilmenita y la magnetita, en fundidos félsicos. La anómala y elevada concentración de Zn en las rocas de Noguera de Albarracín, puede estar relacionada con la presencia de una mineralización

de esfalerita. La dispersión de valores respecto al contenido en sílice de las rocas, en algunos elementos de transición como el Cr (Fig. 10.5), podría estar relacionada con una impronta cortical de los fundidos (Lakhan *et al.*, 2020).

10.3.3. Elementos de alto radio iónico (LILE)

El aumento progresivo en el Rb se observa hasta las rocas riolíticas (Fig. 10.6) donde la cristalización de la biotita y el feldespato potásico genera el descenso de este elemento en el líquido residual. Posiblemente algo similar ocurre con el Ba, que se comporta como un elemento ligeramente incompatible hasta las composiciones andesíticas, donde se produce su incorporación a los cristales de biotita y feldespato potásico y el progresivo empobrecimiento de este elemento en el líquido residual. El elevado contenido en Ba de las riolitas de Montalbán, puede relacionarse fácilmente con las mineralizaciones de barita que se encuentran en el entorno de estas intrusiones (Osácar y Besteiro, 1992). Finalmente, el paulatino descenso en Sr durante la fraccionación del magma, debe relacionarse sin duda con la cristalización fraccionada de la plagioclasa. La anómala y elevada concentración de Sr en las rocas de Atienza, podría deberse a la elevada concentración en plagioclasa y sobretodo de anfíbol inalterado, que presentan de estas rocas.

10.3.4. Elementos de valencias iónicas altas (HFSE)

La fraccionación observada en el Zr se corresponde con la cristalización de circón y, a partir de los líquidos dacíticos, también de la biotita. La escasez de este elemento en las rocas riolíticas explica la baja concentración de circón en las rocas riolíticas, que ya se expuso en el capítulo relativo a la datación del magmatismo. El Nb se comporta como un elemento predominantemente incompatible en los fundidos basálticos y andesítico-basálticos sin formar parte de ningún mineral en ellos, lo que hace aumentar su concentración. A partir de las composiciones andesítico basálticas, su concentración permanece bastante constante, debido inicialmente a una posible incorporación en los clinopiroxenos y sobretodo y posteriormente en la biotita y de forma accesoria, en la ilmenita. El Hf presenta una concentración muy baja en estas rocas y también se comporta como un elemento claramente incompatible durante la evolución de los fundidos basálticos, la aparente disminución en su concentración a partir de composiciones andesíticas puede deberse a su incorporación en los cristales de minerales accesorios como el circón y la ilmenita. La composición de Ta es muy baja y constante en todas las rocas (cerca de 1 ppm) excepto para las de Pardos, que presentan valores anómalamente altos respecto al resto y quizás relacionados con la presencia de monacita como mineral accesorio. El aparente descenso en Th en las rocas a partir de los fundidos andesíticos quizás pueda estar relacionado por la fraccionación generada por la cristalización de minerales accesorios como la ilmenita o el circón. Las elevadas concentraciones de este elemento en algunas de las rocas riolíticas resulta difícil de explicar y aparentemente no guarda relación con el proceso magmático. Finalmente, el U se comporta como un elemento claramente incompatible aumentando su concentración conforme mayor es el grado de diferenciación de las rocas.

10.3.5. Tierras raras

El homogéneo aumento en todas las LREE, el Gd y el Tb en las composiciones basálticas y andesítico-basálticas (Fig. 10.8 y 8.9) se encuentra relacionado con su comportamiento fuertemente incompatible en los líquidos con estas composiciones. Mientras que el descenso en su composición observado desde las composiciones andesíticas a riolíticas (Fig. 10.8 y 8.9) puede relacionarse con la cristalización de fases accesorias como la ilmenita o la monacita. En el caso de las MREE (Sm, Eu, Gd y Tb) y las HREE más pesadas, la pauta general de descenso observada para la mayoría de las rocas posiblemente se encuentre relacionada con la cristalización de anfíbol, biotita, granate e ilmenita.

10.3.6. Relaciones entre los elementos incompatibles

Como se ha visto anteriormente las rocas estudiadas podrían estar relacionadas por un proceso de cristalización fraccionada que justificaría, por una parte, la estrecha relación entre muchos de sus elementos con el grado de diferenciación de las rocas y, por otra parte, la relación observada entre las variaciones composicionales y los progresivos cambios en la mineralogía de las rocas. De acuerdo con López y Cebriá (1990) y Shaw (2006), las rocas cogenéticas involucradas en un proceso de cristalización fraccionada mantienen constante la relación en la concentración de algunos de los elementos que tienen un comportamiento más incompatible durante todo el proceso y, si la concentración en dichos elementos se representa en gráficos bivariantes, los datos se disponen formando una recta que pasa por el origen. En las rocas estudiadas esta relación constante con ajuste a una recta que pasa por el origen se observa de forma clara entre la mayor parte de las LREE (La, Ce, Pr y Nd), de las HREE (Gb, Tb, Dy, Ho y Tm) y entre el V y el Co (metales de transición) (Fig. 10.14), con un muy buen ajuste de los datos a las rectas ($R^2 = 0,75-0,99$).

Las variaciones y pautas composicionales que presentan los elementos incompatibles en los gráficos X/Y vs X son una importante herramienta para ayudar a descifrar los procesos ígneos. En ellos, la relación constante entre dos elementos propia de un proceso de cristalización fraccionada (que en los gráficos X vs Y realizados anteriormente, se mostraba como una recta que pasaba por el origen), aparece reflejada como una recta de pendiente cero. Sin embargo, los procesos de fusión parcial se evidencian por ejemplo por un incremento en La/Sm respecto a La, La/Yb respecto a Yb, o Tb/Yb respecto a Yb (Fan *et al.*, 2004). Por el contrario, el descenso en las relaciones enumeradas anteriormente, indica una heterogeneidad de la fuente originaria del fundido. Las composiciones del magmatismo estudiado reflejadas en este tipo de diagramas indican en todos los casos esta última tendencia, relacionada con una fuente heterogénea para los fundidos (Fig. 10.15). Esta heterogeneidad en la fuente, podría relacionarse con la participación en distintas proporciones de materiales corticales y fundidos mantélicos (Fan *et al.*, 2004; Lakhan *et al.*, 2020).

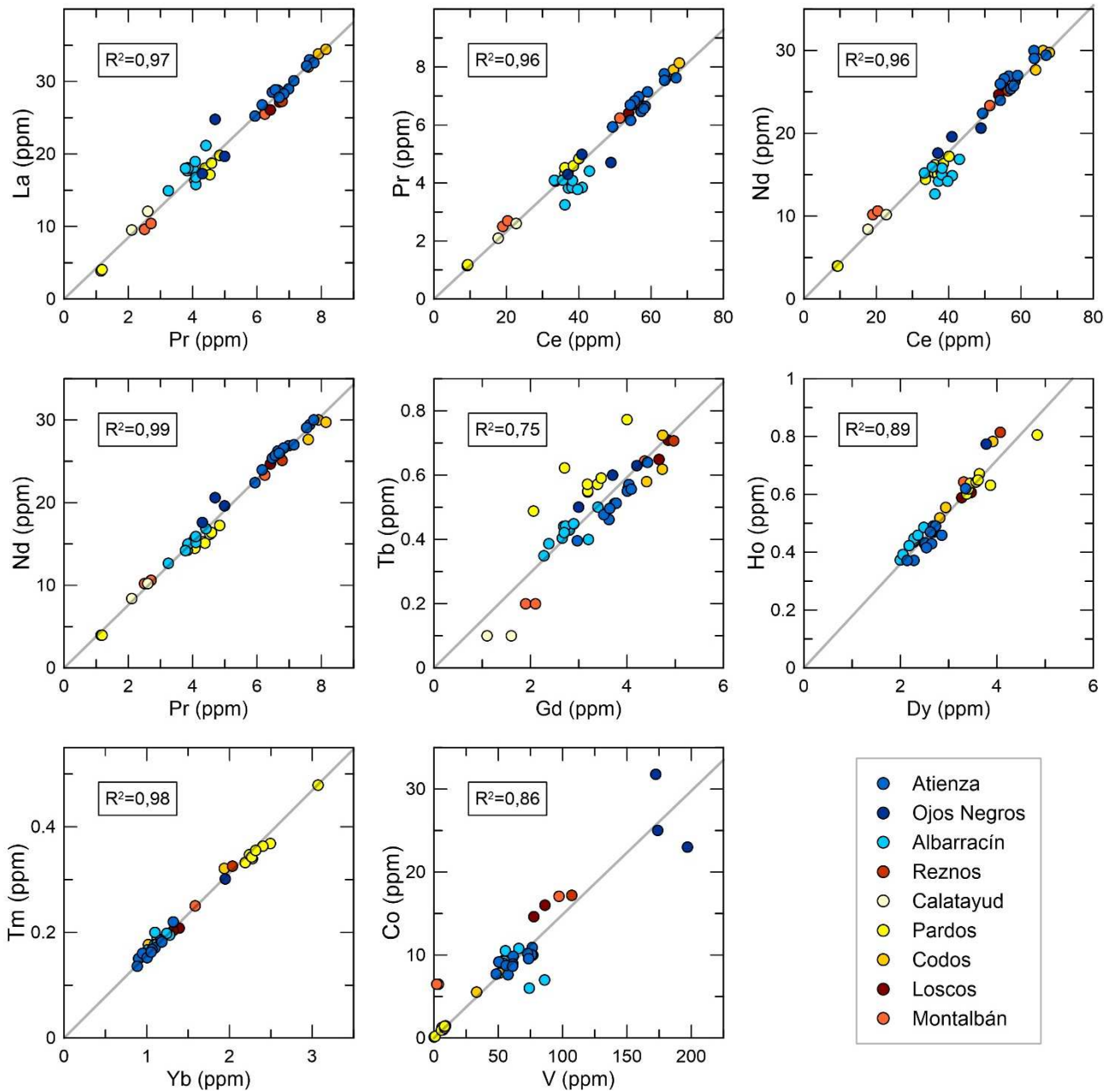


Fig. 10.14. Relación entre distintas REE (elementos altamente incompatibles) y entre el Co y el V, que presentan un muy buen ajuste a una recta que pasa por el origen, indicando la presencia de un posible proceso de cristalización fraccionada.

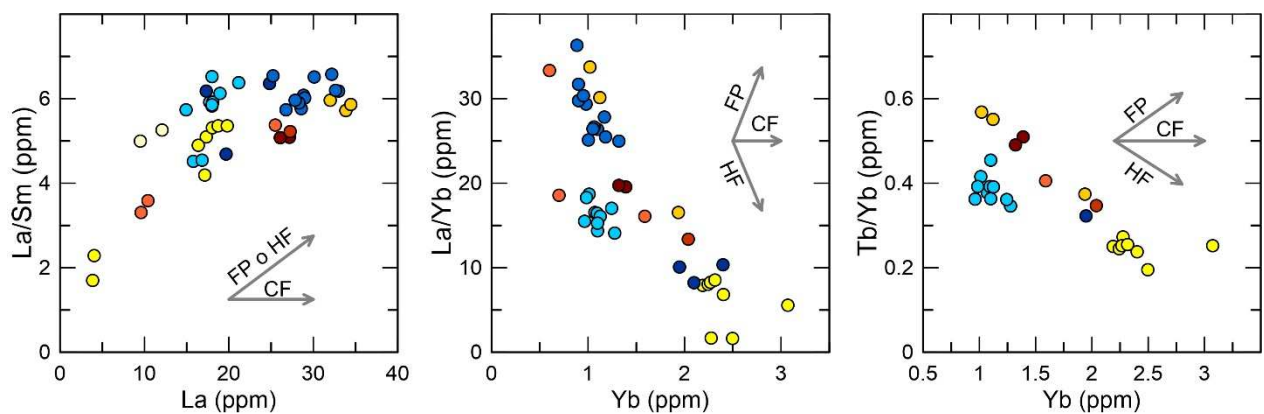


Fig. 10.15. Diagramas X/Y vs Y de REE, discriminatorios de los procesos magmáticos implicados en la petrogénesis de las rocas (Fan *et al.*, 2004). Abreviaturas: FP (fusión parcial); HF (fuente heterogénea) y CF (cristalización fraccionada).

10.4. Origen del magmatismo

10.4.1. Elementos traza y su relación con el protolito

La fuerte anomalía de Nb observada en todas las rocas en los diagramas multielementales normalizados frente al manto primitivo (Fig. 10.10 y 10.11) y también la anomalía en Ta observada en las rocas básicas-intermedias de la Rama aragonesa (Fig. 10.10b) y en las rocas de Atienza (Fig. 10.10c), indican una importante participación de los materiales corticales en el fundido original (Fan

et al., 2004). Rollinson y Pease (2021) señalan que la relación Nb/Th es indicativa de los principales reservorios de magmas, correspondiendo a un valor cercano a 1,4 para el promedio de la corteza, a 7-8 en el manto primitivo y a 15,7 en el reservorio MORB. El conjunto de rocas estudiadas en este magmatismo presenta un valor promedio de la tasa Nb/Th de 1,38, idéntico al propuesto por Rollinson y Pease (2021) para el promedio de la corteza.

De una forma similar Eby (1990, 1992) indica que los materiales mantélicos presentan una tasa Y/Nb mayor a 1,2, mientras que dicha tasa es menor a ese valor para los corticales. En la figura 10.16a se indican las relaciones entre estos dos pares de elementos para las rocas estudiadas y se comparan con las composiciones de la corteza superior, media e inferior y el manto enriquecido de tipo EMI, observándose que las muestras presentan claramente una composición cortical.

