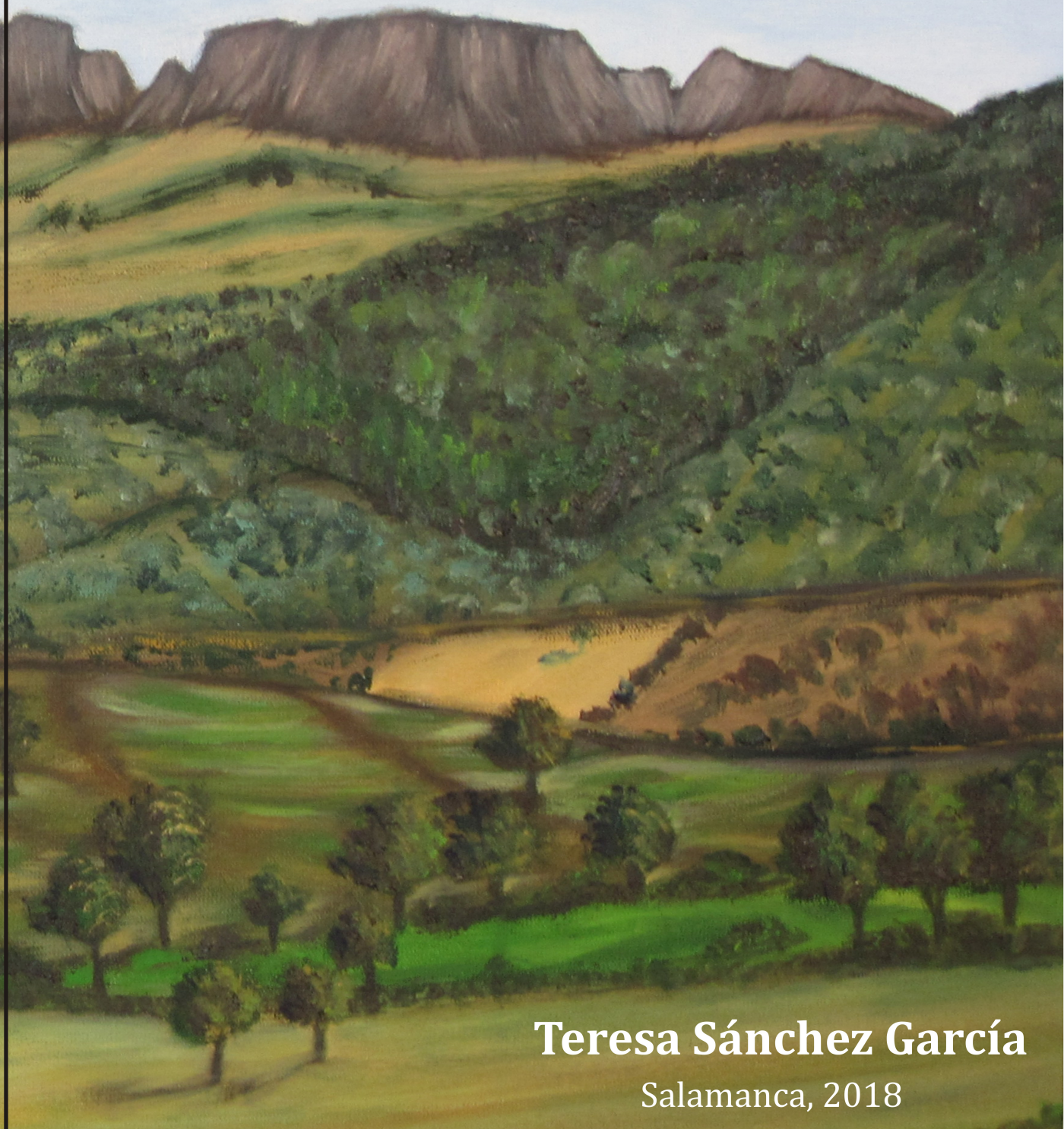


**TESIS DOCTORAL**

**Estudio petrológico, geoquímico y geocronológico  
del Rifting Cámbrico-Ordovícico en la  
Zona de Ossa-Morena (SW del Macizo Ibérico)**



**Teresa Sánchez García**

Salamanca, 2018



**VNiVERSiDAD  
D SALAMANCA**

CAMPUS DE EXCELENCIA INTERNACIONAL



Instituto Geológico  
y Minero de España

*Portada y contraportada: Cerro de El Castellar (Zafra). Teresa Sánchez García (2013). Óleo*

*A mi familia*





**VNiVERSiDAD  
D SALAMANCA**

CAMPUS DE EXCELENCIA INTERNACIONAL



Instituto Geológico  
y Minero de España

**Estudio petrológico, geoquímico y  
geocronológico del Rifting Cámbrico-  
Ordovícico en la Zona de Ossa-Morena (SW  
del Macizo Ibérico)**

**Teresa Sánchez García**

**Tesis Doctoral**

**Salamanca, 2018**





**VNiVERSiDAD  
D SALAMANCA**

CAMPUS DE EXCELENCIA INTERNACIONAL



Instituto Geológico  
y Minero de España

# **Estudio petrológico, geoquímico y geocronológico del Rifting Cámbrico-Ordovícico en la Zona de Ossa- Morena (SW del Macizo Ibérico).**

**Teresa Sánchez García**

**Memoria presentada para optar al grado de  
Doctor en Ciencias Geológicas  
Universidad de Salamanca,**

**2018**

Tesis Doctoral dirigida por los doctores Alejandro Díez Montes, Investigador Titular del Departamento de Investigación y Prospectiva, del Instituto Geológico y Minero de España y Félix Bellido Mulas, Investigador Titular del Departamento de Recursos Geológicos del Instituto Geológico y Minero de España.

V°B°

V°B°

Fdo. Alejandro Díez Montes

Fdo. Félix Bellido Mulas

Siendo Tutor el Doctor. Juan Carlos Gonzalo Corral, del Departamento de Geología de la Facultad de Ciencias de la Universidad de Salamanca.

V°B°

Fdo. Juan Carlos Gonzalo Corral





## **AGRADECIMIENTOS**

Esta tesis es el fruto de muchos años de trabajo en diversos proyectos de investigación, colaborando con muchas personas. Por eso me gustaría expresar mi agradecimiento a todos aquellos que han contribuido a que llegue a su fin.

En primer lugar, mi más sincero agradecimiento a la persona que me propuso el tema original de la tesis, Cecilio Quesada, del Instituto Geológico y Minero de España, que desafortunadamente no puede figurar como director de la misma. Sus amplios conocimientos de geología regional, estratigrafía, geología estructural y petrología han contribuido de forma determinante a mi formación.

También he tenido la fortuna de contar con otros dos directores, Alejandro Díez Montes y Félix Bellido Mulas, ambos de Instituto Geológico y Minero de España, que me han ayudado de forma constante y han manifestado su paciencia a lo largo de la investigación. Sin el apoyo y la supervisión de Alejandro en la etapa final de esta tesis no lo hubiera conseguido. Félix ha sido mi compañero a lo largo de todos estos años y junto con Cecilio han sido mis mentores. De todos ellos he aprendido geología gracias a sus amplios conocimientos. Los ingeniosos comentarios de Félix, no solo de geología, me han hecho más llevaderas las largas jornadas de campo.

He de agradecer públicamente a todos los co-autores de los artículos por su colaboración, paciencia y apoyo en el desarrollo de los trabajos.

A Juan Carlos Gonzalo Corral, mi tutor en esta tesis, que me ha ayudado a solucionar todos los problemas que han ido surgiendo.

No quisiera olvidarme de todos los compañeros que a lo largo de estos años han contribuido a mejorar mis conocimientos por las discusiones mantenidas, tanto en campo como en la oficina, y por sus sugerencias sobre algunos temas, especialmente mis colegas portugueses Francisco Pereira, Martím Chichorro, José B. Silva y Rita Solá. Tampoco puedo olvidarme de Antonio

Perejón, Elena Moreno-Eiris, Silvia Menéndez y Javier Álvaro, que han enriquecido también mis conocimientos sobre los fósiles y sus ambientes de depósito.

Con Javier Álvaro he aprendido también a mirar de otra forma las calizas y las discusiones en el campo han aumentado también mis conocimientos.

Estoy agradecida a Pablo Valverde-Vaquero, por su ayuda e intercambio de ideas durante el trabajo de 2013.

Asimismo, expreso mi gratitud al Dr. Christian Pin, por su colaboración acerca de los isótopos de Sm-Nd, que han mejorado en gran medida los trabajos aquí presentados.

A Greg Dunning también le agradezco su colaboración en los trabajos de geocronología.

A Santiago Martín Alfageme, que me ayudó en mis comienzos y primeras peleas con el ArcGis.

A Jose Mediato por hacerme ver las piedras desde otra óptica diferente, le agradezco su apoyo y su comprensión. También a Jesús García Crespo por ayudarme siempre que he tenido alguna duda con el ArcGis.

También aquellos compañeros y amigos que me acompañaron al campo en mis primeras salidas, Isabel, Jaime, Chema, Inma, Milu, gracias por vuestra paciencia y apoyo. Y por supuesto a mis amigas Ana, Gloria, Toñi, Inma, Rosa y Lola por su apoyo a lo largo de todos estos años.

La presente Tesis Doctoral ha sido desarrollada en el Instituto Geológico y Minero de España (IGME), la mayoría del tiempo en el Área de Geología y Geofísica. Quiero expresar mi agradecimiento a todos los compañeros por la ayuda y colaboración prestadas. También a mi jefe actual, Roberto Martínez Orio, del Área de Recursos Minerales, por las facilidades dadas para la presentación de esta tesis.

Quisiera agradecer a la CICYT (Comisión Interministerial de Ciencia y Tecnología) la dotación económica del proyecto de investigación: *"Estudio geoquímico sistemático de Tierras Raras, Mo, Ta, U, Th de rocas ígneas y complejos metasedimentarios del macizo Hespérico: Guías*

*para la prospección y conocimiento de su potencial metalogenético*", proyecto de colaboración entre las Universidades de Salamanca y Oviedo y el Instituto Tecnológico y GeoMinero de España y cuyo investigador principal fue Cecilio Quesada Ochoa. Fue, en este proyecto, en el que conocí la Zona de Ossa-Morena, y donde empecé a amarla. Gracias Cecilio por todo tu apoyo y tus enseñanzas.

Además del proyecto anterior, en el transcurso de la investigación la autora de esta memoria ha participado en 8 proyectos de investigación, 7 de ellos del Plan Nacional y uno de ellos un proyecto interno del IGME.

Los proyectos de investigación en los que he participado y que han colaborado en la financiación de los distintos trabajos, han sido, ordenados por fecha de más antiguo a más moderno, los que se citan a continuación.

El primero fue el proyecto FEDER N°1FD97-1177: *“Definición y evaluación de guías geológicas y geofísicas para la exploración de materias primas minerales en el sector central de la Zona Ossa-Morena en Extremadura”*, dirigido por Cecilio Quesada, al que ya he manifestado mi inmensa gratitud por su apoyo y su amistad.

El proyecto N° BTE2003-04076: *“Aspectos sedimentológicos, paleobiológicos, tectónicos y metalogenéticos de las sucesiones del Cámbrico de la Península Ibérica y su reflejo en las crisis biológicas de los primeros metazoos”*, cuyo investigador principal fue Antonio Perejón, al que doy las gracias por su colaboración y su amistad a lo largo de todos estos años. Trabajar con él en el campo enriqueció mis conocimientos y pasamos buenos ratos.

El proyecto N° CGL2006-12245BTE: *“Estudio geobiológico y geoquímico del Neoproterozoico y Cámbrico de la Península Ibérica. Análisis sedimentológico, isotópico, paleontológico y cronoestratigráfico”*, cuya investigadora principal fue Elena Moreno González de Eiris, a la que doy las gracias por su colaboración, su paciencia y sus explicaciones en el campo sobre los fósiles y sus ambientes de depósito.

El proyecto interno del IGME, N° 348: “*Evolución paleogeográfica, y paleoclimática del margen septentrional de Gondwana en un contexto de tectónica y vulcanismo activo: subducción neoproterozoica y Rifting Cámbrico en Ossa-Morena (España y Portugal)*”, que dirigí yo misma, dentro del Departamento de Investigación y Prospectiva, en el Área de Investigación del subsuelo y almacenamiento geológicos, y que me permitió aprender mucho, por la colaboración con todos sus miembros, Félix Bellido, Francisco Pereira, Martín Chichorro, José Brandão Silva, Rita Solá, Antonio Perejón, Elena Moreno y Cecilio Quesada. Además de discutir y aprender mucho en el campo, también nos permitió “echarnos muchas risas”.

El proyecto N° CGL2009-07073: “*Análisis sedimentológico, bioestratigráfico, biogeográfico y geoquímico de áreas de la Península Ibérica y SE de Australia*”, cuyo investigador principal fue Diego García Bellido, al que agradezco también su apoyo.

El proyecto N° CGL2008-03046: “*Las mineralizaciones del extremo SE de Ossa Morena (Córdoba): modelización, control estructural y criterios de exploración*”, cuyo investigador principal fue Pablo Gumiel, al que agradezco su apoyo y mi inclusión en el proyecto, que me permitió acercarme a los yacimientos y ver la geología desde otro punto de vista.

El último, ha sido el proyecto N° CGL2013-48877-P: “*Interacción vulcanismo-hidrotermalismo-productividad carbonatada en la Explosión Cámbrica de Gondwana Occidental*”, cuyo investigador principal ha sido Javier Álvaro, al que agradezco también su apoyo, su paciencia y sus enseñanzas y discusiones en el campo que han enriquecido en gran medida mi conocimiento.

Mi colaboración en los proyectos IGCP 453, 497, 597 y 648 me permitió conocer a muchos geólogos, de los que aprendí, y con los que disfruté en todas las excursiones en las que participé. A Brendan Murphy, Duncan Keppie, Ulf Linnemann, Damian Nance, Stephen Johnston, Gabriel Gutiérrez Alonso, Javier Fernández-Suárez, Ricardo Arenas, José Ramón Martínez Catalán, Jacobo Abati, Sonia Sánchez Martínez, Christian Pin, Francisco Pereira, José

Brandão Silva, Martim Chichorro, Patricia Moita, Jamie Braid, Rafael López Guijarro, Maider Armendáriz, Inma Gil, Kerstin Drost, Jens Ulrich y Sergei Pisarevski...y seguro que me he dejado a alguno en el tintero, al que pido perdón. A todos ellos, gracias.

También agradezco las críticas constructivas de todos los revisores en todos los trabajos presentados.

No quisiera olvidarme de Rafael Martínez Ortega, que ha solucionado todos los problemas administrativos que iban surgiendo a lo largo de todos estos años.

Por último, he de agradecer de manera muy especial a mi familia y amigos, que frecuentemente han soportado las incomodidades que mi dedicación a esta tarea ha supuesto para todos, por el cariño, la comprensión, la paciencia y el sacrificio que han mostrado durante los años que ha durado la realización de este trabajo.

A todos ellos mi más sincero agradecimiento.



# ÍNDICE

AGRADECIMIENTOS .....	v
ABREVIATURAS .....	iv
ABREVIATURAS MINERALES .....	v
ABREVIATURAS DE ROCAS .....	vii
1. INTRODUCCIÓN .....	3
1.1. JUSTIFICACIÓN DEL TEMA OBJETO DE ESTUDIO.....	3
1.2. ESTRUCTURA DE LA TESIS .....	5
1.3. HIPÓTESIS DE TRABAJO Y PRINCIPALES OBJETIVOS A ALCANZAR .....	7
1.4. METODOLOGÍA .....	8
1.5. SITUACIÓN GEOGRÁFICA.....	9
2. CONTEXTO GEOLÓGICO .....	15
2.1. ZONA DE OSSA-MORENA .....	18
3. ESTRATIGRAFÍA DE LA ZONA DE OSSA-MORENA .....	25
3.1. ROCAS VOLCÁNICAS PERTENECIENTES AL EVENTO TEMPRANO (ER) .....	30
3.2. ROCAS VOLCÁNICAS PERTENECIENTES AL EVENTO PRINCIPAL DEL RIFTING (MRV) .....	39
4. PETROLOGIA DE LAS ROCAS ÍGNEAS ASOCIADAS AL RIFTING EN LA ZOM .....	53
4.1. ROCAS VOLCÁNICAS PERTENECIENTES AL EVENTO TEMPRANO (ER).....	53
4.1.1. <i>Lavas</i> .....	54
4.1.2. <i>Tobas e ignimbritas</i> .....	56
4.1.3. <i>Pórfido de Cala</i> .....	58
4.2. ROCAS PLUTÓNICAS PERTENECIENTES AL GRUPO ER.....	62
4.2.1. <i>Macizo de Barquete</i> .....	62
4.2.2. <i>Macizo de Barreiros</i> .....	63
4.2.3. <i>Macizo de Calera</i> .....	64
4.2.4. <i>Complejo de Monesterio</i> .....	65
4.2.5. <i>Macizo de Salvatierra de los Barros</i> .....	66
4.2.6. <i>Complejo de Tablada</i> .....	67
4.2.7. <i>Macizo de Táliga</i> .....	68

4.3.	ROCAS VOLCÁNICAS PERTENECIENTES AL EVENTO PRINCIPAL (MRV) .....	71
4.3.1.	<i>Lavas máficas</i> .....	75
4.3.2.	<i>Tobas y brechas máficas</i> .....	82
4.3.3.	<i>Lavas ácidas e intermedias</i> .....	84
4.3.4.	<i>Tobas y brechas ácidas</i> .....	91
4.3.5.	<i>Rocas subvolcánicas de Alconera</i> .....	96
4.4.	ROCAS PLUTÓNICAS PERTENECIENTES AL EVENTO PRINCIPAL DEL RIFTING (MRV) .....	97
4.4.1.	<i>Macizo de Barcarrota</i> .....	98
4.4.2.	<i>Macizo de Castillo</i> .....	100
4.4.3.	<i>Complejo de Cazalla</i> .....	101
4.4.4.	<i>Complejo de Sierra León</i> .....	105
4.4.5.	<i>Macizo de Feria</i> .....	106
4.4.6.	<i>Complejo de Fregenal y Jerez</i> .....	108
4.4.7.	<i>Complejo del Valle de Matamoros</i> .....	110
4.4.8.	<i>Complejo de La Lapa</i> .....	112
4.4.9.	<i>Complejo de Olivenza-Valverde de Leganés</i> .....	113
4.4.10.	<i>Complejo de El Pintado</i> .....	117
4.4.11.	<i>Complejo de Los Remedios</i> .....	118
4.4.12.	<i>Macizo de Sierra Vieja</i> .....	120
5.	GEOQUÍMICA .....	125
5.1.	ROCAS ÍGNEAS PERTENECIENTES AL GRUPO ER .....	126
5.2.	ROCAS ÍGNEAS PERTENECIENTES AL GRUPO RR .....	134
5.2.1.	<i>Rocas máficas</i> .....	138
5.2.2.	<i>Rocas ácidas e Intermedias</i> .....	151
6.	GEOCRONOLOGÍA U-PB y GEOQUÍMICA ISOTÓPICA .....	165
6.1.	GEOCRONOLOGÍA .....	165
6.2.	ISÓTOPOS DE SM-ND.....	178
6.2.1.	<i>Grupo ER</i> .....	179



6.2.2. Grupo RR .....	186
7. CONCLUSIONES.....	193
8. BIBLIOGRAFIA .....	207
ÍNDICE DE FIGURAS Y TABLAS.....	229
ANEXO I. PUBLICACIONES.....	242
ANEXO II. MAPA GEOLÓGICO .....	348
ANEXO III- DISTRIBUCIÓN DE LÁMINAS.....	354
ANEXO IV – GEQUÍMICA DE ROCA TOTAL .....	360
ANEXO V – DATOS GEOCRONOLÓGICOS PUBLICADOS .....	373
ANEXO VI -DATOS ISOTÓPICOS .....	379

## ABREVIATURAS

ca.: circa, alrededor de, cerca de

CDF: Serie Detrítico Carbonatada (SDC en castellano)

CVS: Complejo Volcanosedimentario

*ER*: Rocas ígneas relacionadas con el *Early rift-related Event* o *Evento temprano relacionado con el Rift*

*In litt.*: no publicado

LDF: Serie Detrítica Inferior (SDI en castellano)

Km: Kilómetros

m: metros

MRV: Rocas volcánicas del grupo *Main rift-related Event*

MRVa: Rocas volcánicas ácidas e intermedias del grupo *Main rift-related Event*

MRVb: Rocas volcánicas básicas del grupo *Main rift-related Event*

MRP: Rocas plutónicas del grupo *Main rift-related Event*

ZOM = ZOM: Zona de Ossa-Morena

PLU: Plutónicas/os

ppm: partes por millón

*RR*: *Rift-related Event*, o Evento Principal relacionado con el Rift. Incluye todas las rocas ígneas del evento principal del Rift

UDF: Serie Detrítica Superior (SDS en castellano)

VOL: Volcánicas/os

## ABREVIATURAS MINERALES

Ab: albita  
Act: actinolita  
Aln: allanita  
Amp: anfíbol  
And: andalucita  
Ap: apatito  
Aug: augita  
Bi: biotita  
Brc: brucita  
Cal: calcita  
Cb: carbonato  
Chl: clorita  
Crd: cordierita  
Cm: corindón  
Cld: cloritoide  
Cpx: clinopiroxeno  
Czo: clinozoisita  
Dum: dumortierita  
Enc: enclaves  
Ep: epidota  
Esq: esquirlas vítreas (*shards*)  
Fa: fayalita  
FK: feldespato potásico  
Fl: fluorita  
FLm: Fragmentos líticos metamórficos  
FLv: Fragmentos líticos volcánicos  
FLs: Fragmentos líticos sedimentarios  
Fo: forsterita  
Fmg: minerales ferromagnesianos s.l.  
Grt: granate  
Hbl: hornblenda  
Ilm: ilmenita  
Met: metamórfico  
Mc: micas s.l.  
Ms: moscovita  
Mnz: monacita  
Opq: opacos  
Opx: ortopiroxeno  
Pl: plagioclasa  
Plu: plutónicos  
Phy: filosilicatos  
Prh: prehnita  
Qz: cuarzo  
S: esquistosidad  
Scp: escapolita  
Sph: sulfuros  
St: estaurolita  
Sed: sedimentario

Tr. tremolita  
Ttn: titanita  
Tur: turmalina  
Thr: torita  
V: vesículas  
Vol: volcánicos  
Zr: circón

Las abreviaturas están basadas en [Whitney and Evans \(2010\)](#).

## ABREVIATURAS DE ROCAS

Alb.: Albitita  
ALK: Alcalino  
And.: Andesita  
And.Bas.: Andesita basáltica  
Anfb.: Anfibolita  
Autobcha.: Autobrecha  
Bas.: Basalto  
Bch.: Brecha  
Ben.: Benmoreita  
Cin.: Cinerita  
Dac.: Dacita  
Dio.: Diorita  
Epic.: Epiclástica  
Gab.: Gabro  
Gra.: Granito  
Gra.Bt: Granito Biotítico  
Gra.Bt-Amp.: Granito biotítico-anfibólico  
Gra.Ms: Granito Moscovítico  
Grd.: Granodiorita  
Hialoc.: Hialoclastita  
Ign.: Ignimbrita  
LeucoGra.: Leucogranito  
Migm.: Migmatita  
Mz.: Monzonita  
MzDio: Monzodiorita  
MzGab.: Monzogabro  
OGneis: Ortogneis  
Pgr.: Plagiogranito  
Pfd.: Pórfido  
Poide.: Porfiroide  
QzDio: Cuarzodiorita  
Rio.: Riolita  
Sie.: Sienita  
SALK: Subalcalino  
Ton.: Tonalita  
Trq.: Traquita  
TrqAnd.: Traquiandesita  
TrqAnd.bas.: Traquiandesita basáltica  
TrqBas.: Traquibasalto  
TrqDac.: Traquidacita



Esta tesis corresponde a un compendio de trabajos previamente publicados que se especifican a continuación:

- **Sánchez-García, T.**; Bellido, F. and Quesada, C. (2003). Geodynamic setting and geochemical signatures of Cambrian-Ordovician rift-related igneous rocks (Ossa-Morena Zone, SW Iberia). *Tectonophysics*, 635, 233-255. ISSN 040-1951.
- **Sánchez-García, T.**; Quesada, C.; Bellido, F.; Dunning, G.; González de Tánago, J. (2008). Two-step magma flooding of the upper crust during rifting: The Early Paleozoic of the Ossa-Morena Zone (SW Iberia). *Tectonophysics*, 461, 72-90. doi:10.1016/j.tecto.2008.03.006
- **Sánchez-García, T.**; Bellido, F.; Pereira, M.F.; Chichorro, M.; Quesada, C.; Pin, Ch.; Silva, J.B. (2010). Rift-related volcanism predating the birth of the Rheic Ocean (Ossa-Morena Zone, SW Iberia). *Gondwana Research*, 17, 392-407.
- Sánchez-García, T.; Pereira, M. F.; Bellido, F.; Chichorro, M.; Silva, J.B.; Valverde-Vaquero, P.; Pin, Ch.; Solá, A.R. (2014). Early Cambrian granitoids of the Ossa-Morena Zone (SW Iberia) in the transition from a convergent setting to intra-continental rifting in the Northern margin of Gondwana. *International Journal Earth Science (Geol. Rundsch.)*, Springer-Verlag, 103, 1203-1218. doi 10.1007/s00531-013-0939-8.
- **Sánchez-García, T.**; Quesada, C.; Bellido, F.; Dunning, G.R.; Pin, Ch.; Moreno-Eiris, E.; Perejón, A. (2016). Age and characteristics of the Loma del Aire unit (SW Iberia): Implications for the regional correlation of the Ossa-Morena Zone. *Special Issue of Tectonophysics*, 681, 58-72. doi 10.1016/j.tecto.2016.02.043.

La filiación de los autores es la siguiente:

- Teresa Sánchez-García; Ríos Rosas, 23, Madrid; Instituto Geológico y Minero de España (IGME); [t.sanchez@igme.es](mailto:t.sanchez@igme.es)
- Cecilio Quesada. Ríos Rosas, 23, Madrid; Instituto Geológico y Minero de España (IGME); [quesada.cecilio@gmail.com](mailto:quesada.cecilio@gmail.com)
- Félix Bellido Mulas. Ríos Rosas, 23, Madrid; Instituto Geológico y Minero de España (IGME); [ffbbmm50@gmail.com](mailto:ffbbmm50@gmail.com)
- Greg Dunning, Departement Earth Sci., Memorial Univ. Newfoundland; St. John's Nfld A1B 3X5, Canadá; [dunning@esd.mun.ca](mailto:dunning@esd.mun.ca)
- José González de Tánago, UCM, Dpto. Petrología y Geoquímica, Jose Antonio Novais, 12, 28040- Madrid, España. [tanago@geo.ucm.es](mailto:tanago@geo.ucm.es)

- Francisco Pereira; Universidade de Évora, Departamento de Geociências, Rua Romão Ramalho, nº 59, 7000-671 Évora; [mpereira@uevora.pt](mailto:mpereira@uevora.pt)
- Martim Chichorro, Universidad Nova de Lisboa, Facultad de Ciências da Terra, Quinta da Torre, 2829-516 Caparica - LISBOA; [ma.chichorro@fct.unl.pt](mailto:ma.chichorro@fct.unl.pt)
- Christian Pin, Directeur de Recherche, CNRS, Bureau: 1.35 - LMV Cezeaux; [c.pin@opgc.univ-bpclermont.fr](mailto:c.pin@opgc.univ-bpclermont.fr)
- José Brandão Silva, Universidade de Lisboa, Faculdade de Ciências da Terra, Campo Grande Edifício C1, Piso 1, 1749-016 Lisboa; [jbsilva@fc.ul.pt](mailto:jbsilva@fc.ul.pt)
- Pablo Valverde Vaquero, Ríos Rosas, 23, Madrid; Instituto Geológico y Minero de España (IGME); [p.valverde@igme.es](mailto:p.valverde@igme.es)
- Rita Solá, Laboratório Nacional de Energia e Geologia (LNEG), Estrada da Portela, Bairro do Zambujal, Apartado 7586- Alfragide, 2610-999 Amadora, Portugal; [rita.sola@lneg.pt](mailto:rita.sola@lneg.pt)
- Elena Moreno Eiris. Universidad Complutense de Madrid (UCM), Dpto. Paleontología, Jose Antonio Novais, 12, 28040- Madrid; [eiris@geo.ucm.es](mailto:eiris@geo.ucm.es)
- Antonio Perejón Rincón, Instituto de Geociencias del Consejo Superior de Investigaciones Científicas-Universidad Complutense de Madrid, Jose Antonio Novais, 12, 28040- Madrid; [aparqueo@ucm.es](mailto:aparqueo@ucm.es)



## **CAPÍTULO 1**

### **INTRODUCCIÓN**



# 1. INTRODUCCIÓN

## 1.1. Justificación del tema objeto de estudio

La formación de los márgenes actuales de la Península Ibérica fue, en gran parte, el resultado de la apertura en el Mesozoico de los océanos Thetys y Atlántico Norte, que siguió a la amalgamación en el Paleozoico tardío de Pangea. Antes de ese evento, la mayor parte de Iberia formaba parte del margen continental septentrional de Gondwana. El basamento pre-Mesozoico de Iberia está muy bien expuesto en el llamado Macizo Ibérico, donde se puede reconocer una prolongada historia evolutiva ([Ábalos, 1990](#); [Ribeiro et al., 1990](#); [Pérez Estaún et al., 1991](#); [Quesada, 1991, 2006](#); [Quesada et al., 1991, 2006](#); [Martínez Catalán et al., 1997, 2007](#), entre otros).

La convergencia de placas que causó la orogenia Cadomiense-Avaloniana a lo largo del margen norte de Gondwana durante el Neoproterozoico fue seguida por un evento de rifting en el Paleozoico inferior (c.a 540-420 Ma, [Murphy et al., 2006](#); [Linneman et al., 2008](#); [Nance et al., 2008, 2010](#); [Sánchez-García et al., 2003, 2008](#); [Pereira et al. 2006, 2008, 2011, 2012b](#); [Schäfer, 1990](#); [Ochsner, 1993](#); [Ordóñez, 1998](#); [Bandrés et al., 2002, 2004](#); [Salman, 2004](#); [Romeo et al., 2006](#)). Este evento culminó con el inicio de la apertura del Océano Rhéico en el Cámbrico Inferior en la Zona de Ossa-Morena y la rotura del margen septentrional de Gondwana con la división en distintos compartimentos del margen Autóctono Ibérico y el desarrollo de distintas cuencas marinas con características lito-tectónicas diferentes, las actuales Zonas Cantábrica, Astur-occidental-Leonesa, Centroibérica y Ossa-Morena. En el Paleozoico Superior, y de una forma altamente diacrónica (e.g. [Warr, 2002](#); [Murphy et al., 2009](#); [Stampfli et al., 2013](#) y más referencias allí), los procesos de subducción y acreción fueron responsables del cierre del océano Rhéico y la inversión tectónica de estas cuencas debido a la colisión de Gondwana y Laurussia en la orogenia Varisca-Alleghanian ([Martínez Catalán et al., 1997, 2007](#); [Murphy et al., 2009](#); [Stampfli et al., 2013](#), entre otros).

La Zona de Ossa-Morena, en el SW de Iberia, representa un terreno peri-Gondwánico implicado en la acreción de los arcos magmáticos al margen norte de Gondwana durante el Ediacárico. Posteriormente, en el Cámbrico Inferior comienza un evento de rifting, que dura hasta tiempos ordovícicos y que es el responsable de la erupción e intrusión de grandes volúmenes de magma (Sánchez-García et al, 2003, 2008, 2010; Quesada, 2006, entre otros).

Varias décadas de intenso trabajo llevadas a cabo por investigadores han mejorado nuestro conocimiento de la geología de Ossa-Morena, pero el consenso en la interpretación de su evolución está lejos de ser alcanzado. Las principales razones para las discrepancias se deben a su complejidad estructural, su registro estratigráfico fragmentario dentro de varias subdivisiones estructurales y la escasez de datos geocronológicos.

En este trabajo se llevan a cabo investigaciones detalladas del rifting intracontinental durante el Cámbrico en el SW Iberia, concretamente en la Zona de Ossa-Morena, usando distintas disciplinas de la geología como son la petrología, la geoquímica LA-ICP-MS de roca total, estudios de Sm-Nd y dataciones TIMS sobre circón que sugieren un evento magmático prolongado relacionado con la apertura del Océano Rhéico.

Hay que señalar que en este documento se usarán las siglas en inglés para un mejor seguimiento en las publicaciones. Se usará el término **ER** para referirse a todos los materiales relacionados con el *Early-Rift related Event* o Evento Temprano del Rift, que incluyen la Serie Detrítica Inferior (LDF, ver Capítulo 3) y los materiales tanto volcánicos como plutónicos relacionados. El término **RR** hace referencia a todos los materiales tanto volcánicos como plutónicos relacionados con el *Main-rift related Event*, es decir incluye materiales de la Serie Detrítico Carbonatada (CDF), Serie Detrítico Superior (UDF) y los materiales vulcano-sedimentarios del Evento principal (MRV). En el Capítulo 3 se puede ver una columna general con la posición de cada uno de los grupos mencionados.

## 1.2. Estructura de la tesis

Los principales capítulos de esta tesis están escritos de forma independiente, aunque complementaria en forma de artículos en revistas indexadas del SCI. Aunque hay repeticiones inevitables en este tipo de trabajos, se han intentado resumir los principales problemas planteados en el capítulo de la introducción y los principales logros en el último de resultados.

Un resumen de los trabajos considerados para la realización de esta tesis se muestra a continuación con un breve esquema de los temas tratados en cada uno de los trabajos.

- **Sánchez-García, T.;** Bellido, F. and Quesada, C. (2003). Geodynamic setting and geochemical signatures of Cambrian-Ordovician rift-related igneous rocks (Ossa-Morena Zone, SW Iberia). *Tectonophysics*, 635, 233-255. ISSN 040-1951.
  - Ambiente geodinámico y descripción de cada grupo considerado en el registro Cámbrico
  - Cuadro de correlación de columnas estratigráficas
  - Geoquímica
  - Modelo general
  
- **Sánchez-García, T.;** Quesada, C.; Bellido, F.; Dunning, G.; González de Tánago, J. (2008). Two-step magma flooding of the upper crust during rifting: The Early Paleozoic of the Ossa-Morena Zone (SW Iberia). *Tectonophysics*, 461, 72-90. doi:10.1016/j.tecto.2008.03.006
  - Petrología
  - Geoquímica ER+RR
  - Geocronología U-Pb de los distintos grupos (ER, RR)
  - Modelo general
  
- **Sánchez-García, T.;** Bellido, F.; Pereira, M.F.; Chichorro, M.; Quesada, C.; Pin, Ch.; Silva, J.B. (2010). Rift-related volcanism predating the birth of the Rheic Ocean (Ossa-Morena Zone, SW Iberia). *Gondwana Research*, 17, 392-407.
  - Estratigrafía y correlación con grupos portugueses
  - Relaciones de campo
  - Geoquímica ER+RR

- Isótopos Sm-Nd
- **Sánchez-García, T.;** Pereira, M. F.; Bellido, F.; Chichorro, M.; Silva, J.B.; Valverde-Vaquero, P.; Pin, Ch.; Solá, A.R. (2014). Early Cambrian granitoids of the Ossa-Morena Zone (SW Iberia) in the transition from a convergent setting to intra-continental rifting in the Northern margin of Gondwana. *International Journal Earth Science (Geol. Rundsch.)*, Springer-Verlag, 103, 1203-1218. doi 10.1007/s00531-013-0939-8.
  - Relaciones de campo y edades de los granitoides *ER*
  - Sm-Nd Granito de Barreiros
  - Geoquímica de roca total comparativa
  - Geocronología Granito de Barreiros
- **Sánchez-García, T.;** Quesada, C.; Bellido, F.; Dunning, G.R.; Pin, Ch.; Moreno-Eiris, E.; Perejón, A. (2016). Age and characteristics of the Loma del Aire unit (SW Iberia): Implications for the regional correlation of the Ossa-Morena Zone. *Special Issue of Tectonophysics*, 681, 58-72. doi 10.1016/j.tecto.2016.02.043.
  - Características de campo y petrografía de la Unidad de Loma del Aire
  - Geoquímica comparativa
  - Geocronología de la unidad Loma del Aire
  - Sm-Nd- Loma
  - Comparación con otras rocas ígneas de la ZOM

El Capítulo 2 presenta el contexto geológico regional y la cartografía de las unidades estudiadas en la Zona de Ossa-Morena, y una descripción de los rasgos estratigráficos principales de dichas unidades y su contexto general. Estos resultados se publicaron en los siguientes trabajos:

- a) Geodynamic setting and geochemical signatures of Cambrian-Ordovician rift-related igneous rocks (Ossa-Morena Zone, SW Iberia, publicado en *Tectonophysics* en 2003.
- b) Rift-related volcanism predating the birth of the Rheic Ocean (Ossa-Morena Zone, SW Iberia), publicado en *Gondwana Research* en 2010.
- c) Early Cambrian granitoids of the Ossa-Morena Zone (SW Iberia) in the transition from a convergent setting to intra-continental rifting in the Northern margin of Gondwana, publicado en *IJES*, en 2013.
- d) Age and characteristics of the Loma del Aire unit (SW Iberia): Implications for the regional correlation of the Ossa-Morena, publicado en *Tectonophysics* en 2016.

En el Capítulo 3 de Estratigrafía se presentan cuadros de correlación y columnas detalladas de las unidades estudiadas, que se publicaron en los trabajos de 2003 y 2010.

El Capítulo 4 versa sobre la petrología, presentando descripciones petrográficas de todas las unidades estudiadas, algunos de los cuales se han tomado de la bibliografía y otros son datos propios. Se presentan cuadros resumen con las principales características petrográficas de los distintos grupos estudiados.

En el Capítulo 5 se presentan los datos de la Geoquímica, utilizando tanto resultados ya publicados por otros autores (únicamente en el primer trabajo de 2003) como resultados propios, perteneciente a diferentes proyectos. Una tabla con todos los datos usados en las diferentes publicaciones puede verse en el Anexo IV. Estos datos se publicaron en los 5 trabajos presentados en esta tesis.

El Capítulo 6 discute los datos de geocronología, que se presentaron en los trabajos de 2008, relativos a los grupos *ER* y *RR*, de 2013, relativo al grupo *ER* y de 2016, relativo a los grupos *ER* y *RR* de la Unidad de Loma del Aire.

También muestra los datos relativos a los Isótopos de Sm-Nd estudiados en los diferentes grupos y que se presentaron en los trabajos de 2010, 2013 y 2016.

El Capítulo 7 se presenta el modelo geodinámico general y las conclusiones generales de la tesis.

### **1.3. Hipótesis de trabajo y principales objetivos a alcanzar**

La realización del presente trabajo se plantea como un intento de esclarecer la compleja evolución del margen de Gondwana en la Zona de Ossa-Morena durante el evento de rifting que tuvo lugar durante el Cámbrico hasta el Ordovícico.

La Zona de Ossa-Morena es una región heterogénea y compleja desde el punto de vista geológico y estructural, donde las unidades estratigráficas están fuertemente afectadas por la deformación Varisca. El registro estratigráfico incluye: a) un conjunto Neoproterozoico de

características generales de arco magmático (Ábalos, 1990; Quesada, 1990, 1991, 2006; Quesada et al., 1991, 2006; Sánchez Carretero et al., 1990; b) una secuencia Cámbrico-Ordovícico Inferior, que caracteriza el evento de rifting continental (Quesada, 1991, 2006; Quesada et al., 1991; Sánchez García et al., 2003, 2008,2010, 2013; entre otros), objeto del presente trabajo; c) una sucesión siliciclástica (Ordovícico-Devónico) típica de plataforma, durante la evolución del margen pasivo (Quesada, 1991; entre otros) y d) secuencias sinorogénicas desarrolladas durante la Orogenia Varisca (Wagner, 2004; entre otros).

El principal objetivo de este trabajo es establecer un modelo general que permita explicar las características del vulcanismo y plutonismo en el evento Cámbrico-Ordovícico en la Zona de Ossa-Morena. Para su consecución se plantean las siguientes metas:

- la caracterización del magmatismo que inundó la corteza superior en el periodo mencionado a través de una perspectiva geológica, petrográfica y geoquímica.
- la determinación de los principales grupos de rocas implicados en el evento del Rift Cámbrico-Ordovícico, sus características, variaciones litológicas y comparación con otras áreas con el fin de establecer el origen y la naturaleza de los materiales de los que proceden.
- la obtención de edades a través de la geocronología U-Pb de circón, de los principales grupos de rocas.
- la caracterización isotópica (Sm-Nd), de los distintos grupos de rocas, identificando posibles fuentes para las mismas.
- la caracterización geodinámica, que nos permita establecer el marco geotectónico
- la comparación de los resultados obtenidos y la integración de todos los datos para el establecimiento del modelo general de evolución de la zona.

#### **1.4. Metodología**

El estudio se aborda desde una perspectiva pluridisciplinar, aplicando distintas técnicas de estudio. Por una parte, técnicas clásicas, como la cartografía geológica para la mejora y actualización de los mapas, haciendo hincapié en las unidades volcánicas cámbricas. Para este propósito se utilizarán los mapas geológicos existentes (Serie MAGNA del IGME), los mapas



topográficos de escala 1:50.000 del Servicio Geográfico Nacional y las correspondientes ortofotos de dichos mapas. Siguiendo las técnicas clásicas, se procederá a la recogida de muestras para su estudio petrográfico y análisis geoquímico de roca total y su posterior caracterización.

Por otra parte, se aplicarán técnicas especializadas, como son los estudios geocronológicos (U-Pb) de circón para la datación de los principales grupos de rocas, así como estudios geoquímicos e isotópicos (isótopos de Sm-Nd) de todos los grupos de rocas.

Durante el desarrollo de este trabajo se han efectuado diversas campañas de campo a lo largo de varios proyectos, que han permitido la actualización y mejora de la cartografía geológica. También se han efectuado recogida de muestras para su estudio petrográfico, análisis geoquímico de roca total, estudio isotópico de Sm-Nd de los principales grupos de rocas.

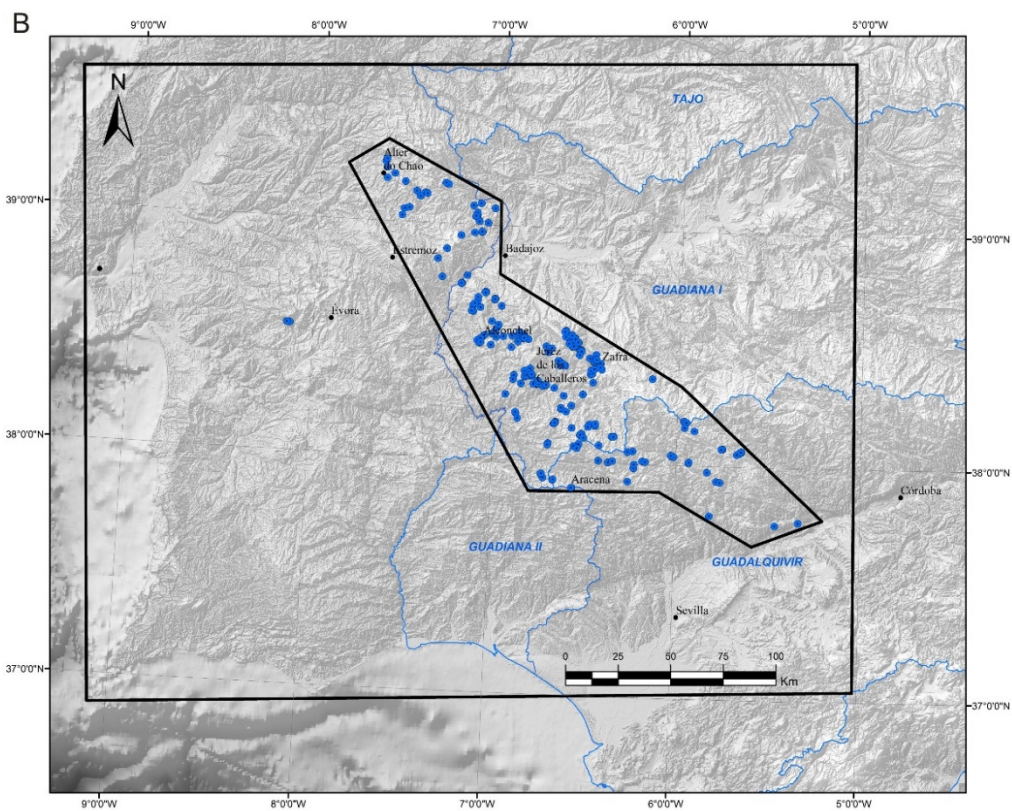
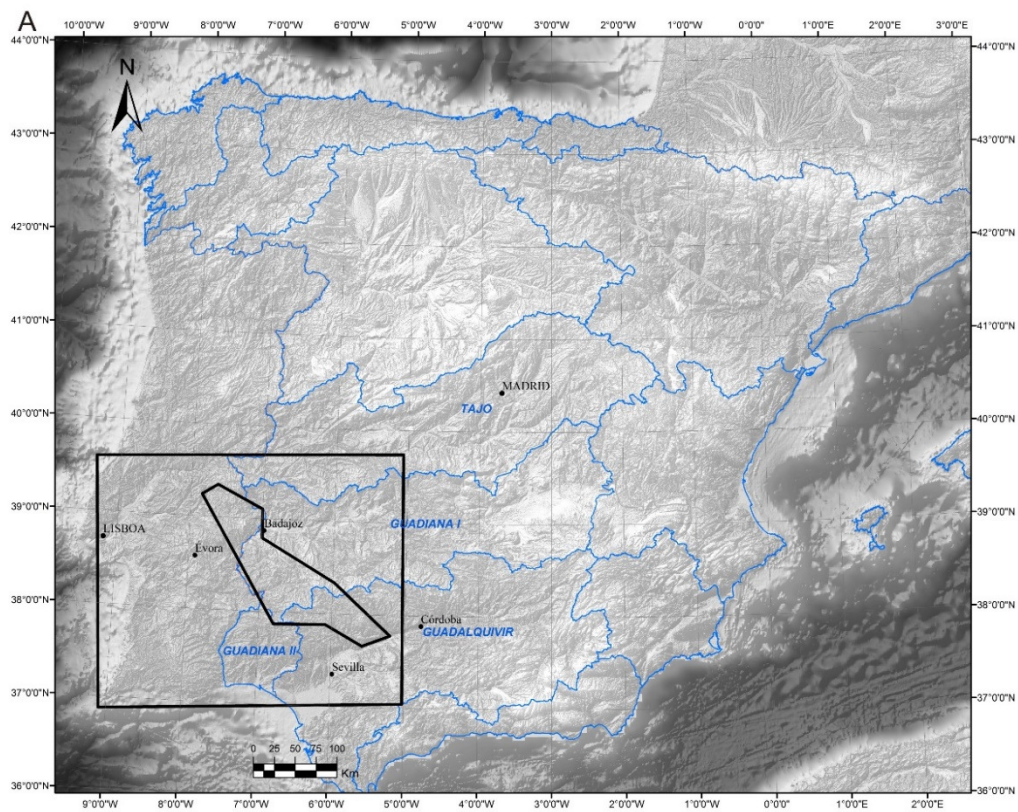
### **1.5. Situación geográfica**

El área de estudio incluye rocas situadas en la Zona de Ossa-Morena, tanto en España como en Portugal (Fig.1.1A). Los materiales estudiados se encuentran en una amplia banda de dirección NW-SE que incluye parte del sur de Badajoz, norte de Sevilla, Huelva y Córdoba. En la parte portuguesa, se sitúan en la zona noreste del Alto Alentejo desde Évora hasta Crato y Alter do Chao.

Esta zona se caracteriza por tener un relieve moderado, con suaves colinas y llanuras en la parte alentejana y con relieves algo mayores en la parte española. En la provincia de Badajoz, el pico de Tentudía, en el sur de la provincia presenta la mayor altitud con 1140m. En la provincia de Huelva las rocas estudiadas se sitúan en el norte de la misma, en la comarca de Sierra Morena, constituida por una serie de sierras y valles de orientación preferente E-W y altitudes entre 500 y 700m, con formas alomadas poco abruptas. También se han estudiado muestras de la Sierra de Aracena y picos de Aroche, que presenta relieves de media altura, entre 460 y 959m. En la provincia de Sevilla las rocas estudiadas se sitúan en el norte, en la denominada Sierra Norte de

Sevilla donde el relieve es también moderado, variando entre llanuras y cerros de bajo relieve con una altura máxima de 1007m en el cerro de La Capitana, en el término municipal de Guadalcanal. Las rocas estudiadas en la provincia de Córdoba se sitúan en la zona norte de la provincia, en la zona de Sierra Morena, con fuertes pendientes sobre la llanura del Guadalquivir, ascendiendo desde los 100m a 692m en el cerro de Torre Árboles, al norte de la ciudad de Córdoba.