La relación entre Th/Yb y Nb/Yb permite identificar claramente los magmas de origen mantélico correspondientes a todos los basaltos de dorsales (MORB) e islas (OIB) oceánicas (que se alinean respecto a una recta si se representan las dos ratios anteriormente citadas en escala logarítmica, Fig. 10.16b), respecto a los fundidos corticales; e identificar además procesos de mezcla entre ambos tipos de magma (Pearce, 2008). Las rocas del magmatismo estudiado se alejan clara y nuevamente de las relaciones propias de los fundidos mantélicos (Fig. 10.16b). Sin embargo, la composición de la corteza superior se encuentra dentro de la pauta composicional que muestran las rocas estudiadas en el gráfico Nb/Yb vs. Th/Yb y resulta prácticamente

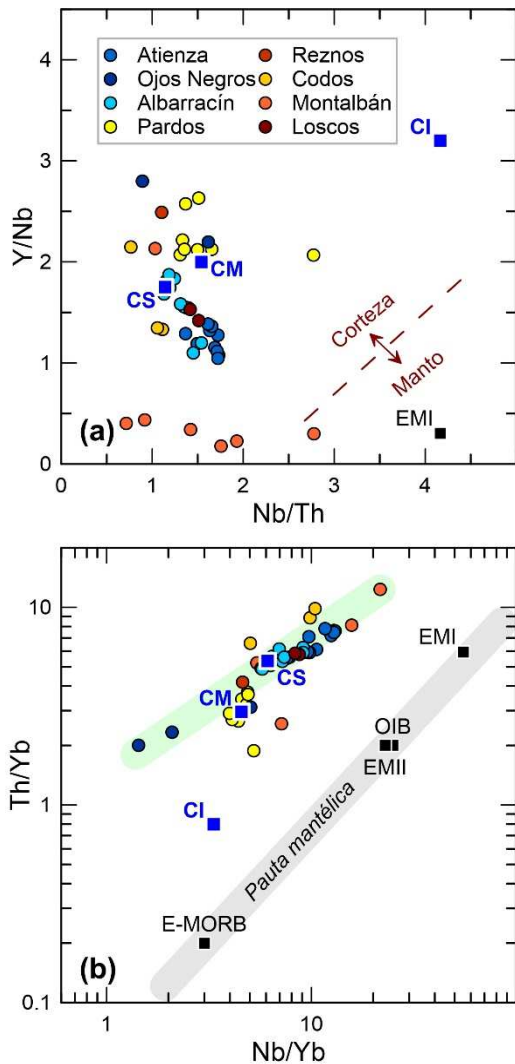


Fig. 10.16. Diagramas discriminatorios del origen de los fundidos en función de las relaciones entre sus elementos traza. (a) Nb/Th vs. Y/Nd. (b) Nb/Yb vs. Th/Yb (Pearce (2008). CS: Corteza inferior; CM: Corteza Media; CI: Corteza Inferior; EMI y EMII: Manto enriquecido; OIB: Basaltos de islas oceánicas; E-MORB: Basaltos de dorsales oceánicas enriquecidos. La composición de los distintos reservorios ha sido tomada de Rollinson and Pease (2021) para los basaltos OIB y E-MORB; Wang et al (2017) para EMI; Workman *et al.* (2004) para EMII; y Rudnick y Gao (2004) para los distintos tipos de corteza.

idéntica a la composición de las rocas andesíticas del sill de Noguera de Albarracín y de los diques Anadón (sector de Montalbán). Estas intrusiones son algunas de las que mayor concentración de enclaves de rocas metamórficas con evidencias de reabsorción presentan y, además, en las que dichos enclaves corresponden a facies metamórficas de mayor profundidad (anfíbolitas y granulitas) y en el caso de los diques de Anadón, las intrusiones con enclaves de granitoides mejor preservados y de mayor tamaño. Destaca además en este gráfico, la posición de las muestras dacíticas de la intrusión de Cerro Redondo (sector de Pardos), cuya posición en el gráfico anteriormente mencionado (Fig. 10.16b) se aleja ligeramente de la tendencia mostrada por el conjunto de rocas del magmatismo y sin embargo coincide, plenamente, con la posición correspondiente a la composición de la corteza media (Fig. 10.16b).

10.4.2. Elementos radiogénicos y su relación con el protolito

En este apartado se estudian las relaciones isotópicas de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ y $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ con el objetivo de ayudar a caracterizar el protolito a partir del cual se formó el magma. En la Cordillera Ibérica se dispone de 11 análisis de estas relaciones isotópicas correspondientes a algunas de las muestras estudiadas en esta tesis, las cuales fueron publicadas por Lago *et al.* (2004). De entre estas 11 muestras, cuatro corresponden a las andesitas de Atienza (AT-6, AT-8, AT-12 y AT-13), una al basalto de Ojos Negros (OJN), otra al dique andesítico de Reznos (REZ), dos a los diques andesíticos del sector de Loscos (MON y LUE), otras dos al gabro de este mismo sector (LOSC-1 y LOSC-2) y la restante al dique andesítico menos alterado de entre los analizados en el sector de Montalbán (MONT). Todas estas muestras tienen un LOI inferior a 3 excepto tres de ellas, que presentan un LOI superior a 4,5. La muestra AT-12 (con LOI = 4,8) presenta los valores isotópicos más alejados respecto a las otras tres del sector de Atienza (con LOI = 1-1,5), por lo que, debido a ello, no ha sido tenida en cuenta en este estudio. La muestra con mayor LOI (7,8) corresponde a un dique andesítico del sector de Loscos (LUE) y presenta unos valores anormales de sus relaciones isotópicas respecto al resto de muestras, por lo que tampoco se ha considerado. Finalmente, la muestra MON, aunque presenta un LOI de 6, es la muestra andesítica del sector de Loscos más sana de la que se tienen análisis isotópicos y los resultados de dichos análisis son coherentes a los del resto de muestras, por lo que pese a su elevado LOI, no ha sido desestimada. Para el cálculo de los valores iniciales de las relaciones isotópicas, se ha considerado una edad de 291 Ma, por ser la edad correspondiente al pico de mayor actividad magmática, conforme a lo concluido previamente en el capítulo de esta tesis sobre la edad del magmatismo (capítulo 8).

El conjunto de muestras presenta unos valores muy homogéneos de las relaciones isotópicas analizadas, con $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(291)}$: 0,70776 - 0,70973 y $\epsilon\text{Nd}_{(291)}$ entre -4,7 y -7,5 (Fig. 10.17). Los valores más bajos de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ y los menos negativos de ϵNd corresponden al basalto de Ojos Negros, mientras que los valores opuestos (más altos de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ y más negativos de ϵNd) corresponden al gabro de Loscos (Fig. 10.17).

Si observamos el diagrama correspondiente a las relaciones isotópicas de Sr-Nd (Fig. 10.17), podemos observar que las rocas corticales del Macizo Ibérico, dibujan una línea de evolución desde

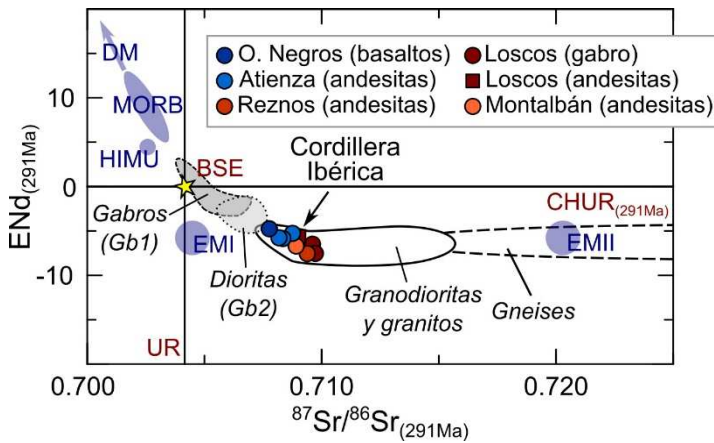


Fig. 10.17. Diagrama de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(291\text{Ma})}$ frente a $\epsilon\text{Nd}_{(290)}$ de las rocas ígneas cisuralienses de la Cordillera Ibérica (valores numéricos en Tabla 1). Los datos correspondientes a los gabros (Gb1), dioritas (Gb2), granodioritas, granitos y gneises corresponden al Sistema Central y los Pirineos y han sido tomados de Lemirre *et al.* (2019), Montero *et al.* (2017), Moreno *et al.* (1995), Orejana *et al.* (2009 and 2020), y Villaseca *et al.* (1998, 1999 and 2009). Todos los valores han sido recalculados a la edad de 291 Ma, correspondiente al pico de mayor actividad del magmatismo. Abreviaturas: BSE (*Bulk Silicate Earth*), CHUR (*Chondritic Uniform Reservoir*), UR: *Uniform Reservoir* (UR). Los valores correspondientes al UR han sido tomados de DePaolo (1988). El valor de $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ del CHUR ha sido tomado de Jacobsen y Wasserburg (1980) y el de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ de Goldstein *et al.* (1984). Los valores correspondientes al resto de reservorios han sido tomados de Rollinson and Pease (2021 y referencias que contiene).

los fundidos más básicos (con valores más elevados de ϵNd y más bajos de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$), hacia los más ácidos (con un ϵNd constante y cercano a -7, y valores cada vez más elevados de la relación $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$). Esta línea de evolución resulta indicativa del origen de las rocas de forma que, como cabe esperar, las rocas más básicas (gabros Gb1) presentan una relación de Sr-Nd más próxima a las de los reservorios puramente mantélicos (MORB), las rocas intermedias se encuentran cada vez más cercanas a las composiciones del manto enriquecido (EMI) y las rocas más félsicas muestran valores muy próximos a los gneises que componen la corteza del Macizo Ibérico. De esta forma, la tendencia en la composición de Sr-Nd descrita anteriormente, permite dibujar una variación continua desde rocas formadas a partir de fundidos mantélicos (por ejemplo, gabros Gb1 del Sistema Central, Fig. 10.17), rocas formadas por distintos grados de interacción entre fundidos mantélicos y corticales (por ejemplo, dioritas Gb2, Fig. 10.17) y rocas puramente corticales (granitos). Destaca, además, que las rocas corticales (gneises y granitos), presentan un valor constante de la relación ϵNd , mientras que las rocas con influencia mantélica en su origen (dioritas y gabros), presentan valores cada vez mayores de ϵNd . Las rocas del magmatismo estudiado se sitúan justo en el punto en el que las muestran comienzan a reflejar una influencia mantélica, ajustándose a la pauta general anteriormente descrita y presentando un pequeño pero claro incremento en los valores de ϵNd hacia las composiciones del manto. Además, la composición isotópica (Sr-Nd) de las rocas estudiadas coincide con la de los granitos y granodioritas más cercanos a las composiciones mantélicas y resulta muy próxima a las de las dioritas Gb2 del Sistema Central. Los resultados obtenidos indican, en definitiva, que el magmatismo estudiado presenta un origen predominantemente cortical, con una pequeña influencia mantélica.

Los datos isotópicos presentan una edad modelo $T_{(DM)}$ de entre 1,6 (para las rocas de Atienza) y 2 Ga (para la andesita de Reznos y una de las muestras del gabro de Loscos). Estas edades modelo son muy similares a las de los granitoides y gneises de la Zona Centro Ibérica del Macizo Ibérico (Villaseca *et al.*, 1998, 2009; Castro *et al.*, 1999; Bea *et al.*, 2010; Montero *et al.*, 2017). Las edades modelo habitualmente son interpretadas como la edad de formación de la corteza (Rollinson y Pease, 2021). Sin embargo, no se conocen eventos significativos de formación de corteza en el SW de Europa y el

N de África correspondientes a las edades obtenidas. Dichas edades podrían estar relacionadas, sin embargo, con una mezcla de componentes corticales con distintas edades modelo, de forma similar a lo propuesto por Bea *et al.* (2011) para la corteza del SO de Egipto.

10.5. Contexto geodinámico del magmatismo

La composición geoquímica de las rocas ígneas es característica del contexto geodinámico en el que se han formado (Rollinson y Pease, 2021). Desde esta perspectiva los estudios llevados a cabo por Verma *et al.* (2012) y Verma and Verma (2013), permiten discriminar el contexto geodinámico de rocas félsicas e intermedias respectivamente, a partir de su composición. Estos trabajos consideran como rocas de composición intermedia, y en base a Le Bas *et al.* (1986), las rocas con un contenido en SiO₂ (recalculado al 100% anhidro de la roca) de entre el 52 y 63 %, y como rocas ácidas aquellas con más de un 63% en SiO₂. En base al estudio de los trabajos previos y al tratamiento estadístico de un amplio conjunto de datos composicionales de muestras correspondientes a magmatismos recientes con contextos geodinámicos conocidos, estos autores proponen una serie de diagramas binarios (X-Y) que permiten situar el origen de las rocas en 5 contextos tectónicos: arco-isla (IA), arco continental (CA), rift continental (CR), isla oceánica (OI), y colisión (Col), referido este último a la colisión entre dos placas continentales. La distribución de los campos discriminatorios de estos ambientes geodinámicos en los diagramas X-Y, se basa en ecuaciones que combinan la composición en elementos mayores y/o trazas de las rocas. A continuación, se muestran los resultados obtenidos en los diagramas más discriminantes para las rocas estudiadas. El número de rocas con composición ácida de entre el conjunto de muestras representativas de este magmatismo es, según la clasificación empleada, más del doble (48 muestras) que el de muestras con composición intermedia (21).

10.5.1. Rocas de composición intermedia

Verma y Verma (2013) proponen tres grupos de 5 diagramas cada uno, para la discriminación de las rocas intermedias. Cada uno de estos grupos está basado en la composición de las rocas en elementos mayores (primer grupo), una combinación de elementos mayores inmóviles y elementos traza (segundo grupo) y finalmente elementos traza (tercer grupo). El primer diagrama de cada grupo (diagramas generales), permiten discernir entre los 5 contextos tectónicos diferenciados (estando 4 de ellos agrupados de dos en dos, ya que todos los diagramas presentan únicamente 3 campos). El resto de diagramas permiten precisar o confirmar el contexto. Tras aplicar los 15 diagramas propuestos por estos autores, hemos podido comprobar que aquellos diagramas correspondientes a elementos mayores o a elementos traza, resultan bastante discriminatorios, mientras que los basados en una combinación de elementos mayores y traza no lo son tanto, por situarse la composición de las rocas estudiadas en, o muy próxima, al punto de unión entre los tres campos de los diagramas. En la Fig. 10.18 se muestran los tres diagramas más discriminantes para las rocas estudiadas del grupo correspondiente a los elementos mayores (10.18 a, b y c) y del grupo

de los elementos traza (10.18 d, e y f), incluyendo los diagramas generales de clasificación (10.18 a y d) de cada grupo.