La zona se enmarca dentro de las Cuencas hidrográficas del Guadiana y Guadalquivir, y está incidida por numerosos ríos y arroyos. En la parte portuguesa también hay algunas muestras que se encuadran dentro de la cuenca hidrográfica del Tajo. En el norte de la provincia de Huelva, en el Parque Natural de la Sierra de Aracena aparecen dos alineaciones montañosas separadas por una depresión central donde se ubican las cuencas del río Múrtigas y Rivera de Huelva, que vierten a los ríos Guadiana y Guadalquivir respectivamente (Fig.1.1B).



**Figura 1.1.** Situación geográfica. A) Mapa geográfico de la Península, con indicación de las cuencas hidrográficas. B) Mapa geográfico de la zona de estudio con situación de las muestras de geoquímica de roca total utilizadas.



## **CAPÍTULO 2**

### **CONTEXTO GEOLÓGICO**



## 2. CONTEXTO GEOLÓGICO

Actualmente se acepta que el Orógeno Varisco en el Centro y Oeste de Europa representa la extremidad más oriental de un sistema orogénico mayor Ouachita-Alleghanian-Varisco (Fig.2.1), que se formó por la colisión de Gondwana y Laurussia después del cierre del Océano Rhéico en el Paleozoico Superior (e.g. Winchester et al., 2002; Stampfli et al., 2002; Scotese, 2004; Murphy et al., 2006; Nance et al., 2010, 2012; Domeier and Torsvik, 2014). Esta colisión fue extremadamente diacrónica y culminó con la formación de Pangea en tiempos del Pérmico Inferior (e.g. Warr, 2002; Murphy et al., 2009; Stampfli et al., 2013, y referencias allí).

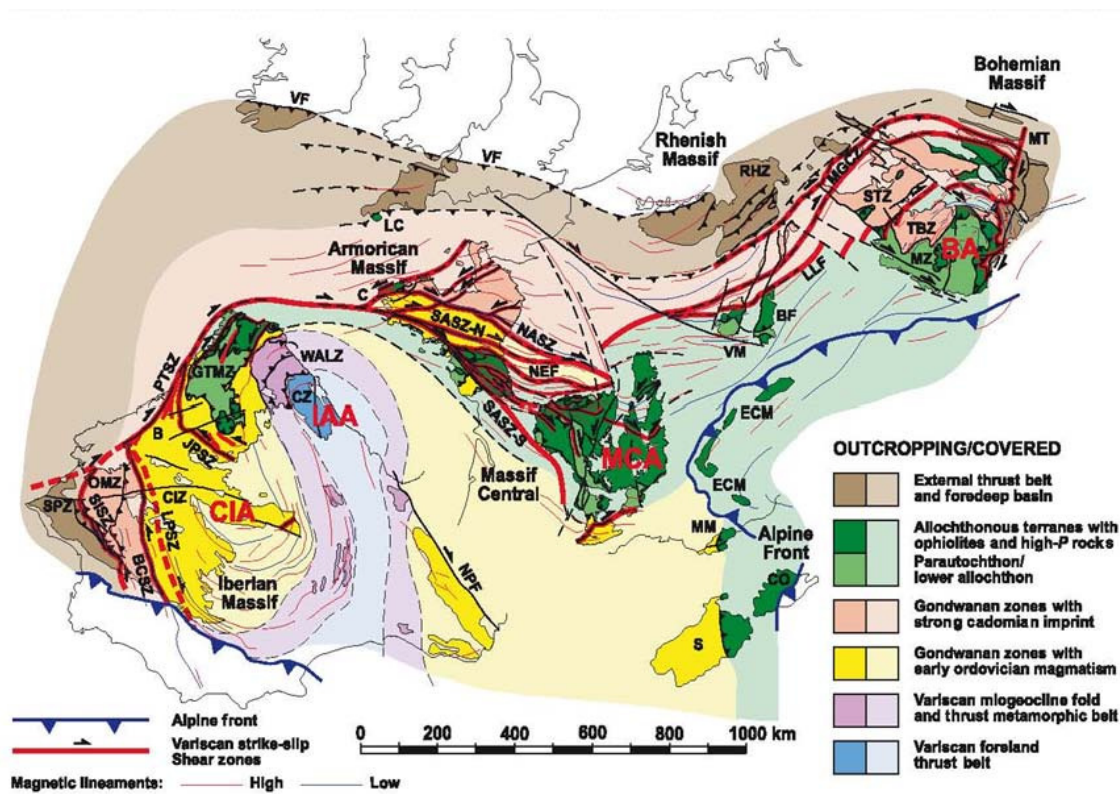
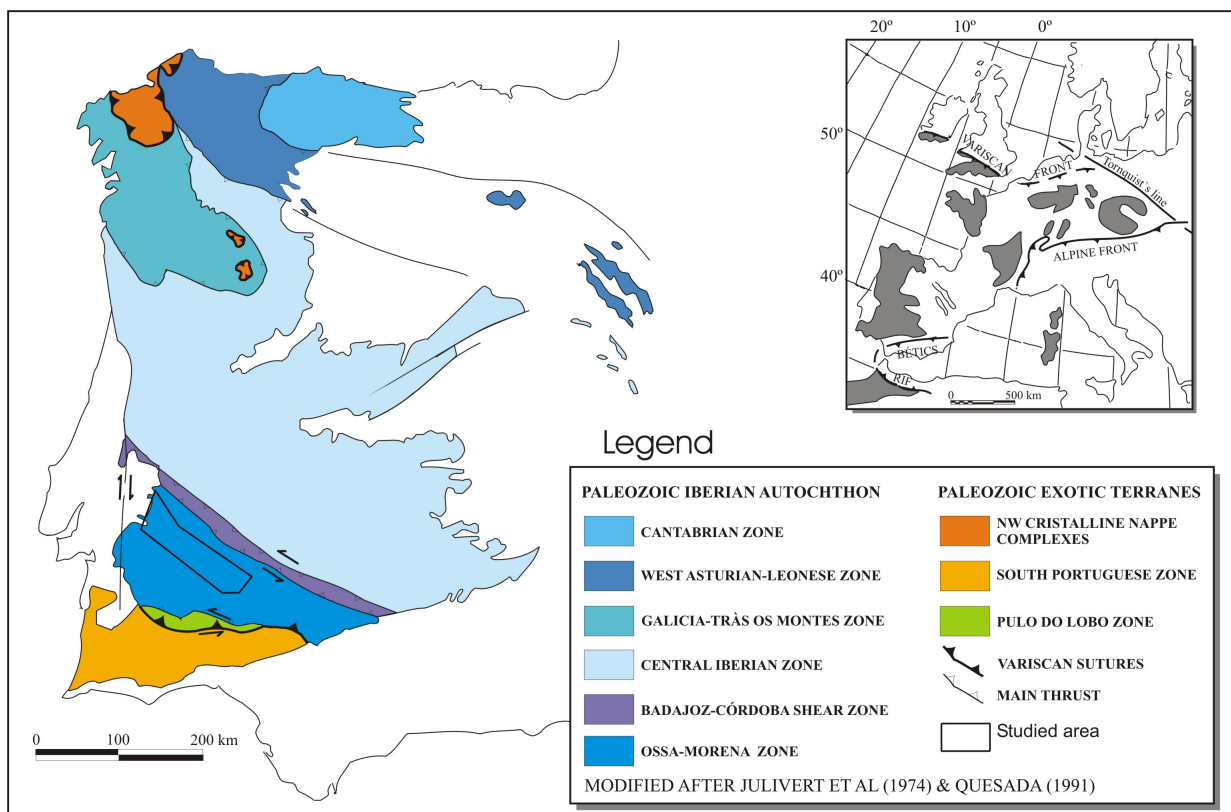


Figura 2.1. Mapa geológico del cinturón Varisco europeo (adaptado de Martínez Catalán, 2011).

Antes de este evento, la mayoría de Iberia formaba parte del margen continental norte de Gondwana desde su inicio en tiempos Neoproterozoicos (Ábalos, 1990; Pérez Estaún et al., 1991; Quesada, 1991, 2006; Quesada et al., 1991, 2006; Martínez Catalán et al., 1997, 2007), y ha sido reconocida una prolongada historia (Ribeiro et al., 1990a; Quesada, 1991; Quesada et al., 1991) que se resume a continuación:

- A) Acreción Neoproterozoico-Cámbrico Inferior de un arco continental (del que formaba parte la Zona de Ossa-Morena, Fig. 3) al margen pasivo del llamado Autóctono Ibérico (Norte de Gondwana), del que formaban parte las zonas más septentrionales del Macizo Ibérico. Este evento representa la Orogenia Cadomiense en Iberia y registra el desarrollo del arco seguido por la acreción al margen de Gondwana durante la ruptura de Rodinia en el Proterozoico Superior Tardío. También se producen episodios de acreción y desarrollo de arcos coetáneos a lo largo de los márgenes de los diversos bloques continentales que forman Gondwana, donde se los conoce como eventos panafricanos, brasilianos o avalonianos;
- B) Rifting Cámbrico-Ordovícico que conduce a la apertura de una nueva rama oceánica, probablemente parte del Océano Rhéico Paleozoico (Murphy et al., 2006) que dejó un fragmento del arco de Ossa-Morena recién acrecionado al margen de Gondwana;



**Figura 2.2.** División zonal del Macizo Ibérico. Modificado de Julivert et al. (1974), Farias et al. (1987) y Quesada (1991).

- C) Paso progresivo de la fase *Rift* a la fase *Drift* en el océano recién formado durante el Cámbrico terminal-Ordovícico inferior, y desarrollo del margen pasivo del norte de



Gondwana que persistió hasta el -Devónico Inferior, (Quesada, 1991; Murphy et al., 2006);

- D) Orogénesis colisional durante el Paleozoico superior cuyo resultado culminó la amalgamación de Pangea (la orogenia Varisca de Europa occidental);
- E) *Rifts* mesozoicos que culminaron con la apertura de los océanos Thetys y Atlántico y que dejaron fragmentos de bloques continentales no pertenecientes a Gondwana unidos a la nueva microplaca ibérica (por ejemplo, la Zona Surportuguesa y unidades exóticas en la Zona Galicia-Trás-os-Montes de probable procedencia Laurussian (Avaloniana) y oceánica; Fig. 2.1); y,
- F) Amalgamación posterior con Eurasia durante la Orogenia Alpina.

Como consecuencia de los efectos combinados de todos estos eventos la presente arquitectura del Macizo Ibérico está conformada por una variedad de unidades con distinto significado paleogeográfico-paleotectónico (Figs. 2.2 y 2.3; Lotze, 1945; Ribeiro et al., 1990a; Quesada, 1991, 1992, 2006; Quesada et al., 1991, 2006), que son:

- 1) Las Zonas Cantábrica, Asturoccidental-Leonesa y Centroibérica, junto con las “unidades basales” y el denominado para-autóctono de la Zona de Galicia-Trás-os-Montes, representan fragmentos continentales del Autóctono Ibérico (Neoproterozoico Gondwana); las diferencias entre ellos están relacionadas con sus respectivas posiciones y evolución durante los eventos tectónicos del Paleozoico.
- 2) La Zona de Ossa-Morena representa parte de un arco continental acreccionado al Autóctono Ibérico durante la Orogenia Cadomiense del Cámbrico-Neoproterozoico Inferior (Ábalos, 1990; Quesada, 1990, 1997; Bandrés et al., 2002, 2004). El evento rifting Cámbrico-Ordovícico, que es el objeto de estudio de este trabajo, tiene su mejor registro en esta zona.
- 3) La Zona de Pulo do Lobo (incluida la ofiolita Beja-Acebuches; Munhá et al., 1986; Quesada et al., 1994) y otras unidades ofiolíticas que aparecen como mantos exóticos en la Zona de Galicia-Trás-os-Montes (Ries and Shackleton, 1971; Arenas et al., 1986, 2007a, b, c; Ribeiro et al., 1990b; Díaz García et al., 1999) corresponden a restos de las cuencas oceánicas que rodearon el Autóctono Ibérico durante el Paleozoico y fueron acreccionados a Gondwana Ibérica durante la Orogenia Varisca en el Paleozoico Tardío; y

- 4) La Zona Surportuguesa y los Alóctonos Superiores (supra-ofiolitas) en la Zona de Galicia-Trás-os-Montes representan fragmentos continentales exóticos también acreccionados a Iberia durante la Orogenia Varisca. Estos, probablemente, pertenecen a una parte Avaloniana del margen de Laurussia previamente amalgamado (Quesada, 1998; Quesada et al., 2006).

En la evolución del Macizo Ibérico durante el Paleozoico los dos eventos que tuvieron una importancia mayor fueron: i) El evento de Rift Cámbrico-Ordovícico, que fue responsable de la compartimentación del margen Paleozoico del Autóctono Ibérico y las consiguientes diferencias paleogeográficas y litotectónicas entre las zonas Cantábrica, Asturoccidental-Leonesa, Centroibérica y Ossa-Morena (Liñán y Quesada, 1990; Quesada, 1991, 2006; Quesada et al., 1991, 2006; Sánchez-García, 2001; Sánchez-García et al., 2003, 2008a) y ii) La Orogenia Varisca, responsable de la disposición geométrica actual y la disposición de las distintas unidades (Ribeiro et al., 1990a; Quesada, 1991, 2006; Quesada et al., 1991, 2006).

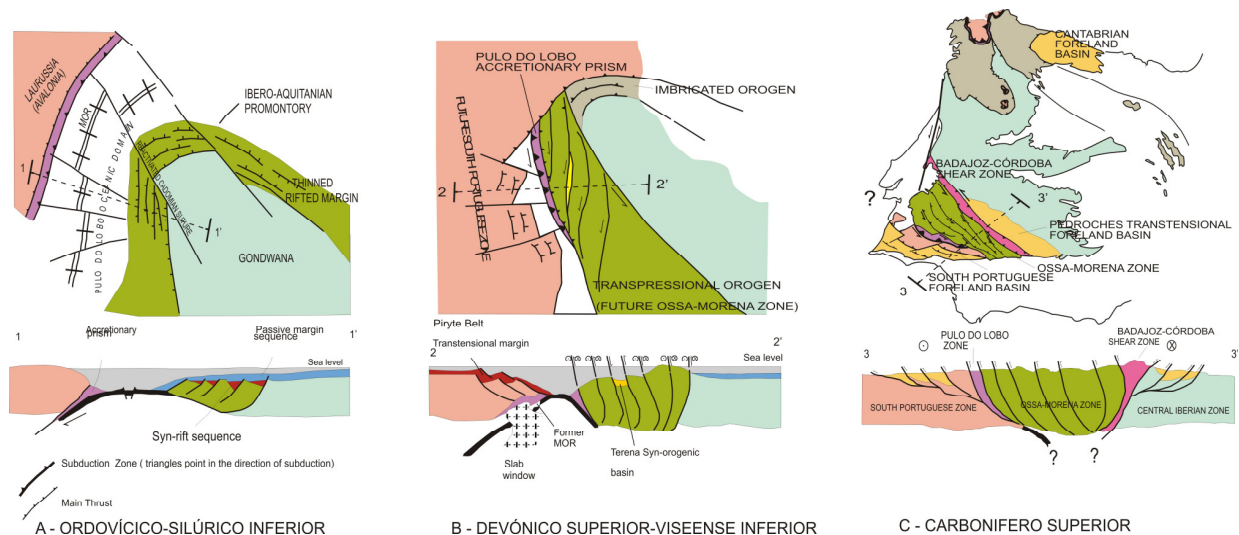
### **2.1. Zona de Ossa-Morena**

La Zona de Ossa-Morena se ubica entre dos zonas de sutura. El límite norte está definido por la Zona de Cizalla Badajoz-Córdoba (ZCBC, Burg et al., 1981), que presenta unos 10-40 Km de ancho, y unos 320 Km de largo. Se trata de un sistema de fallas sinistras transcurrentes, cuya interpretación sigue sujeta a controversia en la actualidad, sobre todo en cuanto a la edad del proceso de sutura. Para unos autores se formó en tiempos Eo-Variscos por el cierre de una estrecha rama marginal del Océano Rhéico (Azor et al., 1994, 2004; Simancas et al., 2001, 2003, 2005, 2009). Para otros se formó en el Neoproterozoico, por un evento de acreción de un arco a Gondwana (Ábalos, 1990; Ábalos y Eguiluz, 1990; Quesada, 1990a, 1990b, 1991, 1996; Quesada y Dallmeyer, 1994), que fue reactivada como zona de cizalla transcurrente sinistral durante la Orogenia Varisca (ver Figs. 2.3 y 2.4).

El límite sur corresponde a la Zona de Cizalla Suribérica (ZCSI, Crespo y Orozco, 1988), que define también el límite norte de la Zona del Pulo do Lobo, interpretada como un prisma de

acreción, que delimita la sutura Varisca entre Gondwana y Laurussia (Silva, 1989; Quesada, 1991,1992; Quesada et al, 1991, 1994; Dallmeyer et al, 1993).

Entre estas dos grandes zonas de cizalla, la estructura interna de la Zona de Ossa-Morena es la de un dúplex de desgarre sinistral de gran escala (Fig. 2.4). Esta estructura se desarrolló predominantemente durante la Orogenia Varisca, en el estadio inicial de la orogenia (final del Devónico inferior-Viseense superior basal) por un evento de escape lateral (Fig. 2.3A), siendo posteriormente reactivado en condiciones transpresivas, de colisión continental oblicua, con la zona Surportuguesa durante el Carbonífero superior (Fig. 2.3C). Un esquema del modelo de evolución tectónica Varisca referido puede verse en la figura 2.3 (sin escala).



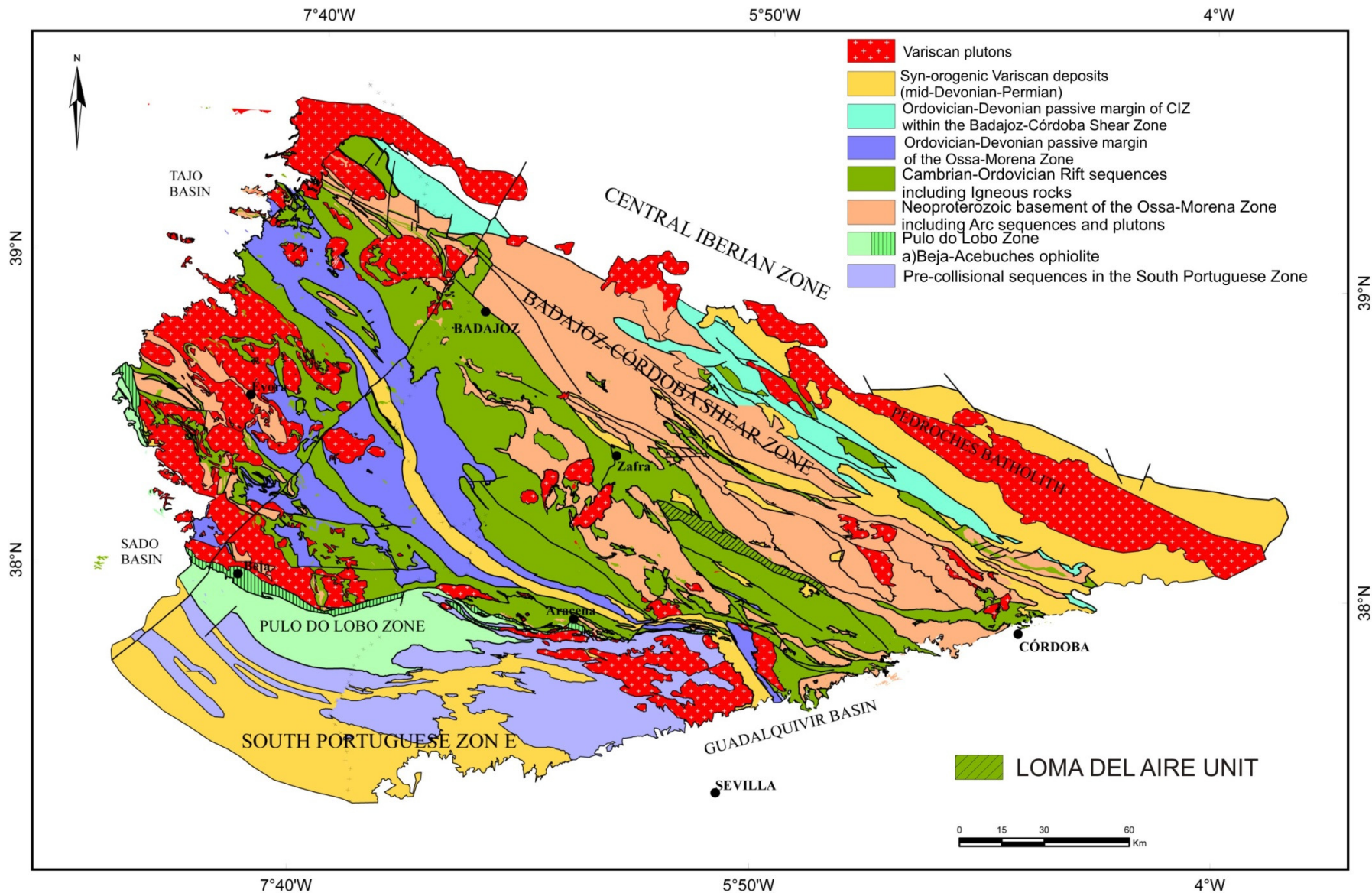
**Figura 2.3.** Esquema del modelo tectónico evolutivo de la Orogenia Varisca en el Macizo Ibérico (modificado de Sánchez-García et al., 2003).

En términos generales, el registro expuesto de la Zona de Ossa-Morena incluye, de muro a techo:

- 1) Una secuencia Proterozoico Superior, de plataforma marina poco profunda (Sucesión de Montemolín, Eguiluz, 1987), que se interpreta como un margen continental pasivo, cuyo muro no está expuesto o no está identificado (Quesada, 1990a, 1990b, 1996).
- 2) Un Complejo Volcanosedimentario y plutónico, de edad Ediacárico-Cámbrico Inferior, que representa varios ambientes de arco magmático (Quesada, 1997): Por un lado, las Anfíbolitas de Montemolín (Eguiluz, 1987), que constituirían una secuencia de rifting

en una cuenca trasera de arco. La Sucesión Tentudía (Eguiluz, 1987) representaría el relleno de dicha cuenca trasera de arco y la Formación Malcocinado (Fricke, 1941) representaría el arco volcánico. Estas secuencias descansan concordantemente o en discordancia sobre la sucesión de plataforma anterior. Las sucesiones Montemolín y Tentudía, solo reconocidas en la parte central del Antiforme de Monesterio (Eguiluz, 1987), pertenecen a lo que en otras partes de Ossa Morena se conoce como “Serie Negra” (Alía, 1963).

- 3) Una variada secuencia de *rift* que se hace más joven hacia el Suroeste desde el Cámbrico Inferior a la mitad del Ordovícico Medio y constituye el objetivo principal de este trabajo. Esta sucesión se superpone discordantemente sobre las secuencias anteriores, y registra un evento de rifting que culminó con la formación del océano Rhéico ahora acrecionado en los materiales que forman el Pulo do Lobo (Fig. 2.2).
- 4) Una secuencia de plataforma externa siliciclástica, que registra la evolución de un margen pasivo, desde el Ordovícico Inferior hasta mediados de Devónico. Los depósitos glaciomarininos del Ordovícico Superior (Robardet y Doré, 1988) son potencialmente correlacionables con otras partes del Autóctono Ibérico y evidencian una continuidad con Gondwana en este momento.
- 5) Un variado conjunto de sucesiones de flysch y molasa de relleno de diferentes cuencas sinorogénicas desarrolladas durante la Orogenia Varisca en el Paleozoico Superior.



**Figura 2.4.** Mapa esquemático mostrando las principales unidades lito-tectónicas en la ZOM. (Modificado de [Sánchez-García et al., 2016](#)). Sistema de proyección UTM, Datum europeo 1950, Huso 30. Longitudes referidas al meridiano de Greenwich.



## **CAPÍTULO 3**

### **ESTRATIGRAFÍA**





### 3. ESTRATIGRAFÍA DE LA ZONA DE OSSA-MORENA

La principal característica del registro estratigráfico del Cámbrico de la Zona de Ossa-Morena es la alta variabilidad en espesores, facies y edades de las diferentes formaciones entre las distintas unidades o dominios estructurales (Liñán y Quesada, 1990; Sánchez García, 2001; Sánchez García y Quesada, 2001) (Figs. 2.5 y 3.1). Las distintas sucesiones pueden variar desde pocos cientos de metros de espesor a casi 6 Km como puede verse en la figura 3.1. (Modificación de la figura 4 en Sánchez-García et al., 2003 y figura 3 en Sánchez-García et al., 2010).

Estas diferencias son interpretadas como evidencia de la actividad tectónica sin-sedimentaria y el desarrollo de una estructura de horst y graben extensionales formados durante el evento de Rift en el Paleozoico Inferior, posteriormente afectado por el régimen transcurrente (y después transpresional) desarrollado durante la orogenia Varisca. (Liñán y Quesada, 1990; Liñán et al., 1996; Oliveira et al., 1991, Sánchez-García et al., 2003 entre otros).

Esto implica que lo que ahora se encuentra perpendicularmente a la dirección estructural general de la ZOM, originalmente estuvo distribuido de forma longitudinal (es decir, cuanto más al Noroeste actual, más al Sureste en tiempos del *Rifting*) si se aplica la restauración palinspástica. Sin embargo, existen algunas limitaciones para determinar con precisión la cantidad de desplazamiento a lo largo de la mayoría de los límites sinistros de las distintas unidades durante la inversión Varisca.

En la zona de Zafra, esta variación de espesores, se interpreta como debida a una estructura de tipo "semigraben" durante el depósito de la Serie Detrítica Superior (UDF), cuyo borde activo (falla normal sin-sedimentaria) debía situarse hacia el SE, en coordenadas actuales (Sánchez-García, 2001).

La sucesión cámbrica en las distintas unidades estructurales de la ZOM se apoya de forma discordante sobre un sustrato Ediacárico, previamente deformado, principalmente sobre la Serie Negra (definida por [Alía, 1963](#)), y de forma más puntual sobre los materiales pertenecientes al Complejo Volcanosedimentario Cadomiense, llamado Formación Malcocinado ([Fricke, 1941](#)). Estos últimos materiales solo han sido citados hasta ahora en la parte española, y solo aparecen en el flanco norte del Antiforme de Olivenza-Monesterio.

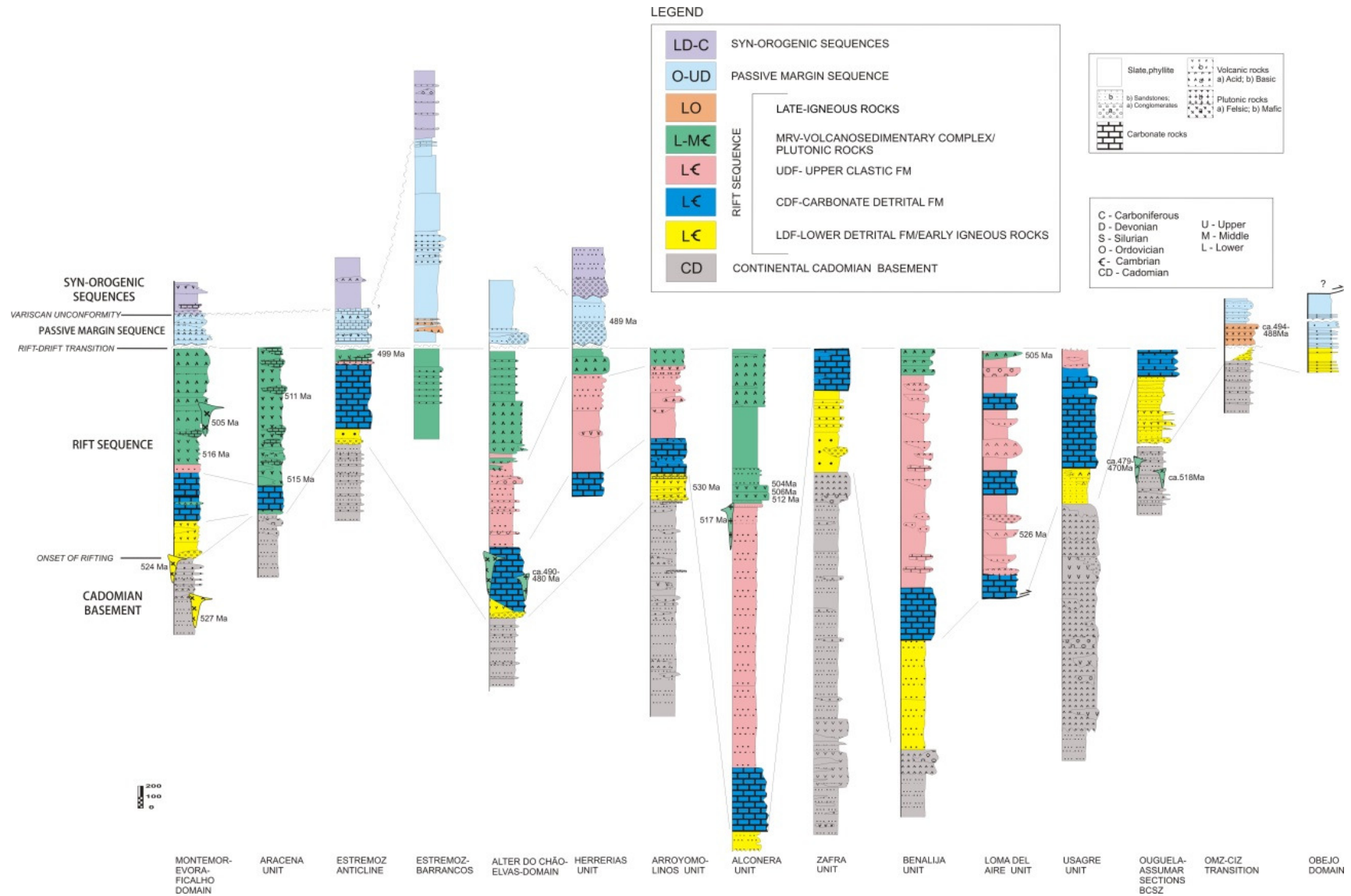
La sucesión cámbrica está constituida por rocas tanto sedimentarias como volcánicas, que muestran una fuerte variación en espesores y facies. A pesar de estas variaciones, la mayoría de las sucesiones sedimentarias comprenden cuatro unidades fundamentales, llamadas de muro a techo:

- 1) Serie Detrítica Inferior (LDF)
- 2) Serie Detrítico-Carbonatada (DCF)
- 3) Serie Detrítica Superior (UDF)
- 4) Complejo Volcanosedimentario (MRV)

Las tres unidades inferiores tienen una edad Cámbrico Inferior, mientras que el MRV es principalmente Cámbrico Medio ([Gonçalves, 1971, 1978](#); [Gil Cid, 1991](#); [Liñán, 1978, Oliveira et al., 1991](#); [Liñán et al., 1993, 1995, 1996, 2002](#); [Ribeiro et al., 1997](#); [Sánchez-García et al., 2003, 2008, 2010, 2016](#)).

En algunas unidades, una sucesión sedimentaria siliciclástica superior se superpone al MRV, la Formación Fatuquedo, que puede alcanzar localmente el Cámbrico Superior ([Palacios, 1993](#)).

Sin embargo, una característica muy importante de todas las sucesiones cámbricas en la ZOM es la existencia de un amplio y variable gap sedimentario a su techo, que puede encontrarse localmente tan abajo como la LDF, pero que por lo general cubre todo el Cámbrico Superior y la parte basal del Ordovícico Inferior ([Liñán y Quesada, 1990](#)).



**Figura 3. 1.** Panel estratigráfico mostrando la correlación entre varias unidades estructurales de la Zona de Ossa-Morena (modificado de [Sánchez-García et al., 2003 y 2010](#)).

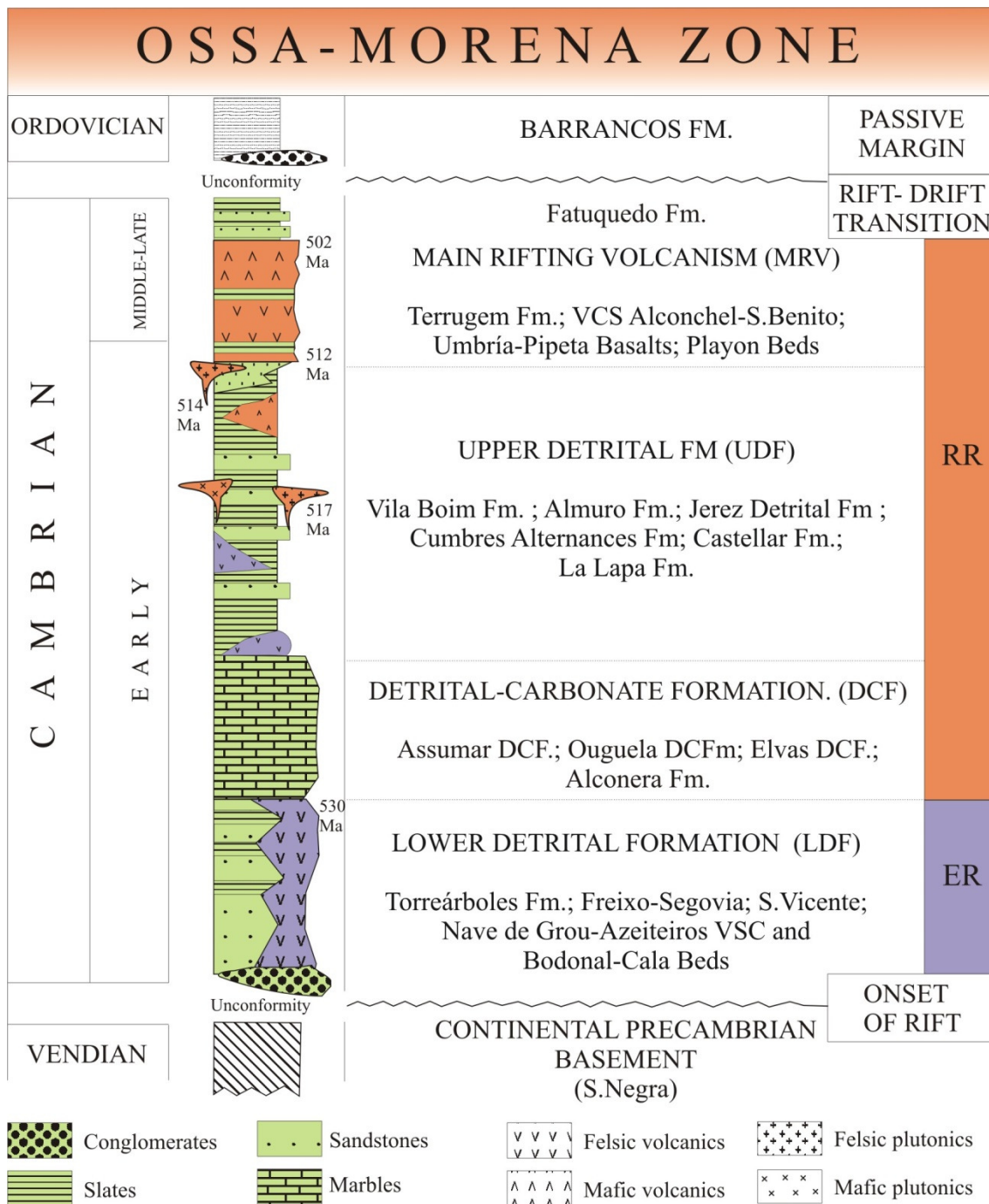
Este gap representa un período durante el cual toda la Zona de Ossa-Morena se sometió a levantamiento, basculamiento, erosión y/o no-deposito.

Dentro de dicho marco sedimentario, las rocas volcánicas intercaladas aparecen concentradas en dos intervalos específicos, aunque pueden aparecer localmente pequeños niveles localmente desde la base hasta el techo (Fig. 3.2). Estos son:

- a) Un paquete volcánico, estratigráficamente menor, coetáneo de la sedimentación siliciclástica del LDF en el Cámbrico Inferior (Figs. 3.7 y 3.8). Se corresponde con el llamado “*Evento temprano relacionado con el Rift*” de [Sánchez-García et al. \(2003, 2008a, 2010\)](#) o “*Early Rift-related Igneous Event*” (ER), e incluye exclusivamente rocas volcánicas y volcanoclásticas félsicas, de afinidad peraluminosa.
- b) Un segundo evento que es el de mayor actividad volcánica y corresponde al llamado “*Evento principal relacionado con el Rift*” o “*Main Rift-related Event*”, (MRV), de [Sánchez-García et al. \(2003, 2008a, 2010\)](#), que está registrado en el Cámbrico Inferior -Medio- (¿Superior?), y es típicamente bimodal. La actividad volcánica inicial del MRV comienza con el depósito de la UDF, si bien ya hay manifestaciones volcánicas relacionadas con las calizas de la CDF, en el Cámbrico Inferior, y llega a ser masivo durante el MRV ([Sánchez-García et al., 2003](#)).

Como ya se ha comentado anteriormente, el Complejo Volcanosedimentario presenta una gran variabilidad en espesores y facies, tanto en la vertical como lateralmente, en una plataforma marina somera, semejantes a las del Miembro Vallehondo de la Fm. La Lapa ([Odróozola et al., 1983](#); [Liñán y Perejón, 1981](#)).

Hay que señalar que no existe ningún nivel particular, ni volcánico ni sedimentario, que pueda seguirse de forma continua a lo largo del afloramiento actual en ninguna de las unidades estructurales de la ZOM.



**Figura 3.2.** Columna estratigráfica general de la secuencia de Rift en la ZOM (sin escala) de [Sánchez-García et al. \(2010\)](#).

Se trata de cuerpos que varían desde decimétricos a kilométricos (3 a 10 Km) en extensión lateral y de métricos (2 a 3 metros) a hectométricos (500 m) en espesor. Están intercalados con sedimentos detríticos que corresponden a pelitas, limolitas y arenas de grano fino con cierta componente volcánica (epiclastitas). Estos presentan estructuras

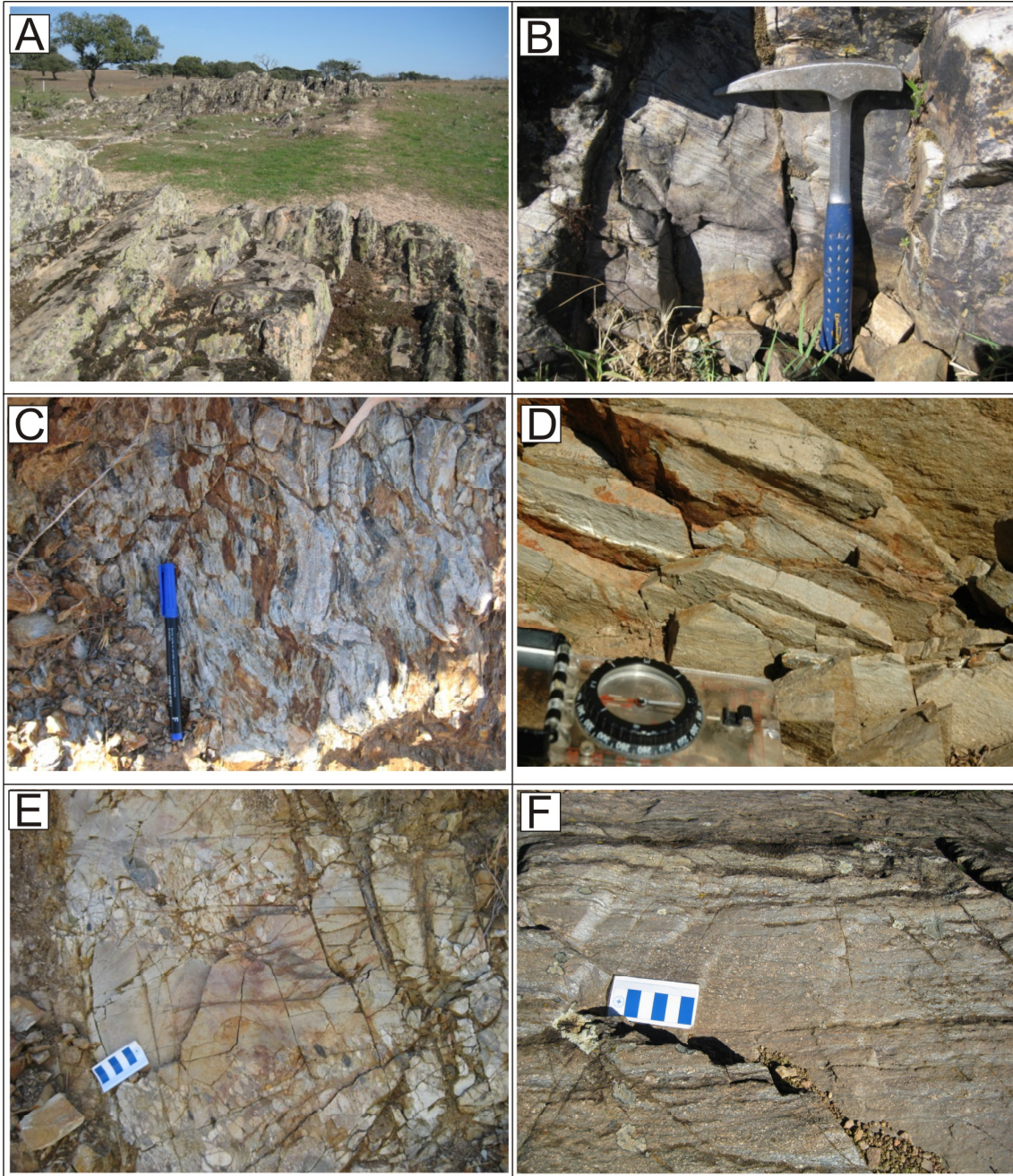
sedimentarias y contenido fosilífero que permiten deducir unas condiciones de depósito en ambientes de plataforma marina somera ([Odriozola et al., 1983](#); [Liñán, 1984](#)).

A continuación, se describirán las relaciones de campo y las características macroscópicas principales de los dos grupos de rocas considerados.

### **3.1. Rocas volcánicas pertenecientes al Evento temprano (ER)**

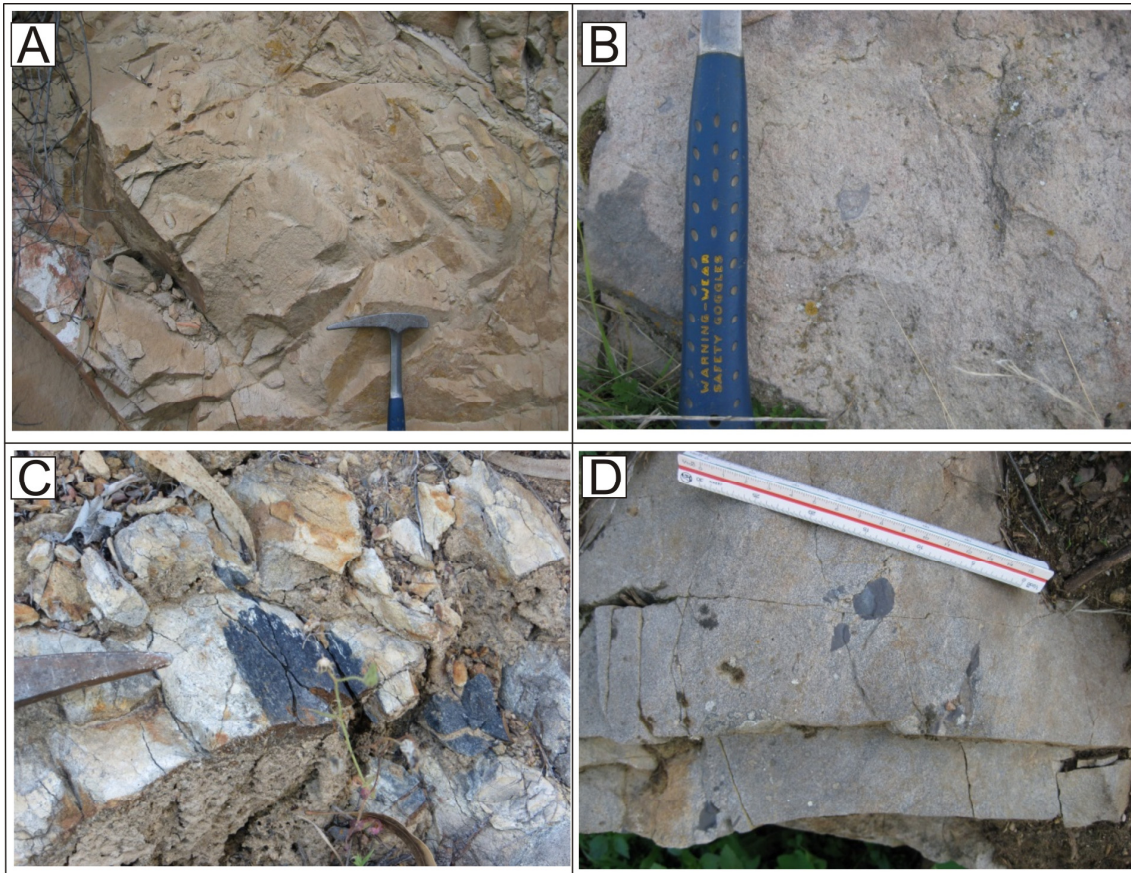
En este grupo se incluyen las Capas de Bodonal-Cala ([Hernández-Enrile, 1971](#)) (Figs. 3.1 y 3.2) e intercalaciones volcánicas de menor importancia en la Formación Torreárboles ([Liñán, 1978](#)), en la parte española de la ZOM. También las rocas volcánicas de los CVS de Freixo-Segovia, Nave de Grou-Azeiteiros, Ouguela y San Vicente en la parte portuguesa ([Pereira y Silva, 2002, 2006](#)). Así mismo se incluyen también parte de las rocas que afloran en la unidad de Loma del Aire. En dicha unidad han sido datadas rocas volcánicas del Cámbrico Inferior (muestra S64 =  $526 \pm 2$  Ma, traquidacita brechificada; ver [Sánchez-García et al., 2016](#), y Fig. 6.3 y Tabla 6.I).

Los CVS del ER que afloran en Portugal (Nave de Grou-Azeiteiros, Freixo-Segovia, Ouguela y S. Vicente, [Pereira y Silva, 2002, 2006](#)) corresponden principalmente a una asociación magmática félsica predominantemente, compuesta por tobas félsicas, riolitas (Fig. 3.3F) y dacitas que es coetánea al depósito de pelitas arcósicas y areniscas con intercalaciones de conglomerados (Figs. 3.3A, B, C y E). Estos conglomerados tienen una matriz arcósica y contienen clastos de cherts negros y pizarras derivados de la serie infrayacente, la Serie Negra, así como fragmentos de riolitas, dacitas y arcosas, que son productos de la erosión sobre la propia serie volcano-sedimentaria del Cámbrico Inferior (Figs. 3.3C y D). El volcanismo félsico y la sedimentación detrítica coetánea pasa lateral y gradualmente hacia arriba hacia los Complejos detrítico-carbonatados de la DCF (Complejos Detrítico-Carbonatados de Ouguela y Assumar; [Pereira and Silva, 2002, 2006](#); [Pereira et al., 2006a](#)).



**Figura 3. 3.** A) Aspecto de campo de las arcosas del CVS de Ouguela; B) Aspecto de detalle de las arcosas con estructuras sedimentarias; C) Afloramientos de arcosas con cantos de cuarcitas negras en el CVS de Ouguela; D) Neises félsicos en el CVS de Nave de Grou-Azeiteiros; E) Conglomerados en la base del CVS Freixo-Segovia, con cantos de cuarcitas negras, y niveles masivos de arcosas; F) Tobas porfiroides en CVS Nave de Grou-Azeiteiros.

Las secuencias coetáneas en España corresponden a una serie básicamente detrítica, la Serie Detrítica Inferior (LDF), dentro de la cual la Formación Torreárboles (Liñán, 1978) es la más representativa (Figs. 3.4A a D).