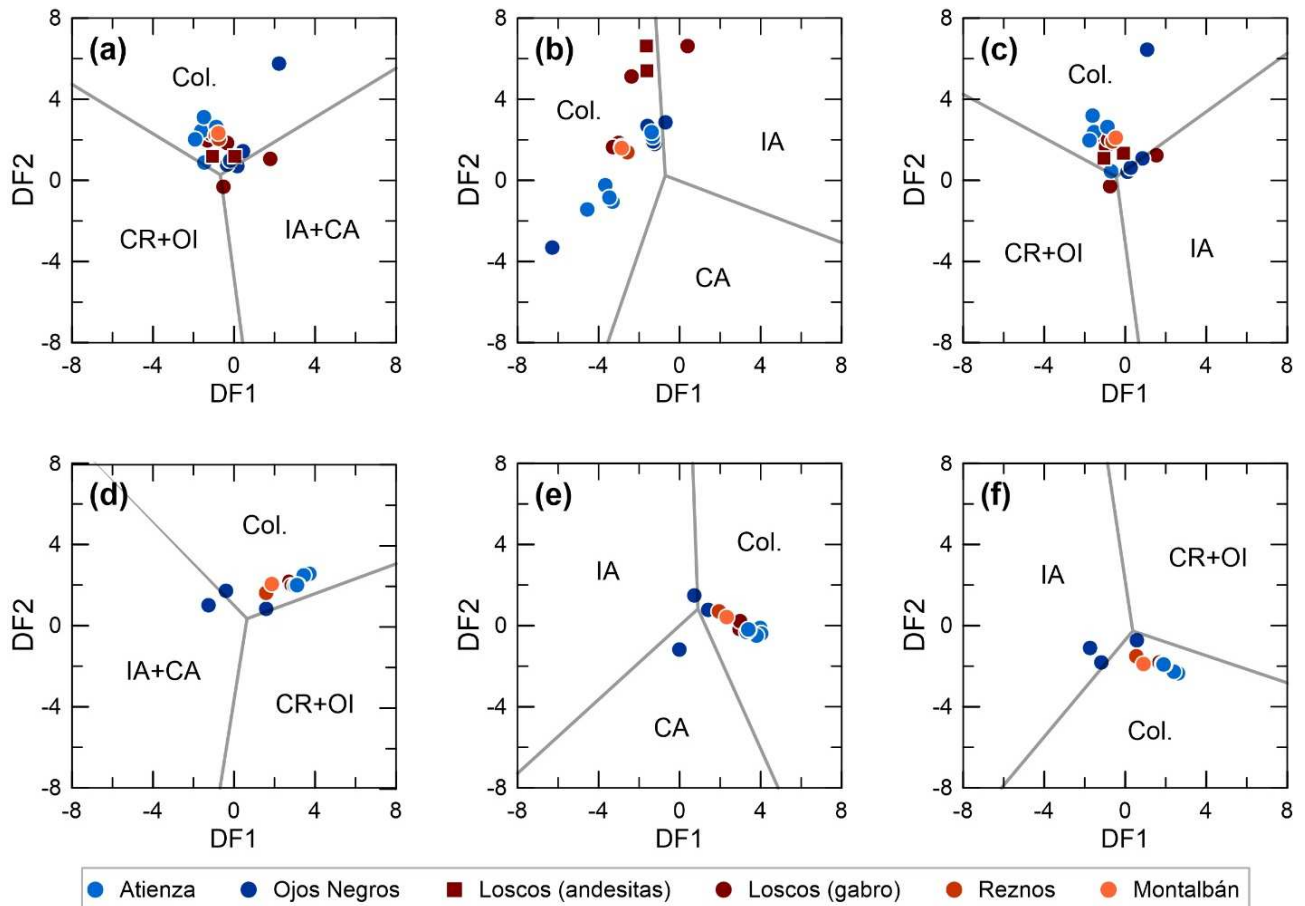


Fig. 10.18. Gráficos de discriminación del contexto geodinámico para magmas de composición intermedia según Verma y Verma (2013) y basados en las distintas concentraciones de las rocas en elementos mayores (a, b y c) o traza (d, e, f). IA: arco-isla; CA: arco continental; CR: rift continental; OI: isla oceánica; Col: colisión continental.

Los resultados obtenidos clasifican en todos los casos la mayor parte de las muestras de composición intermedia (al menos 18 de las 21), como correspondientes a un contexto de colisión (Fig. 10.18), siendo por tanto unos resultados bastante definitorios y coherentes entre sí. Sin embargo, por una parte y de forma excepcional, una o dos de las rocas correspondientes al gabro de Loscos, aunque se sitúan próximas al campo correspondiente a un contexto colisional, son clasificadas por los distintos diagramas de elementos mayores como pertenecientes a un contexto de arco-isla (Fig. 10.18 a, b y c). Por otra parte, también entre una y dos muestras del conjunto del sector de Ojos Negros son clasificadas por los diagramas correspondientes a los elementos traza como pertenecientes a un contexto de arco continental o arco-isla, aunque nuevamente su composición se encuentra muy cerca al campo colisional (Fig. 10.18 d, e y f). No obstante, hay que tener en cuenta que las muestras de Ojos y Loscos corresponden a las rocas más básicas de entre el conjunto estudiado en esta tesis, encontrándose próximas al contenido en SiO_2 por debajo del cual estos diagramas no son aplicables (52 %).

En síntesis, las rocas intermedias de este magmatismo se enmarcan en un contexto de colisión entre dos placas continentales, que resulta acorde su paleogeografía dentro del Orógeno Varisco.

10.5.2. Rocas de composición ácida

La discriminación del ambiente geodinámico de las rocas ácidas en función de su composición ha sido realizada según los gráficos propuestos por Verma *et al.* (2012). Estos gráficos siguen los mismos principios que los comentados anteriormente para las rocas intermedias, pero a diferencia de los anteriores, corresponden a un único grupo de diagramas, basados en las distintas concentraciones de los elementos mayores en las rocas. Las rocas con composiciones más ácidas de este conjunto y correspondientes a las riolitas y dacitas de Molina, Reznos, Calatayud, Pardos y Montalbán (Fig. 10.19) se sitúan claramente en todos los casos dentro del campo colisional (Fig. 10.19). Sin embargo, las rocas andesíticas (Atienza, Albarracín y Codos), y especialmente dentro de ellas las más básicas, se encuentran próximas al límite con otros campos y en algunos casos dentro de los correspondientes a arco continental, arco isla, o rift continental (Fig. 10.19). No obstante, cabe reseñar que justamente estas rocas se sitúan en el límite, o muy próximas al límite, de las rocas con composición ácida (63 % en sílice) en las que se puede aplicar estos diagramas. En síntesis, las rocas ácidas, corresponden, como las intermedias, a un contexto de colisión entre dos placas continentales, que resulta acorde a la paleogeografía de este magmatismo dentro del Orógeno Varisco.

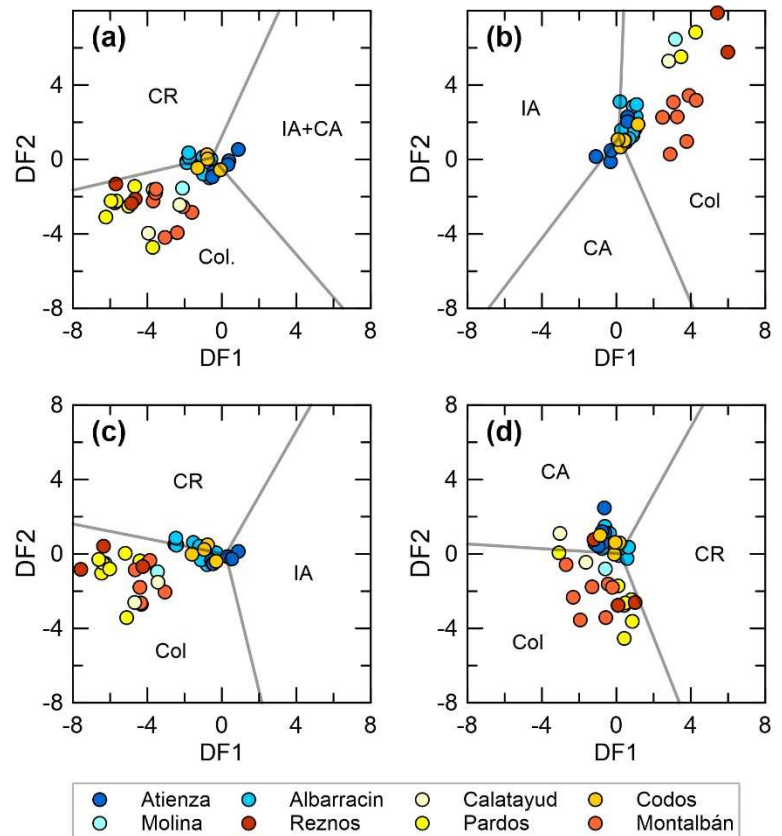


Fig. 10.19. Gráficos de discriminación del contexto geodinámico para rocas de composición ácida según Verma *et al.*, (2012) y basados en las distintas concentraciones de las rocas en elementos mayores. IA: arco-isla; CA: arco continental; CR: rift continental; Ol: isla oceánica; Col: colisión continental.

10.6. Conclusiones

Las rocas del magmatismo cisuraliense que afloran hoy en día en la Cordillera Ibérica presentan mayoritariamente un elevado grado de alteración, como consecuencia de los distintos procesos tectónicos, hidrotermales y meteóricos que han sufrido desde su emplazamiento, hace 293-285 Ma, hasta nuestros días. Pese a ello, se ha logrado reunir para este estudio una amplia base de datos composicionales, con un bajo grado de alteración que no afecta sustancialmente a los resultados obtenidos, y en la que se encuentran representados los principales sectores donde aflora este magmatismo y los distintos tipos de rocas ígneas que en ellos se encuentran.

La clasificación geoquímica de las rocas estudiadas guarda una muy buena correlación con la clasificación petrográfica, especialmente si se consideran para las rocas más básicas y que pueden estar afectadas en mayor medida por los procesos de alteración, los diagramas basados en la relación de elementos inmóviles (Zr/TiO_2 o Nb/Y). La clasificación geoquímica confirma que las rocas estudiadas corresponden a un amplio espectro composicional que abarca todos los términos comprendidos entre los basaltos y las riolitas subalcalinas, incluyendo a ambas, y a las andesitas basálticas, andesitas y dacitas.

La pauta continua de variación composicional observada en los diagramas clasificatorios, desde los términos basálticos a los riolíticos, es extensible a la composición del conjunto de rocas para la inmensa mayoría de los elementos mayores y trazas, y puede explicarse de forma mayoritaria por un proceso de cristalización fraccionada. Los distintos cambios observados en la tendencia de esta pauta de variación, guardan una estrecha relación con la aparición y cristalización en mayores o menores proporciones de los minerales que componen estas rocas (olivino, orto- y clinopiroxeno, anfíbol, biotita, la serie continua de feldespatos, y accesoriamente granate, apatito, circón y distintos óxidos) durante el proceso de cristalización fraccionada. Las relaciones entre elementos incompatibles confirman la presencia de un proceso de cristalización fraccionada generalizado para este magmatismo.

La composición en elementos traza, y los diagramas discriminantes del protolito a partir del cual se generó el fundido basados en ellos (por ejemplo, Nb/Th vs. Y/Nb o Nb/Yb vs. Th/Yb), indican en todos los casos un claro predominio cortical para la fuente de los fundidos. Los numerosos enclaves de rocas metamórficas en facies anfibolíticas y granulíticas con evidencias de reabsorción que presenta este magmatismo podrían tener un carácter restítico de la fusión cortical y, en cualquier caso, indican también una componente cortical en los magmas. De igual forma, los circones y núcleos de circón con edades precámbricas identificados en el capítulo 8 de esta tesis, así como los núcleos metamórficos de los xenocristales de granate recrecidos en condiciones ígneas y la presencia de biotitas de posible origen metamórfico, identificadas en el capítulo anterior; muestran la participación cortical en la composición del magma. Las relaciones entre elementos traza (La/Yb vs. Yb , o Tb/Yb vs. Yb), sugieren la presencia de una heterogeneidad en la fuente que podría relacionarse con la participación de fundidos mantélicos. Las relaciones isotópicas de $^{87}Sr/^{86}Sr$ y $^{143}Nd/^{144}Nd$, corroboran lo observado en base a los elementos traza, mostrando un componente predominantemente cortical para el origen de los fundidos con una ligera influencia de magmas mantélicos. La presencia de basaltos con olivino entre las rocas que componen este magmatismo sugiere también la participación de magmas derivados del manto.

Los diagramas discriminatorios del contexto geodinámico basados en distintas combinaciones de elementos mayores y trazas, muestran en todos los casos la pertenencia de este magmatismo a un contexto relacionado con la colisión entre dos placas continentales. Este resultado es coherente con la paleogeografía del magmatismo estudiado, que por su edad (293-285 Ma) y localización (zonas Asturoccidental-leonesa y Cantábrica del Macizo Ibérico) corresponde a una parte más o menos externa del Orógeno Varisco.

Conclusiones finales



Fotografía de portada: Sill andesítico emplazado en los materiales metasedimentarios del carbonífero en las proximidades al municipio de Hoz de la vieja (Sector de Montalbán). El espesor del sill es cercano a 1 m.

Conclusiones finales

En la presente tesis doctoral se ha realizado la cartografía digital georreferenciada del conjunto de afloramientos correspondientes al magmatismo cisuraliense en la Cordillera Ibérica, y se ha llevado a cabo un estudio petrográfico, composicional y geocronológico de dicho magmatismo. Además, se ha realizado un estudio detallado sobre el emplazamiento subvolcánico en una de las intrusiones que mejor preservan las estructuras de flujo ígneo, la intrusión de Cerro Redondo. También se ha realizado, por primera vez en la Cordillera Ibérica, un detallado estudio sobre la arquitectura del sistema magmático y los procesos ígneos que en él han tenido lugar, el cual se ha llevado a cabo en el afloramiento subvolcánico de mayores dimensiones que presenta este magmatismo, el sill de Atienza.

El magmatismo cisuraliense se encuentra representado en la Cordillera Ibérica por cerca de 800 afloramientos correspondientes a más de 700 cuerpos ígneos. Estos afloramientos se encuentran repartidos por todas las Ramas y Unidades que conforman dicha cordillera. Sin embargo, se agrupan en pequeños sectores que además suelen presentar características distintivas entre sí en cuanto a la composición y modo de emplazamiento del magma. La mayor parte de afloramientos corresponden a intrusiones subvolcánicas (sills y diques). Los escasos afloramientos volcánicos se concentran en la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica. En la Rama Aragonesa, solo aflora una pequeña sucesión volcánica, en las proximidades a la localidad de Fombuena (Zaragoza), aunque también se tiene constancia de depósitos volcánicos subsuperficiales en el sector de Reznos. Las manifestaciones volcánicas del magmatismo corresponden predominantemente a flujos piroclásticos de bloques y cenizas y a piroclastos de caída (fundamentalmente cenizas). Estos depósitos se emplazaron en pequeñas, aisladas y en algunos casos potentes cuencas de *pull-apart*, formadas por profundas fallas en relación a una tectónica transtensiva, que favorecieron el ascenso magmático. Además, el magmatismo estudiado también comprende la apófisis más superficial de un cuerpo plutónico de naturaleza gabroica emplazado en la Unidad de Herrera de la Rama Aragonesa, junto a la localidad de Loscos.

El magmatismo Cisuraliense presenta en la Cordillera Ibérica una amplia variedad petrográfica que comprende todos los términos calcoalcalinos desde los basaltos hasta las riolitas (ambas incluidas). Las rocas volumétricamente mayoritarias son las andesitas, seguidas por las andesitas basálticas, las cuales predominan respecto a las dacitas y riolitas. Los basaltos son el término composicional más escaso, siendo su afloramiento más destacado el localizado junto a la localidad de Ojos Negros (Teruel). Todas las rocas presentan una textura porfídica con fenocristales de generalmente menos de 5 mm de longitud y predominantemente 2 mm, inmersos en una matriz microcristalina (en el caso de las rocas subvolcánicas) o vítrea (en el caso de las rocas volcánicas). Los basaltos están formados por olivino, clinopiroxeno y plagioclasa cálcica, las andesitas basálticas incluyen mayoritariamente piroxeno y plagioclasa cálcica, aunque también presentan en los términos más evolucionados, anfíbol y biotita. Las andesitas están formadas por anfíbol, biotita, plagioclasa y de forma accesoria en algunos casos, granate y piroxeno. Las dacitas presentan biotita, feldespato potásico, cuarzo, y de forma accesoria y minoritaria, en los casos más primitivos, anfíbol. Finalmente, las riolitas están formadas por cuarzo, feldespato potásico, y en algunos casos, de forma

minoritaria, moscovita. El gabro presenta proporciones variables en piroxeno y anfíbol a lo largo de la intrusión, con una asociación mineral muy similar a la de las andesitas basálticas y las andesitas, y un tamaño cristalino medio similar al de los fenocristales de las rocas porfídicas, que sugiere, que podría equipararse a las cámaras magmáticas en las que se formaron los fenocristales de las andesitas o andesitas basálticas subvolcánicas y volcánicas.

El estudio sobre el emplazamiento de la intrusión de Cerro Redondo demuestra que en intrusiones subvolcánicas de composición dacítica, el análisis de la distribución de la foliación magmática, apoyado por el estudio de la Anisotropía de la Susceptibilidad Magnética (ASM), permite registrar el proceso de emplazamiento de las intrusiones. En este sentido en dicha intrusión, por una parte, el origen del foco emisor debió encontrarse en el núcleo del patrón concéntrico que define la foliación magmática y magnética a escala cartográfica en el centro del sector SE. Por otra parte, los pliegues ígneos permiten reconstruir la dirección de flujo magmático que los originó, la cual resulta perpendicular al eje de plegamiento y paralela al plano axial de los pliegues, indicando que el crecimiento de la intrusión se produjo predominantemente hacia el NO.

El origen de la foliación magmática y de las fábricas magmáticas y magnéticas planares que presentan las rocas de Cerro Redondo, se debió al aplastamiento soportado por el propio material ígneo contra la roca encajante durante la inyección del magma. La fábrica magnética refleja un registro continuo de los procesos de deformación sucedidos durante el emplazamiento del fundido. En los casos en los que la deformación fue coaxial durante todo el proceso de emplazamiento se produjeron fábricas puramente planares orientadas predominantemente en perpendicular respecto al flujo ígneo. Sin embargo, en otros casos, las variaciones locales en la orientación de los ejes de deformación relacionadas con el efecto producido por el proceso generalizado de plegamiento ígneo durante el emplazamiento de la intrusión, produjeron un progresivo intercambio entre los ejes magnéticos K_{int} y K_{min} . Las fábricas magnéticas correspondientes a los afloramientos afectados por pliegues ígneos de escala métrica presentan una geometría prolata con la lineación magnética paralela al eje de plegamiento, y cuando se sustrae el efecto del plegamiento, reflejan las fábricas planares originales. El aumento en el grado de anisotropía en las estaciones de ASM más próximas a la falla que atraviesa la intrusión, indica un cogenetismo entre esta falla y el proceso intrusivo y apoya la presencia de etapas tardías de emplazamiento en las que coexistieron procesos dúctiles y frágiles. La presencia de una ligera oblicuidad entre la traza axial definida por la foliación magmática plegada a escala cartográfica en la intrusión de Cerro Redondo y los márgenes NE y SO del cuerpo ígneo, sugiere una intrusión asimétrica bajo una cinemática de cizalla de orientación NO-SE. El magmatismo Pérmico intruyó, en el conjunto del sector de Pardos, a favor de fallas direccionales, con una orientación principal NO-SE a E-O. Estas observaciones pueden interpretarse en términos de una inyección del magma bajo un régimen transtensivo, coherente con el contexto tectónico general en el que se enmarca el magmatismo estudiado.

Las 11 intrusiones subvolcánicas que se han podido datar en este trabajo, y que corresponden a algunos de los afloramientos más significativos de este magmatismo, con composiciones andesíticas y dacíticas, presentan una edad de entre 293 ± 1 Ma y 285 ± 3 Ma (Sakmariense y Artinskiense) que concuerda tanto con la edad relativa (paleobotánica, estratigráfica y estructural) del magmatismo,

como con las tres dataciones radiométricas llevadas a cabo previamente a esta tesis (Hernando *et al.*, 1980; Conte *et al.* 1987 y Perini and Timmerman, 2008). El histograma y curva de probabilidad correspondiente al conjunto de los análisis realizados en este trabajo, sugieren que el magmatismo tuvo su pico de mayor actividad concretamente en torno a hace 291 Ma, en el Sakmariense. No se ha observado una relación clara entre la edad y la composición de las rocas, aunque 3 de las 4 muestras de composición más ácida que se han datado en este trabajo presentan las edades más jóvenes (285-288 Ma). Tampoco se han observado diferencias significativas entre la edad del magmatismo en los sectores atribuidos a la Zona Asturoccidental-Leonesa (292 – 285 Ma) y a los de la Zona Cantábrica (293-288 Ma), considerando los márgenes de error de las dataciones. Las edades obtenidas junto a la composición (calcoalcalina y predominante intermedia-ácida) de este magmatismo en la Cordillera Ibérica, nos ha permitido correlacionarlo con numerosos afloramientos del resto del SO de Europa (Macizo Ibérico, Pirineos, Cordillera Costero-catalana, Macizo Central Francés y Cerdeña). Este hecho confirma la presencia de un magmatismo cisuraliense, calcoalcalino y predominantemente intermedio-ácido a lo largo de todo el dominio suroeste de la zona europea del Orógeno Varisco.

El estudio sobre la arquitectura del sistema magmático que dio lugar a las rocas andesíticas de Atienza, realizado en base a los fenocristales de anfíbol y apoyado por otros datos petrográficos, indica que los cristales más profundos que contienen estas rocas (granates y asociaciones glomeroporfídicas de anfíbol) se formaron a unos 31 km de profundidad en un fundido pobre en SiO₂ (ca. 50%). El magma que dio lugar a las rocas de Atienza también incorporó cristales aislados de anfíbol formados en torno a 24 y 21 km que crecieron en equilibrio con fundidos con un contenido en SiO₂ próximo al 56 %. Estos cristales constituyeron núcleos sobre los que continuó la cristalización en condiciones cada vez más someras (a profundidades próximas a entre 20 y 16 km) y dentro de fundidos cada vez más fraccionados (SiO₂ % de entre 59 y 64). Los zonados inversos presentes en los cristales de las asociaciones glomeroporfídicas y algunos núcleos de los fenocristales de anfíbol, junto a la desestabilización en las plagioclasas que se observa en las zonas con composiciones más albiticas y el crecimiento posterior sobre estas zonas de composiciones más anortíticas, evidencian la presencia de al menos dos procesos de recarga magmática por un fundido más básico. El ascenso magmático debió producirse de forma rápida, con bajos tiempos de residencia en condiciones corticales someras, según evidencia, por una parte, la desestabilización de los anfíboles que dio lugar a formación de coronas microcristalinas y en algunos casos a su reemplazamiento por biotita y, por otra parte, la presencia de granates con composición próxima al almadino y más del 4 % de CaO, que resultan inestables a bajas presiones.

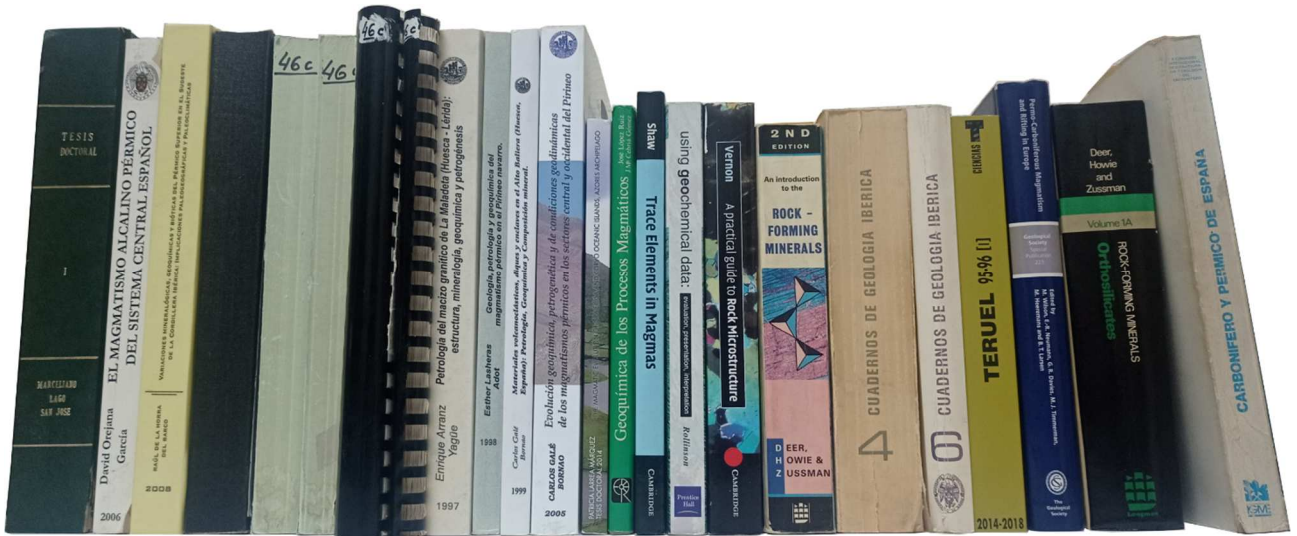
La clasificación geoquímica de las rocas es acorde a su clasificación petrográfica, especialmente si se consideran, para los términos más básicos, los diagramas basados en las relaciones entre elementos más inmóviles frente a la alteración. Las graduales y continuas variaciones composicionales observadas tanto en los elementos mayores como en los elementos traza pueden explicarse en relación a un proceso general de cristalización fraccionada. La presencia de dicho proceso se encuentra además apoyada por los valores constantes en las distintas rocas, de las relaciones entre algunos de los elementos incompatibles que contienen.

La composición de elementos traza de las rocas estudiadas sugiere una importante influencia cortical en el origen del magmatismo. Los numerosos enclaves de rocas metamórficas en facies anfibolíticas y granulíticas con evidencias de reabsorción que presenta este magmatismo, avalan la impronta cortical del magma, pudiendo incluso tener un carácter restítico respecto a los procesos de fusión cortical. Las relaciones entre algunos elementos traza incompatibles sugieren la presencia de una heterogeneidad en la fuente que podría relacionarse con la participación de fundidos mantélicos. Las relaciones isotópicas de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ y $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, corroboran lo observado en base a los elementos traza, mostrando un componente predominantemente cortical para el origen de los fundidos con una ligera influencia de magmas mantélicos. La presencia aislada de rocas básicas (basaltos de Ojos Negros) es acorde a la participación de magmas derivados del manto.

La composición geoquímica de las rocas estudiadas relaciona a este magmatismo con un contexto de colisión entre dos placas continentales que resulta coherente con la paleogeografía del magmatismo estudiado, la cual, por su edad y localización, corresponde a una parte más o menos externa del Orógeno Varisco.

En resumen, el magmatismo estudiado tuvo lugar entre los 293 y 283 Ma, con un pico de actividad entorno a los 291 Ma, en la zona externa del Orógeno Varisco, y se produjo predominantemente, por la fusión de la corteza varisca con una participación minoritaria de fundidos mantélicos. El magmatismo presenta una composición predominantemente andesítica, pero también comprende términos dacíticos y riolíticos y escasos basaltos. Los distintos tipos composicionales de magmas, pueden relacionarse por un proceso de cristalización fraccionada. El emplazamiento de estos magmas fue predominantemente subvolcánico, pero también produjo, especialmente en la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica, una importante actividad volcánica, posiblemente de tipo peleana, teniendo en cuenta el tipo de depósitos encontrados y su composición. El origen de los procesos de fusión cortical, seguramente se encuentre relacionado, considerando el contexto paleogeográfico del magmatismo y la influencia mantélica anteriormente comentada, con el adelgazamiento y delaminación cortical que tuvieron lugar tras el Orógeno Varisco y el aumento en la temperatura cortical producido como consecuencia del ascenso del manto. El magmatismo estudiado guarda una estrecha relación con un régimen tectónico transtensivo que generó locales y pequeñas cuencas que fueron rellenadas por depósitos volcánicos y detríticos, y favoreció el ascenso del magma a través de profundas fallas de desgarre, además, representa en la Cordillera Ibérica, un buen marcador del punto de inflexión (*ca.* 295-285 Ma) entre el final de la orogenia varisca y el inicio del rifting permo-triásico.