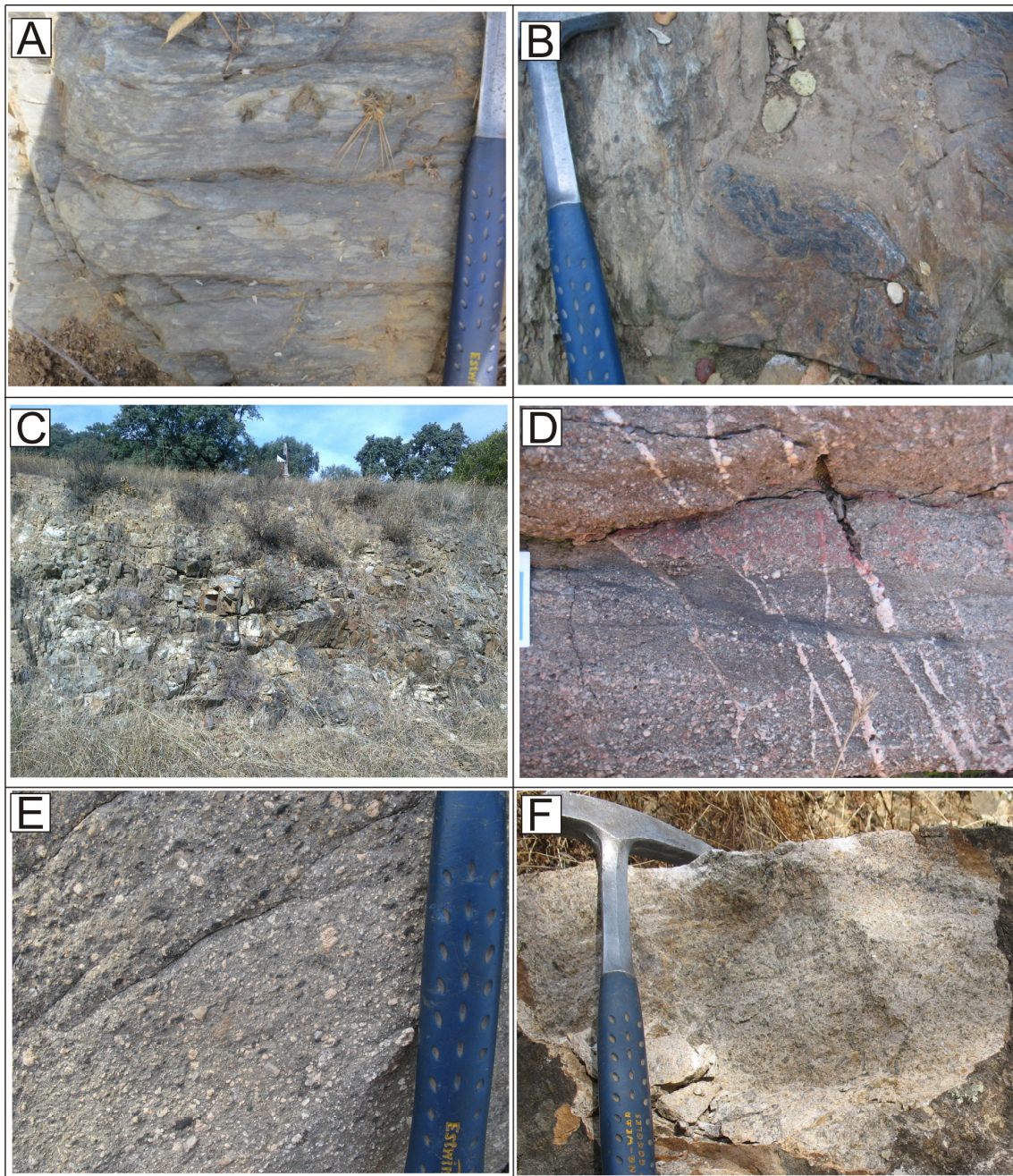


**Figura 3.4** A) Aspecto de campo de una brecha arcósica en la base de la Fm. Torreárboles en el norte del pantano de José Torán; B) Arcosas de la Fm. Torreárboles en la zona de Usagre, con cantos blandos de material más pizarroso; C) Aspecto de las arcosas con cantos, en el flanco norte del Antiforme de Monesterio, al norte de La Lapa; D) Arcosas con cantos blandos de la Fm. Torreárboles, en las proximidades de La Lapa.

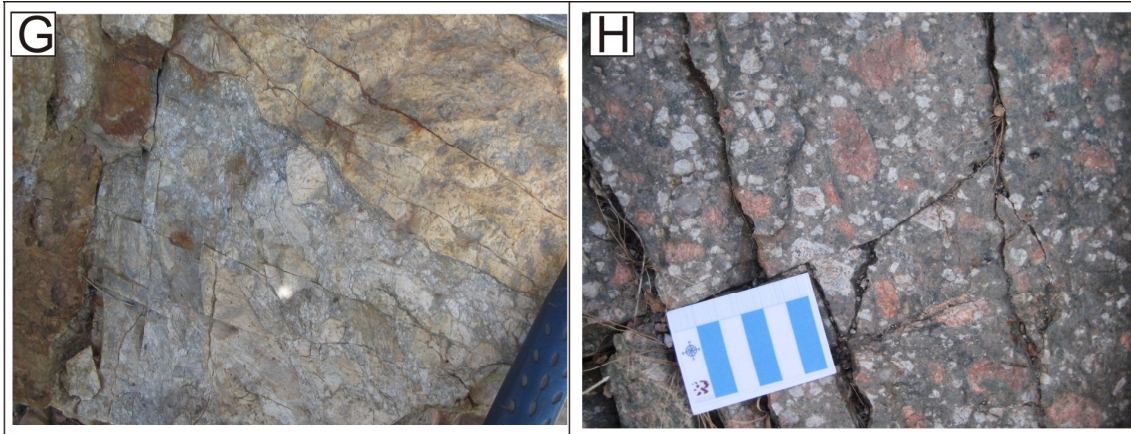
La LDF se dispone de forma discordante sobre las rocas Ediacáricas, y generalmente consiste en secuencias siliciclásticas, granodecrecientes y estratodecrecientes (“*fining and thinning upwards sequences*”), con algunos horizontes carbonatados hacia el techo (Liñán, 1978, Liñán y Quesada, 1990). Se inicia con conglomerados basales fluviales y deltaicos (Figs. 3.4A, B y C) y areniscas arcósicas (Fig. 3.4D) con abundantes trazas fósiles que gradan hacia techo a areniscas y lutitas marinas poco profundas que pasan gradualmente a carbonatos de plataforma (Liñán y Quesada, 1990; Liñán et al., 1996, Sánchez-García et al., 2003). El contenido en fósiles de esta formación da una edad Cordubiense (Cámbrico Inferior) - actualmente Fortuniense- (Liñán et al., 2002, y referencias allí). Localmente, en la zona de Usagre, pueden aparecer diques máficos



cortando la serie, pero su correlación genética con la Fm. Torreárboles es difícil de probar.



**Figura 3.5.** A) Brecha en la base de las Capas de Bodonal, con cantos de cuarcitas negras de la formación infrayacente (Serie Negra), en Segura de León; B) Brecha de base con cantos de cuarcitas negras plegadas en Segura de León; C) Aspecto de afloramiento de unas tobas porfiroides de grano fino en las alrededores de Santa Olalla de Cala; D) Aspecto de los porfiroides de grano grueso, con estructuras sedimentarias, en las proximidades de Cala; E) Detalle de los porfiroides de grano grueso, donde pueden distinguirse grandes cristales de cuarzo y feldespato, en las inmediaciones de Cala; F) Aspecto de los porfiroides con laminación paralela, en las inmediaciones de Santa Olalla de Cala.

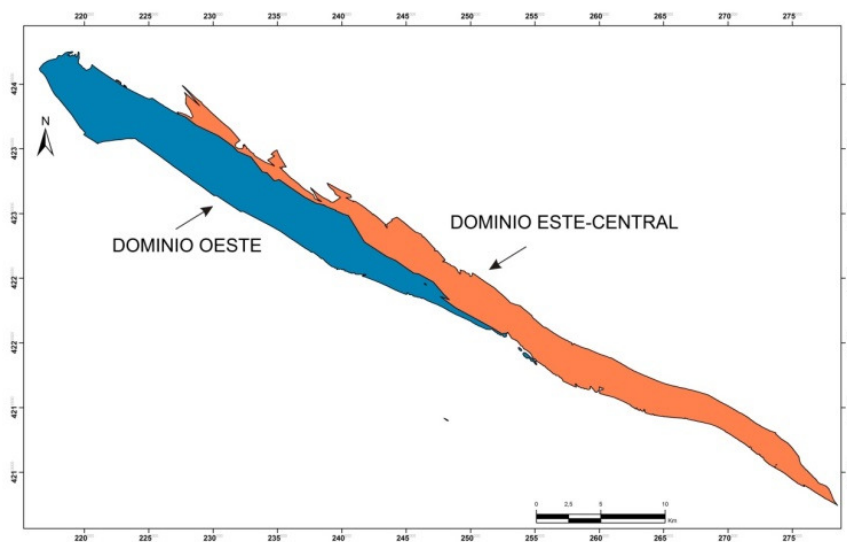


**Figura 3.5** (continuación). G) Brecha hialoclástica que forma parte de un domo de composición riolítica en Segura de León; H) Aspecto de campo de los Pórfidos de Cala, donde se puede apreciar el gran tamaño de los fenocristales de feldespato.

Coetáneamente con esta formación sedimentaria, las Capas de Bodonal-Cala (Hernández-Enrile, 1971) constituyen el ejemplo más representativo del volcanismo perteneciente al *ER* en el sentido de Sánchez-García et al. (2003, 2008a). Las Capas de Bodonal-Cala consisten en un conglomerado basal de matriz arcósica, con cantos de chert negros de la Serie Negra (Figs. 3.5A y B), riolitas, tobas riolíticas, porfiroides, areniscas y pelitas sobre el que se deposita una alternancia de rocas volcano-sedimentarias y volcánicas félsicas (tobas ricas en cristales, tobas hialoclásticas riolíticas, riolitas vítreas y porfídicas y cineritas, en orden de abundancia decreciente) (Figs. 3.5C a G). Hacia el techo de la serie, pueden encontrarse intercalaciones de carbonatos que se hacen progresivamente más abundantes hasta pasar a la Formación Detrítico-Carbonatada (CDF) superior. Recientes dataciones U-Pb (TIMS) de este evento han proporcionado una edad ca.530 Ma (Romeo et al., 2006; Sánchez-García et al., 2008) (ver Capítulo 6- Geocronología).

También se incluyen aquí los Pórfidos de Bodonal, que son unas rocas subvolcánicas, porfídicas, cuya matriz presenta colores grises, con grandes fenocristales de feldespato potásico, de colores rosados y con texturas rapakivi (ver Fig. 3.5H).

Como se ha indicado anteriormente, también habría que incluir aquí parte de las rocas volcánicas que aparecen en la Unidad de Loma del Aire. Esta unidad presenta una compartimentación interna muy severa y una deformación polifásica que dificulta extraordinariamente el establecimiento de la estratigrafía interna en dicha unidad, pudiendo distinguirse únicamente secciones de algunos pocos metros. En [Sánchez-García et al., \(2016\)](#) se ha establecido una división en dos dominios el este-central y el oeste (ver Fig. 3.6).

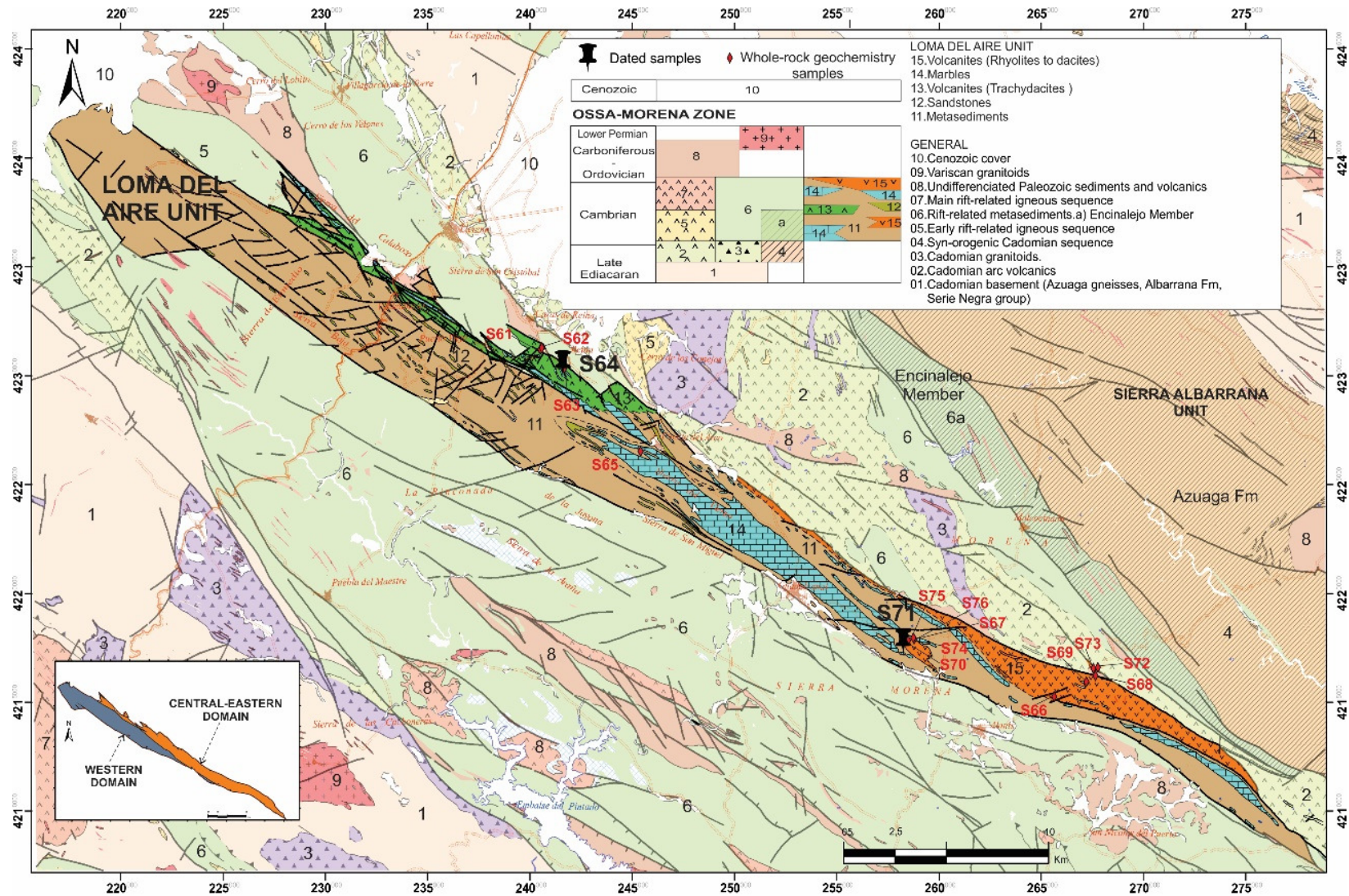


**Figura 3.6-** Distribución de dominios estructurales en la unidad de Loma del Aire ([Sánchez-García et al., 20016](#))

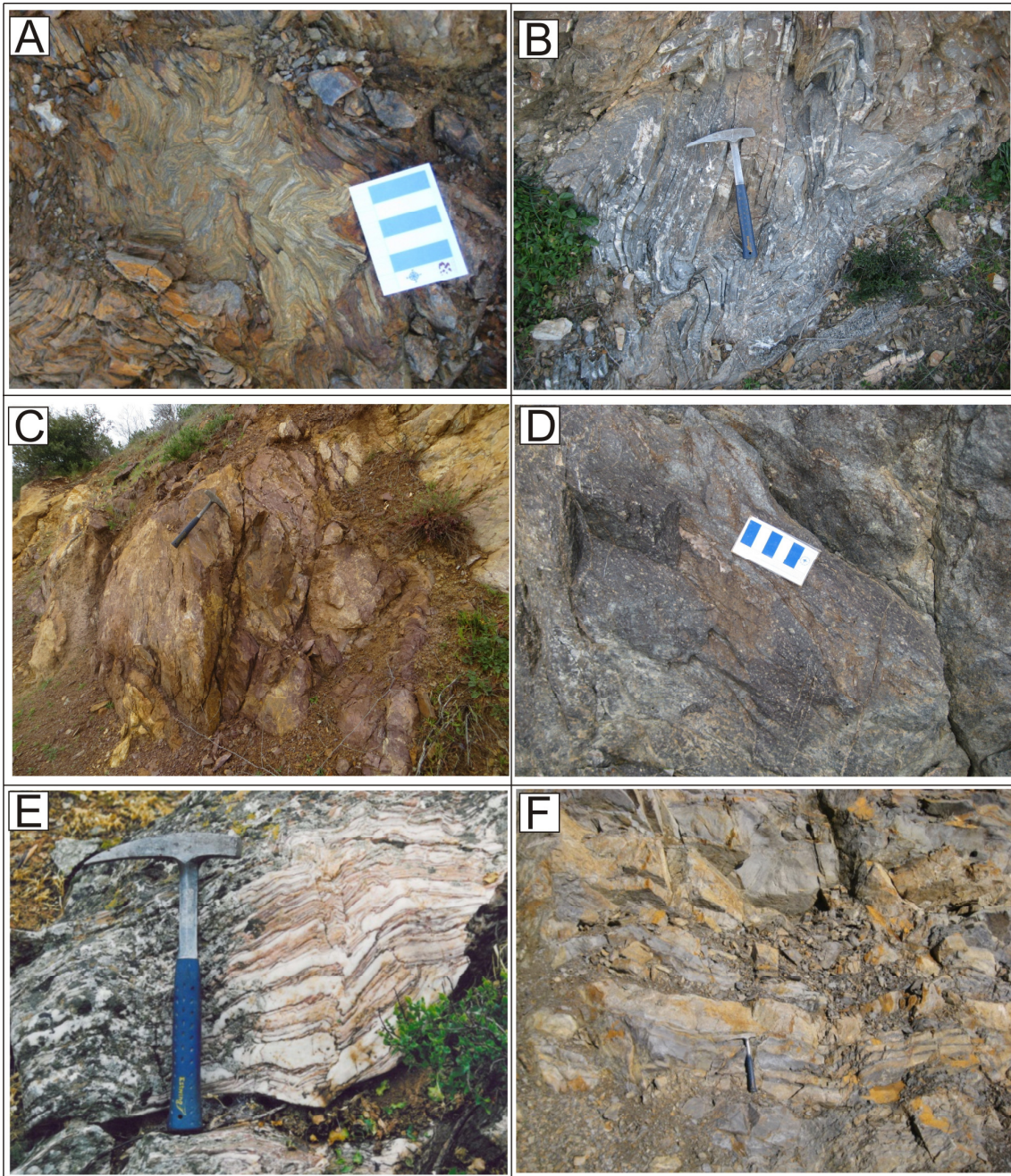
El dominio occidental es predominantemente metasedimentario y pasa hacia el techo y lateralmente, según un contacto aparentemente estratigráfico, a ser predominantemente metavolcánico (Fm. Loma del Aire) en el dominio centro oriental ([Apalategui et al, 2007](#)). Este dominio metavolcánico fue denominado por [Garrote \(1976\)](#) como Formación Loma del Aire. En él pueden distinguirse dos tipos principales de rocas volcánicas, que por las dataciones efectuadas (ver Apartado 6) se pueden correlacionar con los distintos eventos volcánicos diferenciados aquí. Un grupo estaría relacionado con el *ER* y el otro con el *RR* (Fig. 3.7).

En términos litológicos, la sucesión metasedimentaria del dominio occidental está compuesta por una alternancia de delgadas capas de lutitas de colores ocres y blancos y grano muy fino y otras de areniscas con pequeñas intercalaciones lenticulares de tobas y algunos sills concordantes de riolitas. En los afloramientos, estas delgadas capas de rocas muestran bases planas y paralelas. Las rocas volcánicas son volumétricamente subordinadas y tienen una composición principalmente riolítica, dominando los tipos masivos. Presentan texturas afaníticas o de grano fino y colores claros, desde verdosos a rosáceos. Los tipos porfídicos son escasos, presentando en este caso fenocristales de cuarzo. Esta sucesión meta-sedimentaria está fuertemente deformada, mostrando, al menos, dos generaciones de pliegues con planos de esquistosidad asociados. Además, presentan una brechificación tectónica posterior.

En el dominio centro-oriental, se pueden distinguir cuatro asociaciones litológicas dentro de la Fm Loma del Aire: i) alternancias de pizarras negras y mármoles, que localmente presentan una organización caótica con pliegues disarmónicos y capas desmembradas, que sugieren procesos de *slumping* (Figs. 3.8A y B); ii) paquetes métricos a decamétricos de rocas volcánicas interestratificadas con las facies anteriores, que tienen una continuidad lateral decamétrica a hectométrica (Figs. 3.8C y D); iii) gruesos paquetes de mármoles, masivos y laminados, de colores blancos a rosáceos y longitud decamétrica a kilométrica y espesores métricos a hectométricos, con pequeñas intercalaciones de metapelitas y metatobas (félsicas a intermedias, Fig. 3.8E); y iv) alternancias centimétricas de metaareniscas y pizarras con características turbidíticas (Fig. 3.8F).



**Figura 3.7.** Mapa geológico de la Unidad de Loma del Aire (Sánchez-García et al., 2016). Sistema de proyección UTM, Datum europeo 1950, Huso 30. Longitudes referidas al meridiano de Greenwich.



**Figura 3.8.** A y B) Aspecto caótico de las pizarras y calizas con pliegues disarmónicos en el dominio centro-oriental; C) Afloramientos de tobas dentro de la Fm. Loma del Aire, en el dominio noroccidental; D) Afloramientos de lavas y brechas en la zona de Reina, dominio centro-oriental; E) Calizas laminadas en la zona de Fuente del Arco, F) Turbiditas detríticas en la zona de Reina.

### 3.2. Rocas volcánicas pertenecientes al Evento Principal del Rifting (MRV)

Las rocas volcánicas comienzan a ser importantes a techo de la Serie Detrítico-Carbonatada (DCF), y tienen su máximo exponente en la Serie Detrítica Superior (UDF), que abarca distintas formaciones en toda la ZOM, como Alternancias de Cumbres (Fernández Carrasco et al., 1972, 1981, Apalategui et al., 1984), Fm. Detrítica de Jerez (Fernández Carrasco et al., 1981), Fm. Vila Boim (Gonçalves, 1971), Fm La Lapa (Liñán y Perejón 1981; Odriozola et al., 1980, 1983), y por supuesto dentro del Evento principal del Rift (MRV) (Serie del Playón (Odriozola et al., 1980, 1983), Fm. Terrugem (Gonçalves, 1978), Fm. Loma del Aire (Garrote, 1976) y Fm. Fatuquedo (Perdigao et al., 1982) (Figs. 3.1 y 3.2).

El volcanismo inicial del Evento Principal es particularmente importante dentro de la UDF, en la sección de Jerez de los Caballeros (Figs. 2.5 y 3.1; Dupont, 1979; Sánchez-García et al., 2010), donde presenta una composición bimodal y está asociado a rocas plutónicas y sedimentarias (Sánchez-García et al., 2003, 2008a). Una datación U-Pb (TIMS) sobre uno de estos macizos plutónicos, el Granito de Los Remedios (Sánchez-García et al., 2008a) ha dado una edad de cristalización del granito de  $517 \pm 2$  Ma (Tabla 6.I). Algunos ejemplos de las distintas facies de la UDF pueden verse en la figura 3.9(A–F).

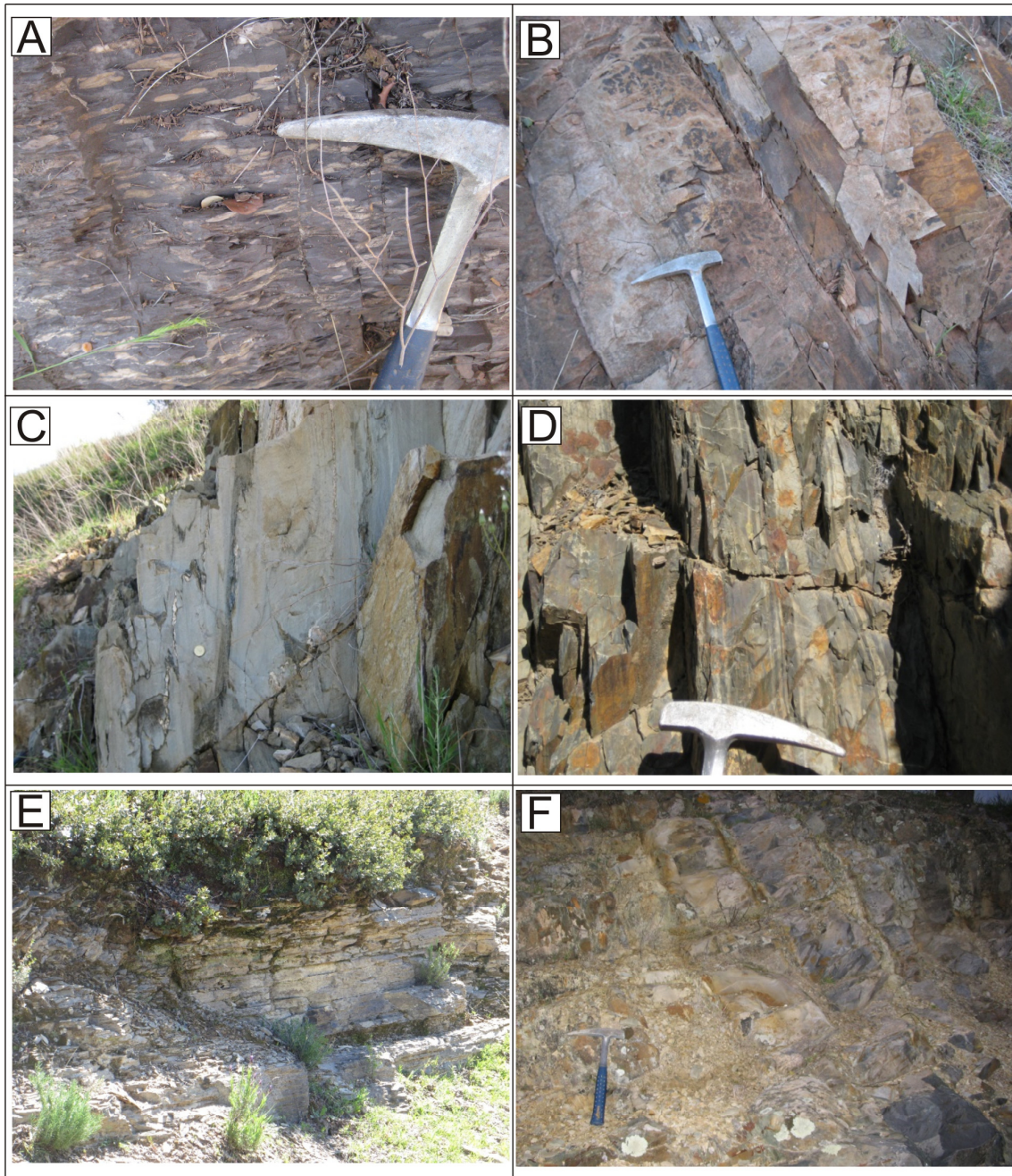
Los contactos de la UDF con la CDF son en su mayoría normales, encontrándose en ocasiones unos niveles de «pizarras Kramenzel» (*Kramenselschisten* de Schneider, 1941, en Ruiz López et al., 1984), consistentes en pizarras con nódulos carbonatados, que pueden presentar niveles volcánicos a techo, como en las inmediaciones de la mina de Cala (Fig. 3.9A). Estas facies presentan un aspecto muy característico cuando están afectadas por metamorfismo de contacto, encontrándose granate y cordierita en los nódulos carbonatados (Fig.3.9G y H).

En otras ocasiones, el contacto entre ambas formaciones es gradual, como en el flanco norte del antiforme de Monesterio, en la zona de Alconera, donde la CDF comienza a tener mayor cantidad de detríticos pasando de forma gradual a la UDF (Fm. Lapa). Los materiales detríticos de las distintas formaciones de la UDF varían de una formación a otra, aunque se mantiene el carácter detrítico, varían los colores, el tamaño de grano y las características sedimentológicas de las mismas. Para una mayor información y descripción de las distintas facies se pueden consultar los mapas geológicos a escala 1:50.000 de los servicios geológicos de España (Hojas MAGNA) y de Portugal.

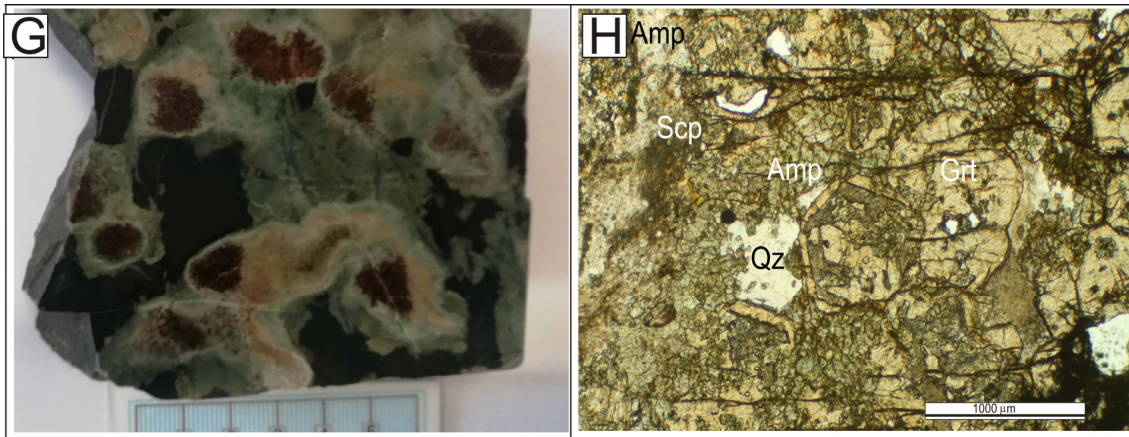
La sucesión volcánica tanto en la UDF como en el grupo MRV, incluye queratófidos riolíticos, tobas porfídicas, ignimbritas, hialoclastitas, basaltos y tobas máficas. Los materiales volcánicos están interestratificados en materiales sedimentarios, tales como pizarras verdes, grises y violetas, limolitas y areniscas arcósicas y grauváquicas, así como cuarcitas. Normalmente los sedimentos incluyen cantidades variables de componentes volcánicos, como esquirlas vítreas (*shards*), cristales y fragmentos de cristales de feldespatos, cuarzos con golfos de corrosión, etc. Algunos aspectos de campo de las distintas facies pueden verse en las figuras 3.10 y 3.11.

La actividad volcánica principal (MRV) tuvo lugar durante todo el Cámbrico Medio (Dupont, 1979; Mata & Muhna, 1990; Sánchez-García, 2001; Sánchez-García et al., 2003, 2008a, 2016, Etxebarria et al., 2006; Sarrionandia et al., 2012) y quizás en la parte inferior del Cámbrico Superior. Incluye las formaciones de Terrugem en Portugal (Gonçalves and Fernandes, 1973; Gonçalves, 1978; Oliveira et al., 1991), el Complejo Volcánico sedimentario de Alconchel-San Benito de la Contienda (Sánchez-García et al., 2010), en la parte NW española de la ZOM, la Formación de Umbría-Pipeta (Schneider, 1939, en Quesada y Cueto Pascual, 1994), en la zona central de la ZOM y la Fm. El Playón (Liñán and Perejón, 1981) en la zona de Zafra (Figs. 3.1 y 3.2).





**Figura 3.9.** Aspectos de campo de las distintas formaciones de la UDF; A) Aspecto de las pizarras de Kramenzel, a techo de la UDF, en los alrededores de la mina de Cala; B) Paquetes cuarcíticos con pequeñas intercalaciones más pizarrosas en las Alternancias de Cumbres, en los alrededores de la mina de Cala; C) Areniscas con niveles pelíticos que permiten ver el grado de deformación en la Fm. Detrítica de Jerez, en las proximidades de Jerez de los Caballeros. D) Areniscas de grano muy fino con niveles de pizarras de la Fm. La Lapa, en la zona de Feria; E) Capas de Benalija, con niveles de areniscas y limolitas, en Cerro del Hierro; F) Alternancias de niveles pizarrosos y areniscas finas en la Fm. Vila Boim, próximo a Vila Boim.



**Figura 3.9 (continuación)** G) Detalle de las pizarras de Kramenzel afectadas por metamorfismo de contacto, en la zona de la mina de Cala; H) Aspecto microscópico de la foto anterior, con un nódulo formado por Grt+Amp, con una orla de Amp secundario y Scp.

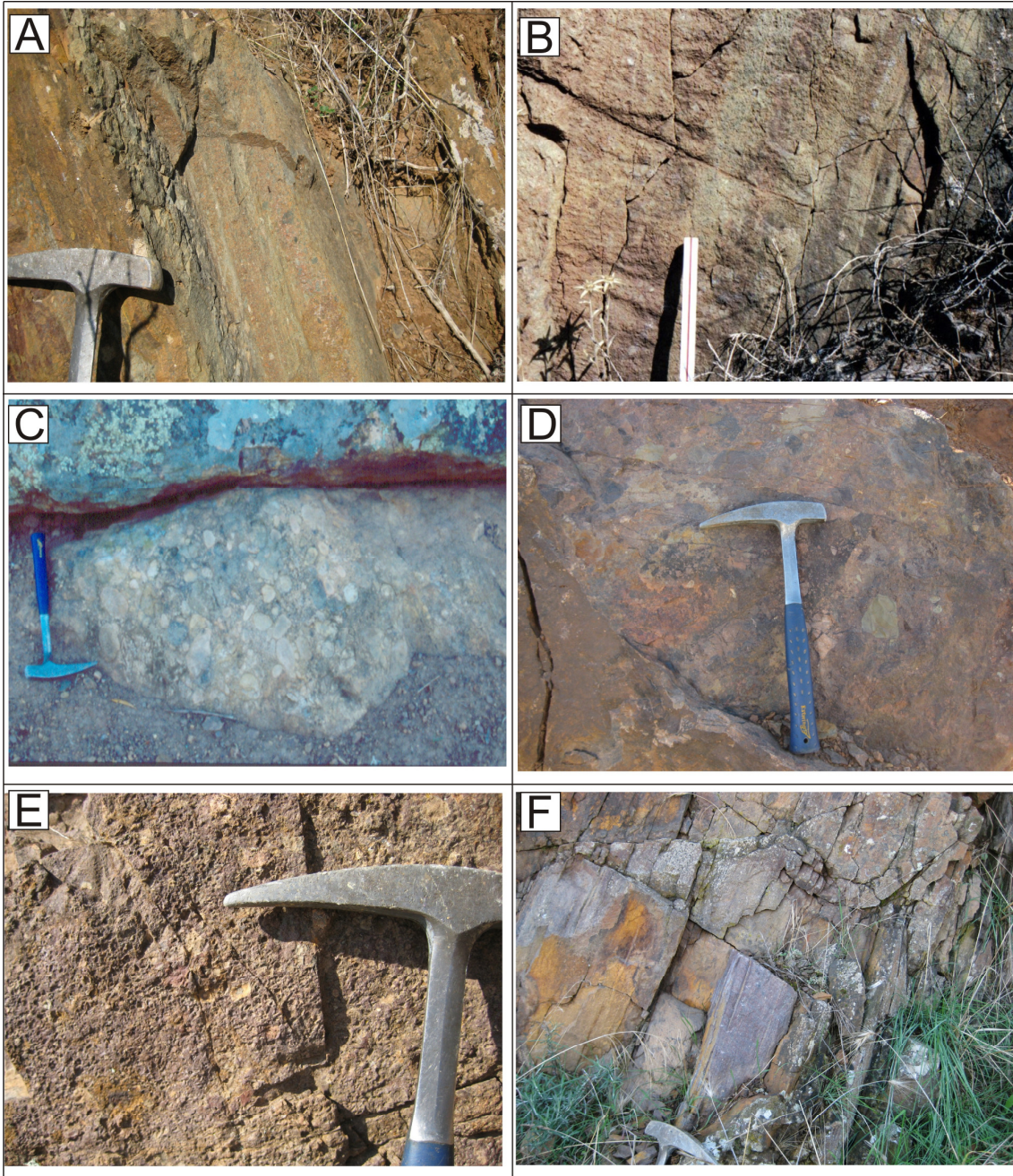
El hecho de que este volcanismo inicial dentro de la UDF y el MRV, junto con una gran presencia de rocas plutónicas y subvolcánicas, sea importante en la zona de Jerez de los Caballeros, sugiere la presencia de un complejo volcánico en esta zona durante el Cámbrico Inferior. Dentro del Evento Principal, por la misma razón, también se sugieren la existencia de otros complejos volcánicos en las zonas de Alconchel y Zafrá (Anexo II, Fig.I). La ausencia de materiales por una erosión posterior se considera poco probable, porque no existen hiatos estratigráficos significativos dentro del Cámbrico Inferior (Gonçalves, 1971,1978; Liñán, 1978; Oliveira et al., 1991; Gil Cid, 1991; Liñán et al., 1993, 1995, 1996, 2002; Sánchez-García et al., 2003, 2010).

Las rocas efusivas definen una asociación bimodal que incluye lavas, tobas porfídicas, que muestran contactos peperíticos, e hialoclastitas de composición principalmente riolítica en los miembros ácidos y basaltos, andesitas basálticas y tobas básicas en los miembros máficos. Algunos ejemplos de las distintas facies que se pueden encontrar pueden verse en las figuras 3.10 y 3.11.

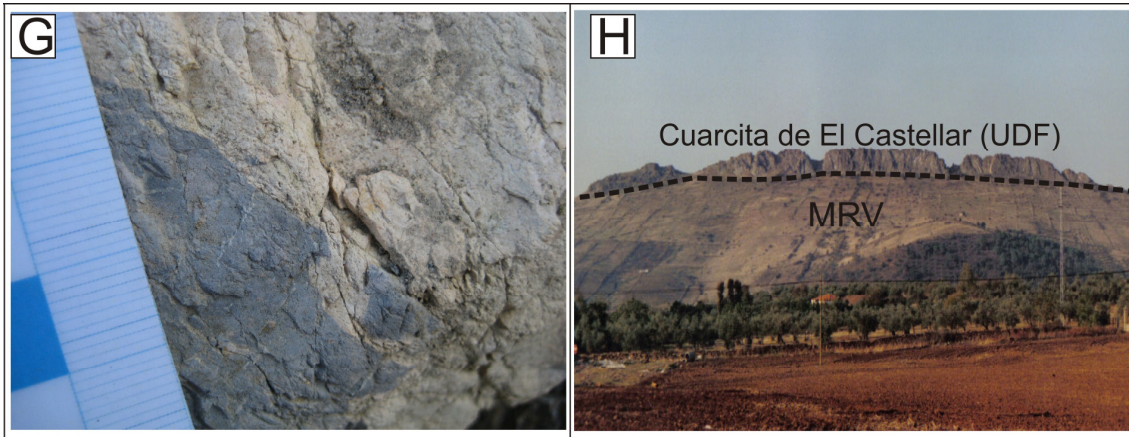
También existen cantidades menores de rocas de tipo traquítico. Las tobas y brechas volcánicas de composición ácida tienen un color gris a rosado en las rocas frescas que pasa a colores oscuros y rojizos violáceos por alteración. Están formadas por cantos

poligénicos, de pizarras, areniscas y rocas volcánicas, muy heterométricos, de tamaños milimétricos a varios centímetros, englobados en una matriz volcánica de grano fino en las que se pueden apreciar fenocristales de feldespato y, a veces, cristales de plagioclasas bien desarrollados (Fig. 3.10D). Alcanzan potencias de varios metros y su extensión lateral puede ser de centenares de metros a métricas.

En la zona SW del flanco sur del antiforme de Olivenza-Monesterio, afloran sobre todo facies volcánicas de carácter máfico, que incluyen desde lavas a tobas básicas. Los basaltos son los materiales más abundantes, pero también aparecen aglomerados volcánicos y brechas, como en la zona de La Valera, interpretadas como facies de chimenea por los autores de la hoja MAGNA nº 896 (Ruiz López et al., 1984). Presentan fragmentos con redondeamientos diversos, tamaños centimétricos a decimétricos, colores grisáceos a verdosos, en función del contenido en opacos (magnetita) o clorita. Otra facies muy abundante en todo el flanco sur son los basaltos con estructuras de *pillow lavas*, como en los afloramientos de Fuentes de León, o Cumbres Mayores (Fig. 3.11E), que en ocasiones están brechificadas (Fig. 3.11F).



**Figura 3.10.** Rocas ácidas e intermedias. A) Niveles de tobas y conglomerados volcánicos intercalados a techo de la UDF, con laminación paralela y gradación de tamaño de grano, en las proximidades del pantano de Zafra; B) Areniscas y tobas volcánicas con estructuras sedimentarias, dentro del MRV en el pantano de Zafra; C) Facies de brechas volcánicas con fragmentos volcánicos de bordes redondeados, en una matriz también volcánica, en la zona de Feria; D) Brechas, con grandes fragmentos de rocas volcánicas ácidas y rocas sedimentarias, en los alrededores de Feria; E) Lag con acumulación de cristales en la base de un nivel de tobas riolíticas, en la zona del pantano de Zafra; F) Ignimbritas con texturas de flujo en la presa de Zafra.



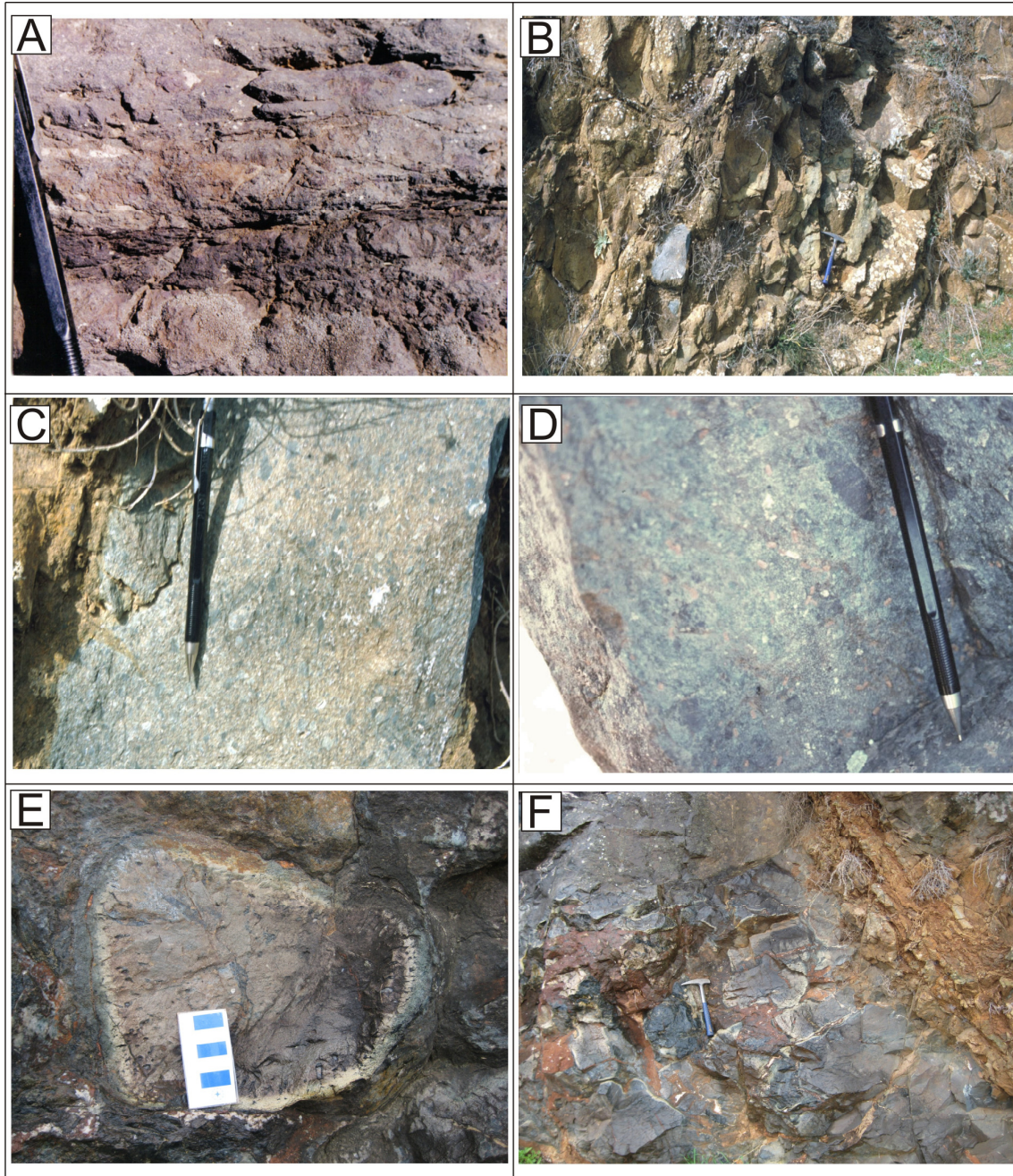
**Figura 3.10 (continuación).** G) Relaciones peperíticas de un dique riolítico en los sedimentos de la UDF, en la Sierra San Benito, próximo a Cala; H) Cresta de cuarcitas de la UDF por debajo del MRV en la zona de Zafra.

La estratigrafía general es similar en ambos flancos del Antiforme de Olivenza-Monesterio, en la zona de Zafra, en el flanco noreste y en la zona de Alconchel en el flanco Suroeste (Figs. 2.5 y 3.1). En la parte Inferior de la columna predominan las rocas félsicas, mientras que las rocas máficas predominan en la parte Superior. En el resto de las secciones predominan las rocas volcánicas máficas, existiendo solo pequeños afloramientos de rocas félsicas.

En el área de Zafra los materiales cámbricos definen una estructura sinclinal con dirección NNO-SSE, ligeramente vergente hacia el NE, estando su flanco NE cortado por varias estructuras subparalelas a la falla que lo separa de la cuenca carbonífera de Los Santos de Maimona (Fig. 3.12).

Al sureste, el cabalgamiento de la Unidad de Zafra superpone las Capas de Zafra sobre los materiales de la UDF y MRV, de edad Cámbrico Inferior. Además, la zona está atravesada por multitud de fallas, longitudinales y transversales, que hacen difícil precisar la potencia de las distintas unidades litoestratigráficas. En esta zona se presentan los mayores afloramientos de rocas volcánicas del MRV en el flanco norte del Antiforme de Olivenza-Monesterio (Figs. 2.5 y 3.1). Los materiales volcánicos del MRV en esta zona presentan una longitud de afloramiento lateral de unos 11 Km. Hay

que señalar que los materiales a un lado y otro del pliegue no tienen los mismos espesores, y al estar laminado por las distintas fallas hace difícil la comparación de materiales a un lado y otro de la estructura (ver [Sánchez-García, 2001](#)).



**Figura 3.11.** Rocas máficas. A) Depósito de un *base surge*, mostrando laminación cruzada, en la base del paquete de rocas básicas, que se encuentran a techo de la serie, en la zona de Zafra; B) Niveles de hialoclastitas, con alteración en cáscara de cebolla, en las proximidades de Zafra; C) Detalle de las hialoclastitas, con fragmentos de basaltos porfídicos en una matriz de la misma composición; D) Brechas básicas, con fragmentos de rocas volcánicas máficas, cristales y fragmentos de cristales de feldspatos de colores blancos, Zafra; E) *Pillow lava*, en Fuentes de León donde puede verse la disposición de las vacuolas perpendicular a la pared de la *pillow*. F) Brechas de *pillow lavas*, en la zona de Cumbres Mayores.

En una sección desde el techo de la UDF hasta el techo aflorante de MRV (Fig. 3.13), en esta zona, la UDF (Miembro Vallehondo de la Formación La Lapa, [Odríozola et al., 1983](#)), abarca unos 70 metros de la misma. Se cortan materiales que incluyen areniscas de grano fino y limolitas con intercalaciones de areniscas volcanoclásticas, lavas básicas de textura traquítica, tobas básicas y ácidas (Fig. 3.10A), cineritas y lavas ácidas. Estos materiales volcánicos y volcanoclásticos presentan características que abarcan desde medios submarinos tranquilos, con muchos detríticos finos con alguna intercalación arenosa, hasta depósitos turbidíticos; es decir, los materiales volcánicos presentan facies que están más o menos alejados de los centros de emisión.