Referencias



Referencias

- Adell, F., Martínez-Álvarez, F., Bascones, L., Martín, D., Lamonedá, E., Granados, L., Aldaya, L., Gutiérrez, G., Comas Rengifo, M. J., & Goy, A. (1981). *Mapa geológico y Memoria de la Hoja nº 488 (Ablanque)*. Mapa geológico de España 1:50.000 (MAGNA) Segunda Serie, 1ª edición. IGME, Madrid, 45 pp.
- Álvaro, J.J., Bauluz, B., Gil-Imaz, A., & Ubide, T. (2018). $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ chronological constraints on syn-and post-Variscan biotite porphyroblasts from the Iberian Chains, NE Spain. *Journal of Iberian Geology*, 44(4), 655-670. <https://doi.org/10.1007/s41513-018-0065-3>
- Ancochea, E., Hernán, F., & Vegas, R. (1981). Un marco tectónico para el vulcanismo de Atienza (Provincia de Guadalajara). *Cuadernos Geología Ibérica*, 7, 421-430.
- Aparicio, A., & García-Cacho, L. (1984). Quimismo de los principales componentes minerales de las rocas volcánicas paleozoicas del área de Atienza (Provincia de Guadalajara). *Boletín geológico y minero*, 95(1), 80-89.
- Auqué, L. (1986). *Las rocas volcánicas de Noguera de Albarracín (Teruel) y sus enclaves metamórficos*. Tesis de Licenciatura (inérita). Universidad de Zaragoza, 315 pp.
- Auqué, L. Sánchez Cela, V. y Aparicio, A. (1987). Enclaves con espinela-corindón-sillimanita en rocas andesítico-dacíticas (Noguera, Sierra de Albarracín. Teruel). *Estudios geológicos*, 43, 139-147.
- Bea, F., Montero, P., Talavera, C., Abu Anbar, M., Scarrow, J. H., Molina, J. F., & Moreno, J. A. (2010). The palaeogeographic position of Central Iberia in Gondwana during the Ordovician: evidence from zircon chronology and Nd isotopes. *Terra Nova*, 22(5), 341-346. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3121.2010.00957.x>
- Bea, F., Montero, P., Anbar, M. A., Molina, J. F., & Scarrow, J. H. (2011). The Bir Safsaf Precambrian inlier of South West Egypt revisited. A model for ~1.5 Ga T_{DM} late Pan-African granite generation by crustal reworking. *Lithos*, 125(3-4), 897-914. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2011.05.004>
- Black L. P., & Gulson, B. L. (1978). The age of the Mud Tank Carbonatite, Strangways Range, Northern Territory. *Journal of Australian Geology and Geophysics*, 3, 227-232.
- Boulard, C., & Viillard, P. (1971). Identification du Permien dans la Chaîne Ibérique. *Compte Rendus hebdomadaires des séances de l'Académie des Sciences, série D, Sciences de la Terre*, 273, 2441-2444.
- Bruguier, O., Becq-Giraudon, J. F., Champenois, M., Deloule, E., Ludden, J., & Mangin, D. (2003). Application of *in situ* zircon geochronology and accessory phase chemistry to constraining basin development during post-collisional extension: a case study from the French Massif Central. *Chemical Geology*, 201(3-4), 319-336. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2003.08.005>
- Buckley, V. J. E., Sparks, R. S. J., & Wood, B. J. (2006). Hornblende dehydration reactions during magma ascent at Soufrière Hills Volcano, Montserrat. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 151(2), 121-140. <https://doi.org/10.1007/s00410-005-0060-5>
- Bushmin, S. A., & Glebovitsky, V. A. (2008). Scheme of mineral facies of metamorphic rocks. *Geology of Ore Deposits*, 50(8), 659-669. <https://doi.org/10.1134/S1075701508080011>

- Calvín, P, Casas, A., & Villalaín, J. J. (2012). Sobre el origen de una anomalía magnética inversa en el norte de la Cordillera Ibérica (Unidad de Herrera, Rama Aragonesa). *Geotemas*, 13, 1128-1131.
- Calvín-Ballester, P., & Casas, A. (2013). Folded Variscan thrusts in the Herrera unit of the Iberian Range (NE Spain). *Geological Society, London, Special Publication*, 394(1), 39-52.
<http://dx.doi.org/10.1144/SP394.3>
- 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), 0193-207.
<https://doi.org/10.1344/GeologicaActa2014.12.3.2>
- Camilletti, G., Otamendi, J., Tibaldi, A., Cristofolini, E., Leisen, M., Romero, R., Barra, F., Armas, P., & Barzola, M. (2020). Geology, petrology and geochronology of sierra Valle Fértil-La Huerta batholith: Implications for the construction of a middle-crust magmatic-arc section. *Journal of South American Earth Sciences*, 97, 102423.
<https://doi.org/10.1016/j.jsames.2019.102423>
- Carls, P. (1983). La Zona Asturoccidental-Leonesa en Aragón y el Macizo del Ebro como prolongación del Macizo Cantábrico. En: *Geología de España, Libro Jubilar J.M. Ríos* (J.A. Comba coord.), IGME, Madrid, 1, 11-32.
- Cashman, K., & Blundy, J. (2013). Petrological cannibalism: the chemical and textural consequences of incremental magma body growth. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 166(3), 703-729.
<https://doi.org/10.1007/s00410-013-0895-0>
- Castro, A., Douce, A. E. P., Corretgé, L. G., De La Rosa, J. D., El-Biad, M., & El-Hmidi, H. (1999). Origin of peraluminous granites and granodiorites, Iberian massif, Spain: an experimental test of granite petrogenesis. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 135(2), 255-276.
<https://doi.org/10.1007/s004100050511>
- Chadima, M., & Hrouda, F. (2009). *Cureval 8.0: Thermomagnetic curve browser for windows*. Agico Inc., Brno.
- Chadima, M., & Jelínek, V. (2008). Anisoft 4.2. – Anisotropy data browser. *Contributions to Geophysics and Geodesy*, 38 (special issue), 38-41.
- Clarke, D. B., & Clarke, G. K. C. (1998). Layered granodiorites at Chebucto Head, South Mountain batholith, Nova Scotia. *Journal of Structural Geology*, 20(9-10), 1305-1324.
[https://doi.org/10.1016/S0191-8141\(98\)00067-4](https://doi.org/10.1016/S0191-8141(98)00067-4)
- Conte, J. C. (1985). *Estudio geológico, petrológico y geoquímico de las manifestaciones magmáticas situadas en la Depresión Axial del Cámaras y sector N del Anticlinal de Montalbán (provincias de Zaragoza y Teruel)*. Tesis de Licenciatura, Universidad de Zaragoza (inérita), 310 pp.
- Conte, J. C., Gascón, F., Lago San José, M., y Carls, P. (1987). Materiales stephano-pérmicos en la fosa de Fombuena, Provincia de Zaragoza. *Boletín geológico y minero*, 98(4), 460-470.
- De la Peña, J. A., & Marfil, R. (1975). Estudio petrológico del Pérmico de la Cordillera Ibérica: zona de Torre La Hija (NE. de Molina de Aragón, Guadalajara). *Estudios geológicos*, 31, 513-530.
- De la Peña, J.A., Fonolla, F., Ramos, J.L. y Marfil, R. (1977). Identificación del Autuniense en la Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica (Provincia de Soria). *Cuadernos de Geología Ibérica*, 4, 123-134.

De la Peña, J. A., Marfil, R., y Ramos, J. L. (1979). Desarrollo del magmatismo en el transito Paleozoico-Mesozoico de la Cordillera Ibérica: los basaltos de la zona de Ojos Negros (Guadalajara-Teruel). *Estudios geológicos*, 35, 465-472.

De Vicente, G., Vegas, R, y Casas, A (2004). Estructura y evolución alpina de la Cadena Ibérica. En: *Geología de España* (Vera, J.A. Ed.), SGE-IGME, Madrid, 522-527.

DePaolo, D.J. (1988). *Neodymium isotope geochemistry: An introduction*. Springer, Berlin, Heidelberg.

Desparment, R., Monrose, H., y Schmitz, U. (1972). Zur Altersstellung der Eruptiv-Gesteme und Tuflite im Nordteil der Westlichen Iberischen Ketten (NE-Spanien). *Münstersche Forschungen zur Geologie und Paläontologie*, 24, 3-16.

Dias, G., Leterrier, J., Mendes, A., Simões, P. P., & Bertrand, J. M. (1998). U–Pb zircon and monazite geochronology of post-collisional Hercynian granitoids from the Central Iberian Zone (Northern Portugal). *Lithos*, 45(1-4), 349-369.

[https://doi.org/10.1016/S0024-4937\(98\)00039-5](https://doi.org/10.1016/S0024-4937(98)00039-5)

Domeier, M., Van der Voo, R., & Torsvik, T. H. (2012). Paleomagnetism and Pangea: the road to reconciliation. *Tectonophysics*, 514, 14-43.

<https://doi.org/10.1016/j.tecto.2011.10.021>

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.

<https://doi.org/10.1017/S0016756814000041>

Eby, G.N. (1990). The A-type granitoids: a review of their occurrence and chemical characteristics and speculations on their petrogenesis. *Lithos*, 26(1-2), 115-134.

[https://doi.org/10.1016/0024-4937\(90\)90043-Z](https://doi.org/10.1016/0024-4937(90)90043-Z)

Eby, G. N. (1992). Chemical subdivision of the A-type granitoids: petrogenetic and tectonic implications. *Geology*, 20(7), 641-644.

[https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1992\)020<0641:CSOTAT>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1992)020<0641:CSOTAT>2.3.CO;2)

Esteban, J. J., Cuevas, J., Tubia, J. M., Hilario, A., Larionov, A., & Sergeev, S. (2021). Posets pluton: a geochronological piece in the puzzle of the Axial Zone of the Pyrenees. *Geological Magazine*, 158(12), 2264-2270.

<https://doi.org/10.1017/S0016756821000686>

Fan, W. M., Guo, F., Wang, Y. J., & Zhang, M. (2004). Late Mesozoic volcanism in the northern Huaiyang tectono-magmatic belt, central China: partial melts from a lithospheric mantle with subducted continental crust relicts beneath the Dabie orogen?. *Chemical Geology*, 209(1-2), 27-48.

<https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2004.04.020>

Fernández-Suárez, J., Gutiérrez-Alonso, G., Jenner, G. A., & Jackson, S. E. (1998). Geochronology and geochemistry of the Pola de Allande granitoids (northern Spain): their bearing on the Cadomian-Avalonian evolution of northwest Iberia. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 35(12), 1439-1453.

<https://doi.org/10.1139/e98-074>

Fernández-Suárez, J., Gutiérrez-Alonso, G., Jenner, G. A., & Tubrett, M. N. (1999). Crustal sources in Lower Palaeozoic rocks from NW Iberia: insights from laser ablation U–Pb ages of detrital zircons. *Journal of the Geological Society*, 156(6), 1065-1068.

<https://doi.org/10.1144/gsjgs.156.6.1065>

- Fernández-Suárez, J., Dunning, G. R., Jenner, G. A., & Gutiérrez-Alonso, G. (2000a). Variscan collisional magmatism and deformation in NW Iberia: constraints from U–Pb geochronology of granitoids. *Journal of the Geological Society*, 157(3), 565-576.
<https://doi.org/10.1144/jgs.157.3.565>
- Fernández-Suárez, J., Gutiérrez-Alonso, G., Jenner, G. A., & Tubrett, M. N. (2000b). New ideas on the Proterozoic-Early Palaeozoic evolution of NW Iberia: insights from U–Pb detrital zircon ages. *Precambrian Research*, 102(3-4), 185-206.
[https://doi.org/10.1016/S0301-9268\(00\)00065-6](https://doi.org/10.1016/S0301-9268(00)00065-6)
- Ferrando, F. (1926). Filones metalíferos y rocas eruptivas de la Sierra de Algairén. En: *Curso de Conferencias del Subsuelo en Aragón*, Academia de Ciencias de Zaragoza, 18-32.
- Ferrando, P. (1906). Rocas hipogénicas de la provincia de Zaragoza. *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural*, 6, 185-186.
- Fisher, R.A. (1953). Dispersion on a sphere. *Proceedings of the Royal Society of London*, A 217, 295-305.
- Gabaldón, V., Ruiz, P., Bascones, F., Martínez, F., y González, F. (1978). Mapa geológico y Memoria de la Hoja nº 433 (Atienza). Mapa Geológico de España 1:50.000 (MAGNA), Segunda Serie, 1ª edición. IGME, Madrid, 45 pp.
- Gaggero, L., Gretter, N., Langone, A., & Ronchi, A. (2017). U–Pb geochronology and geochemistry of late Palaeozoic volcanism in Sardinia (southern Variscides). *Geoscience Frontiers*, 8(6), 1263-1284.
<https://doi.org/10.1016/j.gsf.2016.11.015>
- Gain, S. E., Gréau, Y., Henry, H., Belousova, E., Dainis, I., Griffin, W. L., & O'reilly, S. Y. (2019). Mud Tank Zircon: Long-term evaluation of a reference material for U-Pb dating, Hf-isotope analysis and trace element analysis. *Geostandards and Geoanalytical Research*, 43(3), 339-354.
<https://doi.org/10.1111/ggr.12265>
- Gawęda, A., & Szopa, K. (2012). The origin of magmatic layering in the High Tatra granite, Central Western Carpathians—implications for the formation of granitoid plutons. *Earth and Environmental Science Transactions of the Royal Society of Edinburgh*. 102(2), 129-144.
<https://doi.org/10.1017/S1755691012010146>
- Gil-Imaz, A., Pocoví, A., Lago, M., Galé, C., Arranz, E., Rillo, C., & Guerrero, E. (2006). Magma flow and thermal contraction fabric in tabular intrusions inferred from AMS analysis. A case study in a late-Variscan folded sill of the Albarracín Massif (southeastern Iberian Chain, Spain). *Journal of Structural Geology*, 28(4), 641-653.
<https://doi.org/10.1016/j.jsg.2005.12.016>
- Gil-Imaz, A., Lago San José, M., Pueyo Anchueta, Ó., y Galé, C. (2009). Fábrica magnética (ASM) de diques andesíticos autunienses con enclaves corticales del sector de Maicas (Anticlinal de Montalbán, Cadena Ibérica Oriental). *Geogaceta*, 46, 31-34.
- Goldstein, S. L., O'Nions, R. K., & Hamilton, P. J. (1984). A Sm-Nd study of atmospheric dusts and particulates from major river systems *Earth and Planetary Science Letters*, 70, 221-236.
- Gozalo, R., y Liñán, E. (1988). Los Materiales Hercínicos de la Cordillera Ibérica en el contexto del Macizo Ibérico. *Estudios geológicos*, 44, 399-404.