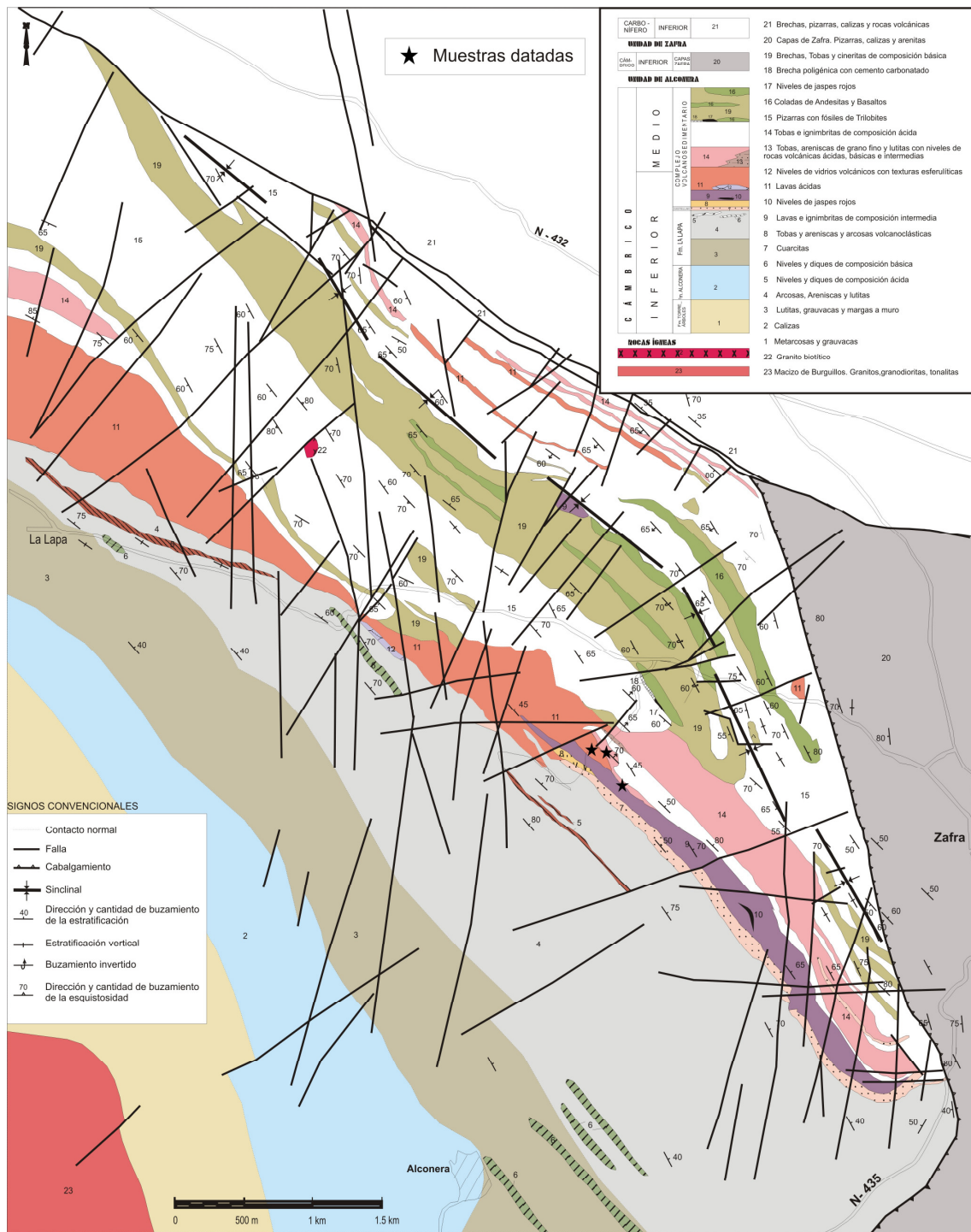
A techo de estos materiales aparecen las Cuarcitas de El Castellar (Fig. 3.10H), por encima de las cuales se depositan los materiales del Complejo Volcanosedimentario (MRV).

El Complejo Volcanosedimentario en esta zona presenta un espesor aproximado de 1300 m. Hay que señalar que dentro de la serie se producen importantes cambios laterales de espesores y facies en sentido SE-NO.

Presenta estructuras sedimentarias y contenido fosilífero que permiten deducir unas condiciones de depósito en una plataforma marina somera, durante el Cámbrico Inferior y Medio.

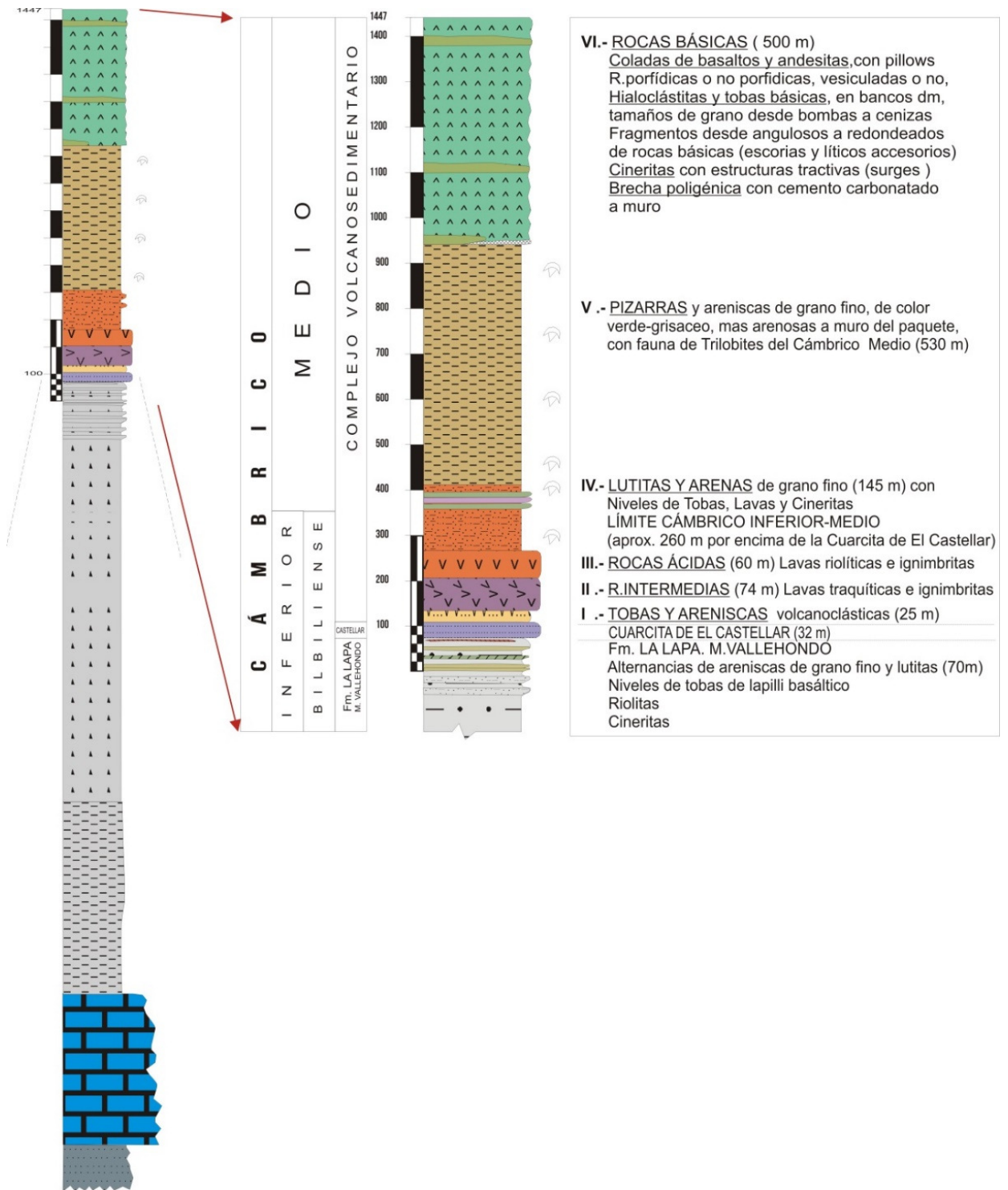
Las rocas volcánicas correlacionables con el MRV de la Unidad de la Loma del Aire son principalmente tipos masivos, de composición riolítico-dacítico, con texturas afáníticas o con un tamaño de grano fino y colores claros, desde verde claro a rosado.

Los tipos porfídicos son poco abundantes (Fig. 3.7).



**Figura 3.12.** Mapa geológico de la zona de Zafra (Sánchez-García, 2001), con indicación de las muestras datadas en esta zona.





**Figura 3.13** Columna general y detalle de la zona de Zafra. (Modificado de [Sánchez-García, 2001](#)).



## **CAPÍTULO 4**

### **PETROLOGÍA**



## 4. PETROLOGIA DE LAS ROCAS ÍGNEAS ASOCIADAS AL RIFTING EN LA ZOM

En este trabajo se han estudiado 763 láminas delgadas. Del total de muestras, 602 son rocas volcánicas y 161 muestras son rocas plutónicas. Del Grupo ER se dispone de 65 muestras y del Grupo RR de 699 muestras. En la Tabla 4.1 puede verse la distribución general de las láminas delgadas estudiadas en el trabajo y en el Anexo III puede verse la distribución de láminas delgadas estudiadas en los diferentes grupos. En el Anexo IV pueden verse las tablas con los datos de geoquímica de roca total.

GRUPO				Láminas	Nº	
ER				VOL	32	65
				PLU	33	
RR	699	RRa	477	VOL	412	477
				PLU	65	
	RRb	OIB	189	VOL	149	189
				PLU	40	
		NMORB	32	VOL	9	32
				PLU	23	
<b>Total</b>					<b>763</b>	

Tabla 4.1. Resumen de las láminas delgadas estudiadas en el trabajo

Hay que señalar que las abreviaturas de minerales utilizadas en este trabajo pueden verse al principio de la tesis. Se han seguido los criterios de [Whitney and Evans \(2010\)](#).

### 4.1. Rocas volcánicas pertenecientes al Evento Temprano (ER)

Las rocas estudiadas en este trabajo incluyen muestras de los grupos Capas de Bodonal, Loma del Aire-ER y CVS Freixo-Segovia y CVS Nave de Grou Azeiteiros, y también muestras pertenecientes al Pórfido de Cala (Ver Anexo III, Tabla I).

Este grupo de rocas presenta considerables variaciones tanto en facies como en espesores de las unidades. Pueden distinguirse lavas y rocas volcanoclásticas, de composición ácida principalmente. Como se mencionó en el capítulo de Estratigrafía, todas las rocas de este grupo están interestratificadas con sedimentos pizarrosos,

limolíticos y localmente conglomerados y brechas. Se sitúan discordantemente sobre materiales Cadomienses de la Serie Negra, y normalmente incluyen facies conglomeráticas y/o brechoides en la base (ver Figs. 3.3, 3.4 y 3.5).

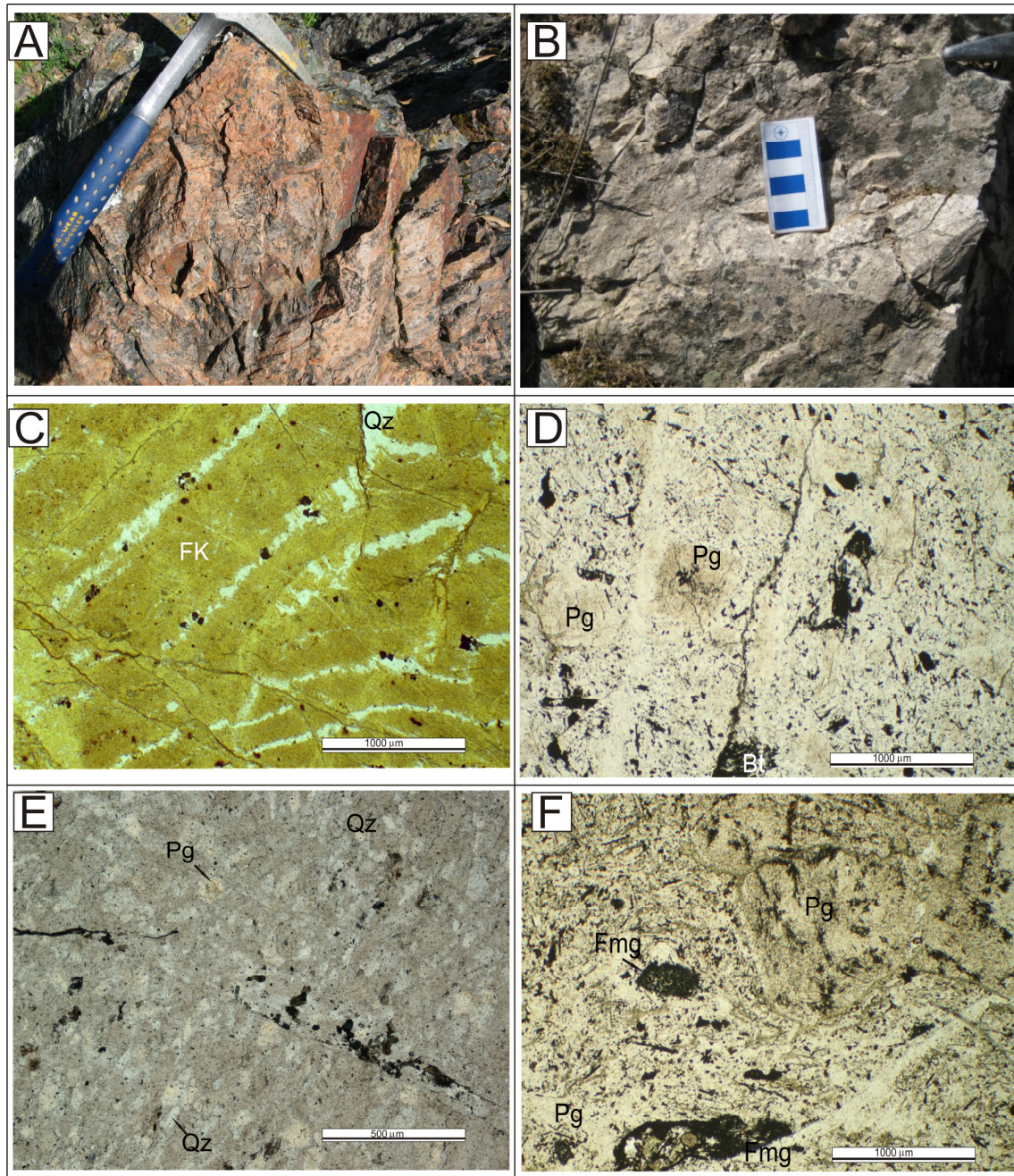
#### **4.1.1. Lavas**

Las lavas son comunes en todos los grupos estudiados. Pueden ser masivas o estar brechificadas, con texturas hialoclásticas o autoclásticas. Presentan colores claros, desde blancos a verdosos, rosados o grisáceos. Los tamaños de grano son en general, finos, pudiendo llegar a presentar texturas afaníticas, y pueden ser porfídicas o no, con pequeños microfenocristales de feldespato, cuarzo y a veces plagioclasa. Pueden presentar enclaves metasedimentarios de pizarras y también de cineritas.

Las lavas son en su mayoría riolitas potásicas (Fig. 4.1A y C), si bien también se encuentran en el CVS de Freixo-Segovia y en la Unidad de la Loma del Aire-ER traquiriolitas y traquidacitas sódicas (Fig. 4.1B, D y E).

Las texturas más comunes son porfídicas, con fenocristales de feldespato potásico, cuarzo y, en las rocas albíticas plagioclasa. También se ven fenocristales alterados de anfíboles, y en menor número de micas (biotita) y de piroxenos.

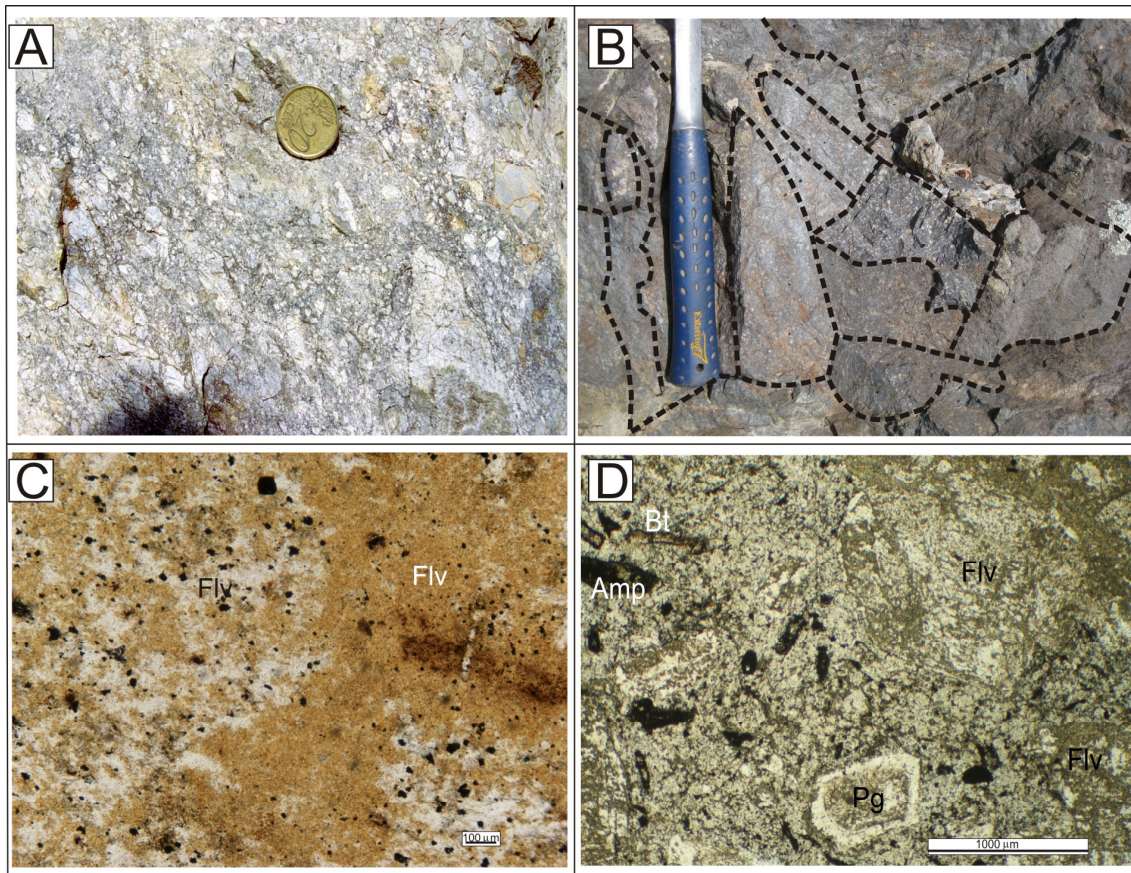
En las rocas traquidacíticas y traquiriolíticas aparecen algunos fenocristales alterados que podrían derivar de la transformación de anortoclasa. La textura de la matriz puede ser microcristalina o traquítica, y está compuesta principalmente de microlitos de plagioclasa y proporciones variables de cuarzo, minerales opacos y minerales secundarios (filosilicatos y epidota). Puede mostrar una orientación primaria fluidal, definida por la alineación preferente de microlitos de plagioclasa. Entre los minerales accesorios se encuentran minerales opacos, apatito y circón. Un resumen de las composiciones, texturas y aspectos macroscópicos puede verse en la Tabla 4.2.



**Figura 4.1.** Lavas masivas. A) Riolita potásica, afanítica, en el cerro Chocolatero, Segura de León; B) Riolita sódica, afanítica en el cerro de Freixo; C) Lava riolítica potásica, criptocristalina-afanítica, con venas de Qz y cristales de Mt, del mismo afloramiento que la foto A (muestra M6); D) Lava traquiriolítica con fenocristales subhedrales de Pg y un Fmg, posiblemente Bt (muestra S62) en la Unidad de Loma del Aire; E) Lava riolítica sódica, con textura granoblástica, y deformación sobreimpuesta posterior, en el cerro de Freixo (muestra S2b); F) Lava traquidácica con fenocristales de Pg y un máfico (Amp) en una matriz traquítica (muestra S61), en la Unidad de Loma del Aire.

Algunas lavas pueden estar brechificadas, con fragmentos de riolitas, con bordes angulosos y redondeados (Fig. 4.2A-D). Al microscopio presentan texturas brechoides y los fragmentos de lavas presentan texturas microcristalinas, alotriomórficas,

criptocristalinas, de desvitrificación o también pueden verse bandeados de flujo replegados.



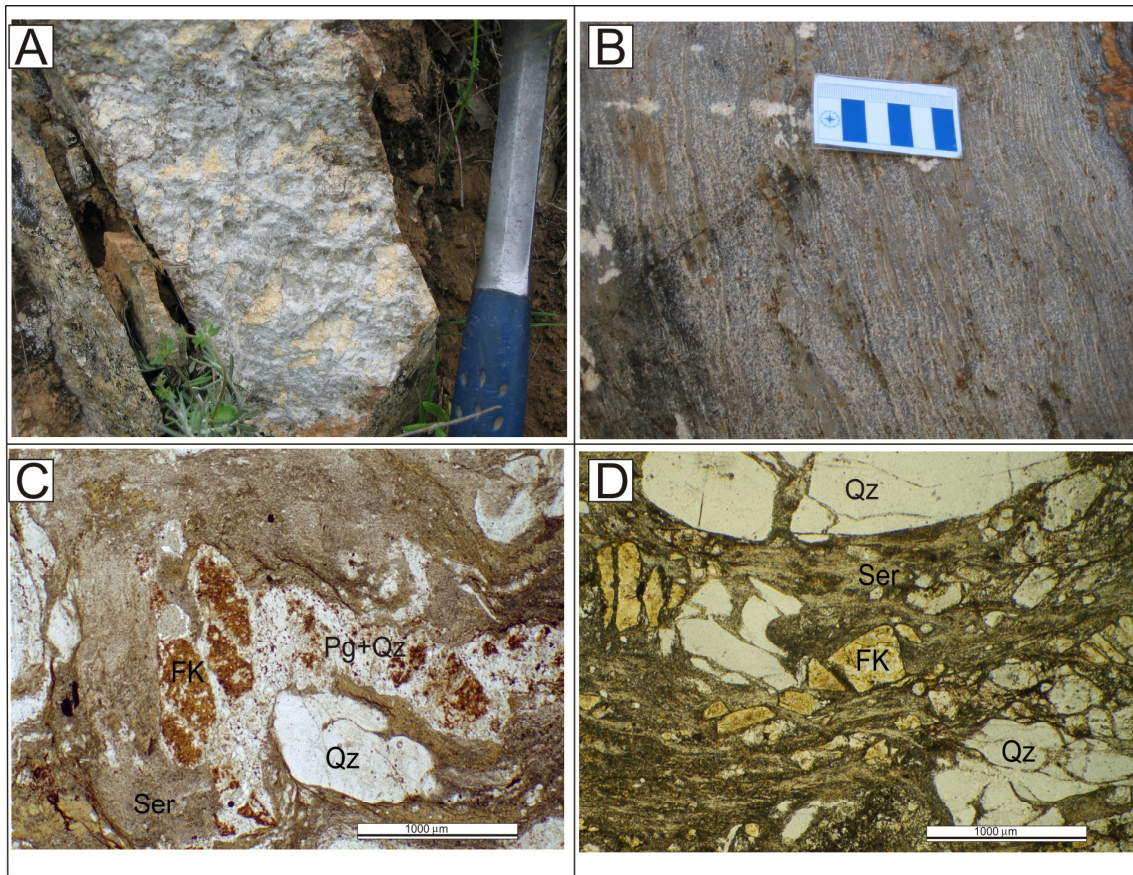
**Figura 4.2.** Facies brechoides. A) Brecha hialoclástica o posible salidero o domo riolítico, donde se ven los fragmentos de riolitas en una matriz vítrea, en Segura de León; B) Autobrechas de composición traquidacítica en las proximidades de Reina, en la Unidad de Loma del Aire; C) Aspecto microscópico de las brechas hialoclásticas de composición riolítica, en Segura de León (M6); D) Aspecto textural de las autobrechas de la foto B, donde se pueden ver fragmentos de la lava porfídica, con fenocristales de Pg zonadas, y cristales de Bt y Amp (muestra S64).

#### 4.1.2. Tobas e ignimbritas

Este grupo incluye tobas, tobas porfiroides e ignimbritas, que muestran texturas de peperitas e hialoclastitas, y que varían de tamaño de grano fino a medio. Las tobas son ricas en cristales de cuarzo y feldespato. Al microscopio, la textura puede definirse como porfídica, foliada (“*augen-gneis*”), con una matriz muy fina y megacristales y fenocristales que presentan una distribución bimodal de tamaños, con esquirlas vítreas y fragmentos de cuarzo (Fig. 4.3). En todas ellas son comunes los cristales estallados y los



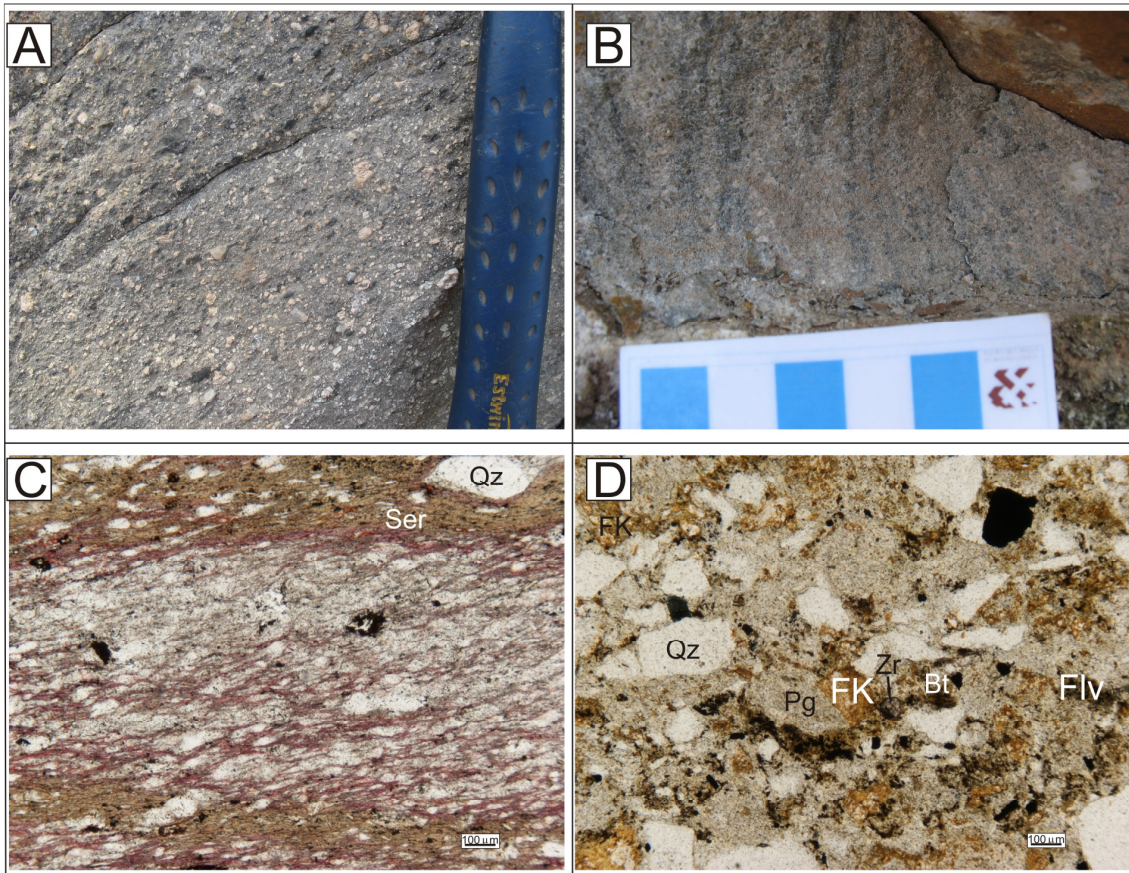
crisales con golfos de corrosión. La matriz está formada por un vidrio desvitrificado, donde a veces se observan texturas esferulíticas.



**Figura 4.3.** Tobas porfiroides e ignimbritas. A) Ignimbrita/toba porfiroide deformada con grandes cristales de feldspato, en cerro de D<sup>a</sup> Marina; B) Aspecto de tobas porfiroides, en zona de Bodonal; C) Aspecto microscópico de las tobas porfiroides deformadas del apartado A, donde pueden verse fenocristales de Qz y FK en una matriz vítrea (Muestra M8); D) Ignimbrita/toba porfiroide con fenocristales de Qz y FK fragmentados en una matriz vítrea, con texturas de flujo (Muestra M212), en Cabeza la Vaca.

También se pueden encontrar epiclastitas y areniscas volcanogénicas con componentes volcánicos como cuarzos astillados, fragmentos de lavas riolíticas y matriz feldespática (Figs. 4.4C y D).

Las tobas volcánicas de la Unidad de la Loma del Aire muestran texturas tufáceas o brechificadas y están compuestas por una masa de fragmentos líticos monomicticos y fenocristales. Los cristales angulares fragmentados son muy comunes (cuarzo, plagioclasa, anfíbol).



**Figura 4.4.** Tobas y cineritas. A) Aspecto de campo de las tobas de grano grueso, donde pueden verse los cristales de cuarzo y feldespato en una matriz de grano fino, en las proximidades de Cala; B) Toba de grano medio-fino, con laminación paralela, en las proximidades de Santa Olalla de Cala, con concentraciones de opacos marcando la laminación; C) Cinerita/ epiclastita con laminación paralela, tamaño de grano muy fino, con clastos de Qz en una matriz arcillosa, esquistosada en la zona de Segura de León (Muestra M2); D) Arenisca volcanoclástica o toba epiclástica de composición ácida, con clastos angulosos de Qz, FK, Pg, Bt y FLv en una matriz arcillosa, en las proximidades de Santa Olalla de Cala (Muestra M9).

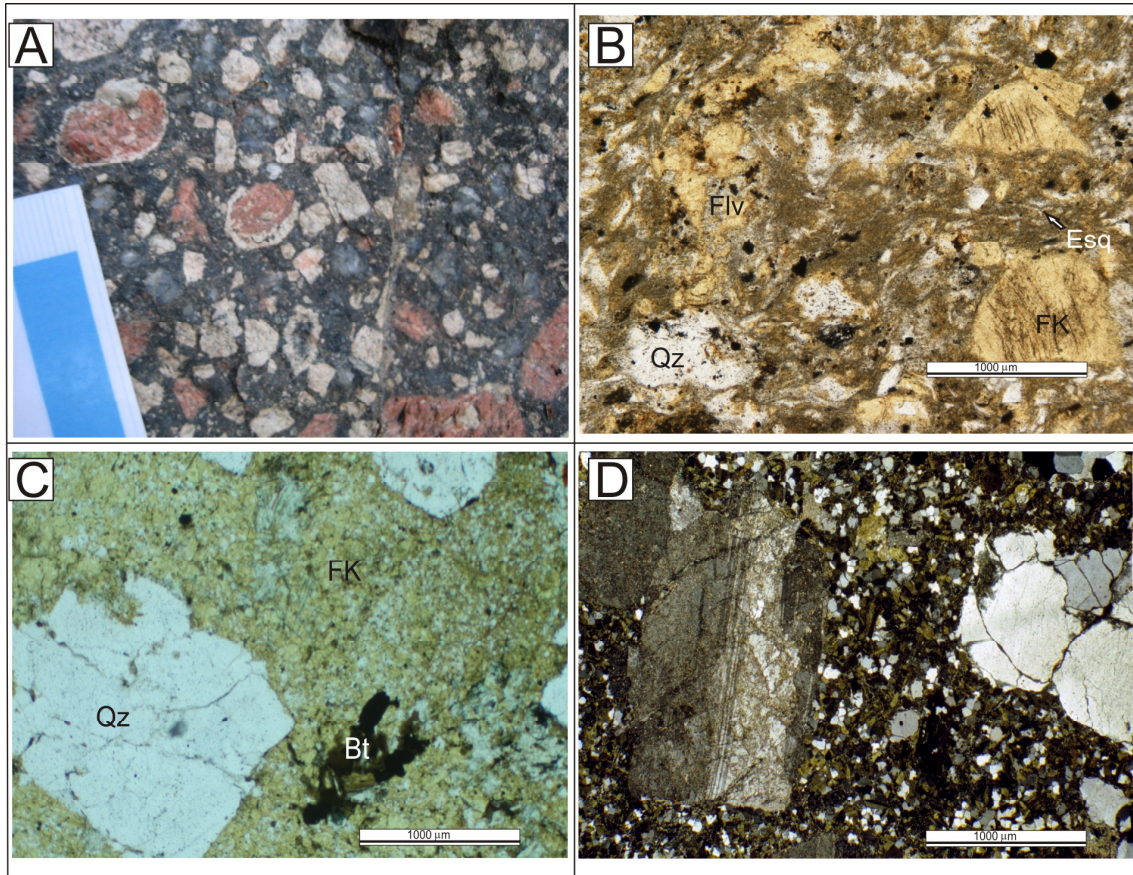
Tienen una matriz fina o heterogranular de origen fragmentario, cuya composición es similar a la de los clastos. En estas rocas la matriz se recristaliza de forma variable y la carbonatación secundaria puede ser relativamente significativa. Además, como resultado de la deformación varisca, se desarrollan texturas de post-cristalización orientadas de forma variable y los fenocristales pueden estar agrietados y deformados.

### 4.1.3. Pórfido de Cala

Es un pórfido ácido, de aspecto granítico, con grandes fenocristales de feldespato potásico con textura rapakivi, con bordes de oligoclasa sobre el feldespato potásico, que

muchas veces están alterados a epidota-saussurita, dando colores verdosos. En los contactos del pórfido del Cala se puede observar un borde de enfriamiento, con un tamaño de grano fino en el contacto con el encajante, y grano grueso hacia el interior. Pueden observarse algunos enclaves metasedimentarios, pero escasos y de pequeño tamaño. Se ven fracturas de pequeño espesor y pequeños diques máficos de espesores inferiores al m.

En muestra de mano se caracteriza por una textura porfirítica a blastoporfídica, con fenocristales de feldespato potásico de más de 10cm de largo, plagioclasa y cuarzo en una matriz oscura de grano fino (Figs. 3.5H y 4.5A). Al microscopio también se ven texturas porfídicas, con grandes fenocristales de feldespato potásico, cuarzo o plagioclasa. Algunas de estas últimas pueden presentar textura “*sieve*”, con pequeños cristales de plagioclasa, que definen una textura *frasl*. Otras forman glomérulos policristalinos. Presentan maclas de albita y no están zonados. Contienen fenocristales ameboides de cuarzo, poligonizados irregularmente y con extinción ondulante, redondeados con bordes engranados en la matriz (Fig. 4.5A). Algunos ferromagnesianos están cloritizados, siendo posiblemente biotita o anfíbol. La matriz es criptocristalina o de grano fino y sacaroidea.



**Figura 4.5.** Pórfido de Cala. A) Pórfido de Cala, con cristales de FK con textura rapakivi, en las proximidades de Arroyomolinos de León; B) Pórfido de Cala de grano fino, con fenocristales de FK en una matriz cinerítica, con esquirlas de Qz y FK+Flv vítreos desvitrificados, fragmentos cristalinos soldados y opacos (muestra M156), en la finca de La Vicaria; C) Fenocristal de Qz subhedral, con golfo de corrosión en una matriz de grano fino de FK y Qz (muestra M667); D). Fenocristales de Qz cuarteados y de Pg sericitizada con flexiones de las maclas, en una matriz sacaroide (muestra M4).

Unidad litológica	Tipos de rocas	Minerales esenciales	Minerales accesorios	Textura y tamaño de grano	Fábrica y aspectos macroscópicos
Lavas masivas ácidas	Riolitas potásicas	Q, FK± Bt	Op, Ap, Zr, Ru, Ap	Blastoporfídica, matriz microcristalina, afieltrada, traquítica	Colores claros, blancos a rosados. Orientación fluidal primaria
	Traquiriolitas y traquidacitas sódicas	Pg, Qz, Fmg (Amp o Bt o Px)	Opq, Ap, Zr, Cb	Grano fino, Porfídica, traquítica,	Rocas porfídicas o no y/o vesiculares, colores morados, grises. Líticos volcánicos
	Brechas (autoclásticas)	FLv, Qz, FK, Pg, Fmg (Amp o Bt o Px)	Opq, Ap, Zr Cb (ank)	Brechoide, porfídica, matriz traquítica, vítrea,	Brechoides, lavas brechificadas, con matriz igual que fragmentos
Tobas	Hialoclastitas	FLv, Qz, FK	Opq	Brechoide, hialoclástica	Brechoides, FLv angulosos
	Tobas porfiroides e ignimbritas	Qz, FK, Pg (Bt)	Bt, Zr, Opq, Ru, Ap	Porfídica, esquistosa, <i>ribbons</i> y poligonización, maclas dobladas	Porfiroides, con deformación, colas en los fenocristales de Fd, Qz, con líticos de areniscas o pizarras
	Tobas y cineritas	Qz, Pg, FK, Bt, Cb (ank)	Opq, Zr, Ap, FLv	Grano fino a medio, blastosamítica, lepidoblástica, porfídica, esquistosa	Grano fino a medio, esquistosa, con estructuras sedimentarias (laminación paralela), con o sin cristales de Qz
Pórfido de Cala	Pórfidos riolíticos potásicos	Qz, FK, Pg, ± Fmg (Bt?)	Zr, Opq, Mnz, Ru	Blasto-porfídica, matriz criptocristalina de grano fino	Aspecto plutónico, granes fenocristales de FK y Qz

**Tabla 4.2.** Características petrográficas de las principales unidades litológicas de las rocas volcánicas ácidas e intermedias del grupo ER

## **4.2. Rocas plutónicas pertenecientes al grupo ER**

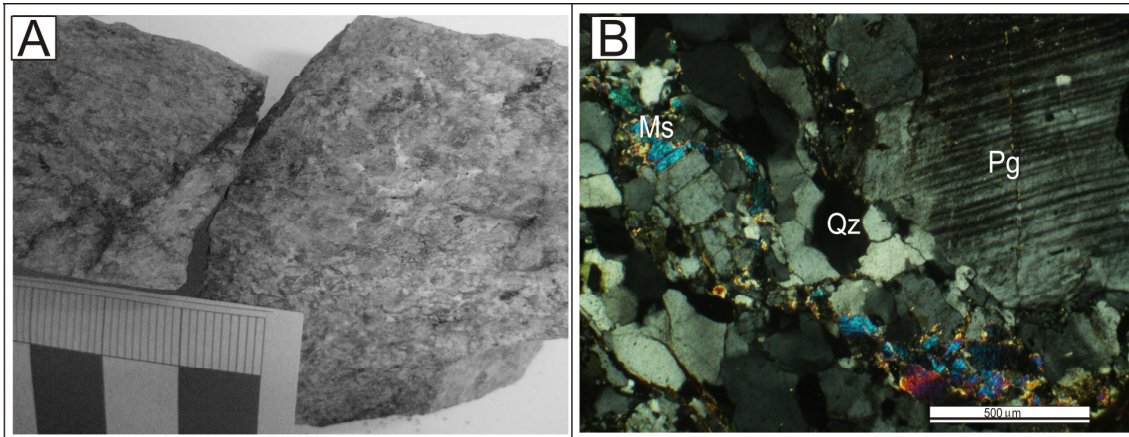
Este grupo litológico incluye los macizos de Barreiros y Barquete en Portugal y Táliga, Salvatierra de los Barros y Calera en España, así como los complejos de Tablada y Monesterio en España. Todos estos plutones tienen una composición calco-alcalina, baja en Ca y rica en K, similar a la de las rocas volcánicas equivalentes de este grupo ER (Serie de Bodonal, y CVS Nave de Grou-Azeiteiros) y que varían en composición desde andesitas basálticas a riolitas, aunque con predominio de estas últimas. La distribución de muestras utilizadas de este grupo puede verse en el Anexo III, tabla I.

### **4.2.1. Macizo de Barquete**

El macizo de Barquete está constituido por granitos y leucogranitos peraluminicos. Presenta una longitud de 9,6 Km por 2 Km de ancho, con una dirección NW-SE de su eje máximo. Se localiza al SW de Assumar, en Portugal (Anexo II, Figs. I y II). Incluye xenolitos métricos de rocas metamórficas de la Serie Negra ([Pereira et al., 2011](#)). Estas rocas están foliadas y presentan colores claros y un tamaño de grano que varía de grueso a fino, con texturas hipidiomórficas y localmente variedades micrográficas (Fig. 4.6A).

Un resumen de las características petrográficas de las rocas de este macizo puede verse en la tabla 4. 3.

Presenta cristales de cuarzo recristalizados con formación de *ribbons* y biotitas alineadas definiendo una foliación tectónica *subsolidus* (Fig. 4.6B). Petrográficamente estas rocas son similares a los granitos de Tablada. Incluye granitos diferenciados, con variedades ricas en sodio y potasio. Produce un débil metamorfismo de contacto en el encajante produciendo recristalización de las micas.

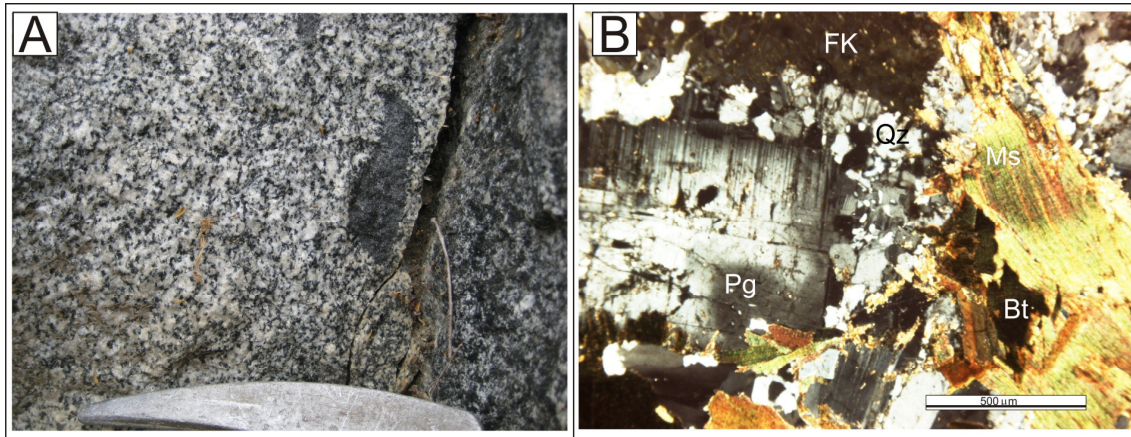


**Figura 4.6.** Granito de Barquete. A) Aspecto de campo del granito; B) Aspecto microscópico, donde puede verse una textura porfídica y una matriz con textura en mosaico debido a la recristalización sufrida (Muestra S46).

#### 4.2.2. Macizo de Barreiros

El macizo granítico-tonalítico de Barreiros es un cuerpo alargado, de 26 Km de longitud por 2,5 Km de ancho, y su eje mayor tiene una dirección NW-SE, paralela a las estructuras mayores de la ZOM. Se localiza al NE de Monforte y Alter do Chao, en Portugal (Anexo II, Figs.I y II). Este plutón incluye enclaves máficos microgranudos de tamaños centimétricos y xenolitos centimétricos a métricos, de rocas metamórficas de la sucesión Serie Negra. Localmente está intruido por diques leucograníticos. Este cuerpo provoca metamorfismo de contacto, con el desarrollo de recristalización acompañada de la blastesis de micas en el encajante. El aspecto de estos granitoides en el campo es similar a los de Salvatierra de los Barros en España (Fig. 4.7A). Las facies comunes son ricas en biotita, de colores grises y tamaño de grano medio. Localmente presenta fenocristales de feldespato potásico.

Un resumen de las características petrográficas de las rocas de este macizo puede verse en la tabla 4.3. Un ejemplo de la textura puede verse en la figura 4.6B. Localmente puede presentar una foliación definida por cuarzo poligonizado y biotita.



**Figura 4.7.** Granito biotítico de Barreiros. A) Aspecto de campo donde puede verse un enclave microgranudo; B) Aspecto textural donde pueden verse cristales deformados de FK y Pg con Qz estirado y poligonizado, así como cristales de Bt y Ms (Muestra S41).

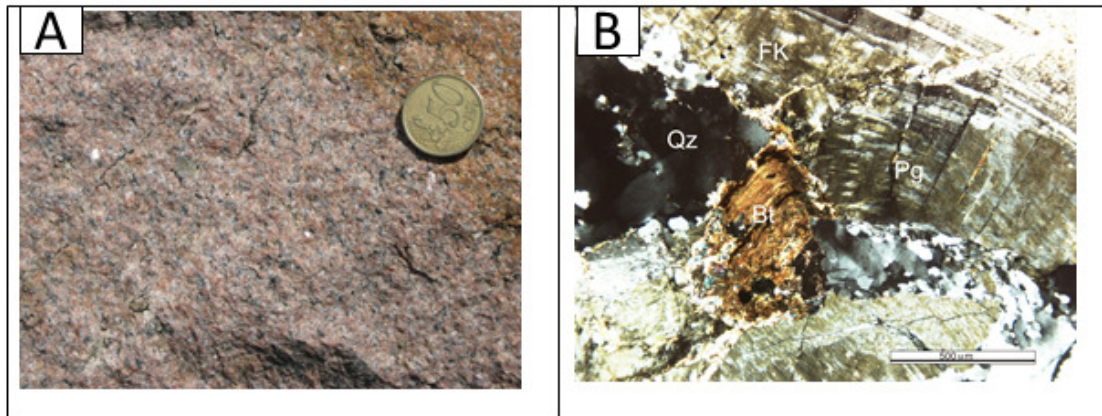
### 4.2.3. Macizo de Calera

El macizo de Calera es un plutón alargado de 9,6 Km de largo por 2 Km de ancho. Se localiza en Calera de León, al NW de la localidad de Monesterio, en España (Anexo II, Figs.I y II). Intruye en los metasedimentos de la Serie Negra y provoca un débil metamorfismo de contacto en el encajante, caracterizado por recristalización de las micas. Las rocas de este plutón presentan colores rosados, y son granitos biotíticos de grano fino (Fig. 4.8A). También aparecen facies más leucocráticas en los bordes del plutón y diques que lo cortan.

Un resumen de las características petrográficas de las rocas de este macizo puede verse en la tabla 4. 3. Un ejemplo de la textura puede verse en la figura 4.8B.

Se observan transformaciones en estado sólido sobreimpuestas que se manifiestan en la fracturación de los granos de feldespato, extinción ondulante en los cristales de cuarzo, formación de *ribbons* y recristalización dinámica. La biotita está transformada, en ocasiones, en agregados de clorita y moscovita.





**Figura 4.8.** Granito de Calera. A) Aspecto de campo del granito de grano fino y colores rosados; B) Aspecto microscópico donde puede verse la recristalización sufrida con formación de texturas en mosaico de los granos de Qz y poligonización y flexión de la mica (Muestra S47).

#### 4.2.4. Complejo de Monesterio

El complejo de Monesterio está constituido por granitoides y es para-concordante con los materiales del complejo migmatítico. Presenta una forma alargada con su eje mayor en dirección NW-SE y una longitud de 7,2 Km por 1,4 Km de ancho y se localiza en las proximidades de la localidad de Monesterio, de la que toma el nombre (Quesada, 1975). De este complejo no se dispone de muestras propias. La descripción procede de la hoja geológica MAGNA n°897, Monesterio (Eguiluz et al., 1983).

Los materiales del complejo migmatítico encajante son esquistos, gneises y migmatitas estromáticas que proceden de sedimentos grauváquicos, pelíticos y de rocas cuarzo-feldespáticas (¿vulcanitas?), que se supone pertenecen a los materiales de la Serie Negra (Eguiluz et al., 1983).

Los granitoides que constituyen este conjunto plutónico son rocas de carácter autóctono o para-autóctono y sus contactos pueden ser difusos o intrusivos en función del grado de desenraizamiento. Son monzogranitos y granodioritas de grano medio, foliadas y de color gris oscuro (Fig. 4.9). También se encuentran leucogranitos, aplitas y pegmatitas

entremezclados con las facies principales. Un resumen de sus características petrográficas puede verse en la Tabla 4.4.



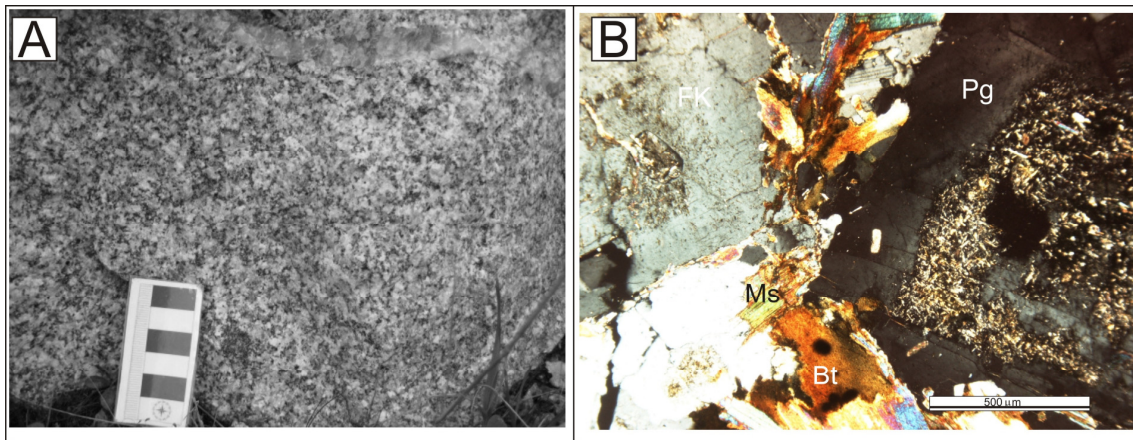
**Figura 4.9.** Aspecto de campo de la granodiorita de Monesterio

#### **4.2.5. Macizo de Salvatierra de los Barros**

El macizo de Salvatierra de los Barros está constituido por granitos y monzogranitos y presenta una forma alargada, con 15 Km de longitud por 6 Km de ancho, con el eje mayor en una dirección NW-SE. Toma su nombre de la población de Salvatierra de los Barros, que se localiza en las inmediaciones del borde septentrional del macizo. Este macizo intruye en la Serie Negra, con contactos netos, y solo localmente provoca metamorfismo de contacto, con formación de corneanas, en su borde suroccidental. Las rocas del macizo presentan colores grises claros, con tamaños de grano medios a gruesos (Fig. 4.10A). Puede contener enclaves microgranulares máficos de escala centimétrica y xenolitos metamórficos de la Serie Negra. Está intruido por diques de leucogranitos, aplitas y diques máficos. Algunos de los diques máficos que cortan el macizo y el encajante pueden estar relacionados con el cercano macizo varisco de Burguillos del Cerro.

Un resumen de las características petrográficas de las rocas de este macizo puede verse en la tabla 4. 3. Un ejemplo de la textura puede verse en la figura 4.10B. Pueden

observarse modificaciones en estado sólido marcadas por *ribbons* y sub-granos de cuarzo.



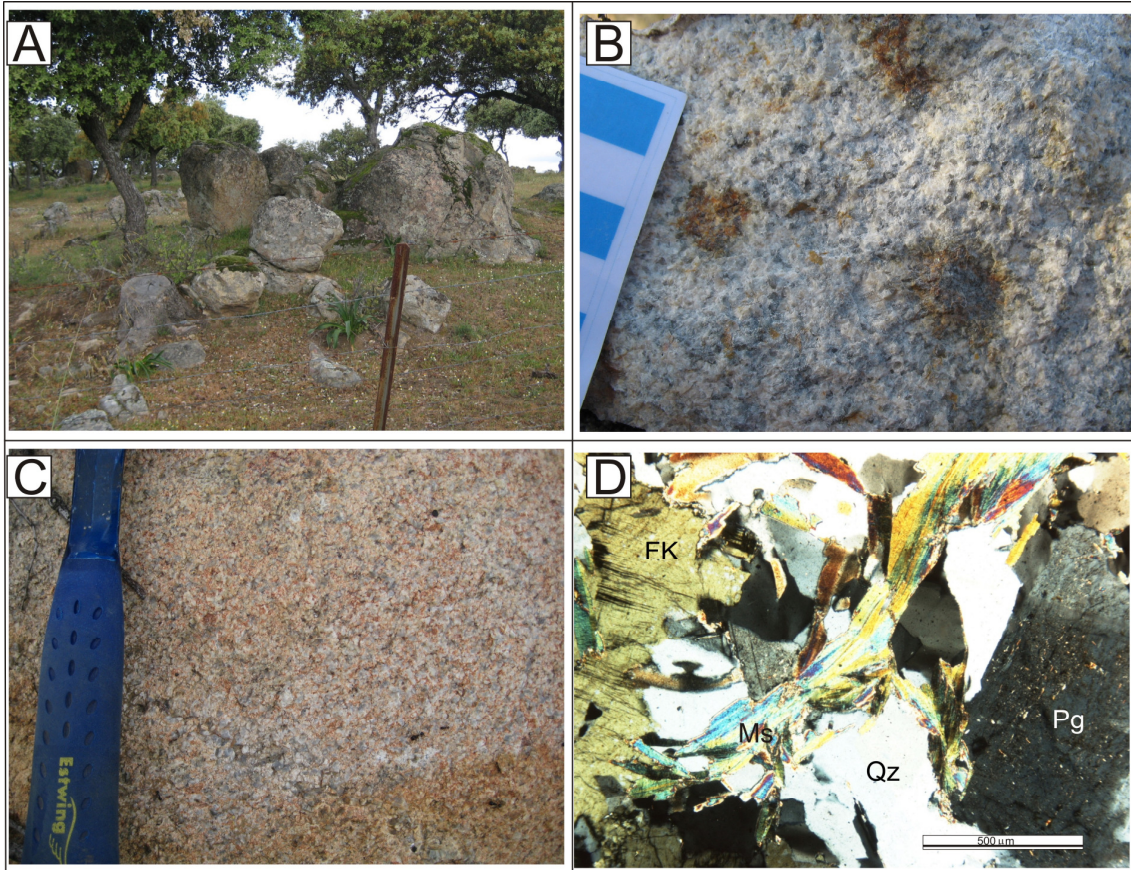
**Figura 4.10.** Granito biotítico de Salvatierra de los Barros A) Aspecto de campo del granito de grano medio-grueso, no foliado; B) Aspecto microscópico donde puede verse una Pg con el núcleo fuertemente sericitizado, FK, Qz y Bt (Muestra S51).

#### 4.2.6. Complejo de Tablada

El complejo de Tablada está formado por leucogranitos y presentan una forma alargada, con su eje mayor de 11 Km y una anchura de 6,1 Km. Está cortado por el granito varisco de Valencia del Ventoso, y se localiza próximo a la localidad de Valencia del Ventoso. Intruye en la Serie Negra e incluye xenolitos centimétricos de rocas meta-sedimentarias de la misma. El encajante muestra un débil metamorfismo de contacto con recristalización de biotita y moscovita a lo largo de su contacto sur, y presentando texturas moteadas en el contacto norte. Estos leucogranitos presentan gran variabilidad en el tamaño de grano (de grueso a fino), con colores blanquecinos. Además, es frecuente observar pequeños cuerpos pegmatoides y cavidades miarolíticas, que indicarían un emplazamiento somero (Figs. 4.11A, B y C).

Un resumen de las características petrográficas de las rocas de este macizo puede verse en la tabla 4. 3. Un ejemplo de la textura puede verse en la figura 4.11D.

Tiene texturas hipidiomórficas, y localmente presentan una foliación milonítica con cuarzos deformados, extinción ondulante y subgranos. Localmente el feldespato potásico está ausente debido a una albitización sobre-impuesta.



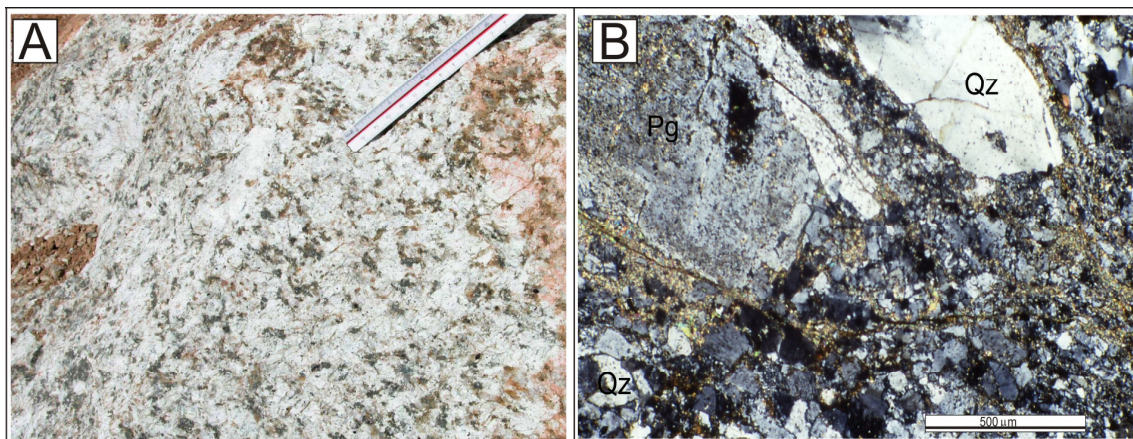
**Figura 4.11.** Granito de Tablada A) Aspecto de campo mostrando un granito de grano fino y colores rosados; B) Detalle de los leucogranitos de colores blancos, con un moteado constituido por alteraciones de micas; C) Granitos de colores rosados y grano fino-medio; D) Aspecto microscópico, mostrando cristales de Pg, FK y un cristal flexurado de Ms (Muestra S55).

#### 4.2.7. Macizo de Táliga

El macizo de Táliga está constituido por granitos y monzogranitos porfídicos de grano muy grueso. Se localiza próximo a la localidad de Táliga, situada en la zona norte, y tiene forma ovalada asimétrica, con su ápice en el NW y el eje de simetría con una dirección NW-SE (Anexo II, Figs.I y II). En la parte oriental del mismo está cortado por la intrusión posterior del complejo alcalino de Barcarrota. Presenta una longitud de 26 Km por una anchura máxima de 13 Km. Intruye en materiales de la Serie Negra y de la

Serie Detrítica Inferior. Este macizo desarrolla metamorfismo de contacto en los metasedimentos, llegando localmente a producir blastesis de andalucita. Además de la facies principal de granitos y monzogranitos porfídicos de grano muy grueso (Fig. 4.12A), se encuentran granitos biotíticos de grano fino-medio en el borde oeste del plutón y facies de leucogranitos moscovíticos de grano medio en el extremo SE (Galindo, 1989). Presentan una foliación generalizada, teniendo en ocasiones aspecto de ortogneises glandulares.

Un resumen de las características petrográficas de las rocas de este macizo puede verse en la tabla 4. 3. Un ejemplo de la textura puede verse en la figura 4.12B).



**Figura 4.12.** Macizo de Táliga A) Aspecto de campo; B) Aspecto textural de un monzogranito con fenocristales de Qz deformados en matriz que muestra texturas de reducción del tamaño de grano y poligonización (Muestra M17).

Unidad litológica	Tipos de rocas	Minerales esenciales	Minerales accesorios	Textura y tamaño de grano	Fábrica y aspectos macroscópicos
Barquete	Leucogranitos, granitos Ms-Bt	Qz, Pg, FK, (Bt, Ms)	Zr, Ttn, Grt, Ep, Ap	Hipidiomórficas, porfídicas, inequigranulares, micrográficas	Colores claros, grano fino a grueso, xenolitos del encajante. Provoca débil metamorfismo de contacto. Diques aplíticos
Barreiros	Granitos biotíticos, de grano medio	Qz, Pg, Bt, (FK, Amp)	Ap, Ttn, Zr, Opq, Aln, ±Amp	Hipidiomórficas a idiomórficas, grano medio-grueso, poligonizaciones y flexión de micas	Colores grises, grano fino a medio, enclaves metasedimentarios y tonalíticos. Metamorfismo contacto en el encajante. Diques leucograníticos
Calera	Granitos biotíticos de grano fino-medio	Qz., FK ± Pg, Bt	Fl, Opq, Zr, Ttn,	Hipidiomórficas a idiomórficas. Recristalización dinámica (extinción ondulante, <i>ribbons</i> )	Color rosado, grano fino a medio, Metamorfismo contacto débil en el encajante. Diques leucocráticos
Monesterio	Granodioritas	Qz, FK, Pg, Bt	Zr, Ap, Opq, Sil, Cord, Ms, Ttn	Gneísicas, granulaciones y poligonizaciones	Colores grises oscuros, grano medio, foliadas
Salvatierra de los Barros	Granitos biotíticos-monzogranitos, de grano medio-fino	Qz, Pg, Bt, FK	Ap., Zr, Opq, Grt, Crd, Aln, Prh, Ttn,	Hipidiomórficas a idiomórficas, grano grueso a medio, gnéicas, recristalización dinámica (extinción ondulante, <i>ribbons</i> )	Colores grises a blancos, grano medio a fino, enclaves tonalíticos y metasedimentarios. Metamorfismo contacto en el encajante. Diques leucograníticos y máficos
Tablada	Leucogranitos Ms, monzogranitos heterogranulares	Qz, Ms, Pg, FK +/- FK	Bt, Ap, Zr, Grt, All, Opq	Hipidiomórficas a idiomórficas, grano medio a grueso, recristalización dinámica (extinción ondulante, <i>ribbons</i> )	Colores claros, heterogranular, pegmatitas y cavidades miarolíticas. Metamorfismo contacto en el encajante
Táliga	Monzogranitos-granodioritas	Qz, FK, Pg, Bt	Ap, Zr, Tur, All, Mz, Crd	Grano muy grueso a fino, porfídicas, gnéicas	Colores claros, grano grueso, Metamorfismo contacto en el encajante

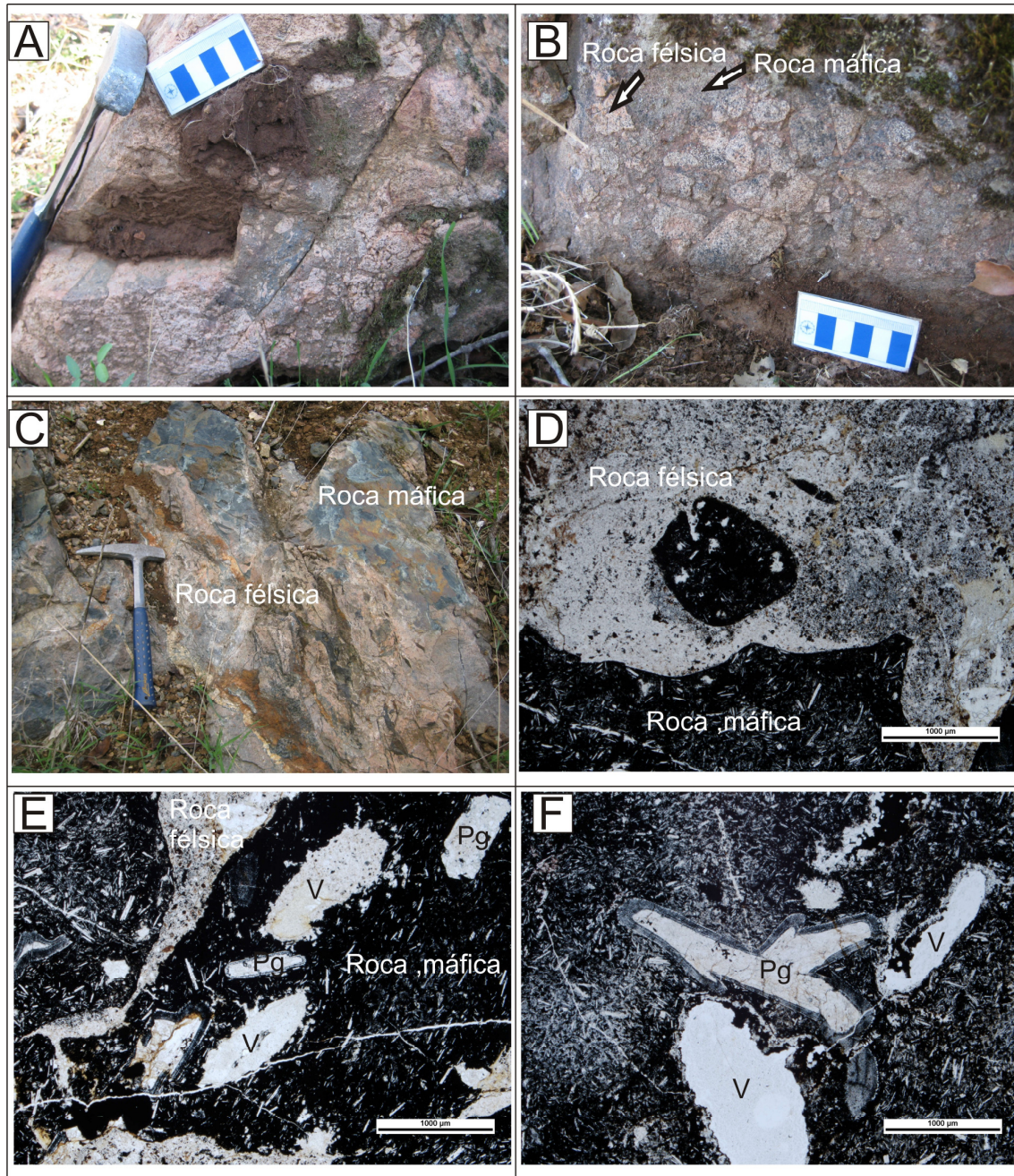
**Tabla 4.3.** Características petrográficas de las principales unidades litológicas de rocas plutónicas del grupo ER.

### 4.3. Rocas volcánicas pertenecientes al Evento Principal (MRV)

En este grupo se incluyen las rocas volcánicas interestratificadas en los materiales detríticos de la UDF, MRV y las rocas volcánicas de la Fm. Loma del Aire, relacionadas con el RR, así como las rocas subvolcánicas de Alconera. Una distribución de las láminas delgadas utilizadas en este estudio puede verse en el Anexo III, Tablas II y III.

Las rocas han salido a la superficie en un ambiente principalmente submarino, aunque no se pueden descartar episodios subaéreos, ya que se encuentran materiales ignimbríticos intercalados (Sánchez-García, 2001; Sánchez-García et al., 2003; Etchevarria et al., 2006), sugiriendo emersiones locales o condiciones de poca lámina de agua de profundidad. Las capas epiclásticas también pueden aparecer localmente, aunque no son muy abundantes. Tanto las rocas ácidas como las básicas se encuentran como unidades individuales y alternando en una misma localidad, lo que indicaría episodios volcánicos independientes en los distintos centros eruptivos. Hay que señalar que tanto las rocas volcánicas como las plutónicas muestran en ocasiones un carácter híbrido, con contactos intrincados entre ellas, no siendo posible determinar cuál es la roca más antigua, ya que unas veces son las rocas félsicas las que incluyen a las máficas y otras es al contrario. Esto se ha interpretado como una evidencia de procesos de *mingling* y *mixing* en la fuente y/o emplazamiento simultáneo (Sánchez-García et al., 2003) (Fig. 4.13).

La textura *sieve* de las plagioclasas o los piroxenos es una textura de desequilibrio, en la que se ven inclusiones vítreas dentro de estos minerales. Se han interpretado como debidas a mezcla de magmas por Nixon & Pearce, 1987, lo cual ha sido apoyado por los experimentos de Tsuchiyama (1985).



**Figura 4.13.** Distintos ejemplos de relaciones de inmiscibilidad y mezcla mecánica entre rocas ácidas y máficas, tanto plutónicas como subvolcánicas. A) B) y C) en la zona de Jerez-Fregenal; D) E) y F) Distintos aspectos microscópicos de inmiscibilidad entre rocas ácidas (claras) y máficas (oscuras) en la zona del arroyo Guadajira, en las proximidades de Feria (muestra M544). En D pueden verse enclaves de las rocas máficas dentro de las ácidas y en E al contrario. En F se puede ver un detalle de una Pg con textura *sieve* en una roca porfídica, vacuolar de matriz traquítica.

Otra interpretación de estas texturas está relacionada con la descompresión del magma al ascender a superficie (Pearce et al., 1987). La primera hipótesis confirmaría la interpretación de procesos de *mingling* en las cámaras magmáticas.

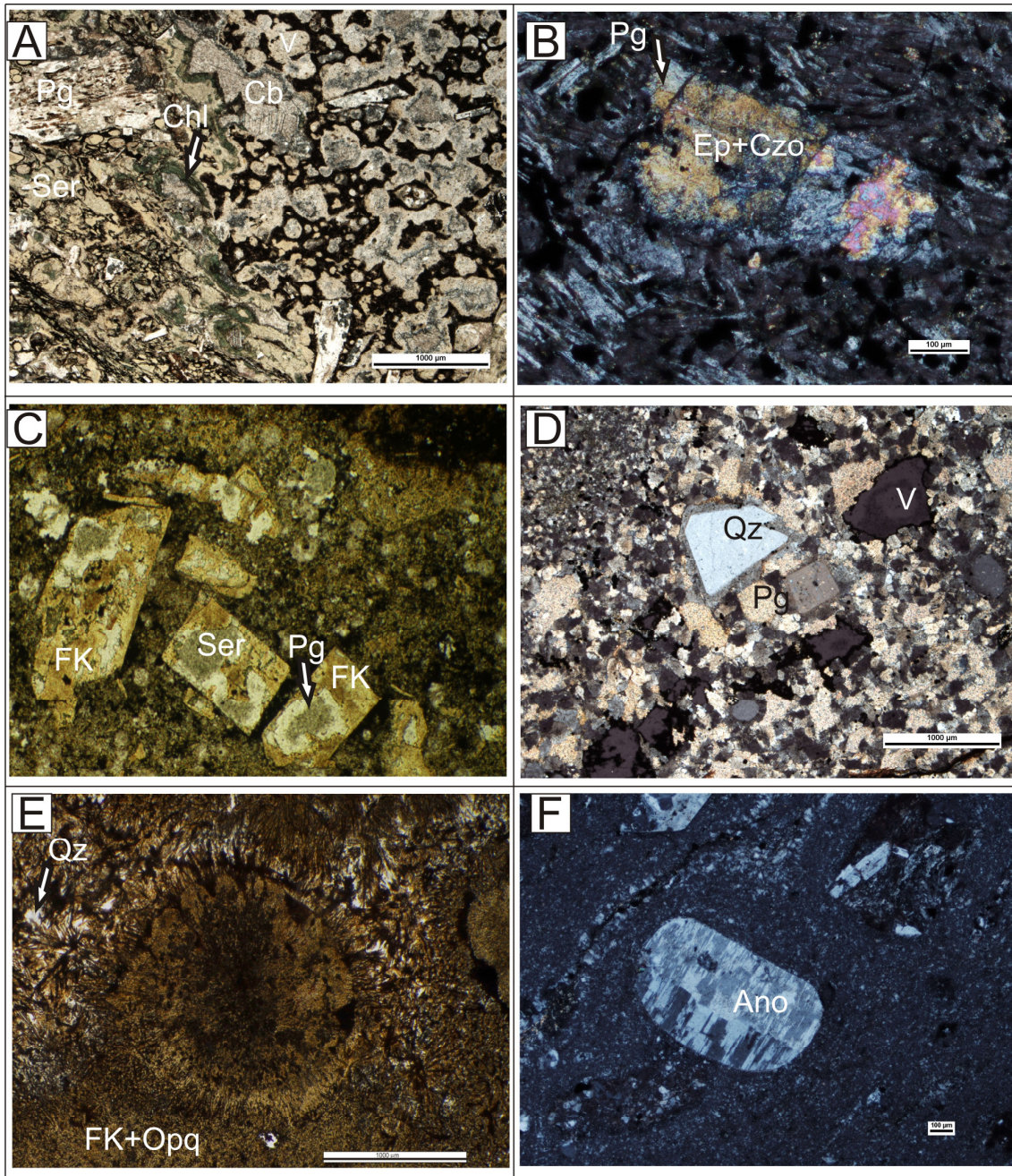


La edad de emisión de las rocas volcánicas está, en general, bien delimitada por los datos paleontológicos de las rocas sedimentarias interestratificadas. A escala regional, la edad del volcanismo abarca desde el Cámbrico Inferior en el NE, al Cámbrico medio-Ordovícico Inferior en el SW. Este amplio rango de la actividad ígnea se interpreta como debido a la propagación del eje del Rift a través de toda la Zona de Ossa-Morena (Sánchez-García et al., 2003, 2008, 2010, Álvaro et al., 2014).

Hay que señalar que todas las rocas presentan signos de alteración del tipo espilita-queratófido (Dupont, 1979; Quesada y Cueto Pascual, 1994; 2001; Sánchez-García et al., 2003, 2008a, 2010; Etxebarria et al., 2006; Sarrionandia et al., 2012), lo cual es característico de las emisiones volcánicas subacuosas (submarinas). Las rocas máficas muestran albitización de la plagioclasa-Ca, acompañada de la formación de clorita, calcita, epidota, prehnita y otros minerales hidratados de baja temperatura, típicos de facies de esquistos verdes (Figs. 4.14A y B). Las rocas félsicas presentan paragénesis con albita o albita-oligoclasa, epidota, clorita y calcita (Figs. 4.14C y D).

También hay que señalar que en muchos casos se produce una recristalización que enmascara las texturas originales, y una alteración secundaria resultado de la deformación penetrativa y metamorfismo varisco, así como alteraciones magmáticas hidrotermales tardías o posteriores (Figs. 4.14E y F).

En la descripción petrográfica se considerarán dos grandes grupos, uno el de las rocas ácidas e intermedias y otro, el de las rocas máficas.



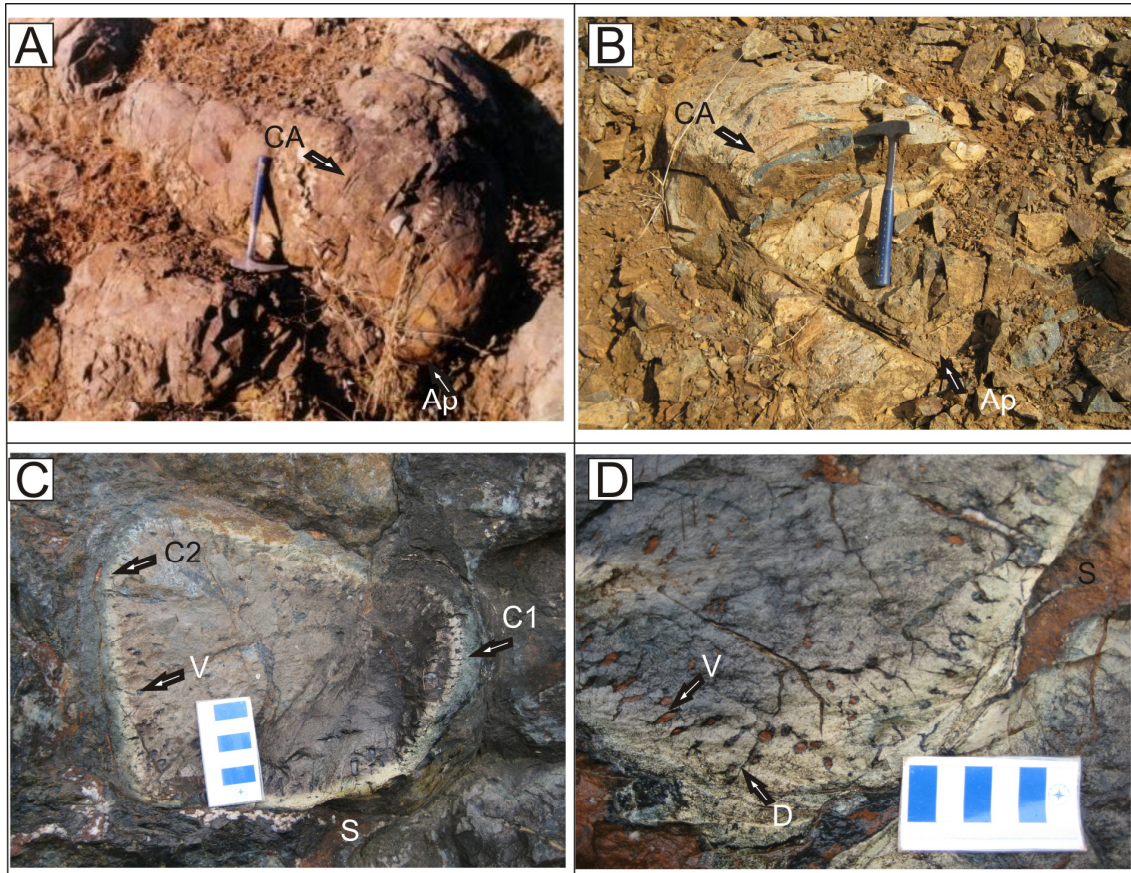
**Figura 4.14.** Ejemplos de alteraciones y de recrystalizaciones. A) Espilitización de una toba básica con cloritización y carbonatación de la matriz y albitización de Pg (muestra M566); B) Epidotización de Pg en una traquiandesita basáltica (muestra M198); C) Potasificación y seritización de Pg en una riolita potásica (muestra M380); D) Seritización de Pg en una riolita (muestra M502); E) Recrystalización en una riolita esferulítica (muestra M390); F) Recrystalización de la matriz y de los fenocristales de una posible Ano (muestra M333).

### 4.3.1. Lavas máficas

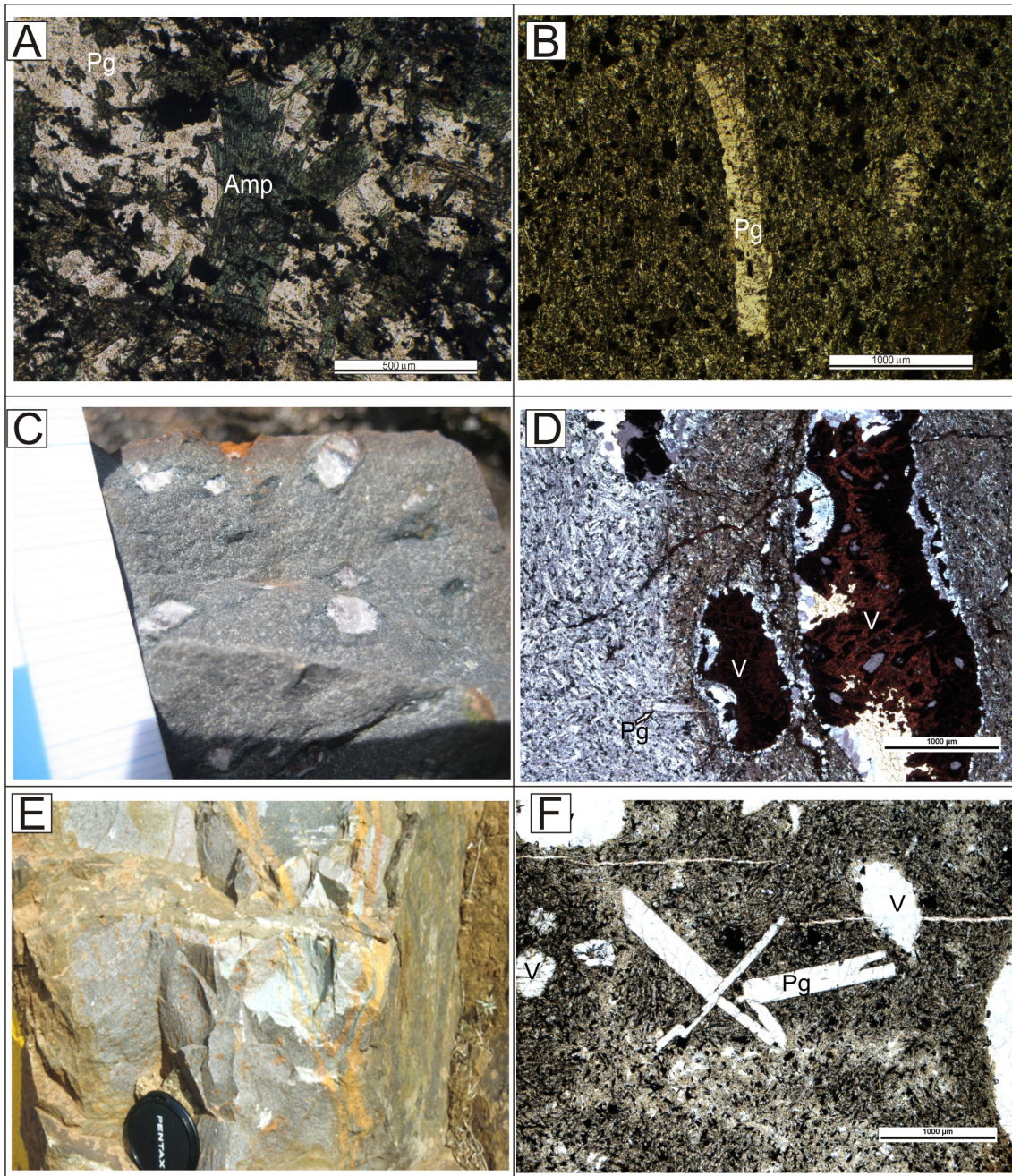
En este grupo se incluyen basaltos alcalinos, traquibasaltos y traquiandesitas basálticas, así como basaltos subalcalinos y andesitas basálticas. Una distribución de las láminas delgadas de las muestras estudiadas puede verse en el Anexo III, tabla II. Según los datos geoquímicos (ver Capítulo 5) dentro de los basaltos subalcalinos, algunos de ellos presentan afinidades propias de basaltos de fondos oceánicos (NMORB), pero tanto en el campo, como petrográficamente, no se pueden distinguir de los demás, como puede comprobarse en la tabla resumen de las características petrográficas de las rocas volcánicas de los distintos grupos (Tabla 4.4)

Las características en muestra de mano y afloramiento son similares tanto en la UDF como en el MRV, encontrándose lavas, tobas básicas y algunos sills intercalados en los sedimentos. En algunos afloramientos pueden verse estructuras de pillow lavas, que evidencian su carácter submarino (Fig. 4.15), como en las zonas de Zafra, Fuentes de León, Alconchel, en la carretera entre Higuera la Real y Cumbres de Enmedio o Terrugem, en Portugal.

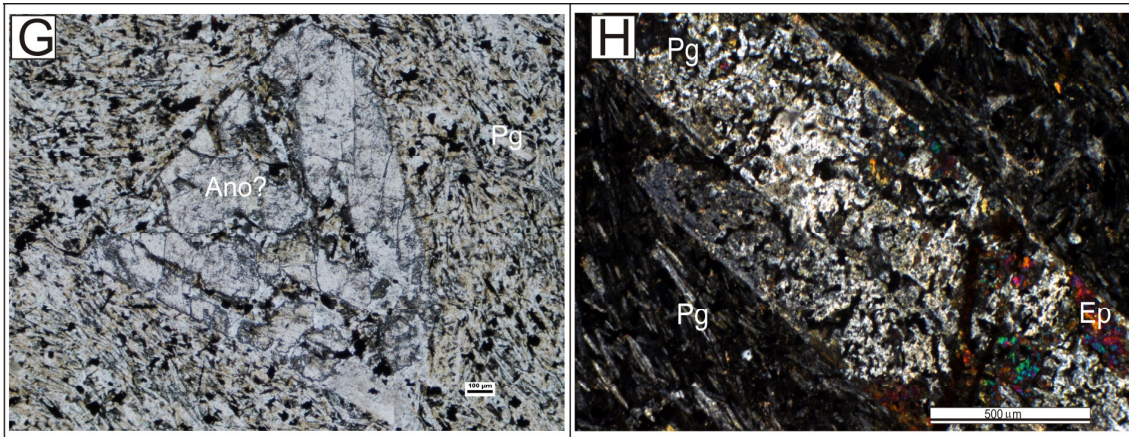
La descripción petrográfica de los distintos grupos puede verse en la tabla 4.4, donde se evidencia que no hay características microscópicas muy diferenciadoras de los distintos grupos. En algunas muestras se ven texturas fasciculares en los anfíboles (Fig. 4.16A), y “*en cola de golondrina*” en fenocristales de plagioclasas, como las que pueden verse en la figura 4.16B, que evidencian enfriamientos rápidos.



**Figura 4.15.** Basaltos alcalinos con estructuras almohadilladas. A) Aspecto de campo de los lóbulos almohadillados en el flanco norte del Antiforme de Olivenza Monesterio, en el área de Zafra, donde pueden verse los cordones arrugados (CA, “ropy wrinkled”) y el ápice de la *pillow* (Ap) que nos indica el techo de la colada hacia la parte superior de la almohadilla; B) Aspecto de campo de los lóbulos almohadillados en el SW de Alconchel, en el flanco sur del Antiforme, donde pueden verse también los cordones arrugados y el ápice; C) *Pillow lavas* en Fuentes de León, donde pueden apreciarse las distintas cortezas dentro de la *pillow lava* (C1 y C2) y las vacuolas, rellenas de carbonatos, con una disposición perpendicular a las paredes de la *pillow lava*. También pueden apreciarse las diaclasas (D), también perpendiculares a las paredes y, el sedimento (S) entre los tubos de lava; D) Detalle de las anteriores donde pueden verse las vacuolas (V), que a veces forman alineaciones de vacuolas (“*pipe vesicles*”) y el material sedimentario relleno los espacios inter-*pillows* (S) y las diaclasas (D).



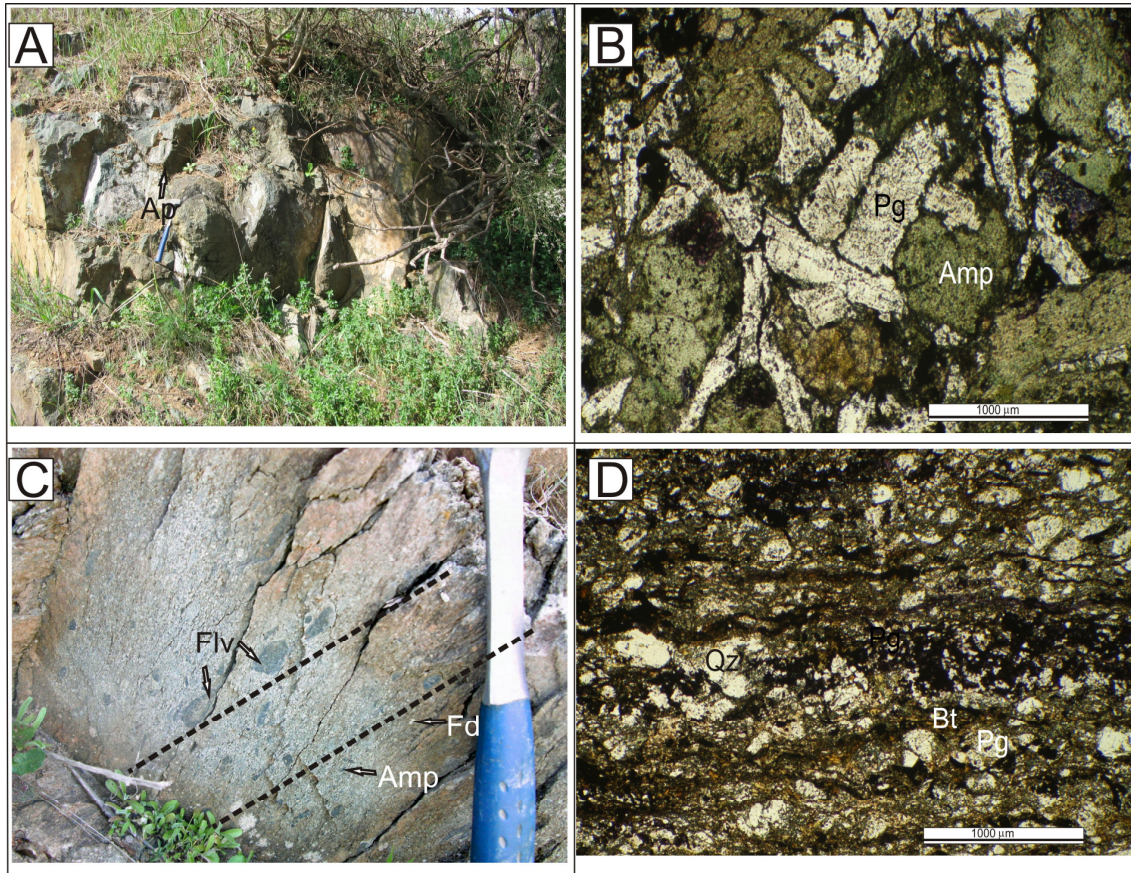
**Figura 4.16.** Rocas alcalinas. A) Basalto con anfíboles alcalinos con textura fascicular, dentro de la Fm.Fatuquedo, a techo del MRV (muestra S18); B) Andesita basáltica con textura traquítica en la que se ven cristales de Pg, con textura en “cola de golondrina”, en el pantano de Zafra (muestra M92); C) Traquiandesita vacuolar en la zona de Cala, con rellenos de sílice y calcita (Muestra M668); D) Traquibasalto de grano fino con textura traquítica vacuolar con vacuolas rellenas de sílice y óxidos de hierro (Muestra M276); E) Traquitas grises, vacuolares, en la zona del pantano de Zafra; F) Muestra de la zona anterior, con una textura traquítica de grano fino y Pg en “cola de golondrina” y vacuolas rellenas de sílice (muestra M396).



**Figura 4.16. (Continuación)** G) Traquiandesita basáltica con un fenocristal de Ano (*i*?) en una matriz traquítica en la zona de El Castellar (Muestra M198); H) Traquibasalto con un fenocristal de Pg con textura “sieve”, en la zona de El Castellar (Muestra M198).

En otras se ven texturas vacuolares (Figs. 4.16C, D, E y F), algunas veces con rellenos de clorita y/o sílice otras con rellenos de carbonatos y/o óxidos. También se ven texturas porfídicas en una matriz que puede ser vítrea o traquítica (Figs. 4.17G y H).

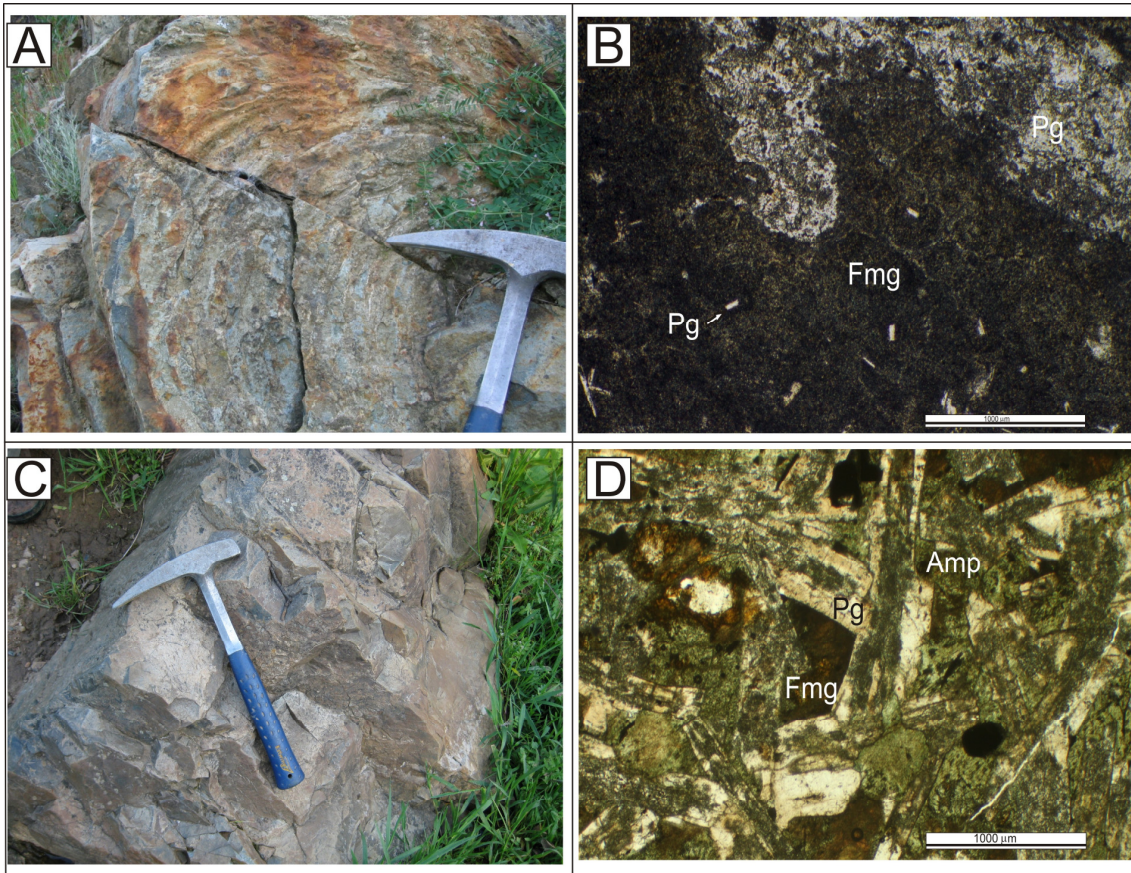
Los basaltos subalcalinos muestran texturas y fábricas similares a los basaltos alcalinos, sin ninguna característica diferenciadora a nivel macroscópico (Fig. 4.17 y tabla 4.4).



**Figura 4.17.** Basaltos subalcalinos. A) Aspecto de las *pillow lavas* en la Fm. Terrugem (MRV), Portugal, donde pueden verse los ápices de las *pillow* que dan criterio de techo hacia arriba; B) Muestra del afloramiento anterior, con textura ofítica de Pg entre Amp verde, de tipo actinolítico, que puede proceder de la alteración de Px. (Muestra S21), C) Tobas de andesitas basálticas, en las proximidades de Olivenza, donde puede verse una foliación marcada por la alineación de fragmentos de rocas básicas de grano fino a medio y cristales de Amp o Chl y feldspatos (Fd); D) Aspecto microscópico de las rocas anteriores, con textura lepidoblástica, y cristales de Qz, Bt verde, Pg y Chl (muestra S24).

Los basaltos de afinidad NMORB tampoco presentan características especiales que permitan su diferenciación en el campo. Presentan relaciones de simultaneidad con las rocas félsicas (ver Figs. 4.13A, B y C), colores verdosos a grises, y texturas mas o menos granudas, pudiendo ser porfídicas o no y en ocasiones también presentar vacuolas. En los afloramientos próximos al Valle de Santa Ana pueden verse lavas con estructuras de apariencia cordada (Figs. 4.18A y B. En esa misma zona también pueden verse rocas diabásicas de colores verdosos como los de la figura 4.18C, que al microscopio presenta texturas ofíticas con cristales de plagioclasa entre cristales de anfíbol verde (Fig. 4.18D).

Un resumen de todas las características petrográficas puede verse en la tabla 4.4.



**Figura 4.18.** Rocas de características NMORB. A) Lavas cordadas en la zona de Valle de Santa Ana, B) Muestra de los afloramientos anteriores, con textura esferulítica de la matriz con cristales esqueléticos de Pg, que indicarían enfriamiento rápido (muestra S39); C) Aspecto de campo de las rocas máficas con composición de basaltos subalcalinos, en la zona del Valle de Matamoros; D) Textura subofítica entre Pg y Amp verde y otro máfico alterado, posiblemente Px (Muestra S40).



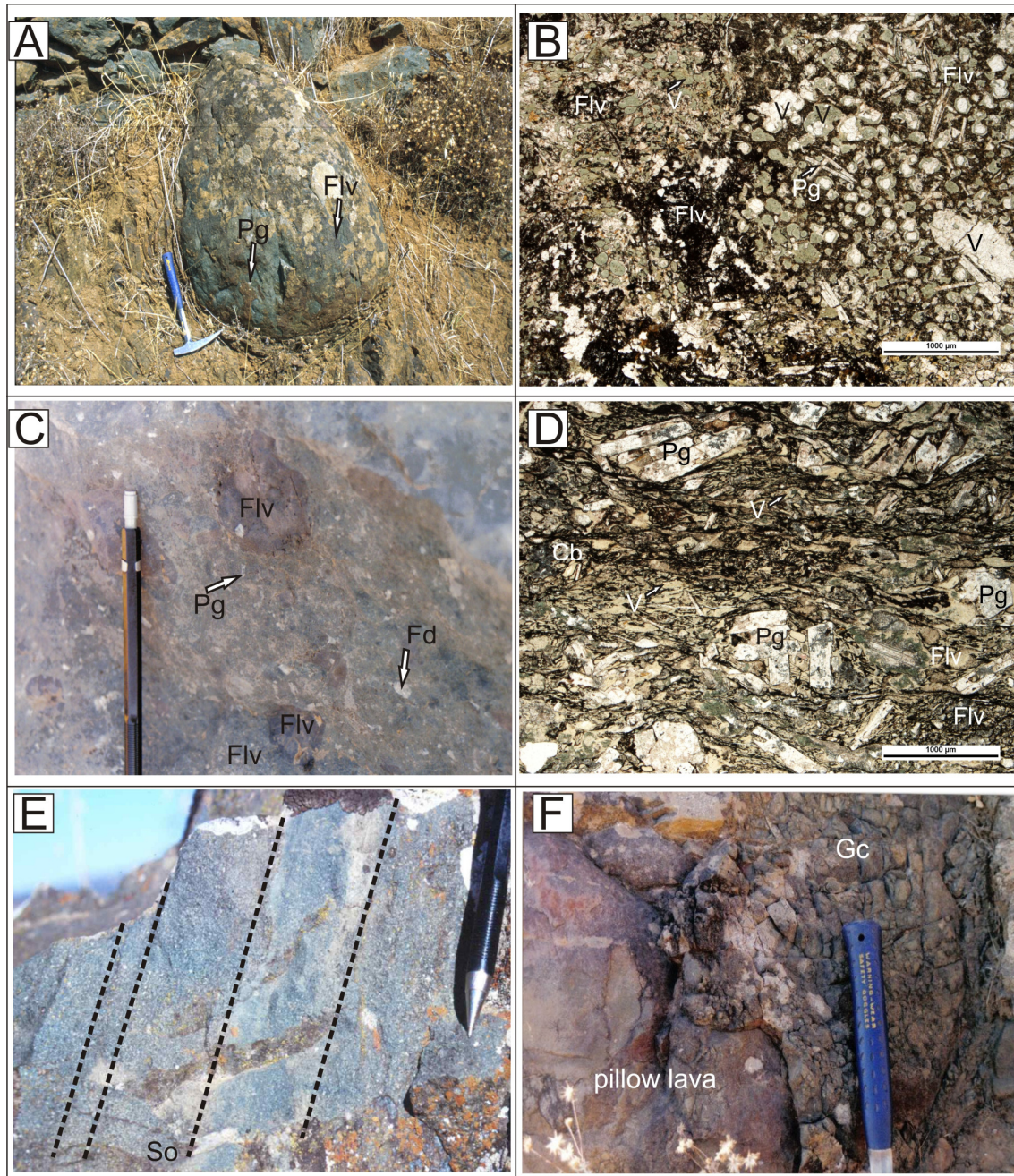
Unidad litológica	Tipos de rocas	Minerales esenciales	Minerales accesorios	Texturas y tamaños de grano	Fábrica y aspectos macroscópicos
Basaltos OIB	Basaltos alcalinos	Pg, Amp, FLv, Cpx, Ol( $\zeta$ ), $\pm$ Qz, FK	Opq Qz., Ap, Ttn, Zr, Chl,	Fragmentales, vacuolares, porfídicas, traquíticas, nematoblásticas, esferulítica, colas de golondrina, <i>sieve</i>	Colores verdosos a grises, grano fino, estructuras de <i>pillow lavas</i> , hialoclastitas asociadas, fracturas radiales y concéntricas en las <i>pillows</i> , vacuolas radiales
	Traquibasaltos y traquiandesitas basálticas	Pg, Fmg ( $\zeta$ )	Opq, Chl, Ttn	Vacuolares o no, grano fino a muy fino, traquíticas	Colores verdosos a grises, grano fino, <i>Pillow lavas</i> , brechas hialoclásticas asociadas, colores verdosos, desmezclas de sulfuros con gotas dentro de las lavas
	Basaltos subalcalinos	Pg, Amp	Qz, Ap, Ttn, Opq, Chl	Subofíticas, porfídicas, vacuolares	Colores verdosos, grano fino-afanítico, vacuolar, esquistosa
	Andesitas basálticas subalcalinas	Pg, Amp, Bt $\pm$ Qz	Opq, Ttn, Chl	Porfídicas, diabásicas, subofíticas	Colores verdosos, grano fino-afanítica, estructuras de <i>pillow lavas</i> , hialoclastitas asociadas, porfídicas o no, vacuolares o no
Basaltos NMORB	Basaltos subalcalinos	Amp, Pl, FLv, Act	Opq, Ap, Ttn, Ilm, Qz	Ofíticas, porfídicas, esferulíticas, hipidiomórficas, grano fino a grueso, nematoblásticas	Colores verdosos, grano fino, porfídico a no porfídicos. “Estructuras cordadas”, diabásicas, esquistosas
Tobas básicas	Tobas basálticas alcalinas y subalcalinas	Pg, Amp, Fmg ( $\zeta$ ), Bt, FLv, esquirlas vítreas	Chl, Ep, Opq, Zr, Ttn, Tur, Ilm,	Gano grueso a fino, esquistosas, granolepidoblásticas, fragmentales, hialoclásticas, porfídicas, matrices vítreas	Colores grises o verdosos, grano fino a grueso, bandeadas, fragmental-hialoclásticas, porfídicas

**Tabla 4.4.** Características petrográficas de las principales unidades litológicas de las rocas volcánicas básicas del grupo RR.