Green, T. H. (1992). Experimental phase equilibrium studies of garnet-bearing I-type volcanics and high-level intrusives from Northland, New Zealand. *Earth and Environmental Science Transactions of the Royal Society of Edinburgh*, 83(1-2), 429-438.

<https://doi.org/10.1017/S0263593300008105>

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.

<https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2015.09.001>

Guimerá, J. (2004). Estructura general contractiva de la Cadena Ibérica. En: *Geología de España* (Vera, J.A. Ed.), SGE-IGME, Madrid, 614-615.

Gutiérrez-Alonso, G., Fernández-Suárez, J., Jeffries, T. E., Johnston, S. T., Pastor-Galán, D., Murphy, J. B., Piedad-Franco, M., & Gonzalo, J. C. (2011). Diachronous post-orogenic magmatism within a developing orocline in Iberia, European Variscides. *Tectonics*, 30(5).

<http://dx.doi.org/10.1029/2010TC002845>

Harangi, S. Z., Downes, H., Kósa, L., Szabo, C. S., Thirlwall, M. F., Mason, P. R. D., & Matthey, D. (2001). Almandine garnet in calc-alkaline volcanic rocks of the Northern Pannonian Basin (Eastern–Central Europe): Geochemistry, petrogenesis and geodynamic implications. *Journal of Petrology*, 42(10), 1813-1843.

<https://doi.org/10.1093/petrology/42.10.1813>

Heaman, L. M., Bowins, R., & Crocket, J. (1990). The chemical composition of igneous zircon suites: implications for geochemical tracer studies. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 54(6), 1597-1607.

[https://doi.org/10.1016/0016-7037\(90\)90394-Z](https://doi.org/10.1016/0016-7037(90)90394-Z)

Hernán, E., Perni A., & Ancochea E. (1981). El vulcanismo del área de Atienza. *Estudios Geológicos*, 37, 13-25.

Hernando, S. (1980). Mapa geológico del Pérmico y Triásico de la región Ayllón-Atienza. *Cuadernos de Geología Ibérica*, 6, 21-54.

Hernando, S., Schott, J. J., Thuizat, R., & Montigny, R. (1980). Âge des andésites et des sédiments interstratifiés dans la région d'Atienza (Espagne). Etude stratigraphique, géochronologique et paléomagnétique. *Sciences Géologiques, bulletins et mémoires*, 32(2), 119-128.

Herranz, P. (1968). Nota preliminar sobre el estudio geológico del Norte de Sierra Menera (Cordillera Ibérica). *Acta Geológica Hispánica*, 3, 49-53.

Hoskin, P. W. O., & Black, L. P. (2000). Metamorphic zircon formation by solid-state recrystallization of protolith igneous zircon. *Journal of metamorphic Geology*, 18(4), 423-439.

<https://doi.org/10.1046/j.1525-1314.2000.00266.x>

Hoskin, P. W., & Schaltegger, U. (2003). The composition of zircon and igneous and metamorphic petrogenesis. *Reviews in mineralogy and geochemistry*, 53(1), 27-62.

<https://doi.org/10.2113/0530027>

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(3), 604-612.

<https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1994.tb03987.x>

- Hrouda, F., & Jelínek, V. (1990). Resolution of ferrimagnetic and paramagnetic anisotropies in rocks, using combined low-field and high-field measurements. *Geophysical Journal International*, 103(1), 75-84.
<https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1990.tb01753.x>
- Hutton, D. H. (1988). Granite emplacement mechanisms and tectonic controls: inferences from deformation studies. *Earth and Environmental Science Transactions of the Royal Society of Edinburgh*, 79(2-3), 245-255.
<https://doi.org/10.1017/S0263593300014255>
- Irvine, T. N., & Baragar, W. R. A. (1971). A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian journal of earth sciences*, 8(5), 523-548.
<https://doi.org/10.1139/e71-055>
- Jackson, M., Gruber, W., Marvin, J., & Banerjee, S. K. (1988). Partial anhysteretic remanence and its anisotropy: applications and grain-size-dependence. *Geophysical Research Letters*, 15(5), 440-443.
<https://doi.org/10.1029/GL015i005p00440>
- Jackson, S. E., Pearson, N. J., Griffin, W. L., & Belousova, E. A. (2004). The application of laser ablation-inductively coupled plasma-mass spectrometry to in situ U–Pb zircon geochronology. *Chemical Geology* 211(1-2), 47-69.
<https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2004.06.017>
- Jacobsen, S. B., & Wasserburg, G. J. (1980). Sm-Nd isotopic evolution of chondrites. *Earth and Planetary Science Letters*, 50(1), 139-155.
[https://doi.org/10.1016/0012-821X\(80\)90125-9](https://doi.org/10.1016/0012-821X(80)90125-9)
- Jelínek, V. (1977). The statistical theory of measuring anisotropy of magnetic susceptibility of rocks and its application. *Geofyzika*, 29, 1-87.
- Jelínek, V. (1981). Characterization of the magnetic fabric of rocks. *Tectonophysics*, 79, 63-67.
[https://doi.org/10.1016/0040-1951\(81\)90110-4](https://doi.org/10.1016/0040-1951(81)90110-4)
- Jousselin, D., Morales, L. F., Nicolle, M., & Stephant, A. (2012). Gabbro layering induced by simple shear in the Oman ophiolite Moho transition zone. *Earth and Planetary Science Letters*, 331, 55-66.
<https://doi.org/10.1016/j.epsl.2012.02.022>
- Julivert, M., & Martínez, F. J. (1983). Estructura de conjunto y visión global de la Cordillera Herciniana. En: *Geología de España, Libro Jubilar J.M. Ríos* (J.A. Comba coord.), IGME, Madrid, 612-630.
- Kirkland, C. L., Smithies, R. H., Taylor, R. J. M., Evans, N., & McDonald, B. (2015). Zircon Th/U ratios in magmatic environs. *Lithos*, 212, 397-414.
<https://doi.org/10.1016/j.lithos.2014.11.021>
- Lago, M., torres, J.A., Pocovi, A., Bambo, C., Vaquer, R., y Zachmann, D. (1988). Características del emplazamiento, composición petrológica y geoquímica, del magmatismo calco-alkalino, Estephaniense-Pérmico, del anticlinal de Montalbán (Provincia de Teruel). X reunión de Xeoloxía e Minería do N.O. Peninsuar, 46-49.
- Lago, M., Pocovi, A., Conte, J.C., Carls, D., Zachmann, D., Vaquer, R., Torres J. A. y Bambo, C. (1989). The calc-alkaline magmatism of the “Río Cámaras axial depresión zone” (Northe-east Iberian Chain, Spain): Petrology, Geochemistry, Age, and Setting Conditions. *Terra abstracts*, 1, OSO1.65

Lago, M., Pocovi, A., Zachmann, D., Arranz, E., Carls, P., Torres, J.A. y Vaquer, R. (1991). Comparación preliminar de las manifestaciones magmáticas, calcoalcalinas y stephaniense-pérmicas, de la Cadena Ibérica. *Cuadernos del Laboratorio Xeológico de Laxe*, 16, 95-107.

Lago, M., Alvaro, J., Arranz, E., Pocovi, A. y Vaquer, R. (1992). Condiciones del emplazamiento, Petrología y Geoquímica de las riolitas, calco-alcalinas y stephaniense-permicas, en las cadenas ibéricas. *Cuadernos del Laboratorio Xeológico de Laxe*, 17, 187-198.

Lago, M., Auqué, L., Arranz, E., Gil-Imaz, A. y Pocovi, A. (1993). Caracteres de la fosa de Bronchales (Stephaniense-Pérmico) y de la turmalinización asociada a riolitas calco-alcalinas (Provincia de Teruel). *Cuadernos del Laboratorio Xeológico de Laxe*, 18, 65-79.

Lago, M., Arranz, E., Pocovi, A. y Vaquer, R., & Gil-Imaz, A. (1994a). Petrología y geoquímica de los basaltos calco-alcalinos, Autuniense, de Ojos Negros (Cadena Ibérica oriental, Teruel). *Boletín Geológico y Minero*, 105(6), 73-81.

Lago, M., Pocovi, A., Arranz, E., Vaquer, R., y Bastida, J. (1994b). Composición mineralógica y geoquímica del magmatismo calco-alcalino, autuniense, del sector de Reznos-La Quiñonería – Sauquillo de Alcázar (Soria). *XIV Reunión Científica de la Sociedad Española De Mineralogía*.

Lago, M., Gil-Imaz, A., Arranz, E., Bastida, J. y Pocovi, A. (1995). Emplazamiento, Petrología, y geoquímica del Complejo Volcano-Clástico de Orea (Guadalajara, Cadena Ibérica Occidental). *Cuadernos del Laboratorio Xeológico de Laxe*, 20, 195-212.

Lago, M., Gil-Imaz, A., Pocovi, A., Arranz, E., Bastida, J., Auqué, L. y Lapuente, M.P. (1996a). Rasgos geológicos del magmatismo autuniense en la Sierra de Albarracín (Cadena Ibérica occidental). *Cuadernos de Geología Ibérica*, 20, 139-157.

Lago, M., Arranz, E., Pocovi, A. y Gil-Imaz, A. (1996b). Interés Petrológico y Geológico, y consideraciones sobre la gestión del Parque Natural de la Sierra de Albarracín (Teruel). *Geogaceta*, 19, 211-212.

Lago, M., Pocovi, A., Carls, P., Gil-Imaz, A. y Arranz, E. (1996c). El magmatismo calco-alcalino, pérmico, de la cadena Ibérica: su interés como Patrimonio Geológico. *Geogaceta*, 20(05), 1177-1179.

Lago, M., Gil Imaz, A. y Pocovi, A. (1997). Diachronic emplacement of the calc-alkaline permian volcanism of the Iberian Chain (Spain). *European Union of Geosciences*. 52/1P11, 474.

Lago, M., Arranz E., Pocovi A., Galé C., & Gil-Imaz, A. (2004). Lower Permian magmatism of the Iberian Chain, Central Spain, ant its relationship to extensional tectonics. En: *Permo-Carboniferous Magmatism and Rifting in Europe* (Wilson, M, Neumann E.R., Davies, G.R., Timmerman M.J., Heeremans, M., Larsen, B.T., Eds.). Geological Society, London, Special Publications, 223, 465-490.

<https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2004.223.01.20>

Lago, M., Gil, A., Arranz, E., Galé, C., & Pocovi, A. (2005). Magmatism in the intracratonic Central Iberian basins during the Permian: Palaeoenvironmental consequences. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 229(1), 83-103.

<https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2005.06.032>

Lago, M., Ubide, T., Larrea, P., Tierz, P., Galé, C., Sanz, T., Gil-Imaz, A., Arranz, E. y Pocovi, A. (2012). La fosa volcano-sedimentaria (Pérmico Inferior) de Codos (Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica). *Geo-Temas*, 12, 143-146.

Lakhan, N., Singh, A. K., Singh, B. P., Sen, K., Singh, M. R., Khogenkumar, S., ... & Oinam, G. (2020). Zircon U–Pb geochronology, mineral and whole-rock geochemistry of the Khardung volcanics, Ladakh Himalaya, India: Implications for Late Cretaceous to Palaeogene continental arc magmatism. *Geological Journal*, 55(5), 3297–3320.

<https://doi.org/10.1002/gj.3594>

Lana, C., Farina, F., Gerdes, A., Alkmim, A., Gonçalves, G. O., & Jardim, A. C. (2017). Characterization of zircon reference materials via high precision U–Pb LA-MC-ICP-MS. *Journal of Analytical Atomic Spectrometry*, 32(10), 2011–2023.

<https://doi.org/10.1039/C7JA00167C>

Lancelot, J. R., Allegret, A., & de Leon, M. I. P. (1985). Outline of Upper Precambrian and Lower Paleozoic evolution of the Iberian Peninsula according to U–Pb dating of zircons. *Earth and Planetary Science Letters*, 74(4), 325–337.

[https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(85\)80004-2](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(85)80004-2)

Le Bas, M. L., Maitre, R. L., Streckeisen, A., Zanettin, B., & IUGS Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks. (1986). A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. *Journal of Petrology*, 27(3), 745–750.

<https://doi.org/10.1093/petrology/27.3.745>

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 Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks*. Cambridge University Press, 236 pp.

Leake, B. E., Wolley, A. R., Arps, C. E. S., Birch, W. D., Gilbert, M. C., Grice, J. D., Hawthorne, F. C., Kato, A., Kisch, H. J., Krivovichev, V. G., Linthout, K., Laird, J., Mandarino, J., Maresch, W. V., Nickel, E. H., Rock, N. M. S., Schumacher, J. C., Smith, D. C., Stephenson, N. C. N., Ungaretti, J., Whittaker, E. J. W., & Youzhi, G. (1997). Nomenclature of amphiboles: report of the subcommittee on amphiboles of the International Mineralogical Association, Commission on New Minerals and Mineral Names. *European Journal of Mineralogy*, 9(3), 623–651.