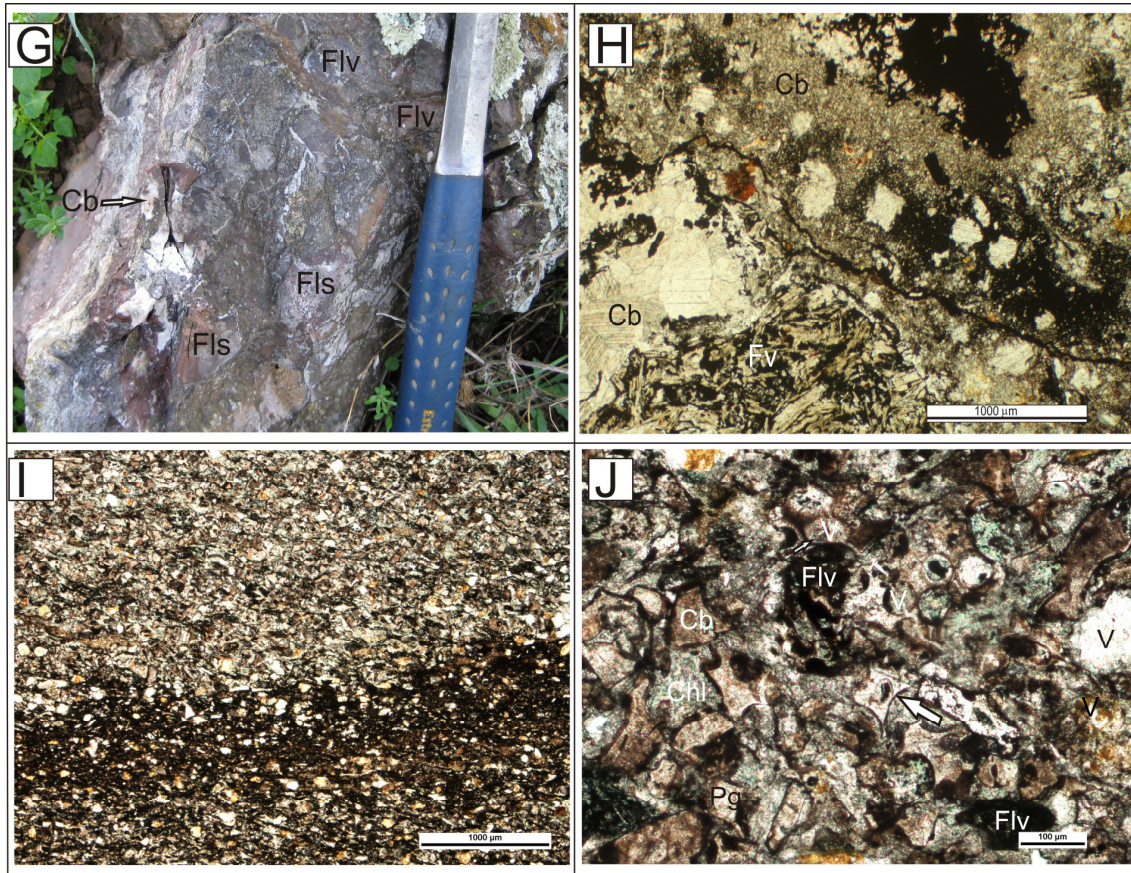
### 4.3.2. Tobas y brechas máficas

Las tobas básicas presentan, en general, colores verdosos, y en ellas se pueden distinguir cristales y fragmentos de cristales blancos de feldespatos, y líticos de basaltos y andesitas basálticas (Figs.4.19A y B). Los contornos de los líticos varían de angulosos a redondeados, pudiendo ser bastante heterométricos, desde milimétricos a varios centímetros. En el campo se pueden ver fábricas fragmentarias o fragmentales (Figs.4.19C y D) y/o bandeadas (Fig. 4.19E). En ocasiones se pueden ver brechas hialoclásticas entre las *pillows* (Fig. 4.19F). La figura 4.19G muestra una brecha con matriz carbonatada con fragmentos de calizas y de rocas básicas, y varias generaciones de cemento, en las proximidades de la presa de Zafra. También se pueden encontrar cineritas con laminación paralela y constituidas por cristales y fragmentos de cristales, así como paredes de burbujas y opacos, como los que se pueden ver en las figuras 4.19H, I y J.

Un resumen de sus características petrográficas principales puede verse en la tabla 4.4.



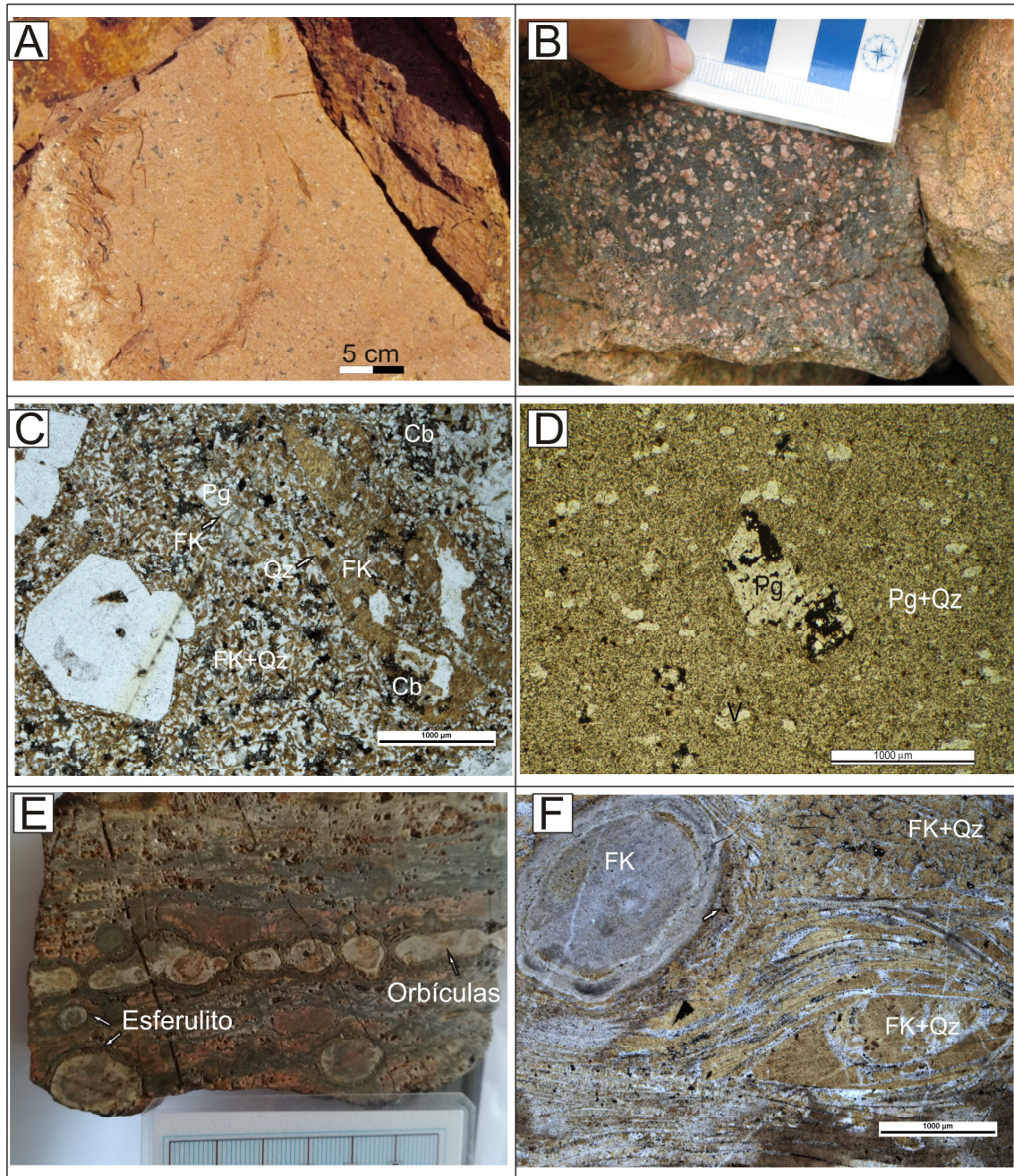
**Figura 4.19.** Tobas y brechas de composición máfica. A) Hialoclastitas en las proximidades de la presa de Zafra, donde pueden verse fragmentos de rocas máficas y cristales blancos de Pg; B) Aspecto microscópico de hialoclastitas con fragmentos de basaltos porfídicos y vacuolares, con rellenos de Chl y/o Cb y/o sílice (muestra 504); C) Brecha básica donde se distinguen fragmentos volcánicos y vacuolas de color blanco, rellenas de Cb; D) Brecha básica con fragmentos de rocas vacuolares y porfídicas, con fenocristales de Pg y vacuolas rellenas de Cb y/o Chl (muestra 566); E) Tobas básicas con laminación paralela y distintos tamaños de grano, en la zona de Zafra; F) Brechas hialoclásticas entre *pillows*, en la zona de Zafra, donde se pueden ver grietas de contracción (Gc), con disposición en “caparazón de tortuga”.



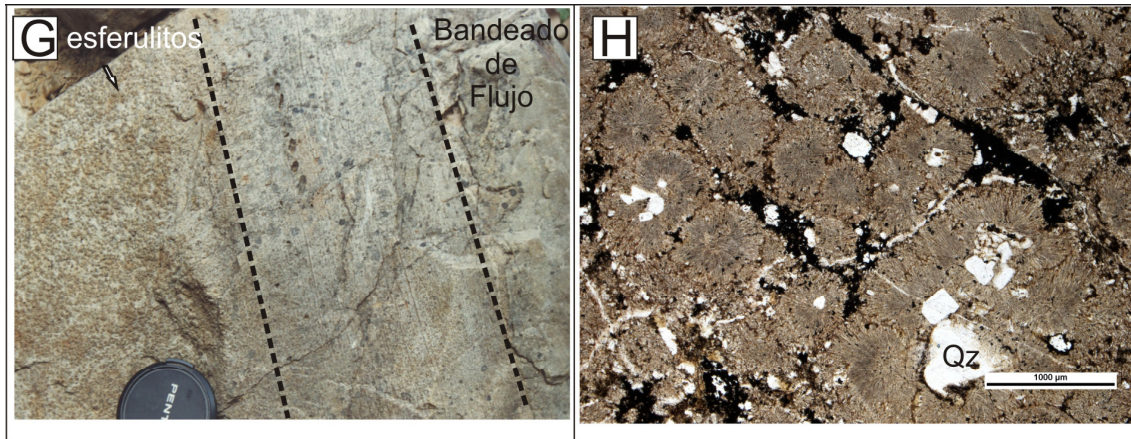
**Figura 4.19 (Continuación).** G) Brecha con fragmentos de calizas y rocas volcánicas con matriz carbonatada y varias generaciones de cementos, en las proximidades del pantano de Zafra; H) Aspecto microscópico de la brecha anterior donde pueden verse también los fragmentos sedimentarios y volcánicos (Flv, muestra M263); I) Cineritas básicas con laminación paralela (muestra 297); J) Detalle de la anterior, en la que se pueden ver fragmentos líticos volcánicos (Flv), vacuolas (V) y esquirlas de formas curvas (flecha).

### 4.3.3. Lavas ácidas e intermedias

En este grupo se incluyen lavas ácidas e intermedias de características alcalinas y subalcalinas. Presentan una composición traquiandesítica, traquidacítica y riolítica las primeras y, traquiandesítica, dacítica y riolítica las lavas subalcalinas. Una distribución de las rocas utilizadas en este estudio, de los diferentes grupos puede verse en el Anexo III, Tabla III.



**Figura 4.20.** Riolitas alcalinas potásicas; A) Riolitas potásicas porfídicas, de colores rosados en la zona del pantano de Zafra; B) Riolita potásica porfídica con cristales de Fd ,de color rosa, en la zona de Jerez; C) Aspecto textural de la muestra A, con fenocristales de Qz y FK en una matriz constituida también por los mismos componentes, y donde se ven también Cb euhedrales (muestra 370); D) Riolita potásica porfídica con fenocristal de Pg y matriz de grano muy fino y baja cristalinidad (muestra M372); E) Riolita potásica con grandes esferulitos que han llegado a coalescer formando orbículas, en el cerro Castillejos, SE de La Lapa.; F) Aspecto microscópico de la muestra anterior (muestra M344);

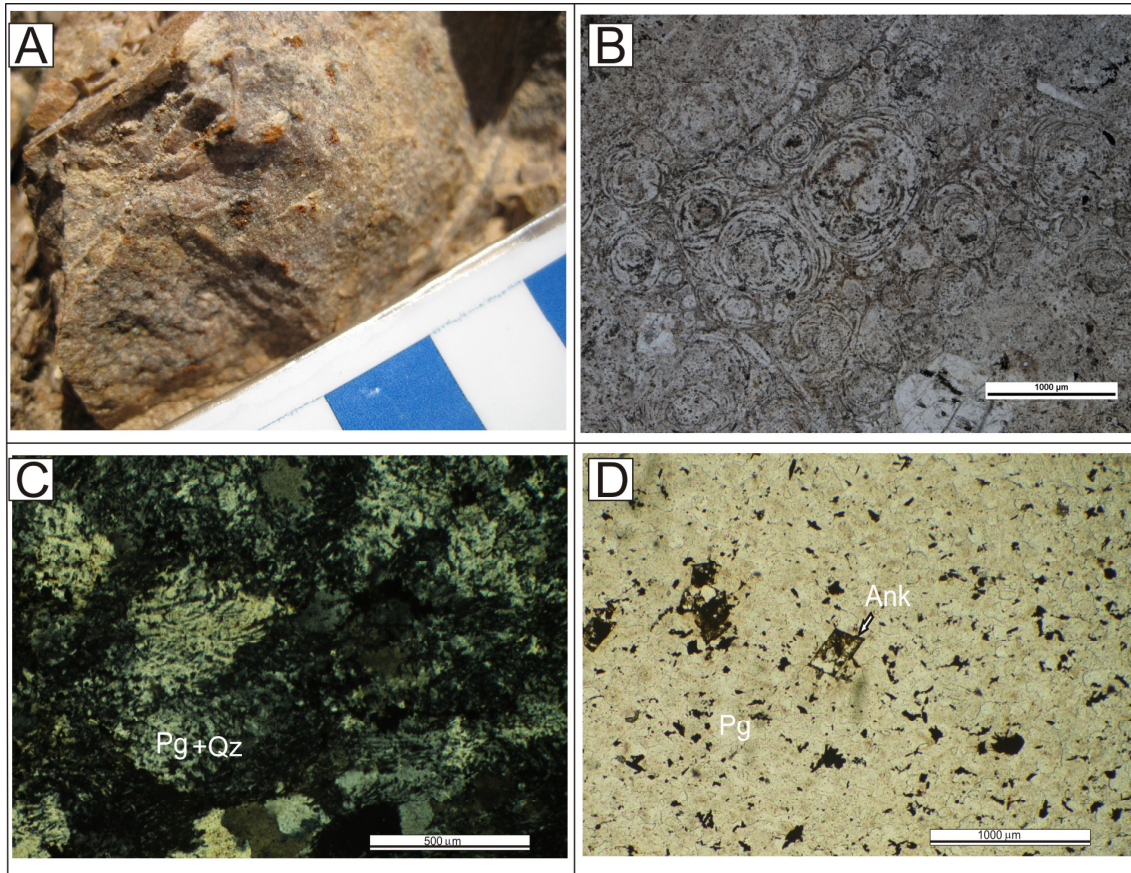


**Figura 4.20 (continuación).** G) Riolita con textura fluidal y con esferulitos de pequeño tamaño, en proximidades de La Lapa; H) Riolita esferulítica donde pueden verse cristales de Qz sobre los que se nuclean los esferulitos, en la zona del pantano de Zafra (muestra M496).

Algunos ejemplos de fábricas y texturas pueden verse en las siguientes figuras y un resumen de las características petrográficas se encuentra en la Tabla 4.5.

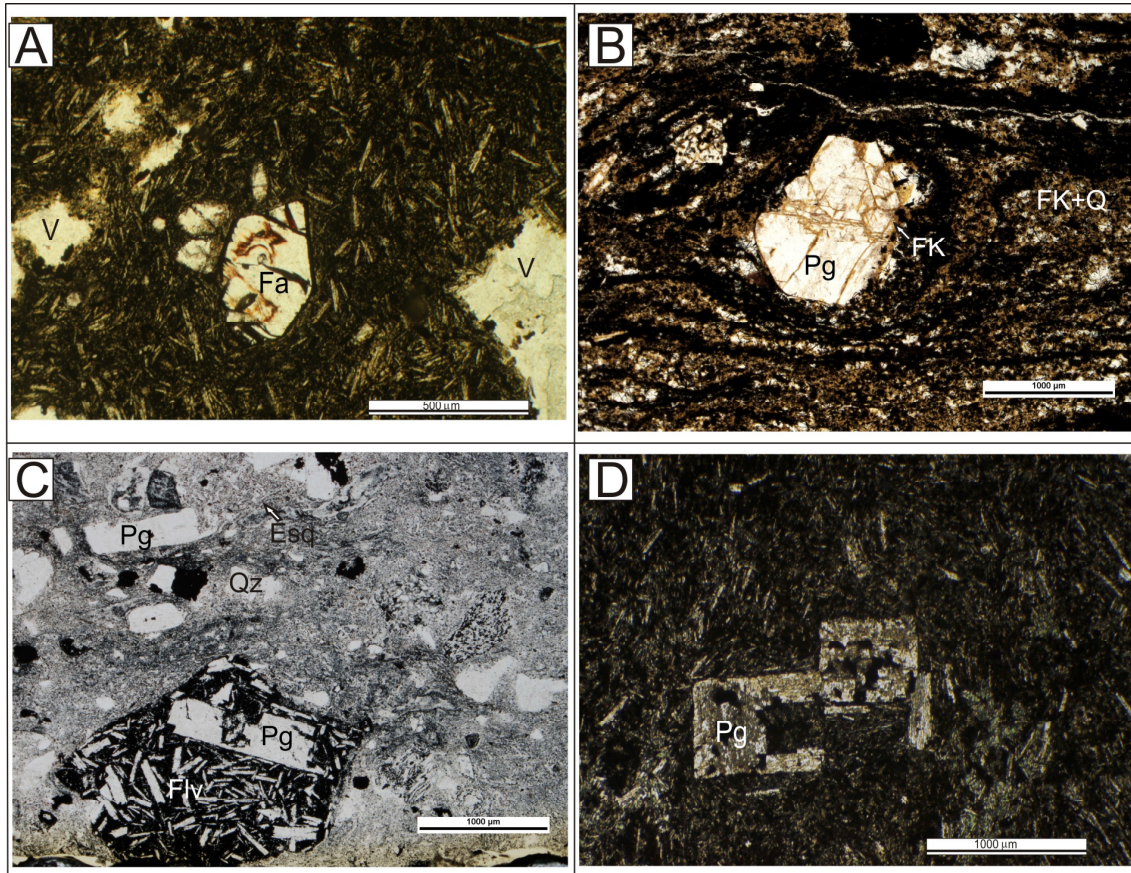
En la figura 4.20 pueden verse algunos ejemplos de riolitas alcalinas potásicas, con texturas porfídicas, tanto en muestra de mano (Figs.4.20A y B) como al microscopio (Figs. 4.20C y D), texturas fluidales y esferulíticas, de mayor y menor tamaño de grano (Figs. 4.20E, F, G, H). En las texturas esferulíticas puede verse como en ocasiones cristales de cuarzo u opacos que sirven como núcleos para la formación de los esferulitos (Fig. 4.20H). Para algunos autores ([Lofgren, 1971](#); [McPhie et al., 1993](#); entre otros), estas texturas son debidas a procesos de desvitrificación y para otros pueden ser debidas también a enfriamientos rápidos ([López y Bellos, 2006](#); [González, 2008](#)).

Las rocas alcalinas sódicas están, en su mayoría, asociadas a los plagiogranitos que aparecen dentro de los macizos del Valle de Matamoros, Cazalla, Feria o los Remedios (Fig. 4.21A). Pueden encontrarse riolitas, albititas, traquitas y traquidacitas. Son frecuentes las texturas perlíticas, y también pueden verse texturas simplicíticas con intercrecimientos vermiculares entre plagioclasa y cuarzo (Fig. 4.21B).



**Figura 4.21.** Riolitas alcalinas sódicas. A) Albitita en la zona de Feria; B) Riolita con textura perlítica, en el cerro de La Reunión, al SE de La Morera (muestra M620); C) Albitita/riolita sódica con crecimientos simplectíticos (muestra M47); D) Albitita/riolita sódica, con cristales idiomórficos de Cb de tipo ankerítico (¿?) (muestra M211).

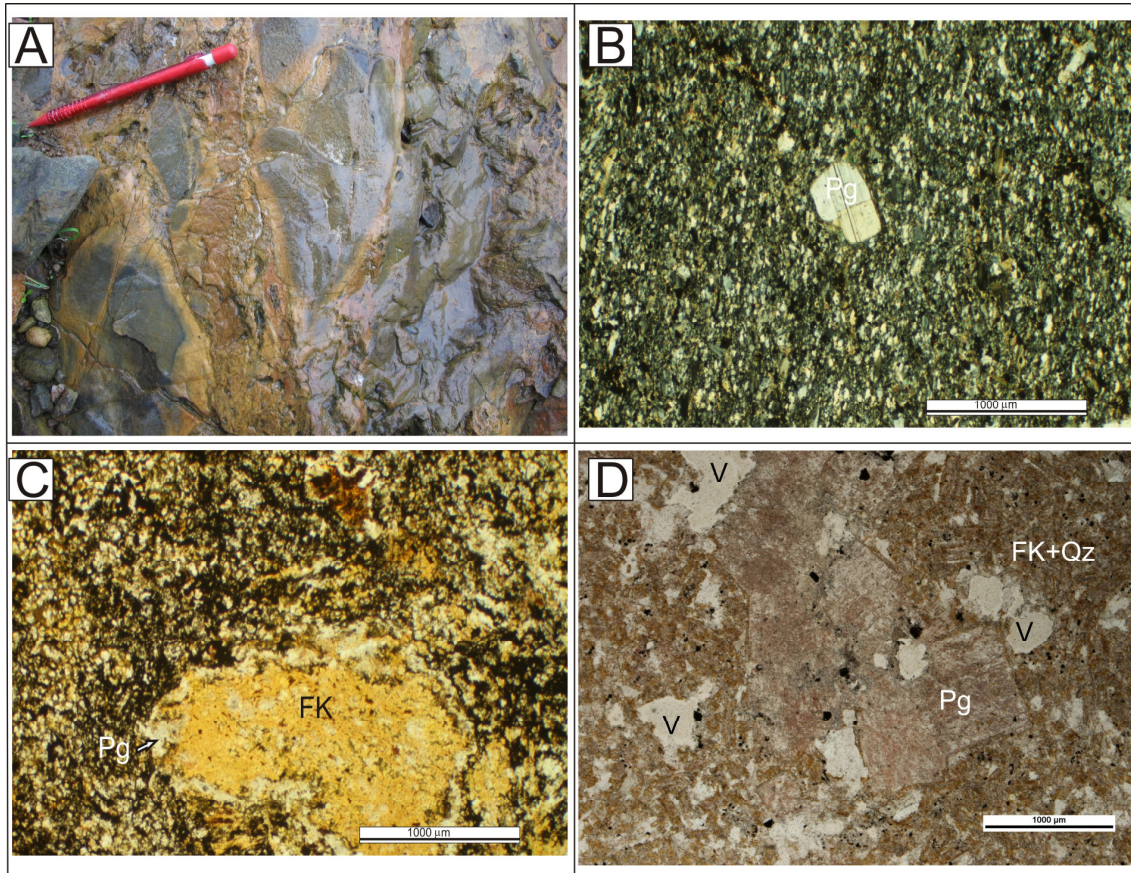
Dentro de las rocas traquíticas también pueden encontrarse variedades potásicas (Figs. 4.22A y B) y sódicas (Figs.4.22C y D). Al microscopio las texturas también pueden variar desde porfídicas con matriz traquítica (Figs.4.22A y D) o matriz vítrea (Figs. 4.22B y C). En estas rocas son frecuentes cristales de los que solo queda el hábito rómbico y alto relieve, que se interpreta como fayalita (Fig. 4.22A), y que suelen estar presentes en este tipo de rocas. También pueden encontrarse fenocristales de plagioclasa y/o líticos densos de otras rocas traquíticas o riolíticas (Fig. 4.22C).



**Figura 4.22.** Rocas traquíticas y traquidacíticas. A) Traquita potásica, con un fenocristal de Fa ( $\zeta$ ?) en una matriz pilotaxítica con microlitos de Pg y vidrio (muestra M38); B) Traquita potásica con fenocristal de Pg en una matriz fluidal vítrea (muestra M529); C) Traquita sódica con fenocristales de Pg y fragmentos líticos (Flv) densos en una matriz vítrea (muestra M164); E) Traquita sódica con fenocristales de Pg en una matriz traquítica (muestra M545).

Dentro de las rocas subalcalinas, en el campo suelen ser rocas afaníticas a grano fino (Fig. 4.23A), de diversos colores. Podemos encontrar andesitas, dacitas y riolitas, que también pueden ser sódicas (Fig. 4.23B) o potásicas (Fig. 4.23C), de matriz afanítica, con texturas esferulíticas (Fig. 4.23C) o de grano fino, (Fig. 4.23D) y ser porfídicas o no.

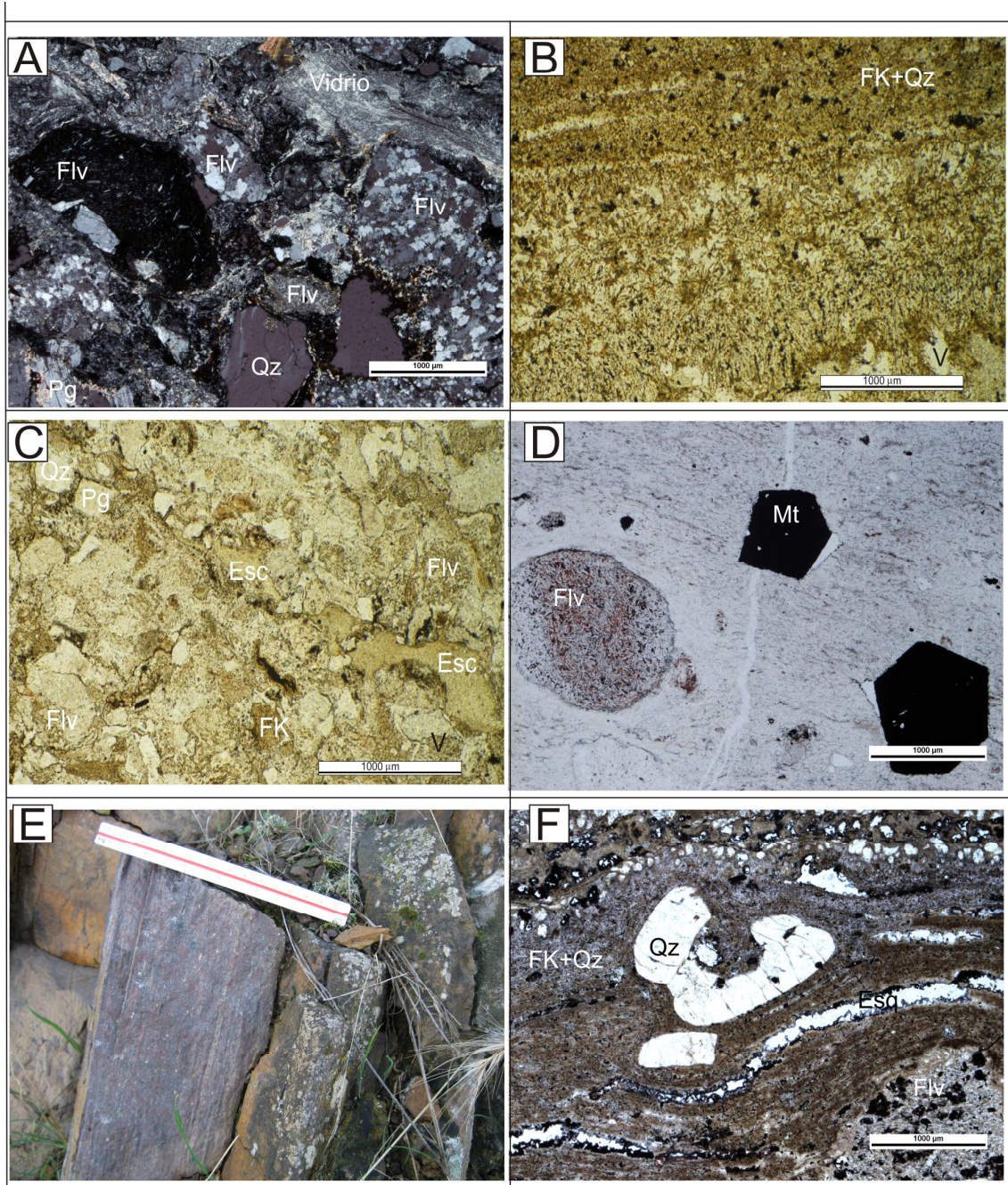




**Figura 4.23.** Rocas subalcalinas. A) *Sill* de riolitas sódicas subvolcánicas intruyendo en materiales de la UDF, en la zona de Vila Boim; B) Riolita sódica con un fenocristal de Pg en una matriz vítrea que ha sufrido recristalización posterior, en la unidad de Loma del Aire (muestra S70); C) Autobrecha de composición dacítico-riolítica, con fragmento de riolitas potásicas en una matriz pilotaxítica con microlitos de Pg, FK, Qz y vidrio, en la zona del pantano de Feria (muestra M36); D) Dacita con fenocristales de Pg y Qz en una matriz de FK y Qz, en la zona del pantano de Zafra (muestra M428).

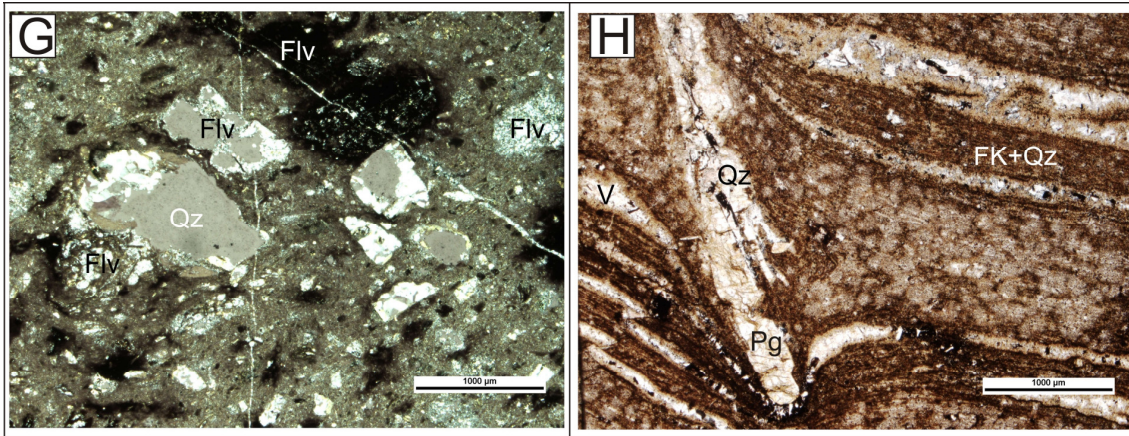
También se pueden encontrar ignimbritas de las mismas composiciones que las lavas, con texturas masivas (Fig. 4.24A) o de flujo (Fig. 4.24B). Algunas presentan texturas eutaxíticas, con fragmentos de vidrio aplastados como en la figura 4.24C, donde también pueden verse cristales y fragmentos de cristales de cuarzo y feldespatos en una matriz desvitrificada afanítica a grano fino. Así mismo se pueden ver ignimbritas con texturas fluidales con fragmentos líticos y grandes cristales de magnetita (Fig. 4.24D). También se pueden encontrar ignimbritas reomórficas (Figs.4.24E y F), donde los vitroclastos están deformados y estirados formando un bandeo muy fino. En otros

casos la roca no presenta orientación y se encuentran fragmentos líticos y cristales en una matriz vítrea no orientada (Fig. 4.24G). También pueden verse adaptaciones de cristales al flujo o a la inversa, como los que se ven en la figura 4.24H.



**Figura 4.24.** Ignimbritas de composición alcalina. A) Ignimbrita de cristales y fragmentos, donde pueden verse fragmentos de rocas riolíticas, traquíticas, cristales de Qz, y fragmentos vítreos (*shards*), ahora recristalizados (muestra M294; B) Ignimbrita riolítica potásica, con textura eutaxítica (muestra M340); C) Ignimbrita de cristales de Pg, Qz y FK y fragmentos, con esquirlas vítreas ahora recristalizadas (*shards*) (muestra M320); D) Ignimbrita con textura eutaxítica, y fragmentos líticos y grandes cristales de Mt (muestra M333) en la zona de Sierra Bejera; E) Aspecto de campo de las ignimbritas con texturas de flujo, en el pantano de Zafra; F) Ignimbrita de alta temperatura, del afloramiento anterior, donde puede verse la textura

reomórfica, con cristales de Qz con golfos de corrosión y fragmentos vítreos (*shards*) ahora recrystalizados (muestra M42);



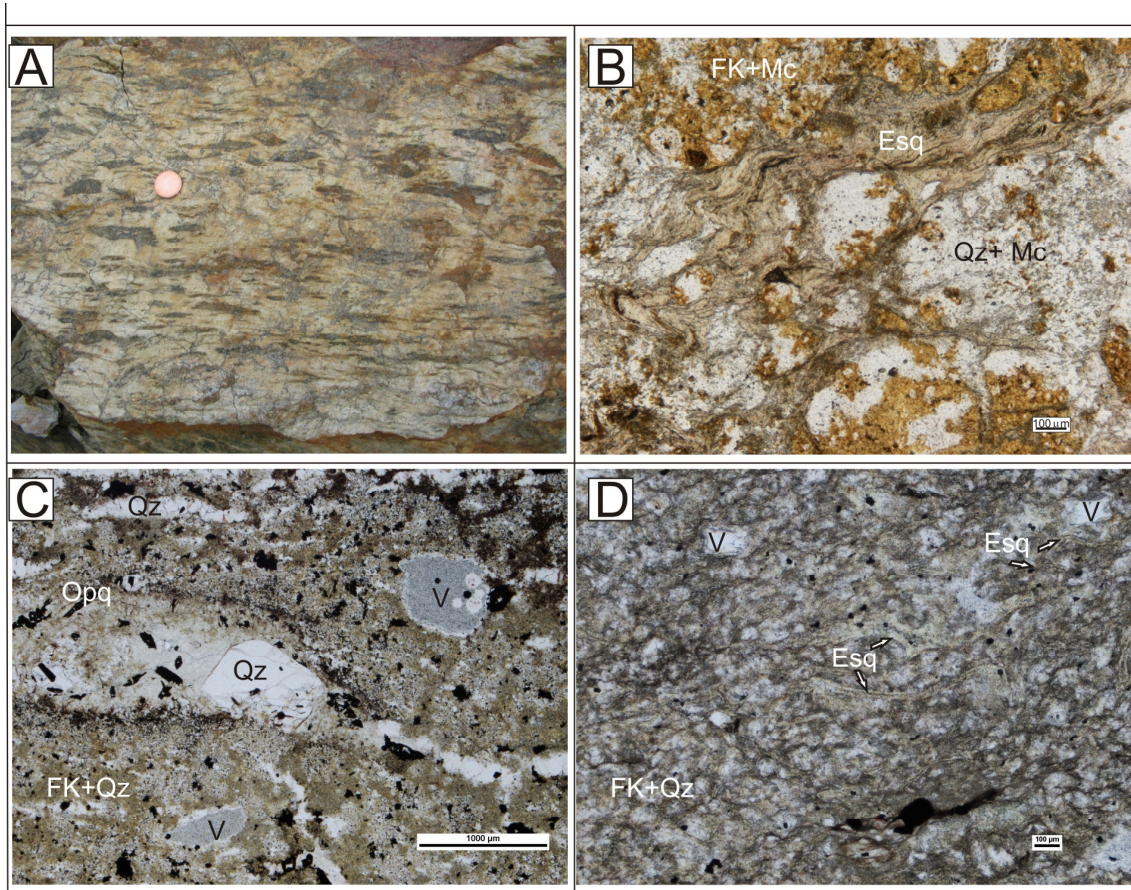
**Figura 4.24 (continuación)** G) Ignimbrita masiva de composición riolítica potásica con cristales y fragmentos de cristales, fragmentos de rocas traquíticas y riolíticas en una matriz vítreo (muestra M356); H) Ignimbrita reomórfica (muestra M339) con la adaptación del flujo a un cristal de Pg.

Algunos ejemplos de ignimbritas de composición subcalina pueden verse en la figura 4.25, donde pueden verse texturas *fiamme* (Fig. 4.25A), que al microscopio presentan los típicos *shards* estirados, ahora recrystalizadas y transformadas en arcillas (Fig. 4.25B).

#### 4.3.4. Tobas y brechas ácidas

Este grupo de rocas incluye tobas (Figs. 4.26A y B) y brechas (Fig. 4.26C), de distinto tamaño de grano, algunas de grano fino a muy fino y otras de grano grueso. También se pueden ver relaciones peperíticas con los sedimentos, como los que se observan en la figura 4.26B, en las proximidades de Cala. Pueden encontrarse rocas masivas y otras con estructuras sedimentarias de corriente y gradaciones de tamaño de grano (Fig. 4.26A). En muestra de mano se ven, a veces, pequeños microfenocristales normalmente rosas o blancos de cuarzo y/o feldespatos, que pueden variar entre 1 y 2 mm. Al microscopio se ven texturas clásticas, con variaciones en el tamaño de grano desde tamaño de grano arena (Fig. 4.26D) a cenizas con pequeños cristales de cuarzo y/o

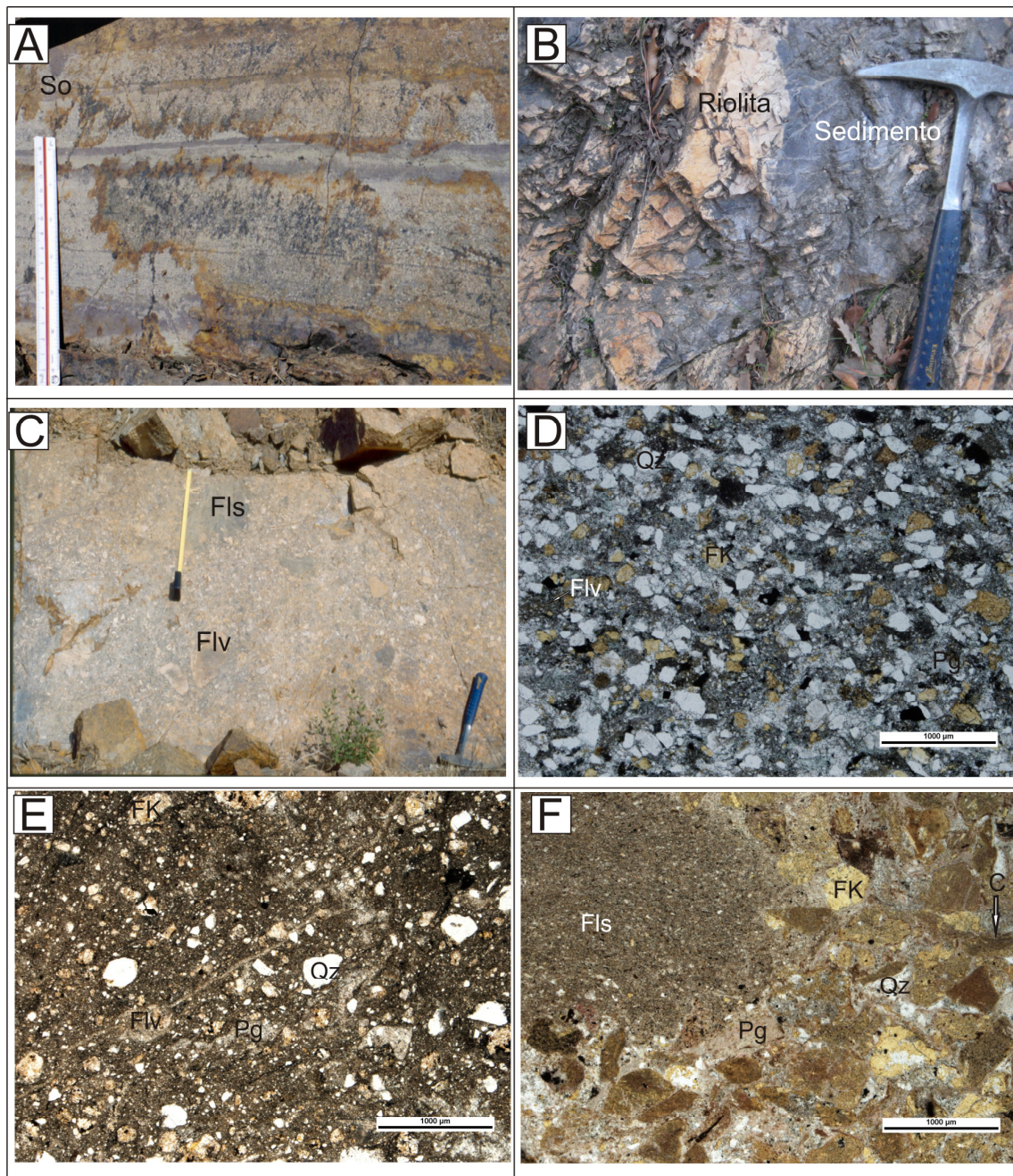
líticos densos (Fig. 4.26E), que en ocasiones pueden llegar a ser bastante grandes (Figs. 4.26F y G), y en los que se pueden ver esquirlas con texturas cuspidas, y fragmentos más o menos angulosos, que indicarían poco transporte desde la fuente.



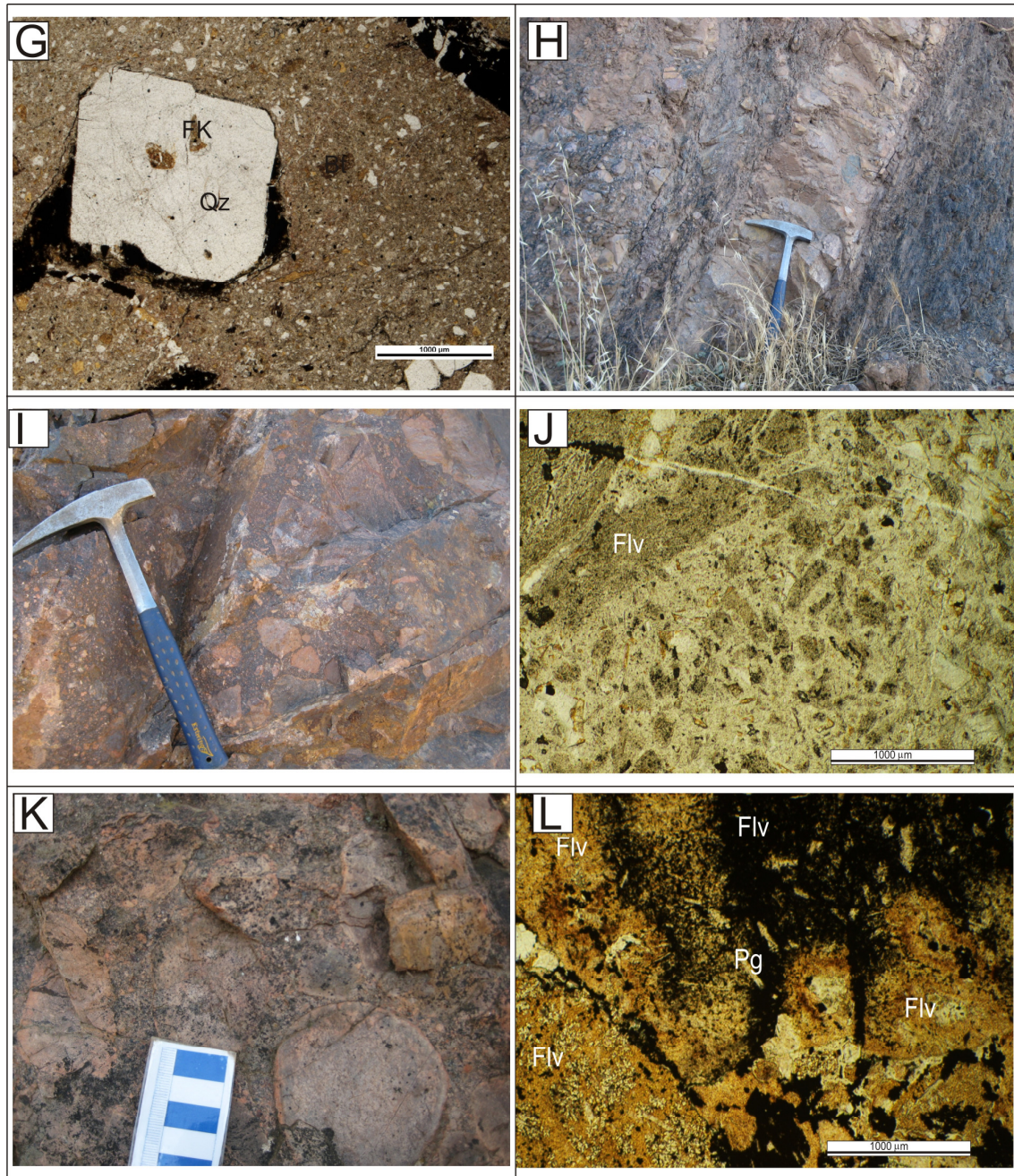
**Figura 4.25.** Ignimbritas de composición subalcalina. A) Ignimbrita en la zona de mina Ferlo, B) Aspecto microscópico de la roca A, con *shard* estirados, y cristales de FK y Qz (muestra S16); C) Muestra que en afloramiento se presenta en bancos decimétricos, con aspecto de roca soldada y afanítica, y en el microscopio muestra texturas fluidales-eutaxíticas con fragmentos de rocas vítreas y *fiammes* (muestra S16); D) Detalle de la anterior donde se ven esquirlas cuspidas y paredes de burbujas.

También se encuentran brechas con fragmentos angulosos de riolitas y rocas sedimentarias en una matriz areniscosa con componentes volcánicos, que podrían corresponder a brechas de colapso (Fig. 4.26H) o autobrechas con fábricas y texturas en puzle, indicativas de una brechificación in situ (Figs. 4.26I y J). Otras brechas presentan fragmentos con bordes muy redondeados que se interpretan como debidos al propio

mecanismo de emplazamiento de las rocas, en caliente, que hace que estos fragmentos se hayan corroído y redondeado (Figs. 4.26K y L).