<https://doi.org/10.1127/ejm/9/3/0623>

Lemirre, B., Cochelin, B., Duchêne, S., de Saint Blanquat, M., & Poujol, M. (2019). Origin and duration of late orogenic magmatism in the foreland of the Variscan belt (Lesponne—Chiroulet—Neouvielle area, French Pyrenees). *Lithos*, 336, 183–201.

<https://doi.org/10.1016/j.lithos.2019.03.037>

Liñán, E. (1983a). Una nueva hipótesis sobre la estructura geológica del basamento al NE de la Península Ibérica. *Dpto. Paleontología. Universidad de Zaragoza*, 14 p. (manuscrito inédito).

Liñán, E. (1983b). Una nueva hipótesis sobre la estructura geológica del basamento al NE de la Península Ibérica. *Asamblea Nacional de Geodesia y Geofísica (resúmenes)*, V, 282.

Liñán, E. y Tejero, R. (1988). Las formaciones precámbricas del antiformal de Paracuellos (Cadenas Ibéricas). *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural*, 84, 39–49

López-Gómez, J., Alonso-Azcárate, J., Arche, A., Arribas, J., Fernández Barrenechea, J., Borrueal-Abadía, V., Bourquin, S., Cadenas, P., Cuevas, J., De la Horra, R., Bienvenido Díez, J., Escudero-Mozo, M. J., Fernández-Viejo, G., Galán-Abellán, B., Galé, C., Gaspar-Escribano, J., Gisbert Aguilar, J., Gómez-Gras, D., Goy, A... & Viseras, C. (2019a). Permian-Triassic rifting stage. En: C. Quesada & J.T. Oliveira (Eds.), *The geology of Iberia: a geodynamic approach* (pp. 29-112). Springer, Cham.

https://doi.org/10.1007/978-3-030-11295-0_3

López-Gómez, J., Martín-González, F., Heredia, N., de la Horra, R., Barrenechea, J. F., Cadenas, P., Juncal, M., Díez, J. B., Borrueal-Abadía, V., Pedreira, D., García-Sanseguendo, J., Farias, P., Galé, C., Lago, M., Ubide, T., Fernández-Viejo, T., & Gand, G. (2019b). New lithostratigraphy for the Cantabrian Mountains: A common tectono-stratigraphic evolution for the onset of the Alpine cycle in the W Pyrenean realm, N Spain. *Earth-Science Reviews*, 188, 249-271.

<https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2018.11.008>

López Olmedo, F., Palacio Suárez, J., P. Dávila Ruiz M. D. T., Luís López, F., García Rojo E., Martínez Cano, M., Pérez Ruiz, J., García-Brazales Gómez, R. y Monzón Lara, P. (en línea). Mapa Geológico Digital continuo de España E. 1:50.000, Zona Ibérica (1700). Fecha de consulta: 15-06-2022. Disponible en:

<http://info.igme.es/cartografiadigital/geologica/geodezona.aspx?Id=Z1700>

López-Sánchez, M. A., Aleinikoff, J. N., Marcos, A., Martínez, F. J., & Llana-Fúnez, S. (2016). An example of low-Th/U zircon overgrowths of magmatic origin in a late orogenic Variscan intrusion: The San Ciprián massif (NW Spain). *Journal of the Geological Society*, 173(2), 282-291.

<https://doi.org/10.1144/jgs2015-071>

Lotze, K. (1929). Stratigraphie und Tektonik des Keltiberischen Grundgebirges (Spanien). *Abhandlungen der Gesellschaft der Wissenschaften zu Göttingen*, NF, 14, 143-462.

Ludwig, K. R. (2003). *User's manual for Isoplot 3.0 a Geochronological toolkit for Excel*. Berkeley Geochronological Center Special Publication, 4, 71 pp.

Madinabeitia, S. G., Lorda, M. S., & Ibarra, J. G. (2008). Simultaneous determination of major to ultratrace elements in geological samples by fusion-dissolution and inductively coupled plasma mass spectrometry techniques. *Analytica Chimica Acta*, 625(2), 117-130.

<https://doi.org/10.1016/j.aca.2008.07.024>

Majarena, U., Galé, C., Lago, M., Gil-Imaz, A., Ubide, T., y Larrea, P. (2015a). Los granates de las andesitas de Atienza: consideraciones sobre su origen. *Macla*, 16, 89-90.

Majarena, U., Gil-Imaz, A., Lago, M., y Galé, C. (2015b). El magmatismo pérmico del sector de Atienza (extremo W de la Cordillera Ibérica): nuevos datos petro-estructurales para su interpretación genética. *Geogaceta*, 58, 63-66.

Majarena, U., Lago, M., Galé, C., Esteban, J. J., García de Madinabeitia, S., y Gil-Imaz, A. (2017). El magmatismo Pérmico Inferior de la Sierra de Pardos (Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica, Zaragoza): Petrología y geoquímica. *Geogaceta*, 61, 111-114.

Majarena, U., Galé, C., Lago, M., J. J. Esteban, E., de Madinabeitia, S. G., y Imaz, A. G. (2018). Edad Pb-Pb (LA-ICP-MS) de rocas ígneas postvariscas en la Sierra de Albarracín (Teruel-Guadalajara). *Teruel: Revista del Instituto de Estudios Turolenses*, 95(1), 7-19.

- Majarena, U., Galé, C., Lago, M., y Gil-Imaz, A. (2021). Los granates del magmatismo Cisuraliense en la Cordillera Ibérica: Origen, evolución y convergencia composicional a escala de cadena. *Geo-Temas*, 18, 436-439.
- Martínez Catalán, J. R., Martínez Poyatos, D., y Bea, F. (2004). Zona Centroibérica, Introducción. En: *Geología de España* (Vera, J.A. Ed.), SGE-IGME, Madrid, 68-69.
- Mateo Lázaro, J. (1987). Estudio geológico del sector Tobed-Codos-Mainar (Cadenas Ibéricas orientales). Petrología de los materiales paleozoicos. *Tesis de Licenciatura*, Universidad de Zaragoza, 297 p.
- McDonough, W. F., & Sun, S. S. (1995). The composition of the Earth. *Chemical geology*, 120(3-4), 223-253.
[https://doi.org/10.1016/0009-2541\(94\)00140-4](https://doi.org/10.1016/0009-2541(94)00140-4)
- Megerssa, L., Verner, K., Buriánek, D., & Sláma, J. (2020). Emplacement and thermal effect of post-collisional Chewo Pluton (Arabian-Nubian Shield); implication for late East-African Orogeny. *Journal of African Earth Sciences*, 162, 103685.
<https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2019.103695>
- Meinhold, G., Kostopoulos, D., Frei, D., Himmerkus, F., & Reischmann, T. (2010). U–Pb LA-SF-ICP-MS zircon geochronology of the Serbo-Macedonian Massif, Greece: palaeotectonic constraints for Gondwana-derived terranes in the Eastern Mediterranean. *International Journal of Earth Sciences*, 99(4), 813-832.
<https://doi.org/10.1007/s00531-009-0425-5>
- Michel, L. A., Tabor, N. J., Montañez, I. P., Schmitz, M. D., & Davydov, V. I. (2015). Chronostratigraphy and palaeoclimatology of the Lodève Basin, France: evidence for a pan-tropical aridification event across the Carboniferous–Permian boundary. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 430, 118-131.
<https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2015.03.020>
- Montero, P., Talavera, C., & Bea, F. (2017). Geochemical, isotopic, and zircon (U-Pb, O, Hf isotopes) evidence for the magmatic sources of the volcano-plutonic Ollo de Sapo Formation, Central Iberia. *Geologica Acta*, 15(4), 245-260.
<https://doi.org/10.1344/GeologicaActa2017.15.4.1>
- Moreno, I., Rogers, G., & Castro, A. (1995). The role of hybridization in the genesis of Hercynian granitoids in the Gredos massif, Spain: inferences from Sr-Nd isotopes. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 120(2), 137-149.
<https://doi.org/10.1007/BF00287111>
- Muñoz, M., Ancochea, E., Sagredo, J. De la Peña, J. A., Hernan, F., Brandle, J.L., & Marfil, R. (1985). Vulcanismo Permo-Carbonífero de la Cordillera Ibérica. En: *X Congrès International de Stratigraphie et de Géologie du Carbonifère*, Madrid, 3, 27-52.
- Namur O., Abily, B., Boudreau, A.E., Blanchette, F., Bush, J.W.M., Ceuleneer, G., Charlier, B., Donaldson, C.H., Duchesne, J.C., Higgins, M.D., Morata, D., Nielsen, T.F.D., O’Driscoll, D., Pang, K.N., Peacock, T., Spandler, C.J., Toramaru, A. and Veksler, I.V. (2015). Igneous Layering in Basaltic Magma Chambers. En: *Layered Intrusions* (Charlier, B., Namur, O., Latypov, R., Tegner C., Eds.). Springer Geology, Dordrecht, 75-152.
- Navarro, D., Muñoz, J.L., Granados, L.F., Horvath, V., Rosell, J., Costa, J.M., Gómez, D., Maestro, E., Lago, M., Pocovi, A., Gómez, J.J., Ferreira, E., Valladares, I., Meléndez, A., Carballeira, J., Pol, C., Simón, J.L., Casas, A., Martín, D., Benito, G., Gutiérrez, M., Sancho, C. (1991). *Mapa geológico y Memoria de la Hoja nº 380 (Borobia)*. Mapa geológico de España 1:50.000 (MAGNA) Segunda Serie, 1ª edición. IGME, Madrid, 96 pp.

- Navidad, M. (1983). *Vulcanismo Permo-Carbonífero en la Cordillera Ibérica (Rama Occidental)*. Fundación Juan March, Serie Universitaria, 202, 63 pp.
- Neiva, A. M. R., Williams, I. S., Ramos, J. M. F., Gomes, M. E. P., Silva, M. M. V. G., & Antunes, I. M. H. R. (2009). Geochemical and isotopic constraints on the petrogenesis of Early Ordovician granodiorite and Variscan two-mica granites from the Gouveia area, central Portugal. *Lithos*, 111(3-4), 186-202.
<https://doi.org/10.1016/j.lithos.2009.01.005>
- Orejana, D., Villaseca, C., Pérez-Soba, C., López-García, J. A., & Billström, K. (2009). The Variscan gabbros from the Spanish Central System: A case for crustal recycling in the sub-continental lithospheric mantle? *Lithos*, 110(1-4), 262-276.
<https://doi.org/10.1016/j.lithos.2009.01.003>
- Orejana, D., Villaseca, C., & Kristoffersen, M. (2020). Geochemistry and geochronology of mafic rocks from the Spanish Central System: Constraints on the mantle evolution beneath central Spain. *Geoscience Frontiers*, 11(5), 1651-1667.
<https://doi.org/10.1016/j.gsf.2020.01.002>
- Osácar, M. C., y Besteiro, J. (1992). La baritina en la unidad de Herrera (rama aragonesa de la Cordillera Ibérica). En: *Recursos minerales de España* (J. García Guinea y J. Martínez Frías, coord.), IGME, Madrid, 161-194.
- Paterson, S. R., Vernon, R. H., & Tobisch, O. T. (1989). A review of criteria for the identification of magmatic and tectonic foliations in granitoids. *Journal of Structural Geology*, 11(3), 349-363.
[https://doi.org/10.1016/0191-8141\(89\)90074-6](https://doi.org/10.1016/0191-8141(89)90074-6)
- Paterson, S. R., & Vernon, R. H. (1995). Bursting the bubble of ballooning plutons: A return to nested diapirs emplaced by multiple processes. *Geological Society of America Bulletin*, 107(11), 1356-1380.
[https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1995\)107<1356:BTBOBP>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1995)107<1356:BTBOBP>2.3.CO;2)
- Paterson, S. R., Fowler Jr, T. K., Schmidt, K. L., Yoshinobu, A. S., Yuan, E. S., & Miller, R. B. (1998). Interpreting magmatic fabric patterns in plutons. *Lithos*, 44(1-2), 53-82.
[https://doi.org/10.1016/S0024-4937\(98\)00022-X](https://doi.org/10.1016/S0024-4937(98)00022-X)
- Paton, C., Hellstrom, J., Paul, B., Woodhead, J., & Hergt, J. (2011). Lolite: Freeware for the visualisation and processing of mass spectrometric data. *Journal of Analytical Atomic Spectrometry*, 26(12), 2508-2518.
<https://doi.org/10.1039/c1ja10172b>
- Paul, B., Paton, C., Norris, A., Woodhead, J., Hellstrom, J., Hergt, J., & Greig, A. (2012). CellSpace: a module for creating spatially registered laser ablation images within the Lolite freeware environment. *Journal of Analytical Atomic Spectrometry*, 27(4), 700-706.
<https://doi.org/10.1039/C1JA10172B>
- Pearce, J. A. (2008). Geochemical fingerprinting of oceanic basalts with applications to ophiolite classification and the search for Archean oceanic crust. *Lithos*, 100(1-4), 14-48.
<https://doi.org/10.1016/j.lithos.2007.06.016>
- Peiro, A., Simón, J. L., & Román-Berdiel, T. (2020). Fault relay zones evolving through distributed longitudinal fractures: The case of the Teruel graben system (Iberian Chain, Spain). *Journal of Structural Geology*, 131, 103942.
<https://doi.org/10.1016/j.jsg.2019.103942>