**Figura 4.26.** Tobas y brechas de composición ácida e intermedia. A) Tobas y areniscas volcanogénicas, con estructuras sedimentarias en el Alto de Valdeespina, Feria, B) Relaciones peperíticas entre un sedimento limolítico y una riolita, en las proximidades de Cala; C) Brechas, con grandes fragmentos de rocas volcánicas (Flv) y sedimentarias (Fls), en los alrededores de Feria; D) Grauvaca volcanoclástica, con clastos angulosos y redondeados de Qz, FK, Pg, FLv en una matriz de micas+Cb+Opq+Zr, La Morera (muestra M236); E) Cinerita con cristales de Qz, FK en una matriz arcillosa, pantano de Zafra (muestra M525); F) Cinerita con Fls, cristales de FK, Qz, Pg, Flv y opacos en una matriz cinerítica, con esquirlas de cristales con bordes curvados (C), pantano de Zafra (muestra M300).



**Figura 4.26 (continuación).** G) Cinerita con un gran cristal de Qz con inclusiones de FK, en una matriz arcillosa con Qz, Ms, Tur, Zr (muestra M298), pantano de Zafra; H) Autobrecha con fragmentos heterométricos de riolitas, con textura en puzle, en la zona de Feria H) Brecha heterométrica, con fragmentos volcánicos y sedimentarios, angulosos, en una matriz arcillosa, posteriormente deformada, en la zona de Feria. Se interpreta como posible brecha de colapso; I) Brecha heterométrica con fragmentos angulosos de rocas volcánicas y aparente textura en puzle, en la zona de Feria. Se interpreta como una autobrecha; J) Muestra del afloramiento anterior, mostrando también al microscopio una textura en puzle (muestra M318); K) Brechas con fragmentos de riolitas y traquitas de bordes muy redondeados, en la zona de Feria, y con un borde de alteración alrededor de la mayoría de los fragmentos. Se interpretan como autobrechas emplazadas en caliente; L) Detalle de la anterior, donde puede verse el carácter heterométrico de los fragmentos y su redondez (muestra M277).

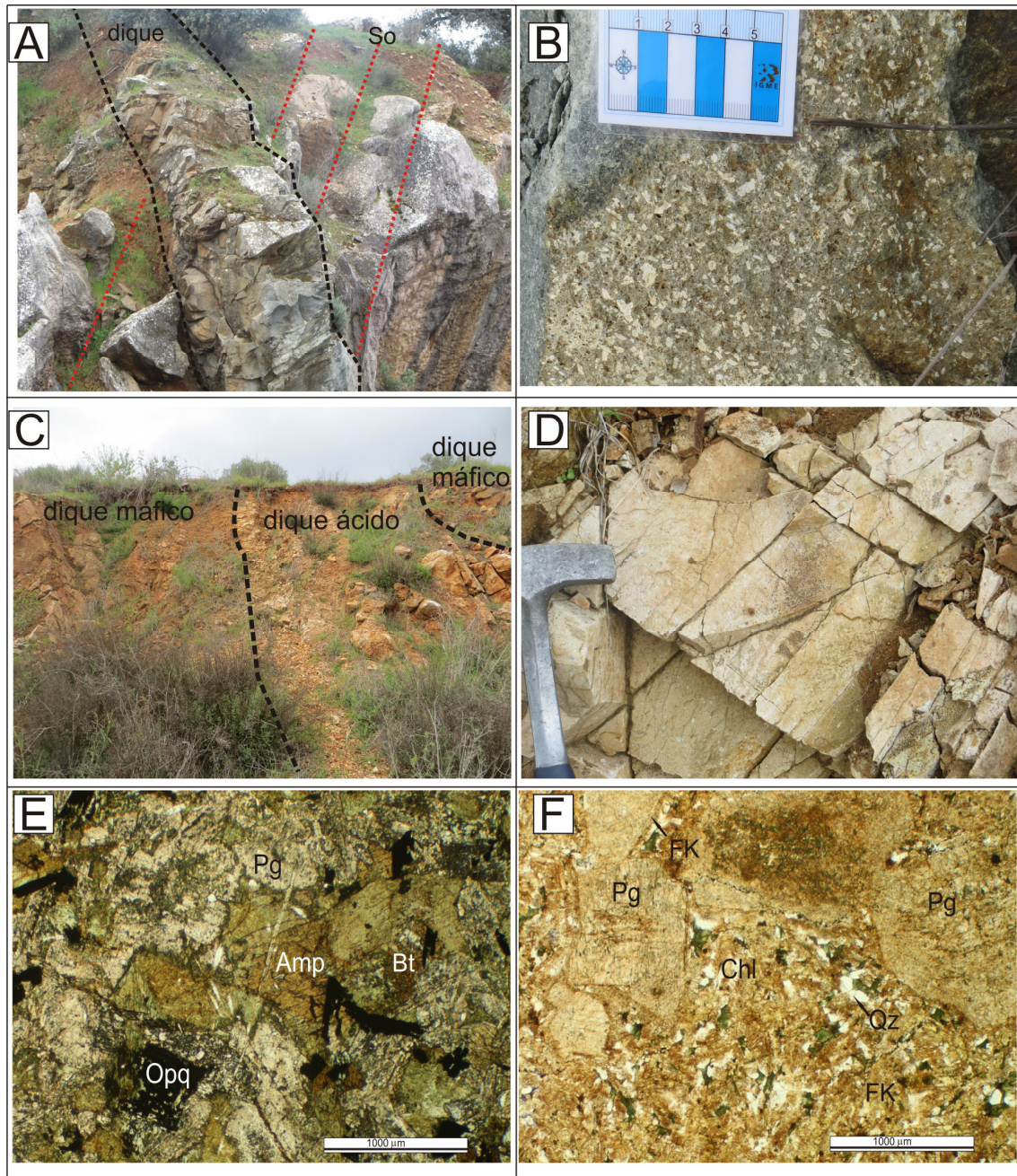
Unidad litológica	Tipos de rocas	Minerales esenciales	Minerales accesorios	Textura y tamaño de grano	Fábrica y aspectos macroscópicos
Serie alcalina	Riolitas sódicas	Pg, Qz ± ,FK, Bt	Fmg, Opq, Zr, Ap, Mnz, Chl	Porfídicas, vacuolares, esferulíticas, gráficas, matrices vítreas o traquíticas	Colores grises, rosados o violáceos, grano fino, porfídicas o no vacuolares o no
	Riolitas potásicas	Qz, FK, Pg	Opq, Ap, Zr, Bt, Ms	Porfídicas, esferulíticas, vacuolares, poiquilíticas, gráficas	Colores grises, violáceos o blancos, porfídicas o no, vacuolares o no
	Traquitas y traquidacitas	FK, Pg, Fmg (Fa?)	Opq, Zr, Fmg, Qz,	Porfídicas, matrices traquíticas, sieve, poiquilíticas	Colores morados, grises o rosas, rocas masivas, afaníticas, vacuolares o no
	Traquiandesitas	Pg, Qz, FK, ±Fa	Opq, Zr, Mnz, Ap	Porfídicas, vacuolares, traquíticas, sieve	Colores verde oscuro, a grises, grano fino afaníticas, porfídicas o no, vacuolares o no
Serie subalcalina	Andesitas	Pg, Cpx, Amp, (Bt, Ms)	Opq, Ap, Zr, Ttn, Czo	Porfídicas, vacuolares, subofíticas, intersertales, poiquilíticas	Colores verdes, grano fino porfídicas, vacuolares, <i>pillow lavas</i>
	Dacitas	Pg ±Qz, Fmg	Opq, Chl, Ilm, Zr, Ttn	Porfídicas, vacuolares, granofíricas	Colores claros, verdes, rosados, morados, masivas, grano fino-muy fino
	Riolitas sódicas	Qz, Pg (Ab-Ano)	Zr, Ap, Opq, Bt ±FK, Cb	Porfídicas, eutaxíticas, agpaíticas	Colores rosados, grano fino-afaníticas
	Riolitas potásicas	Qz, FK, Pg, ±Ms	Opq, Ap, Zr,	Porfídicas, granofíricas, eutaxíticas	Colores rosáceo-verdoso, grano fino, porfídicas
Tobas ácidas	Tobas porfiroides e ignimbritas de composiciones riolíticas y traquíticas	Flv, Qz, FK, Pg (Bt)	Fmg, Zr, Opq, Ap	Fragmentales, porfídicas, eutaxíticas, reomórficas o sin orientar	Colores claros. Rocas soldadas o no, porfídicas o no, masivas o en bancos, brechoides con fragmentos de formas angulosas o redondeadas, cuspidas, rectas o curvas
	Tobas ácidas y cineritas	Qz Pg, Ms, FLv	Opq, Zr, Tur, Ilm, Ttn, Czo, FK	Porfídicas, bandeadas, esquistas, brechoides	Colores claros. Texturas de flujo y/o deformativas, porfiroides, Grano fino a medio

**Tabla 4.5.** Características petrográficas de las principales unidades litológicas de rocas volcánicas de composición ácida e intermedia del grupo RR.

#### **4.3.5. Rocas subvolcánicas de Alconera**

El conjunto de rocas subvolcánicas de Alconera está formado por numerosos diques cuyas potencias oscilan entre 1 y 6 m, y que tienen longitudes de centenares de metros. Este grupo incluye rocas de composiciones ácido-intermedias y composiciones máficas. Se trata de sills o diques de composición basáltica y andesítico basáltica (Figs. 4.27A, B y E) y de composición riolítica (Figs.4.27C, D y F). Intruyen en materiales de la CDF y la UDF en la zona entre Alconera y Zafra, presentando en ocasiones contactos claramente intrusivos (Fig. 4.27A) y en otras relaciones de paralelismo con las capas detríticas (sills). En la zona de las canteras de Alconera se ven relaciones de intrusión de las rocas ácidas sobre las máficas, como en la figura 4.27C. Un resumen de las características petrográficas de las rocas máficas puede verse en la tabla 4.4 y de las rocas félsicas en la tabla 4.5.





**Figura 4.27.** Diques de Alconera. A) Dique básico cortando las calizas de la CDF en una de las canteras de Alconera; B) Detalle macroscópico de otro dique básico en la misma zona; C) Diques félsicos cortando a los básicos, en esa zona; D) Detalle de la felsita; E) Aspecto textural de un pórfido basáltico, con textura subofítica con cristales de Amp verde, Pg y Opq (muestra M84); F) Aspecto textural de un pórfido riolítico con fenocristales de Pg con bordes recrecidos de FK, y matriz holocristalina constituida por FK, Pg, Qz y Bt transformada a Chl (verde) (muestra M25).

#### 4.4. Rocas plutónicas pertenecientes al Evento Principal del Rifting (MRV)

Este grupo de rocas incluye los macizos de Barcarrota, Castillo, Cazalla, Feria, La Lapa y Sierra Vieja y los complejos ígneos de Fregenal, Jerez, Olivenza-Valverde Leganés,

Pintado, Remedios, y Valle de Matamoros. La distribución de láminas delgadas de los diferentes grupos puede verse en el Anexo III, Tablas II y III.

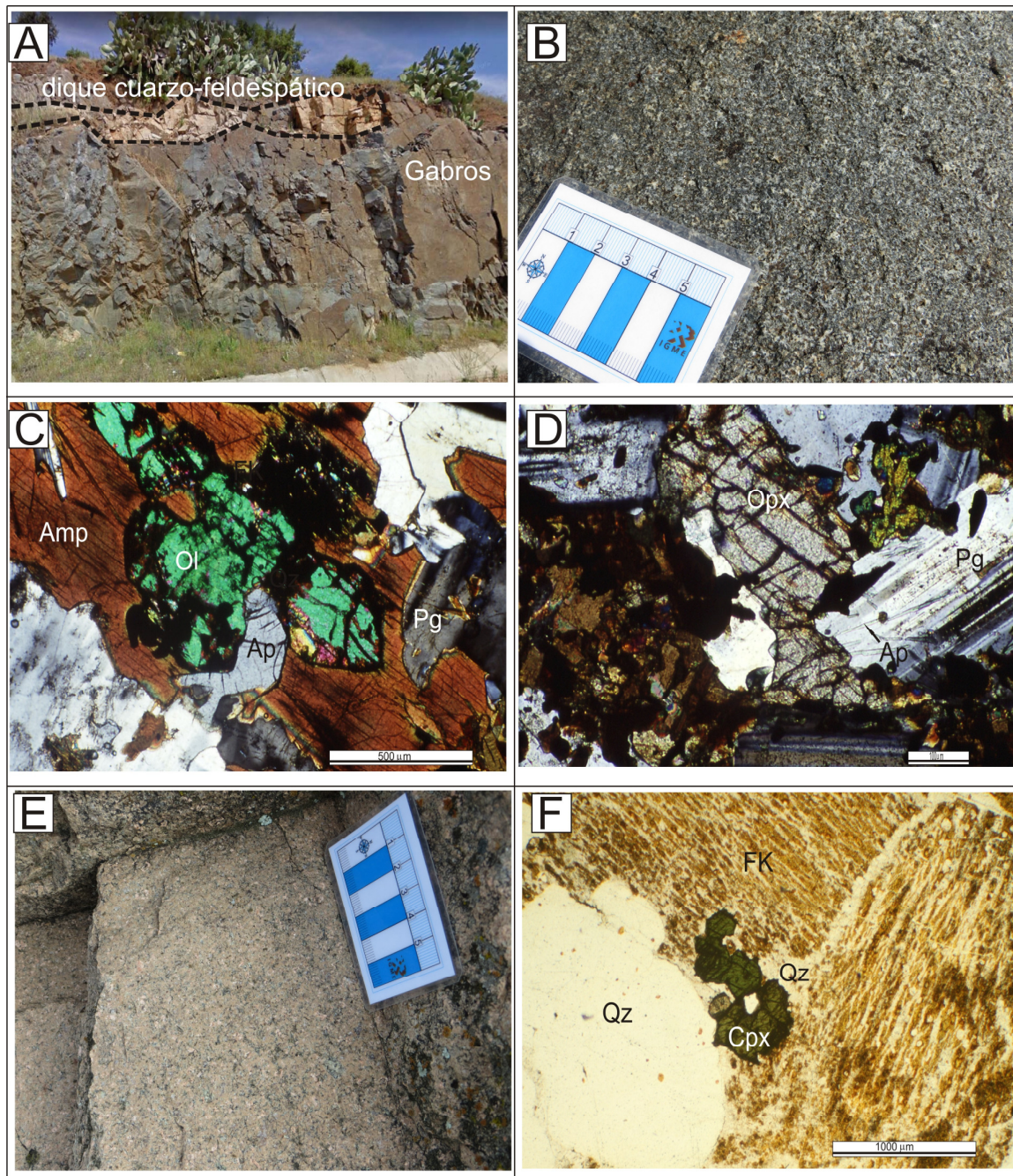
#### **4.4.1. Macizo de Barcarrota**

El macizo de Barcarrota es un complejo plutónico alcalino, constituido por rocas básicas, intermedias y ácidas. Tiene forma subcircular y una estructura más o menos concéntrica. Los diámetros máximos del complejo oscilan entre 8,9 Km a 11 Km. La localidad de Barcarrota que le da nombre está situada en el extremo suroccidental del mismo. Intruye en materiales cadomienses de la Serie Negra, metasedimentos cámbricos, así como en los granitos del macizo de Tálaga.

Este macizo tiene una distribución de facies zonada compleja y según los mapas geológicos de la segunda serie MAGNA (Muelas Peña y Soubrier Gonzalez, 1975), y de autores como Castro (1981), Carnicero y Castro (1982) Galindo y Casquet (1985) y Galindo (1989), se distinguen dos grandes grupos litológicos que constituyen dos unidades cartográficas principales; estas unidades corresponden a un anillo discontinuo externo compuesto por rocas ácidas, y un núcleo de composición básica-intermedia con melanogabros y melanodioritas piroxénico-anfibólicas, de color negruzco o gris muy oscuro. También se pueden observar lentejones de pegmatoides y diques de rocas cuarzo-feldespáticas (Figs.4.28A y B).

Un resumen de las características petrográficas de las rocas máficas del macizo puede verse en la tabla 4. 6 y de las rocas ácidas e intermedias en la tabla 4.7.

Algunos ejemplos texturales de un gabro y una diorita pueden verse en las figuras 4.28C y D respectivamente.



**Figura 4.28.** Complejo de Barcarrota A) Aspecto de campo de las rocas máficas, con un dique cuarzo-feldespático cortando los gabros, en las inmediaciones de Barcarrota. B) Aspecto de campo de un gabro, de grano medio, en Barcarrota; C) Aspecto textural de un gabro con olivino y apatito incluidos en anfíbol marrón (muestra M110); D) Ortopiroxeno y acículas de apatito incluidas en plagioclasa en una diorita (muestra M69). E) Aspecto de campo de un granito biotítico de grano fino; F) Aspecto textural de los granitos con textura gráfica entre el cuarzo y el FK, con crecimiento intersticial de Cpx (aegirina verde), (muestra M70).

Las facies leucocráticas son muy heterogéneas e incluyen monzo-granodioritas y granodioritas biotítico-anfibólicas, de grano medio-gruoso y colores beige a gris claro

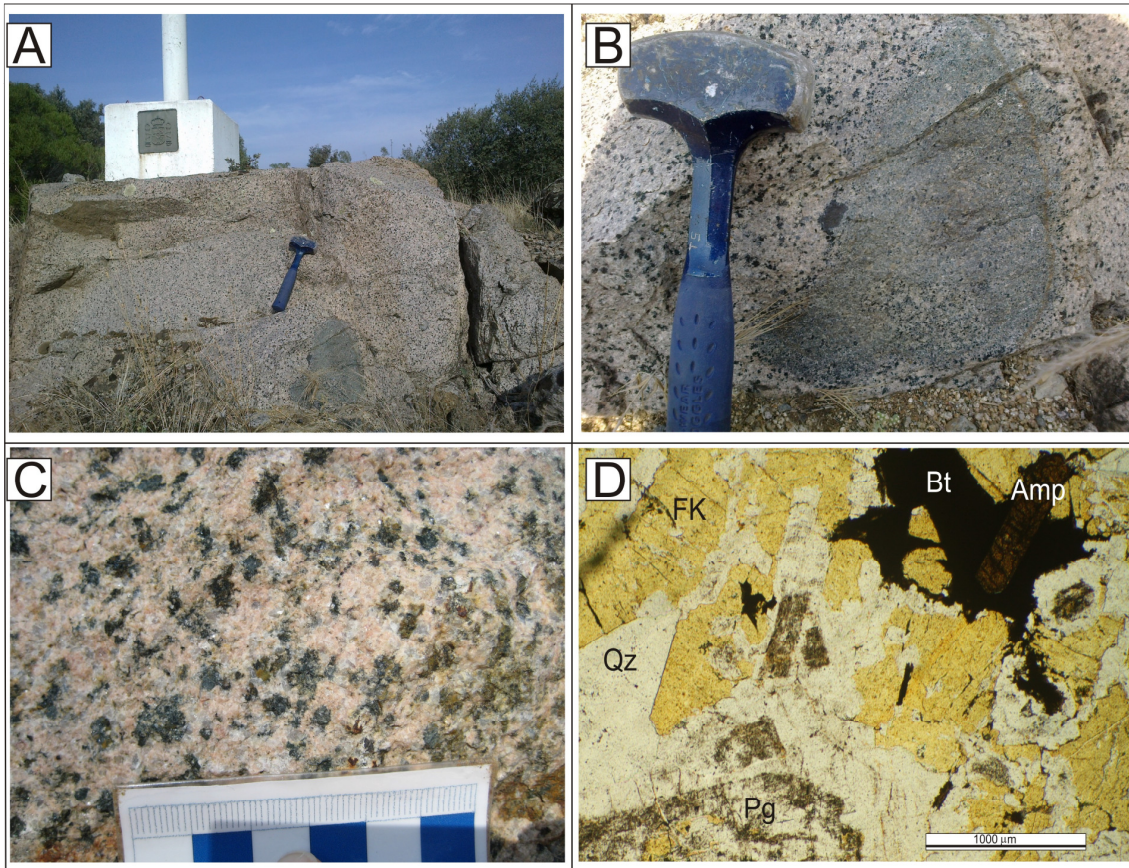
(Fig. 4.28E), con enclaves microgranudos. Cortan a las rocas básicas, aunque a veces se observan relaciones complejas de hibridación entre las distintas facies. Un ejemplo de una textura gráfica con intercrecimientos de cuarzo y feldespatos potásicos puede verse en la figura 4.28F. También aparece un complejo sistema de filones y venas de rocas cuarzo-feldespáticas muy leucocráticas que generalmente tienen potencias centimétricas a decimétricas y que cortan a las rocas básicas.

#### **4.4.2. Macizo de Castillo**

Este macizo se localiza al sur de la localidad de Monesterio, y toma su nombre del Alto del Castillo (1007 m de altitud) al norte del macizo (Fernández Carrasco et al., 1983). Está constituido por granitos biotíticos y anfibólico-biotíticos. Su afloramiento tiene una forma elíptica, con su eje mayor de dirección NW-SE y unos 12 Km de longitud, con un máximo de 5,8 Km de ancho. Intruye en materiales cadomienses de la Sucesión de Tentudía (Serie Negra), en los que provoca un metamorfismo de contacto de grado bajo con blastesis incipiente de cristales de biotita (Eguiluz et al., 1983).

La facies común corresponde a granitos homogéneos de grano medio y de colores rosados (Figs. 4.29A, B y C), pudiendo distinguirse varias subfacies por criterios texturales y estructurales. Los granitoides presentan una alteración superficial bastante generalizada.

Un resumen de las características petrográficas de este macizo puede verse en la tabla 4.12. Un ejemplo al microscopio de un granito biotítico anfibólico de este macizo puede verse en la figura 4.29D.



**Figura 4.29.** Macizo del Catillo. A) Aspecto de campo del Granito, con un enclave microgranudo, B) Detalle de la foto anterior; C) Detalle macroscópico del granito, con textura granuda en la que pueden distinguirse los cristales de Amp y Bt sobre una matriz de Qz y FK de colores rosáceo claros; D) Aspectos texturales del macizo del granito, con textura hipidiomórfica, cristales de FK, Qz, Amp y Bt (muestra M191).

#### 4.4.3. Complejo de Cazalla

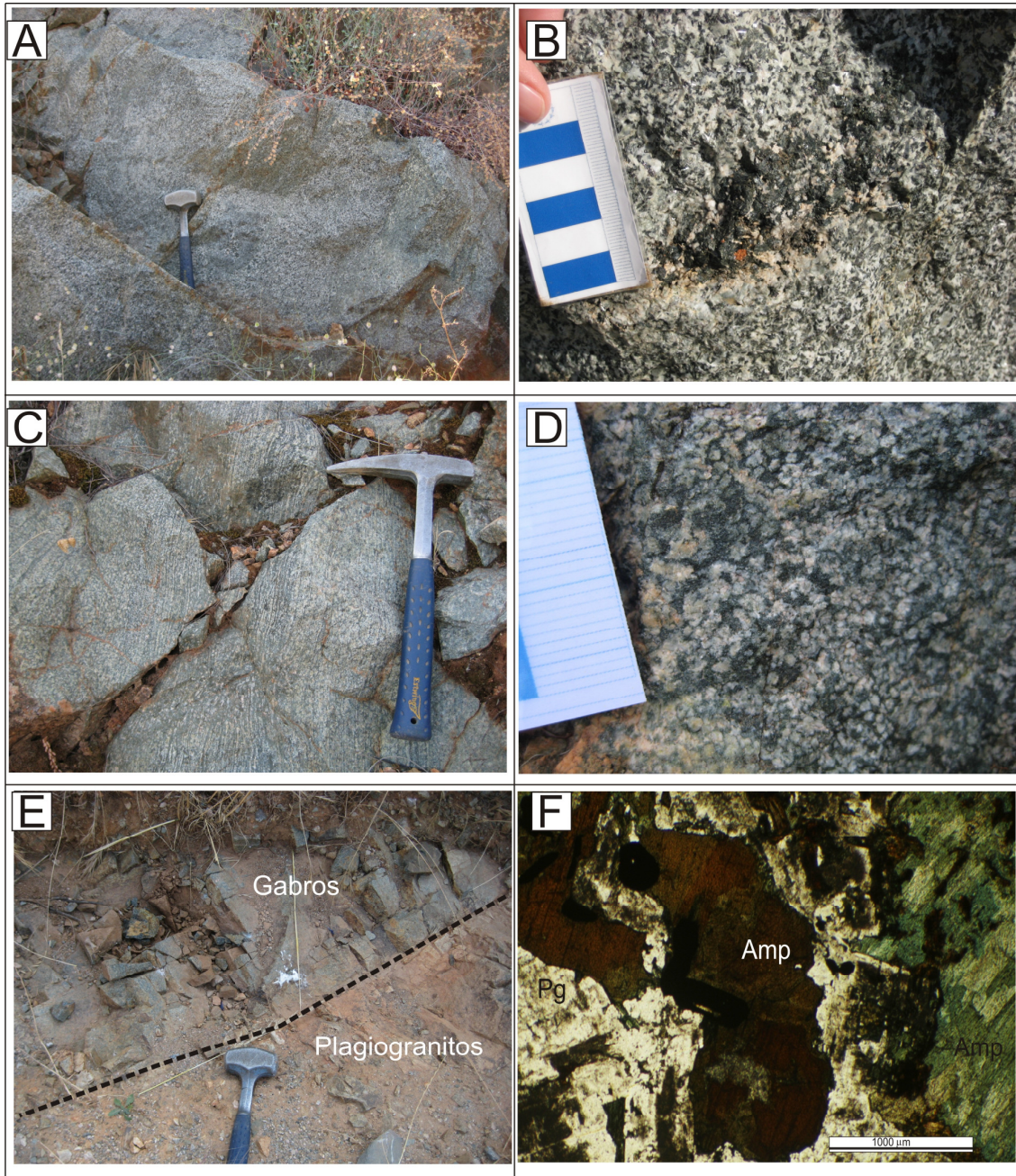
Composicionalmente el complejo de Cazalla es bimodal y está constituido por gabros, granitos albiticos y granitos alcalinos, que aparecen sobre todo en el entorno de la localidad de Cazalla que le da nombre, aunque también aparecen pequeños afloramientos en zonas más alejadas, que muchas veces no son cartografiables a escala 1:50.000. Incluye también los afloramientos de gabros que hay en la hoja MAGNA nº 941 (Apraiz Atutxa et al., 1997), en las proximidades del granito varisco de El Pedroso. Intruyen en los metasedimentos cámbricos, calizas de la CDF y pizarras de la UDF. Tanto las rocas máficas como las félsicas aparecen ligadas a las calizas de la CDF.

Un resumen de las características petrográficas de las rocas máficas del macizo puede verse en la tabla 4.6 y de las rocas ácidas e intermedias en la tabla 4.7.

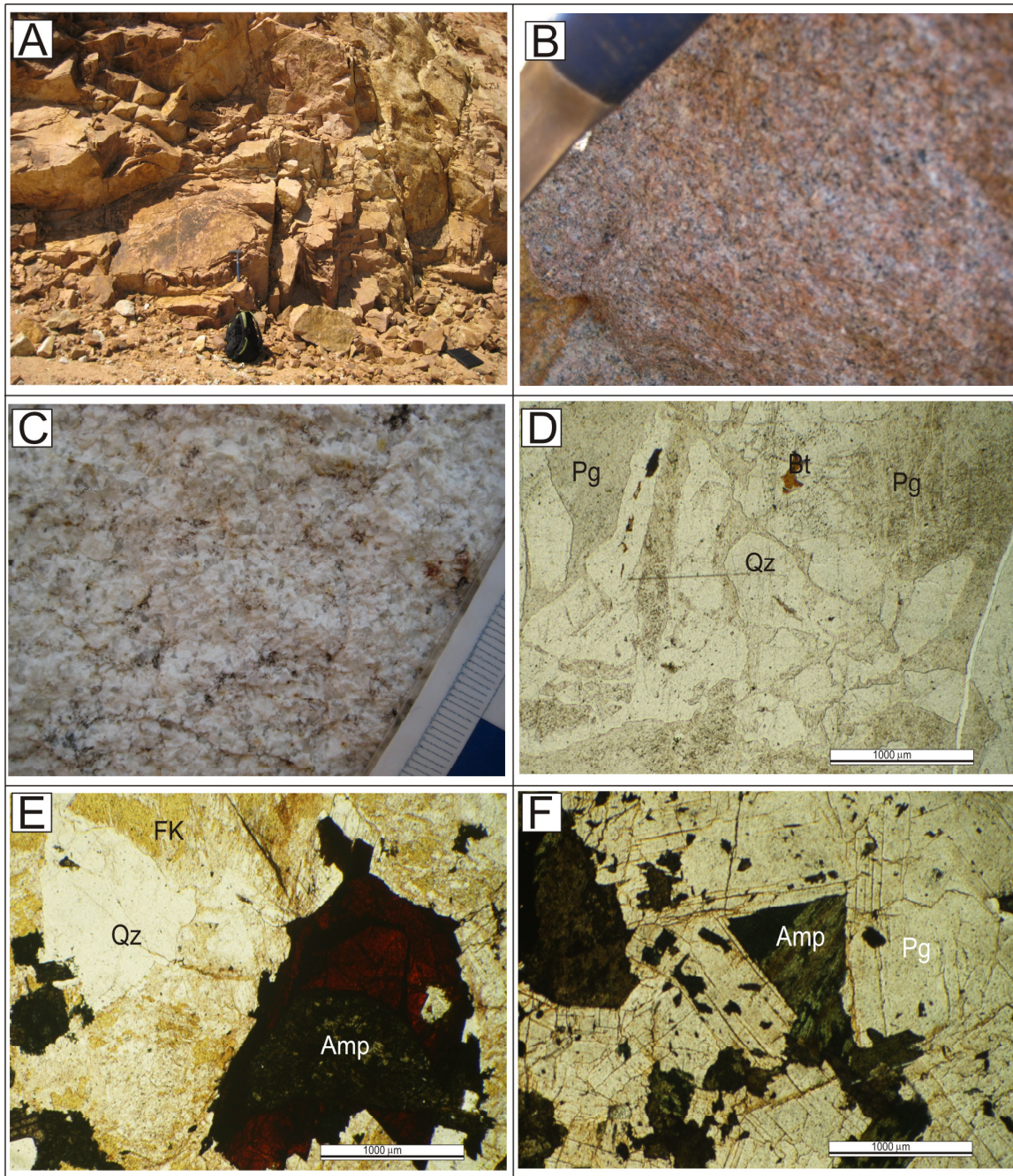
Las facies máficas están formadas por gabros, de grano medio a fino y diabasas, de colores verdosos. Las facies gabroicas presentan cavidades miarolíticas y bolsadas pegmatoides, que indican un emplazamiento somero (Figs.4.30A, B y D), y en ocasiones presentan texturas bandeadas (Fig. 4.30C). El afloramiento principal está situado en las inmediaciones de Cazalla, tiene una forma alargada, cuyo eje mayor presenta una dirección NW-SE, una longitud de 8,8 Km, por una anchura máxima de 1,4 Km (Anexo II, Figs.I y II), y está constituido en su mayor parte por gabros y una menor presencia de albititas y tonalitas. Presentan deformación frágil, con multitud de fallas y localmente con orientación de cristales y no se observa metamorfismo de contacto en el encajante.

Un ejemplo de una textura bandeada de los gabros de este complejo puede verse en la figura 4.30C. En la figura 4.30D puede verse un ejemplo de la textura granuda. En el campo se ven relaciones complejas entre las rocas máficas y félsicas, con enclaves de las facies félsicas dentro de las máficas y al contrario, lo que apuntaría a una simultaneidad en el emplazamiento en ambas facies (Fig. 4.30E). Un ejemplo del aspecto microscópico de los gabros puede verse en la figura 4.30F.

Las facies félsicas están constituidas por granitos albiticos de grano fino, granitos alcalinos y tonalitas, que en ocasiones parecen subvolcánicas, presentando tamaños de grano muy finos a afaníticos y un aspecto de riolitas de colores rosados a beige, como en la cantera próxima a Cazalla o en las proximidades de la mina de La Lima (Figs. 4.30F y 4.31A).



**Figura 4.30.** Facies máficas del complejo de Cazalla. A) Aspecto de campo de los gabros; B) Detalle donde pueden verse cavidades miarolíticas; C) Textura bandeada de los gabros; D) Aspecto de campo donde puede verse la textura granuda de los gabros; E) Relaciones de contacto entre las facies félsicas y máficas del complejo; F) Aspecto microscópico del gabro, con textura subofítica con un Amp de núcleo marrón y borde de Hbl verde (muestra M194).



**Figura 4.31.** Facies félsicas del complejo de Cazalla. A) Aspecto de campo de los granitos albiticos en una cantera próxima a Cazalla; B) Detalle de las facies de granitos albiticos, cantera Cazalla; C) Aspecto de campo de las albitas en las proximidades de Cazalla; D) Albita con textura gráfica entre el Qz y la Pg albitica, en la zona de la cantera de Cazalla (muestra M171); E) Granito alcalino, con cristales de FK, Qz, y Amp, y con óxidos de hierro (muestra M699); F) Tonalita con Pg y Amp verde (muestra M670);

El afloramiento principal se sitúa al norte de Cazalla y presenta una forma alargada en dirección NW-SE y una longitud de 3,4km por 0,85km de ancho. Presenta colores blancos, beige a rosados, como los que se pueden ver en las figuras 4.31A, B y C, donde



puede verse un moteado constituido por la alteración de biotitas. Algunos aspectos texturales de las rocas félsicas pueden verse en las figuras 4.31C, D y E.

#### **4.4.4. Complejo de Sierra León**

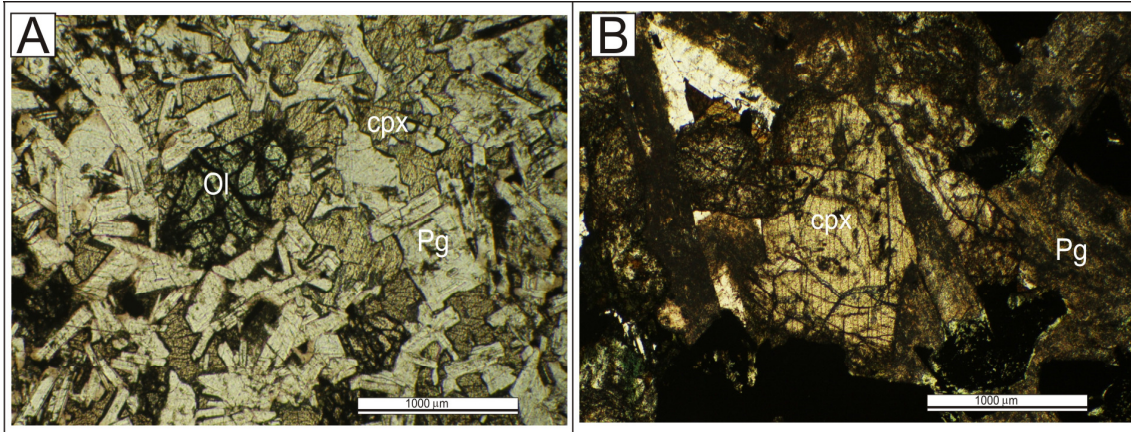
El complejo de Sierra León, incluye los afloramientos situados en la hoja MAGNA n°942 (Contreras Vázquez et al., *in litt*), en las proximidades de La Puebla de los Infantes, y la sierra que les da nombre.

Se trata de afloramientos discontinuos, que aparecen a lo largo de unos 25km, en una franja de unos 2km de anchura (Anexo II, Figs.I y II). Se trata mayoritariamente de rocas máficas, aunque en la zona también aparecen algunos diques riolíticos, que se interpretan ligados al mismo proceso ígneo.

Intruyen en los metasedimentos cámbricos, calizas de la CDF y pizarras de la UDF y están constituidos principalmente por gabros y diabasas, de grano fino a medio y colores oscuros a verdosos. En ellos se aprecian cavidades miarolíticas y bolsadas pegmatoides, que señalan un emplazamiento somero. Presentan una alteración importante con transformaciones de piroxeno a anfíbol y plagioclasa a epidota.

Un resumen de las características petrográficas de las rocas máficas de este complejo pueden verse en la Tabla 4. 11.

Dos ejemplos de microscopio de estos gabros pueden verse en las figuras 4.32A y B.



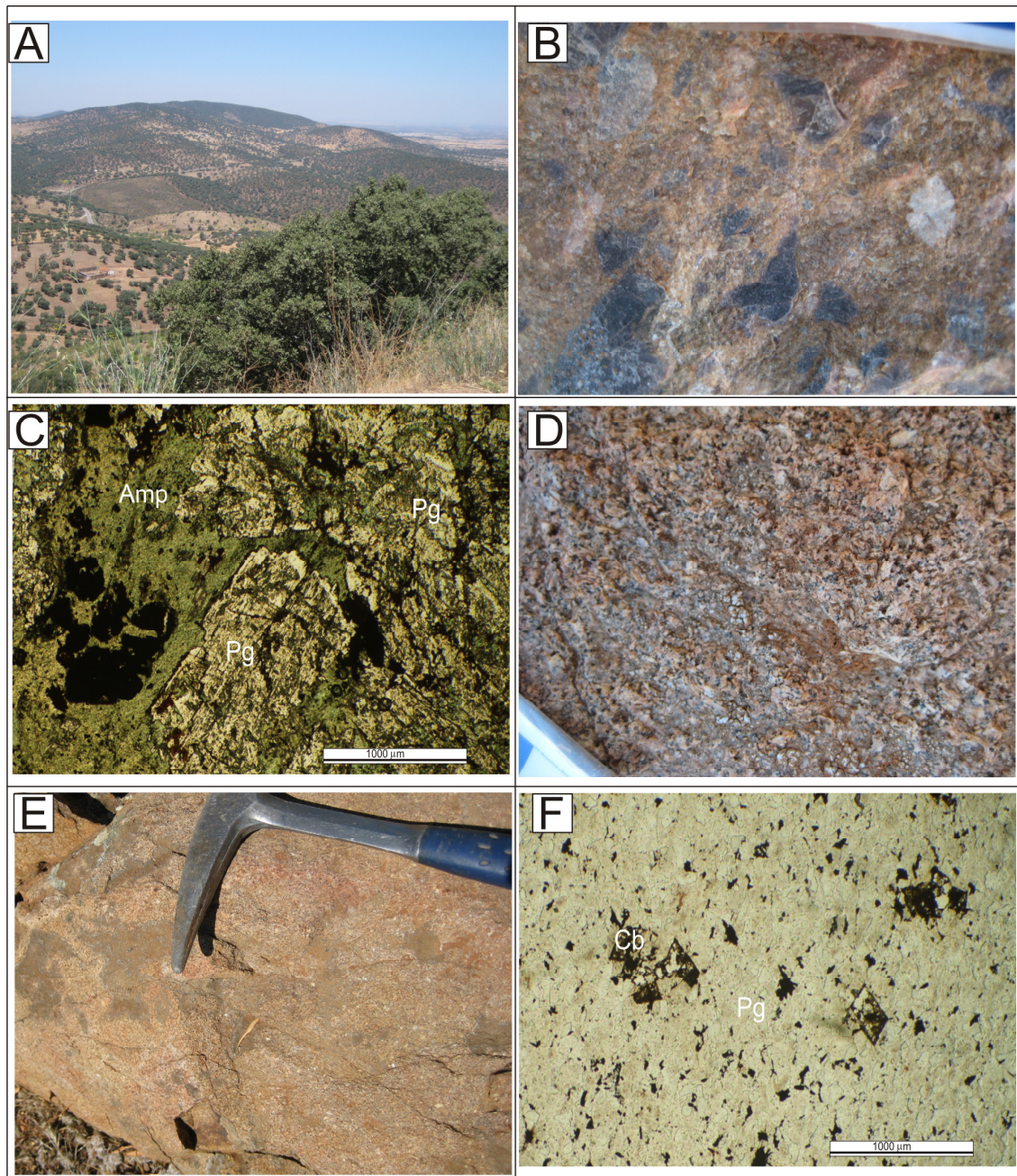
**Figura 4.32.** Gabros del complejo de Sierra León. A) Textura poiquilítica con un cristal de Ol incluido en Cpx y Pg (muestra M112); B) Textura ofítica entre Cpx y Pg (muestra M111).

#### 4.4.5. Macizo de Feria

El macizo de Feria está constituido por varias facies de sienogabros y albititas, siendo los tipos dominantes de carácter porfídico. Se sitúa al S y SW de la población de Feria, que le da nombre. Intruye en metasedimentos detríticos y carbonatados de las formaciones CDF y UDF del Cámbrico Inferior. En la parte occidental se encuentra una franja de 1 a 3 m de potencia de brechas con fragmentos de rocas ígneas y sedimentarias cementadas por carbonatos, cuarzo y óxidos de hierro (Figs.4.33A, B y C). En el borde septentrional de la intrusión se encuentran mineralizaciones de hierro.

Los sienogabros son rocas masivas, compactas y muy duras, de color marrón rosado claro o rosáceo blanquecino, con tintes más o menos verdosos según el contenido en ferromagnesianos. Sus texturas son microgranudas de grano fino, porfídicas, con fenocristales milimétricos de feldspatos. Un aspecto textural de estas rocas puede verse en la figura 4.33C,

Un resumen de las características petrográficas de las rocas máficas del macizo puede verse en la tabla 4. 6 y de las rocas ácidas e intermedias en la tabla 4.7.



**Figura 4.33.** Macizo de Feria. A) Aspecto morfológico del relieve suave, con formas alomadas; B) Brecha con cantos de diversas rocas ígneas y sedimentarias en el borde W del macizo; C) Aspecto microscópico de los sienogabros, con cristales de Pg y Amp con inclusiones de Opq (muestra M118); D) Aspecto de una albita de grano grueso; E) Aspecto de una albita de grano fino; F) Albita con textura microgranuda, holocristalina, grano muy fino, con cristales rómbicos de Ank de los que solo queda el molde (muestra M211);

Las albitas se encuentran asociadas a los sienogabros y tienen una representación cartográfica irregular. Cuando presentan abundantes moteados negruzcos por óxidos de hierro son difíciles de distinguir de los sienogabros con anfíbol cloritizado. Estas rocas

son las encajantes de las mineralizaciones de hierro relacionadas con el macizo de Feria (Dupont, 1979). Macroscópicamente, se trata de rocas masivas, compactas y duras de color blanco rosado o marrón rosado claro (Figs.4.33D y E) y cuando tienen abundantes carbonatos de hierro, aparecen recubiertas de una pátina marronácea. Un ejemplo del aspecto microscópico de estas rocas puede verse en la figura 4.33F.

#### **4.4.6. Complejo de Fregenal y Jerez**

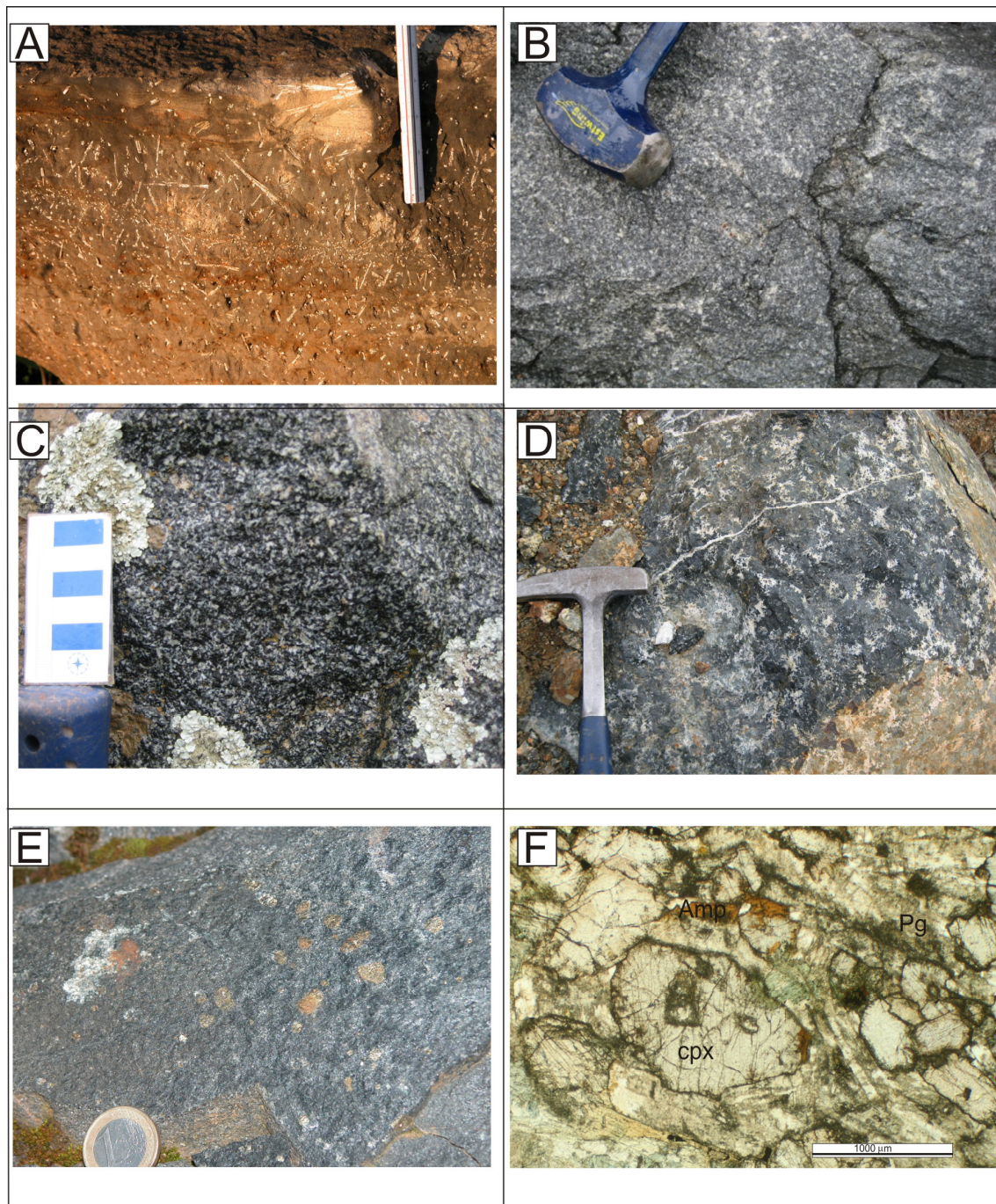
Este conjunto plutónico-subvolcánico está constituido por una serie de afloramientos de formas irregulares y elongadas que se encuentran al N y al NW de la población de Jerez de Los Caballeros, y en el entorno de Fregenal. También se incluyen en este conjunto pequeños afloramientos situados un poco más al sureste, en las proximidades de la mina de La Valera, al oeste de Bodonal.

Los afloramientos tienen una elongación coincidente con las directrices de las estructuras hercínicas principales en este sector, que son NW-SE y su extensión superficial varía entre 11,7 km<sup>2</sup> a 0,3 km<sup>2</sup>. Estos materiales plutónicos intruyen en materiales vulcano-sedimentarios y carbonatados de edad cámbrica y también se encuentran asociados espacialmente con los afloramientos vulcano-sedimentarios de la UDF, de edad Cámbrico Inferior. Provocan metamorfismo de contacto en el encajante de escasa importancia.

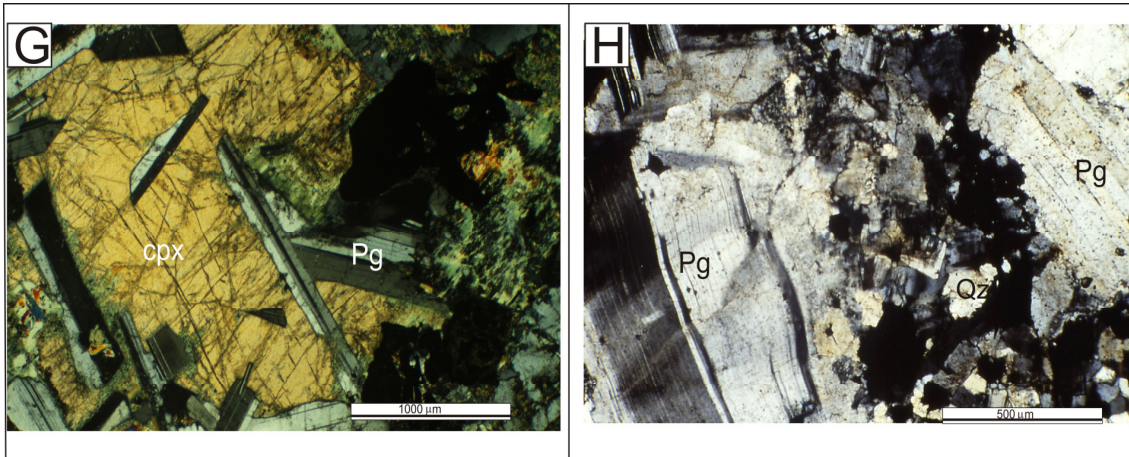
Un resumen de las características petrográficas de las rocas máficas del macizo puede verse en la tabla 4. 6 y de las rocas ácidas e intermedias en la tabla 4.7.