- Peiro, A., & Simón, J. L. (2022). The Río Grío–Pancrudo Fault Zone (central Iberian Chain, Spain): recent extensional activity revealed by drainage reversal. *Geological Magazine*, 159(1), 21-36.
<https://doi.org/10.1017/S0016756821000790>
- Pereira, M. F., Castro, A., Chichorro, M., Fernández, C., Díaz-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.
<https://dx.doi.org/10.1016/j.gr.2013.03.009>
- Pérez-Arlucea (1987). Distribución Paleogeográfica de las Unidades del Pérmico y del Triásico en el Sector de Molina de Aragón-Albarracín. *Cuadernos de Geología Ibérica*, 11, 607-622
- Pérez-Mazarío, F., (1990). Estratigrafía de la unidad inferior del Pérmico del sector Atienza-Ujados (Borde Noreste del Sistema Central Español). *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 3(3-4), 307-322.
- Perini, G., & Timmerman, M. J. (2008). Permian $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages for post-Variscan minor intrusions in the Iberian range and Spanish central system. *Geologica Acta*, 6(4), 335-344.
<https://doi.org/10.1344/105.000000261>
- Perni, A. (1980). *Estudio petrológico y geoquímico del volcanismo del área de Atienza*. Tesis de Licenciatura, Universidad Complutense, Madrid.
- Petrus, J. A., & Kamber, B. S. (2011). VisualAge: A novel approach to U–Pb LA–ICP–MS geochronology. *Mineralogical Magazine*, 75(3):1633.
<http://dx.doi.org/10.1111/j.1751-908X.2012.00158.x>
- Pinotti, L. P., D'Eramo, F. J., Weinberg, R. F., Demartis, M., Tubía, J. M., Coniglio, J. E., Radice, S., Maffini, M.N., & Aragón, E. (2016). Contrasting magmatic structures between small plutons and batholiths emplaced at shallow crustal level (Sierras de Córdoba, Argentina). *Journal of Structural Geology*, 92, 46-58.
<https://doi.org/10.1016/j.jsg.2016.09.009>
- Putirka, K. D. (2008). Thermometers and barometers for volcanic systems. *Reviews in mineralogy and geochemistry*, 69(1), 61-120.
<https://doi.org/10.2138/rmg.2008.69.3>
- Putirka, K. (2016). Amphibole thermometers and barometers for igneous systems and some implications for eruption mechanisms of felsic magmas at arc volcanoes. *American Mineralogist*, 101(4), 841-858.
<https://doi.org/10.2138/am-2016-5506>
- Quintero, I., Gómez, E., Mansilla, H., Martínez-Díaz, C., Villena, J. (1981). Memoria explicativa de la Hoja nº 489 (Molina). Mapa Geológico de España E. 1:50.000 (MAGNA), Segunda Serie, 1ª edición. IGME, 55 pp.
- Ramos, A. (1977). El Pérmico y el Triásico de la región de Molina de Aragón (Cordillera Ibérica). *Cuadernos de Geología Ibérica*, 4, 589-602.
- Ramsay, J. G. (1967). *Folding and fracturing of rocks*. Mc Graw Hill Book Company. New York, 568 pp.
- Rhodes, J. M., Dungan, M. A., Blanchard, D. P., & Long, P. E. (1979). Magma mixing at mid-ocean ridges: evidence from basalts drilled near 22° N on the Mid-Atlantic Ridge. *Tectonophysics*, 55(1-2), 35-61.
[https://doi.org/10.1016/0040-1951\(79\)90334-2](https://doi.org/10.1016/0040-1951(79)90334-2)
- Riba, O. (1959). *Estudio geológico de la Sierra de Albarracín*. Tesis Doctoral. Instituto Lucas Mallada, 283 pp.

- Ridolfi, F. (2021). Amp-TB2: an updated model for calcic amphibole thermobarometry. *Minerals*, 11(3), 324. <https://doi.org/10.3390/min11030324>
- Rochette, P. (1987). Magnetic susceptibility of the rock matrix related to magnetic fabric studies. *Journal of Structural Geology*, 9(8), 1015-1020. [https://doi.org/10.1016/0191-8141\(87\)90009-5](https://doi.org/10.1016/0191-8141(87)90009-5)
- Rochette, P., Jackson, M., & Aubourg, C. (1992). Rock magnetism and the interpretation of anisotropy of magnetic susceptibility. *Reviews of Geophysics*, 30(3), 209-226. <https://doi.org/10.1029/92RG00733>
- Rodríguez-Fernández, L.R., López-Olmedo, F., Oliveira, J.T., Medialdea, T., Terrinha, P., Matas, J., Martín-Serrano, A., Martín-Parra, L.M., Fubio, F., Marín, C., Montes, M. y Nozal, F. (2014). Mapa Geológico de España y Portugal 1/1.000.000. *IGME*.
- Rollinson, H., & Pease, V. (2021). *Using Geochemical Data to Understand Geological Processes*. Cambridge University Press, 346 pp. <https://doi.org/10.1017/9781108777834>
- Rubatto, D. (2002). Zircon trace element geochemistry: partitioning with garnet and the link between U–Pb ages and metamorphism. *Chemical Geology*, 184(1-2), 123-138. [https://doi.org/10.1016/S0009-2541\(01\)00355-2](https://doi.org/10.1016/S0009-2541(01)00355-2)
- Rudnick, R. L., & Gao, S., (2004). Composition of the continental crust. En: *Treatise on Geochemistry, vol. 3, The crust* (H.D. Holland, & K.K. Turekian, Eds.), Elsevier-Pergamon, Oxford, 1-64. <http://dx.doi.org/10.1016/b0-08-043751-6/03016-4>
- Ruprecht, P., & Wörner, G. (2007). Variable regimes in magma systems documented in plagioclase zoning patterns: El Misti stratovolcano and Andahua monogenetic cones. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 165(3-4), 142-162. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2007.06.002>
- Sacher, L. (1966). Stratigraphie und Tektonik der nordwestlichen Hesperischen Ketten bei Molina de Aragón/Spain. Teil 1: Stratigraphie (Paläozoikum). *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie Abhandlungen*, 124(2), 151-167.
- San Miguel de la Cámara, M. (1936). *Estudio de las rocas eruptivas de España*. Memorias de la Real Academia de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales de Madrid, Serie Ciencias Naturales, 6, 660 pp.
- Secchi, F., Giovanardi, T., Naitza, S., Casalini, M., Kohút, M., Conte, A. M., & Oggiano, G. (2022). Multiple crustal and mantle inputs in post-collisional magmatism: Evidence from late-Variscan Sàrrabus pluton (SE Sardinia, Italy). *Lithos*, 420, 106697. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2022.106697>
- Serra, J., Lago, M. y Vaquer, R. (1997a). Los diques andesíticos del sector N del Anticlinal de Montalbán y sus enclaves (Cordillera Ibérica oriental). XVII Reunión de la Sociedad Española de Mineralogía, 20, 45-46.
- Serra, J., Lago, M. y Vaquer, R. (1997b). Los enclaves metamórficos de la daciandesitas de la Sierra de Albarracín (Cordillera Ibérica occidental). XIV Reuniao de Geología do Oeste Peninsular, 231-236.

Shcherbakov, V. D., Plechov, P. Y., Izbekov, P. E., & Shipman, J. S. (2011). Plagioclase zoning as an indicator of magma processes at Bezymianny Volcano, Kamchatka. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 162(1), 83-99.

<https://doi.org/10.1007/s00410-010-0584-1>

Sláma, J., Košler, J., Condon, D. J., Crowley, J. L., Gerdes, A., Hanchar, J. M., Matthew, S. S., Morris, G. A., Nasdala, L., Norberg, N., Schaltegger, U., Schone, B., Tubrett, M. N., & Whitehouse, M. J. (2008). Plešovice zircon a new natural reference material for U–Pb and Hf isotopic microanalysis. *Chemical Geology*, 249(1-2), 1-35.

<https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2007.11.005>

Smith, V. C., Blundy, J. D., & Arce, J. L. (2009). A temporal record of magma accumulation and evolution beneath Nevado de Toluca, Mexico, preserved in plagioclase phenocrysts. *Journal of Petrology*, 50(3), 405-426.

<https://doi.org/10.1093/petrology/egp005>

Solé, J., Cosca, M., Sharp, Z., & Enrique, P. (2002). $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ Geochronology and stable isotope geochemistry of Late-Hercynian intrusions from north-eastern Iberia with implications for argon loss in K-feldspar. *International Journal of Earth Sciences*, 91(5), 865-881.

<https://doi.org/10.1007/s00531-001-0251-x>

Tauxe, L., Pick, T., & Mullender, T. A. T. (1996). Wasp-waists, pot-bellies, and superparamagnetism. *Journal of Geophysical Research*, 101, 571-583.

<https://doi.org/10.1029/95JB03041>

Tera, F., & Wasserburg, G. J. (1972). U-Th-Pb systematics in three Apollo 14 basalts and the problem of initial Pb in lunar rocks. *Earth and Planetary Science Letters*, 14(3), 281-304.

[https://doi.org/10.1016/0012-821X\(72\)90128-8](https://doi.org/10.1016/0012-821X(72)90128-8)

Torres, J. A. (1989). *Estudio Geológico, Petrológico, Geoquímico, y de Aprovechamiento Industrial del Magmatismo Calco-alcalino, Stephaniense-Pérmico, en el anticlinal de Montalbán (Provincia de Teruel)*. Tesis de Licenciatura. Universidad de Zaragoza, 255 p.

Torres, J. A., Lago, M., Pocoví, A., & Carls, P. (1991). Caracteres geológicos del magmatismo calco-alcalino: Stephaniense-Pérmico en el Anticlinal de Montalbán (provincia de Teruel). *Teruel: Revista del Instituto de Estudios Turolenses*, 82(1), 9-38.

Torres, J. A., Lago, M., Arranz, E., Vaquer, R. y Pocovi, A. (1993). Estudio geoquímico del magmatismo calco-alcalino, autuniense, del anticlinal de Montalbán (Cadena Ibérica Oriental, Teruel). *V Congreso de Geoquímica de España*, 54-59

Verma, S. K., Pandarinath, K., & Verma, S. P. (2012). Statistical evaluation of tectonomagmatic discrimination diagrams for granitic rocks and proposal of new discriminant-function-based multi-dimensional diagrams for acid rocks. *International Geology Review*, 54(3), 325-347.

<https://doi.org/10.1080/00206814.2010.543784>

Verma, S. P., & Verma, S. K. (2013). First 15 probability-based multidimensional tectonic discrimination diagrams for intermediate magmas and their robustness against post-emplacement compositional changes and petrogenetic processes. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 22(6), 931-995.

<https://doi.org/10.3906/yer-1204-6>

- Viccaro, M., Giacomoni, P. P., Ferlito, C., & Cristofolini, R. (2010). Dynamics of magma supply at Mt. Etna volcano (Southern Italy) as revealed by textural and compositional features of plagioclase phenocrysts. *Lithos*, 116(1-2), 77-91.
<https://doi.org/10.1016/j.lithos.2009.12.012>
- Villaseca González, C., Eugercios, L., Snelling, N., Huertas, M. J., & Castellón, T. (1995). Nuevos datos geocronológicos (Rb-Sr, K-Ar) de granitoides hercínicos de la Sierra de Guadarrama. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 8(3), 137-148.
- Villaseca, C., Barbero, L., & Rogers, G. (1998). Crustal origin of Hercynian peraluminous granitic batholiths of Central Spain: petrological, geochemical and isotopic (Sr, Nd) constraints. *Lithos*, 43(2), 55-79.
[https://doi.org/10.1016/S0024-4937\(98\)00002-4](https://doi.org/10.1016/S0024-4937(98)00002-4)
- Villaseca, C., Downes, H., Pin, C., & Barbero, L. (1999). Nature and composition of the lower continental crust in central Spain and the granulite–granite linkage: inferences from granulitic xenoliths. *Journal of Petrology*, 40(10), 1465-1496.
<https://doi.org/10.1093/petroj/40.10.1465>
- Villaseca, C., Bellido, F., Pérez-Soba, C., & Billström, K. (2009). Multiple crustal sources for post-tectonic I-type granites in the Hercynian Iberian Belt. *Mineralogy and Petrology*, 96(3-4), 197-211.
<https://doi.org/10.1007/s00710-009-0057-2>
- Virgili, C., Hernando, S., Ramos, A., & Sopeña, A. (1973). Nota previa sobre el Pérmico de la Cordillera Ibérica y bordes del Sistema Central. *Actas de Geología Hispánica*, 8(3), 73-80.
- Wang X., Griffin, W. L., Jie, C., Pinyun, H., & Xiang, L. I. (2011). U and Th contents and Th/U ratios of zircon in felsic and mafic magmatic rocks: Improved zircon-melt distribution coefficients. *Acta Geologica Sinica-English Edition*, 85(1), 164-174.
<https://doi.org/10.1111/j.1755-6724.2011.00387.x>
- Wang, X. J., Chen, L. H., Hofmann, A. W., Mao, F. G., Liu, J. Q., Zhong, Y., ... & Yang, Y. H. (2017). Mantle transition zone-derived EM1 component beneath NE China: Geochemical evidence from Cenozoic potassic basalts. *Earth and Planetary Science Letters*, 465, 16-28.
<https://doi.org/10.1016/j.epsl.2017.02.028>
- Williams, I. S. (2001). Response of detrital zircon and monazite, and their U–Pb isotopic systems, to regional metamorphism and host-rock partial melting, Cooma Complex, southeastern Australia. *Australian Journal of Earth Sciences*, 48(4), 557-580.
<https://doi.org/10.1046/j.1440-0952.2001.00883.x>
- Winchester, J. A., & Floyd, P. A. (1977). Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical geology*, 20, 325-343.
[https://doi.org/10.1016/0009-2541\(77\)90057-2](https://doi.org/10.1016/0009-2541(77)90057-2)
- Workman, R. K., Hart, S. R., Jackson, M., Regelous, M., Farley, K. A., Blusztajn, J., ... & Staudigel, H. (2004). Recycled metasomatized lithosphere as the origin of the Enriched Mantle II (EM2) end-member: Evidence from the Samoan Volcanic Chain. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 5(4).
<https://doi.org/10.1029/2003GC000623>

Anexos electrónicos

El autor de esta tesis se compromete a proporcionar todos los anexos electrónicos que le sean requeridos y que contienen el conjunto de análisis empleados en la elaboración de dicha tesis.

Correo electrónico: urbezmajarena@unizar.es

Los anexos electrónicos de esta tesis son:

Anexo electrónico 5.1: Análisis de estándares de circones.

Anexo electrónico 8.1: Análisis isotópicos de los circones datados en esta tesis.

Anexo electrónico 9.1: Análisis de microsonda electrónica del magmatismo de Atienza.

Anexo electrónico 10.1.: Análisis de roca total empleados en esta tesis.