Este conjunto de rocas es bimodal y está compuesto por materiales ácidos y máficos. Forman una serie de cuerpos irregulares cuyos afloramientos en general son malos y discontinuos, siendo difícil, con frecuencia, apreciar las relaciones existentes entre los distintos tipos de rocas y los materiales encajantes.

Las rocas máficas están representadas por gabros y gabrodioritas de grano fino-medio y colores verdosos (Figs. 4.34B y C).



**Figura 4.34.** Complejo de Jerez-Fregenal. A) Efecto del metamorfismo de contacto en el encajante con la generación de escapolita, en las inmediaciones de Jerez; B) Aspecto de campo de los gabros de grano fino; C) Aspecto de campo de los gabros de grano medio en Fregenal; D) Cuerpos pegmatíticos y cavidades miarolíticas, en gabros en las inmediaciones de Jerez; E) Gabros con gotas de sulfuros de segregación, en las inmediaciones de Jerez; F) Gabro olivínico con Cpx, Amp marrón y cristales anubarrados de Pg (muestra M135);



**Figura 4.34. (Continuación).** G) Gabro con textura ofítica con cristales de Pg englobados en el Cpx, en Fregenal (muestra M142); H) Aspecto textural de un plagiogranito con cristales de Ab, Mt y dominios granofélsicos (muestra M75).

Los afloramientos de gabros de Jerez provocan eskarnificación y blastesis de escapolita en puntos aislados (Fig. 4.34A). Dentro de estas rocas máficas pueden verse masas y diques de pegmatoides básicos de grano grueso, con grandes cristales de clinopiroxenos en una matriz feldespática de color blanquecino (Fig. 4.34D). En algunos casos, estas rocas pueden presentar orientaciones deformativas. En ocasiones se ven gotas de desmezcla de sulfuros dentro de ellos (Fig. 4.34E).

Las rocas félsicas son plagiogranitos y riolitas de colores rosados a blanquecinos y grano fino, que presentan relaciones de simultaneidad con los gabros (ver Figs.4.13A, B y C). Un ejemplo de un plagiogranito puede verse en la figura 4.34 H.

#### 4.4.7. Complejo del Valle de Matamoros

El complejo del Valle de Matamoros es bimodal y está constituido por rocas félsicas y máficas, con relaciones de simultaneidad entre ambas, encontrándose enclaves y apófisis del granito en el gabro y enclaves del gabro en el granito (ver Figs. 4.13A, B y C y Fig. 4.35A). Están constituidos por varios afloramientos de forma alargada, teniendo el mayor de ellos una longitud de 4,3 Km por 0,7 Km de ancho. Los afloramientos de

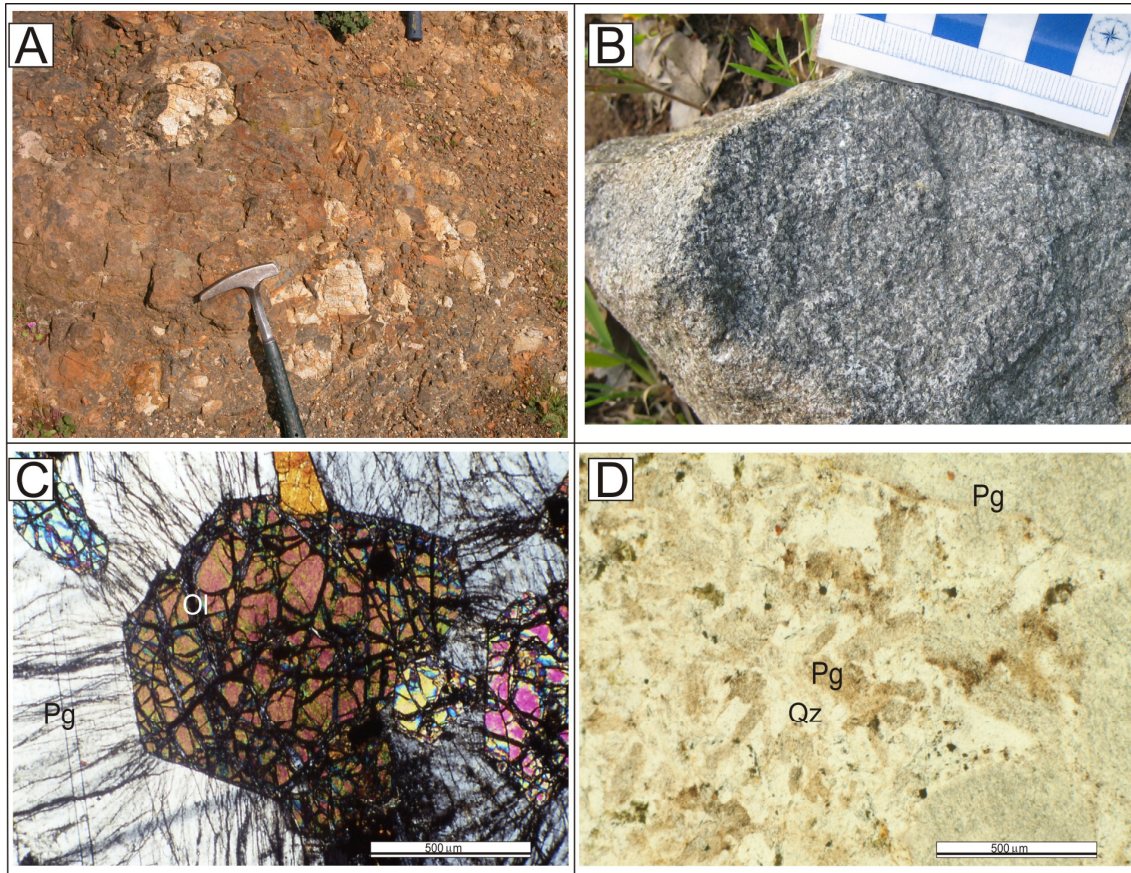
rocas félsicas también tienen formas alargadas con una longitud máxima de 5,5 Km por 1,7 Km de ancho y otro de apenas 1 Km por 0,8 Km de anchura máxima. Todos se sitúan al oeste de la población de Valle de Matamoros (Anexo II, Figs.I y II).

Un resumen de las características petrográficas de las rocas máficas del complejo puede verse en la tabla 4.6 y de las rocas ácidas e intermedias en la tabla 4.7.

Intruyen en materiales vulcano-sedimentarios de la UDF y las calizas de la DCF, en los que provocan metamorfismo de contacto de escasa importancia.

Las rocas máficas tienen una composición gabroica, siendo algunos de ellos extremadamente ricos en Mg (Bellido et al., 2003). En muestra de mano presentan un tamaño de grano fino a medio y colores oscuros (Fig. 4.35B). Un ejemplo de estos gabros al microscopio puede verse en la figura 4.35C, donde la serpentización del olivino ha provocado grietas en la plagioclasa.

Las rocas félsicas están representadas por albititas y/o plagiogranitos, de colores rosados y blanquecinos, de grano fino, con aspecto subvolcánico. En muestra de mano pueden verse cristales de pequeño tamaño de cuarzo y a veces máficos, que normalmente están alterados a productos micáceos. En estas rocas son abundantes las texturas gráficas, de intercrecimiento entre cuarzo y plagioclasa (Fig. 4.35D).



**Figura 4.35.** Complejo de Valle Matamoras. A) Enclaves de plagiogranitos dentro del gabro; B) Aspecto de campo de los gabros de grano fino; C) Grietas en plagioclasa por expansión de Ol debido a serpentinización en un gabro olivínico (muestra M149). D) Plagiogranito con texturas gráficas de intercrecimiento entre Pg y Qz (muestra M81).

#### 4.4.8. Complejo de La Lapa

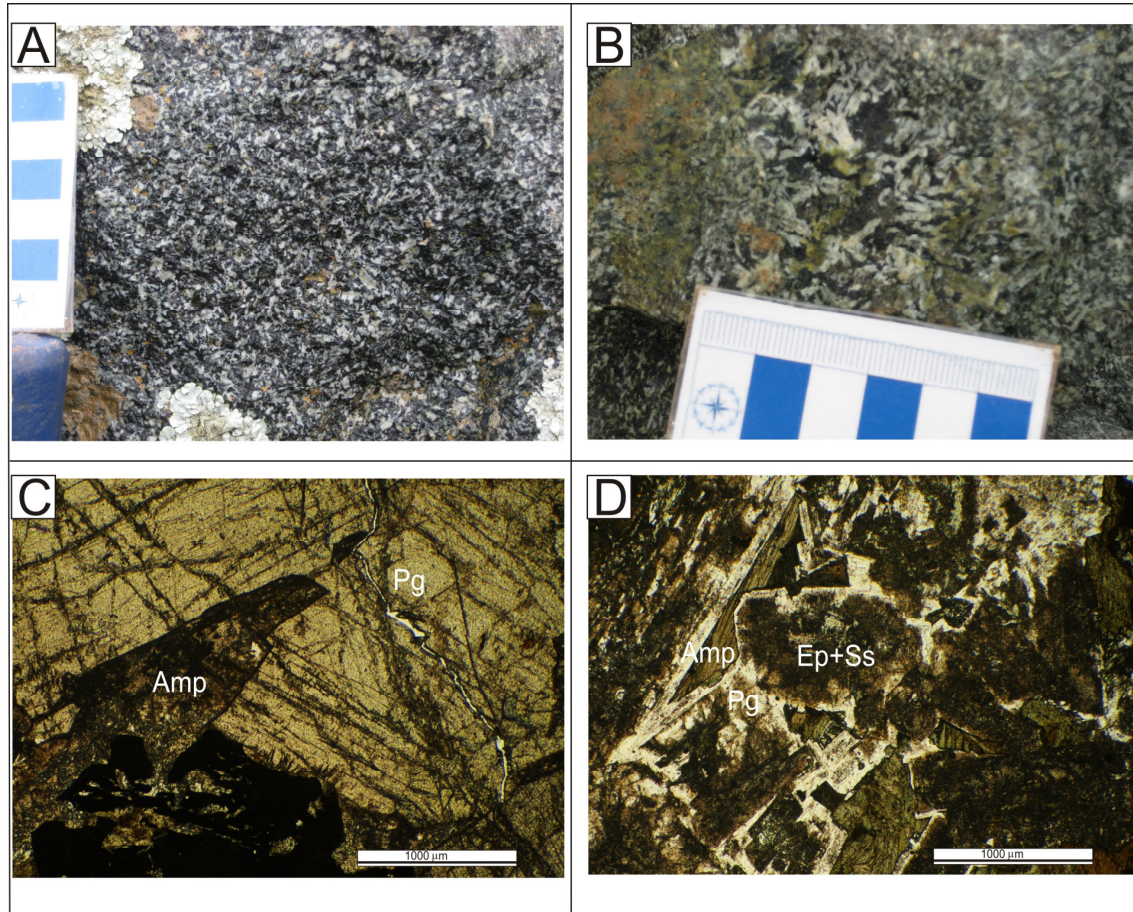
El complejo de La Lapa es un pequeño cuerpo de gabros con forma de lágrima, y una longitud de 1,6 Km por 0,35 Km de ancho, situado al N de la población que le da nombre. También aparece otro pequeño afloramiento al norte del cuerpo principal de apenas 0,26 Km por 0,1km.

Un resumen de las características petrográficas de las rocas de este complejo puede verse en la tabla 4.5.

El complejo está constituido por gabros con texturas microgranudas de grano fino a medio y colores verdosos (Fig. 4.36A). Intruyen en las calizas de CDF en las que no se aprecia metamorfismo de contacto, y pueden encontrarse algunos enclaves de dichas



calizas en la zona de contacto y escasos enclaves microgranudos. Presentan pequeñas cavidades miarolíticas y cuerpos pegmatoides (Fig.4.36B), que nos indicarían un emplazamiento somero. Aspectos texturales de estos gabros pueden verse en las figuras 4.36C y D.

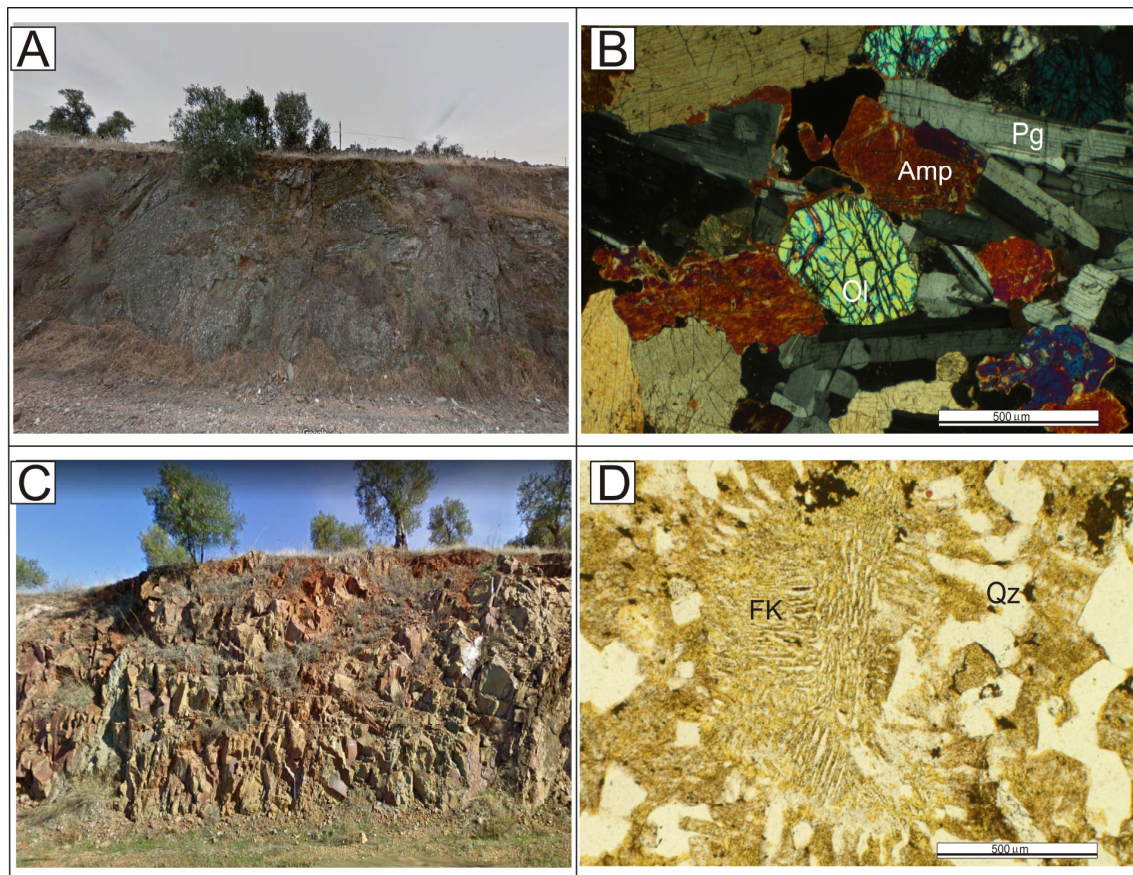


**Figura 4.36.** Complejo de La Lapa. A) Aspecto de campo del gabro, de grano medio y color gris verdoso, en las inmediaciones del arroyo Guadajira; B) Pequeño cuerpo pegmatoides dentro del gabro; C) Aspecto textural del gabro con cristal de Cpx con inclusión de Amp marrón y Opq esqueléticos (muestra M134); D) Cristales de Pg de los que solo quedan los bordes, presentando los núcleos alterados a Ep-Ss (muestra M117).

#### 4.4.9. Complejo de Olivenza-Valverde de Leganés

El complejo de Olivenza-Valverde Leganés es bimodal, y está constituido por gabros y granitos. Se localiza entre las localidades de Olivenza y Valverde de Leganés. Está compuesto por varios cuerpos, en general alargados y con una dirección aproximada NW-SE a E-W. El cuerpo mayor, situado más al norte, presenta una longitud máxima

de 5,9 Km por 0,6 Km de ancho y los otros cuerpos varían entre 1,5 Km por 0,9 Km y 1km por 0,8 Km.



**Figura 4.37.** Complejo de Valverde Leganés. A) Aspecto de campo de los gabros en las proximidades de Valverde Leganés; B) Aspecto textural del gabro, con textura ofítica, y cristales de Ol, Amp, Pg y Opq (muestra M129); C) Aspecto de campo de los granitos del complejo, de grano fino, en las proximidades de Valverde de Leganés; D) Aspecto textural de las facies graníticas del complejo con texturas gráficas entre el Qz y el FK (muestra M671).

Un resumen de las características petrográficas de las rocas máficas del complejo puede verse en la tabla 4.6 y de las rocas ácidas e intermedias en la tabla 4.7.

Las facies máficas del complejo están constituidas por gabros de grano fino a medio (Fig. 4.37A), colores verdosos, no porfídicos, en los que a veces se distinguen placas de anfíbol- A veces se ve metamorfismo de contacto en los sedimentos cámbricos encajantes. Un ejemplo microscópico de estos gabros puede verse en la figura 4.37B.

Las facies félsicas están constituidas por sienitas y granitos de grano fino a medio y colores rosados (Fig. 4.37C). Un ejemplo de estas facies puede verse en la figura 4.8D, con intercrecimientos gráficos entre el FK y el Qz.

Unidad litológica	Tipos de rocas	Minerales esenciales	Minerales accesorios	Textura y tamaño de grano	Fábrica y aspectos macroscópicos
Barcarrota	Gabros, monzogabros y monzodioritas	Pg, Amp, Bt, Cpx, (Ol)	Opx, Bt, Opq, Ap	Ofíticas, grano grueso	Colores oscuros (negros a gris oscuro). Grano grueso. Producen skarn en CDF. Bolsadas pegmatoides
Cazalla	Gabros	Pg, Amp, Cpx	Opq Ap, Ttn, Bt	Holocrystalinas, ofíticas-subofíticas, poiquilíticas	Colores verdosos, grano fino-medio. Cavidades miarolíticas y bolsadas pegmatoides. Enclaves microgranudos
Feria	Sienitas	Cpx, Amp, Pg	Amp, Opq, Ap, Mon	Hipidiomórficas, ofíticas, intrafasciculares	Colores rosados y verdosos Grano fino, microgranudas. Enclaves del encajante y brechas en borde occidental
Jerez & Fregenal	Gabros y dioritas	Cpx, Amp, Ol, Pg	Amp, Opq, Ap, Bt	Ofíticas, grano grueso, poiquilíticas	Colores oscuros. Grano fino a grueso. Enclaves de calizas, provoca skarn en CDF. Bolsadas pegmatoides
La Lapa	Gabros	Pg, Amp, Cpx, Bt	Opq, Ilm, Ap	Hipidiomórficas-idiomórficas, ofíticas, porfídicas	Colores verdosos. Granudas, grano fino-medio, Bolsadas pegmatoides
Olivenza & Valverde Leganés	Komatiitas y gabros	Ol, Cpx, Amp, Pg	Opq, Bt, Ttn	Ofíticas, grano grueso, poiquilíticas	Colores verdosos oscuros, grano variable, orientaciones de flujo marcadas por placas de Pg
Pintado	Gabros y dioritas	Cpx, Amp, Pg	Ol, Ap, Opq, Zr	Ofíticas, subofíticas, intrafasciculares, grano grueso	Grano medio, con fuerte retrogradación metamórfica a facies de esquistos verdes
Remedios	Gabros y diabasas	Amp, Pg, ±Bt	Cpx, Opq, Ttn, Ap	Ofíticas, gabro-diabásicas, nematoblásticas	Colores verde-oscuro. Grano fino
Valle Matamoros	Komatiitas y gabros	Pg, Cpx, Ol	Amp, Opq, Zr, Ap	Diabásicas, grano medio a grueso	Colores oscuros. Grano fino a medio, , provoca metamorfismo de contacto de escasa importancia. Emplazamiento somero

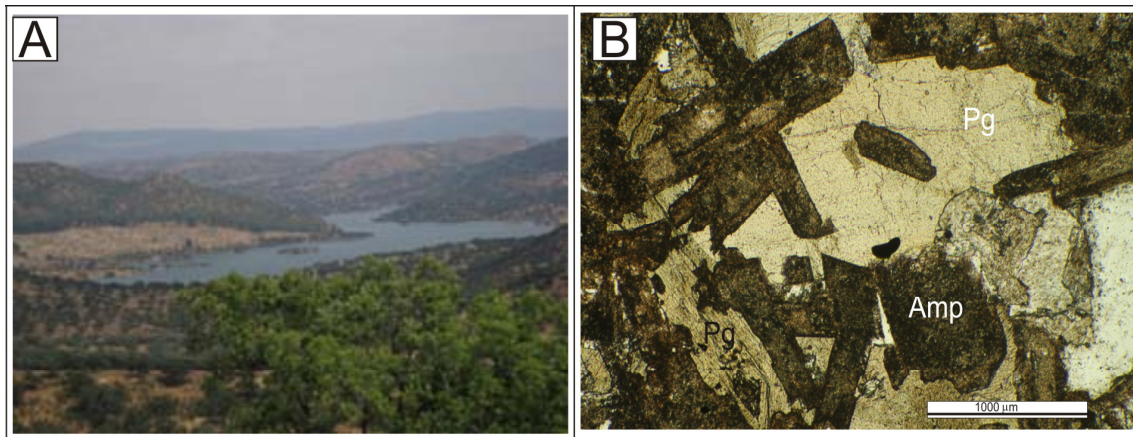
**Tabla 4.6.** Características petrográficas de las principales unidades litológicas de las rocas plutónicas de composición básica del grupo RR

#### 4.4.10. Complejo de El Pintado

El complejo de El Pintado está constituido por un conjunto bimodal de rocas básicas de composición gabroica y diorítica y rocas graníticas que presentan en general una fuerte retrogradación metamórfica a la facies de los esquistos verdes. Afloran en las inmediaciones del embalse de El Pintado (Fig. 4.38A), del que toman su nombre, al sureste de la localidad de Puebla del Maestre y NW de la de Cazalla, pudiendo ser parte de la misma alineación de rocas plutónicas del complejo de Cazalla. Se distinguen dos afloramientos mayores de dirección alargada NW-SE, con dimensiones de 5 Km por 2,6 Km y 4,9 Km por 1,6 Km de anchura máxima, respectivamente (Anexo II, Figs.I y II). Las relaciones de intrusión entre las facies máficas y félsicas son de simultaneidad según los autores de la hoja MAGNA, nº 898 (Apalategui et al., 2007).

Para una mayor descripción ver hoja MAGNA, nº 898 (Apalategui et al., 2007).

Un resumen de las características petrográficas de las rocas máficas del complejo puede verse en la tabla 4. 11. Un ejemplo del aspecto textural de los gabros puede verse en la figura 4.38B.



**Figura 4.38.** Gabros de El Pintado. A) Embalse del Pintado; B) Aspecto textural de los gabros, mostrando una textura subofítica y poiquilítica entre la Pg y el anfíbol (M196).

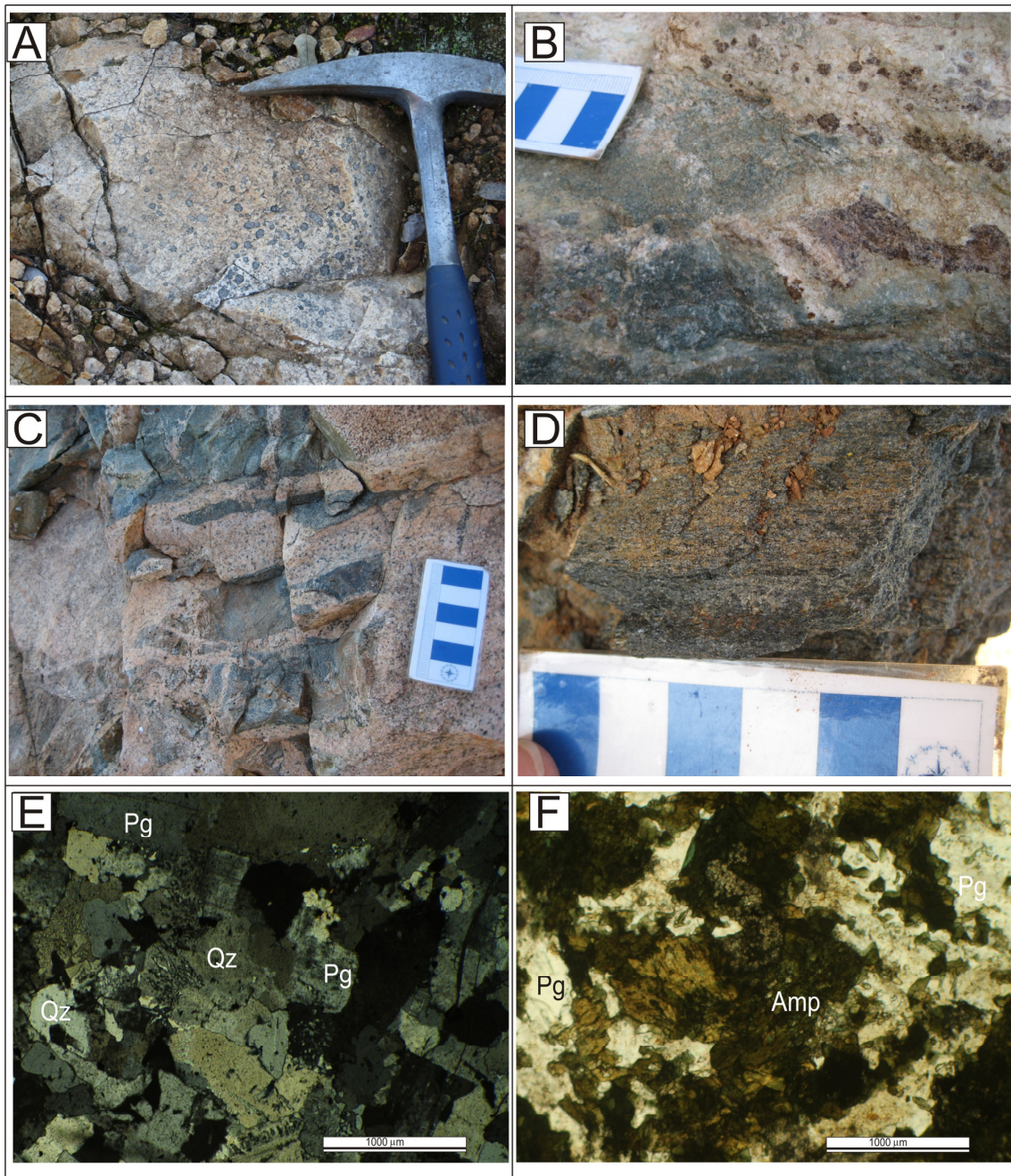
#### 4.4.11. Complejo de Los Remedios

El complejo de Los Remedios es un cuerpo intrusivo constituido por varios afloramientos, de los cuales el mayor tiene forma elíptica irregular, con su eje mayor en dirección NW-SE y 6,5 Km de longitud por unos 4,6 Km de ancho. También se encuentran otros dos afloramientos más hacia el noreste de 4,7 Km de longitud por 2,1 Km de ancho y otro más pequeño de forma casi redondeada, de unos 1,2 Km por 1,3 Km de ancho (Anexo II, Figs. I y II).

Están formados por rocas félsicas con textura sacaroides, de grano muy fino a medio, y colores blancos con tintes rosados, donde en ocasiones, pueden verse grumos de biotita que les confieren un aspecto moteado (Fig. 4.39A). Localmente se observan dominios de tendencia pegmatoides con anfíboles prismáticos aciculares. Intruye en calizas y dolomías cámbricas de los complejos de Valungo y de Valverde-Fregenal, según los autores de la Hoja MAGNA nº 875, de Jerez de Los Caballeros ([Fernández Carrasco et al., 1981](#)), y provocan metamorfismo de contacto en el encajante con formación de pequeños skarns y granatitas en las calizas de la DCF (Fig. 4.39C). Las manifestaciones filonianas asociadas no son muy abundantes, si bien se ven pequeños diques de cuarzo y bolsadas pegmatoides, que podrían indicar un emplazamiento somero. También se ven enclaves y diques de rocas máficas dentro de las rocas félsicas, (Fig. 4.39C), aunque en el complejo no aparecen grandes masas de este tipo de rocas. Las rocas máficas de este complejo son gabro-diabasas de grano fino y anfíbolitas, de colores verdes oscuros a negros y tamaños de grano fino (Fig. 4.39D).

Relacionados con este complejo hay varios indicios mineros de magnetita, con numerosas minas que explotaban este mineral, ahora abandonadas, como las minas de La Berrona, Santa Justa, Amapolas o Bismark ([BDMIN, 2018](#)).

Un resumen de las características petrográficas de las rocas máficas de este complejo puede verse en la tabla 4. 6 y de las rocas ácidas e intermedias en la tabla 4.7.



**Figura 4.39.** Complejo de Los Remedios A) Aspecto de campo del granito de grano fino- muy fino donde puede observarse el aspecto moteado; B) Skarn producido en el contacto con los plagiogranitos y anfíbolitas, en el entorno de mina de La Parrilla; C) Granito de grano fino con enclaves de rocas máficas, en el entorno de la finca de Los Vidales; D) Anfíbolita en contacto con un plagiogranito en el entorno de la mina de La Parrilla; E) Aspecto textural donde pueden verse intercrecimientos gráficos entre cuarzo, plagioclasa (muestra BIOG\_01\_x2,5\_4); F) Aspecto textural de las gabro-diabasas, mostrando una textura subofítica entre la Pg y el anfíbol (Muestra 875-558\_x5).

Una característica de estos granitos es la abundancia de intercrecimientos gráficos entre la plagioclasa albítica y el cuarzo (Fig. 4.39E). Un ejemplo de la textura que presentan las rocas máficas puede verse en la figura 4.39F.

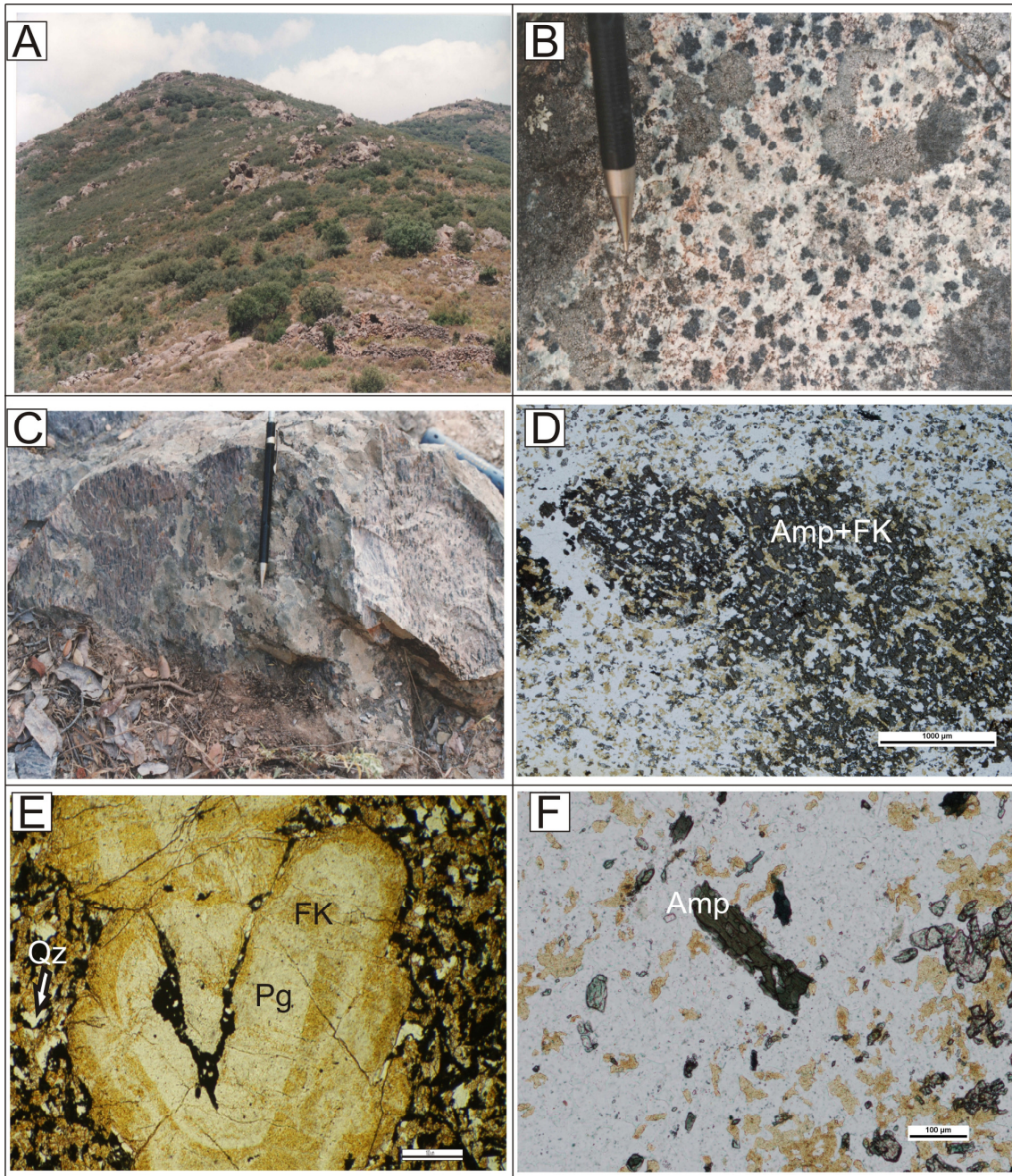
#### **4.4.12. Macizo de Sierra Vieja**

El macizo de Sierra Vieja es un pequeño plutón de forma ovalada con un diámetro máximo de 1km de diámetro, situado al sur de la población de Feria, en el monte de Sierra Vieja que le da nombre (Anexo II, Figs.I y II). Intruye en metasedimentos detríticos de bajo grado y en vulcanitas riolíticas del Cámbrico Inferior y no se observan enclaves de los materiales encajantes. Produce un relieve abrupto, con alturas que llegan a los 811 metros (Fig. 4.40A).

Los granitos de Sierra Vieja son rocas compactas y muy duras, de color verde a verde claro, que adquieren tonalidades pardo-rojizas por alteración de los piroxenos, con una textura moteada característica (Fig. 4.40B). Localmente se observan facies con orientación planar o linear, de apariencia gneísica, con estiramiento de los grumos de anfíbol (Fig. 4.40C). El moteado que se ve en muestra de mano está formado por grumos de anfíboles y piroxenos alcalinos de colores verdes y azules (Fig. 4.40D). Un ejemplo de un fenocristal de plagioclasa zonado con potasificación puede verse en la figura 4.40D, y un ejemplo del anfíbol alcalino en la figura 4.40E.

Un resumen de las características petrográficas de las rocas del macizo puede verse en la tabla 4.12.





**Figura 4.40.** Macizo de sierra Vieja. A) Aspecto de afloramiento del granito en el cerro que le da nombre; B) Aspecto de detalle donde pueden verse la textura porfídica y los grumos de anfíboles de colores verdosos; C) Aspecto del granito afectado por una banda de deformación, en el borde oeste del macizo; D) Aspecto microscópico donde pueden verse los grumos de anfíbol (muestra M80); E) Detalle de un fenocristal de plagioclasa zonado y potasificado (muestra M226); F) Detalle de un cristal de anfíbol alcalino (arfvedsonita?; (muestra M80).

Unidad litológica	Tipos de rocas	Minerales esenciales	Minerales accesorios	Textura y tamaño de grano	Fábrica y aspectos macroscópicos
Alconera	Diques riolíticos, traquíticos, traquidacíticos y andesíticos	Pg, Cpx, Amp, ±Qz	Ap, Opq, Amp	Grano fino, porfídicas, subofíticas, vacuolares, intersetales	Colores blancos. Grano fino, porfídicas. Algunos diques desplazan montículos de algas. Otros cortan las calizas
Barcarrota	Dioritas, cuarzodioritas, tonalitas, granitos, monzosienitas	Pg, FK, Qz, Amp, Bt, (Cpx)	Bt, Cpx, All, Ap, Opq, Ttn	Grano grueso a medio o fino	Colores oscuros a grises Grano grueso a medio,
Castillo	Granitos anfibólico-biotíticos	FK, Pg, Qz, (Amp, Bt)	Opq, Zr, Ap, Aln	Holocrystalinas, hipidiomórficas-idiomórficas, porfídicas. En zonas gneísicas	Colores claros. Grano fino-muy fino, bandas de cizalla. Fábricas moteadas
Feria	Albititas, sienitas	Pg (Ab), Qz, (Amp, Bt, Cb)	Opq, Ap, Zr	Holocrystalinas, hipidiomórficas-idiomórficas	Colores rosados. Grano fino-muy fino, algunos porfídicos (microfenocristales de Pg)
Jerez, Fregenal	Granitos y cuarzodioritas	Pg, Qz, (Bt)	Opq, Ap	Grano fino, porfídicas, gráficas	Colores claros. Grano fino-afanítico, Aspecto subvolcánico; Relaciones <i>mingling</i> con los gabros
Valle de Matamoros	Plagiogranitos	Pg Ab, Qz	Opq, Bt, Ru, Mt, Zr, Tur, Cb	Hipidiomórficas, porfídicas, gráficas	Colores claros. Grano fino. Relaciones <i>mingling</i> con los gabros. Apófisis del granito en el gabro y al contrario
Olivenza-Valverde de Leganés	Sienitas	Amp, Bt	Opq, Ttn, Zr	Grano fino, traquítica, porfídicas	Colores claros, rosados. Grano fino a medio
Remedios	Granitos	Qz, Bt, Ab,	Opq, Ttn, Zr, Ap, (Cpx?)	Grano fino, porfídica, granofíricas, foliadas	Colores claros. Grano fino. Relaciones de <i>mingling</i> con las rocas máficas
Sierra Vieja	Granitos anfibólico-biotíticos	Pg, Qz, Amp alk, Px alk	Opq, Ap, Zr, Cb (Ank)	Hipidiomórficas a idiomórficas, holocrystalinas	Colores claros, verdosos. Porfídica, fábricas moteadas, grano fino a medio, bandas cizalla

**Tabla 4.7.** Características petrográficas de las principales unidades litológicas de rocas plutónicas de composición ácida e intermedia del grupo RR

**CAPÍTULO 5**  
**GEOQUÍMICA**



## 5. GEOQUÍMICA

En este capítulo se realiza un resumen de los estudios geoquímicos realizados y que se encuentran en las publicaciones aportadas. Para el estudio geoquímico se ha dispuesto de un total de 286 muestras (Tabla 5.1), de las cuales los datos de 43 muestras aún no han sido publicados. Los datos de geoquímica de roca total se pueden ver en el Anexo IV, tablas I a IV. Las coordenadas de las muestras pueden verse en el Anexo IV, tablas V a VIII.

ROCAS IGNEAS			TOTAL		
ER	ER-VOL	22	53		
	ER-PLU	31			
RRa	127		233	VOL	139
	RR-VOL	89			
	RR-PLU	38			
RRb	106			PLU	94
	RR-VOL	50			
	RR-PLU	56			
Total muestras			286		

**Tabla 5.1.** Resumen de las muestras propias de geoquímica utilizadas en el estudio.

En general, todas estas rocas muestran una alteración secundaria generalizada como resultado de la deformación y metamorfismo Varisco, y la alteración hidrotermal tardía o post-magmática. Para la mayor parte de las rocas volcánicas la alteración espilitica podría ser alta (Quesada y Cueto Pascual, 1994; Sánchez-García, 2001; Sánchez-García et al., 2003, 2008, 2010; Etxebarria et al., 2006; Sarrionandia et al., 2012). A pesar de esto, los diagramas geoquímicos que utilizan aquellos elementos químicos considerados móviles, con respecto a ciertos procesos de alteración, siguen siendo interpretables y podrían reflejar el comportamiento magmático de los elementos (Sánchez-García et al., 2003) de acuerdo con lo señalado por Floyd et al. (2000). Se ha intentado usar los diagramas que utilizan elementos considerados inmóviles durante los procesos de alteración y de metamorfismo, tales como los elementos de alto potencial iónico

(HFSE) y las tierras raras (REE) (Pearce and Cann, 1973; Floyd et al., 2000, entre otros).

### 5.1. Rocas ígneas pertenecientes al Grupo *ER*

En este grupo, pertenecientes al *ER* se incluyen:

- Granitos anatócticos autóctonos y paraautóctonos formados por fusión parcial de protolitos metasedimentarios formados en ambientes de corteza media/Superior, que son coetáneos con el desarrollo de complejos migmatíticos, como los de Monesterio, Mina Afortunada, Lora del Río y Valuengo.
- Granitos alóctonos emplazados en niveles epizonales, como son los granitos de Tablada, Calera, Táliga, Salvatierra de los Barros, Barreiros y Barquete
- Rocas volcánicas félsicas, como las pertenecientes a las Capas de Bodonal, Pórfido de Cala, las riolitas y tobas de la Fm. Loma del Aire, los CVS de Freixo-Segovia, Nave de Grou-Azeiteiros y San Vicente.

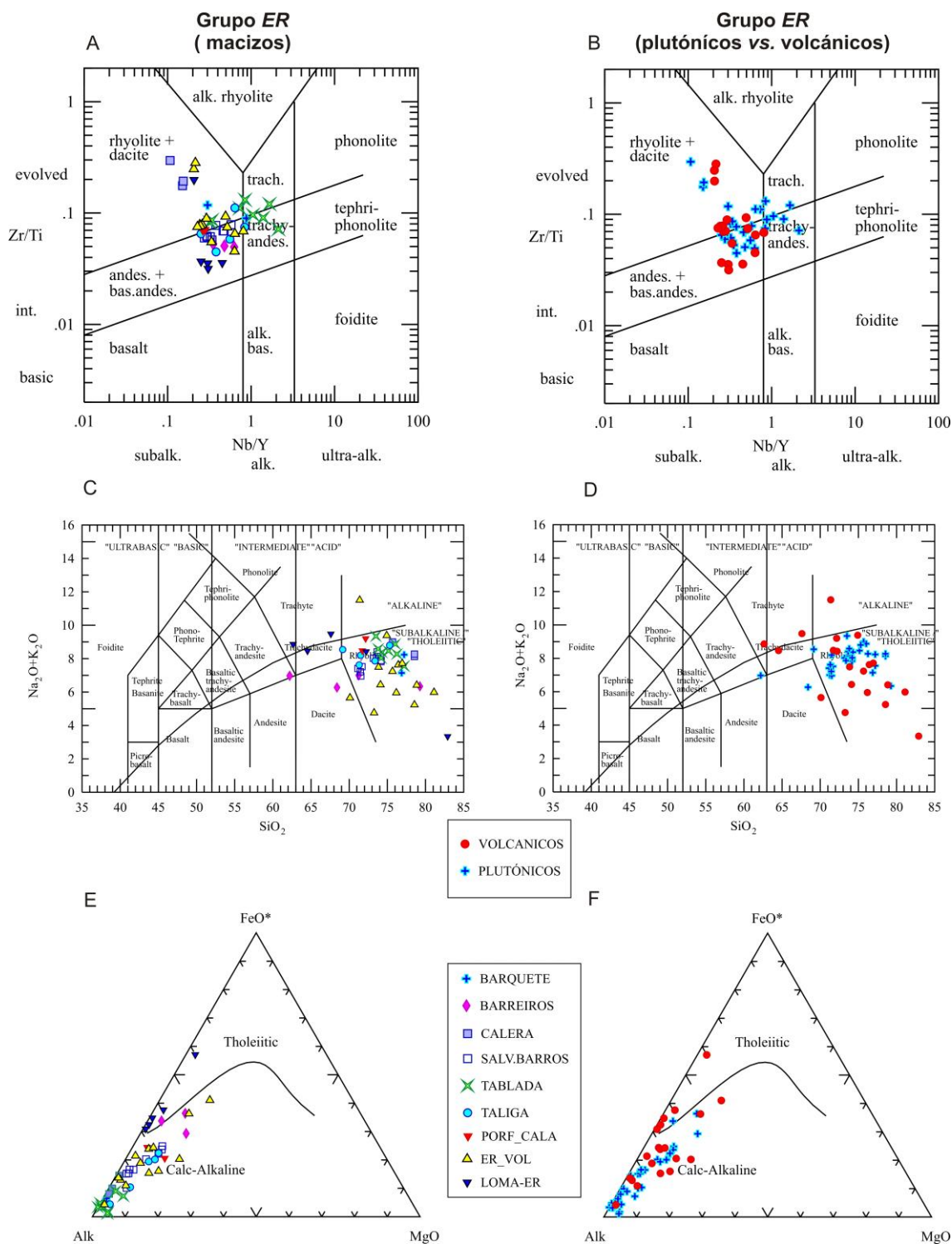
Para el estudio geoquímico se ha dispuesto de 53 muestras, de las cuales 22 son rocas volcánicas y 31 son rocas plutónicas. Dentro de las rocas plutónicas, 2 corresponden al macizo de Barquete, 4 al de Barreiros, 3 al de Calera, 9 al de Salvatierra de los Barros, 8 al de Tablada y 5 al de Táliga (Ver los datos en Anexo IV, Tabla I).

<i>ER-VOL</i>	BODONAL	9	22	53
	PÓRFIDO CALA	2		
	LOMA- <i>ER</i>	5		
	NAVE DE GROU	3		
	FREIXO-SEGOVIA	3		
<i>ER-PLU</i>	BARQUETE	2	31	
	BARREIROS	4		
	CALERA	3		
	SALV.BARROS	9		
	TABLADA	8		
	TALIGA	5		

**Tabla 5.2.** Resumen de las rocas ígneas del grupo *ER*.

Este grupo de rocas ígneas está constituido por rocas félsicas, sobresaturadas en sílice (el 100% son Q normativas), con valores de SiO<sub>2</sub> entre 59% y 81%. En su mayoría

muestran características peraluminosas ( $A/CNK = 0.6$  a  $1.2$ ). EL 92% de las muestras tienen corindón normativo. Este carácter peraluminoso queda reflejado por la presencia local de minerales ricos en aluminio, como por ejemplo la cordierita en los macizos de Táliga y Salvatierra de los Barros. Los valores más bajos del índice de *Shand* corresponde a las rocas pertenecientes al grupo de Loma del Aire (Sánchez-García et al., 2016). Habría que señalar que el metamorfismo varisco podría haber causado la movilización de los elementos más móviles, variando su concentración y sus relaciones, como por ejemplo la relación K/Na (Sánchez-García et al., 2013). Esta relación presenta un valor medio de 3,2 para el conjunto del grupo, pero se observa una gran variación entre las rocas plutónicas ( $K_2O/Na_2O=1,05$ ) y las rocas volcánicas ( $K_2O/Na_2O= 6,28$ ). Estas últimas presentan una mayor abundancia de rocas con altos valores de  $K_2O$ , si bien se encuentran rocas con una relación  $K_2O/Na_2O < 1$ , como es el caso de las rocas pertenecientes a Loma del Aire-ER (media=0,43) o la media de las rocas volcánicas de los CVS portugueses, como los CVS de Freixo-Segovia y Nave de Grou-Azeiteiros, que es de 0,64. Las rocas volcánicas de las Capas de Bodonal son las que tienen los valores más altos de la relación  $K_2O/Na_2O$ , con un valor medio de 10,95 (Anexo IV, Tabla I). Su clasificación en el diagrama de elementos inmóviles de Pearce (1996) las identifican como andesitas basálticas a riolitas (Fig. 5.1A), donde la mayoría de las muestras se proyectan en el campo sub-alcalino, cayendo en el campo alcalino las muestras del complejo de Tablada (con una composición desde traquiandesitas a traquitas) y una de las muestras de Barquete (de composición traquiandesítica). Estas muestras de afinidad alcalina pueden sugerir una posible fuente más profunda, sea de corteza crustal inferior o mantélica (Sánchez-García et al., 2013) (Fig. 5.1B).



**Figura 5.1.** Grupo ER A) Características geoquímicas en el diagrama de Zr/Ti versus Nb/Y (Pearce, 1996), diferenciando por macizos y complejos. B) Diferenciando entre rocas volcánicas y plutónicas. C) Diagrama TAS de LeBas et al. (1986), diferenciando por macizos y complejos; D) Diferenciando entre rocas volcánicas y plutónicas; E) Diagrama AFM de Irvine and Baragar (1971), diferenciando por macizos y complejos. F) Diferenciando entre rocas plutónicas y volcánicas



No se aprecian grandes diferencias entre el grupo volcánico y el plutónico, excepto las comentadas para el grupo de Loma del Aire-ER, que en el diagrama TAS se proyectan en su mayoría, en el campo alcalino (traquidacitas a riolitas) (Figs. 5.1C y D). En el diagrama AFM de (Irvine and Baragar, 1971), la mayoría de las muestras se proyectan en el campo calcoalcalino (Figs.5.1E y F), excepto las muestras pertenecientes al grupo de Loma del Aire que se proyectan en el campo toleítico.

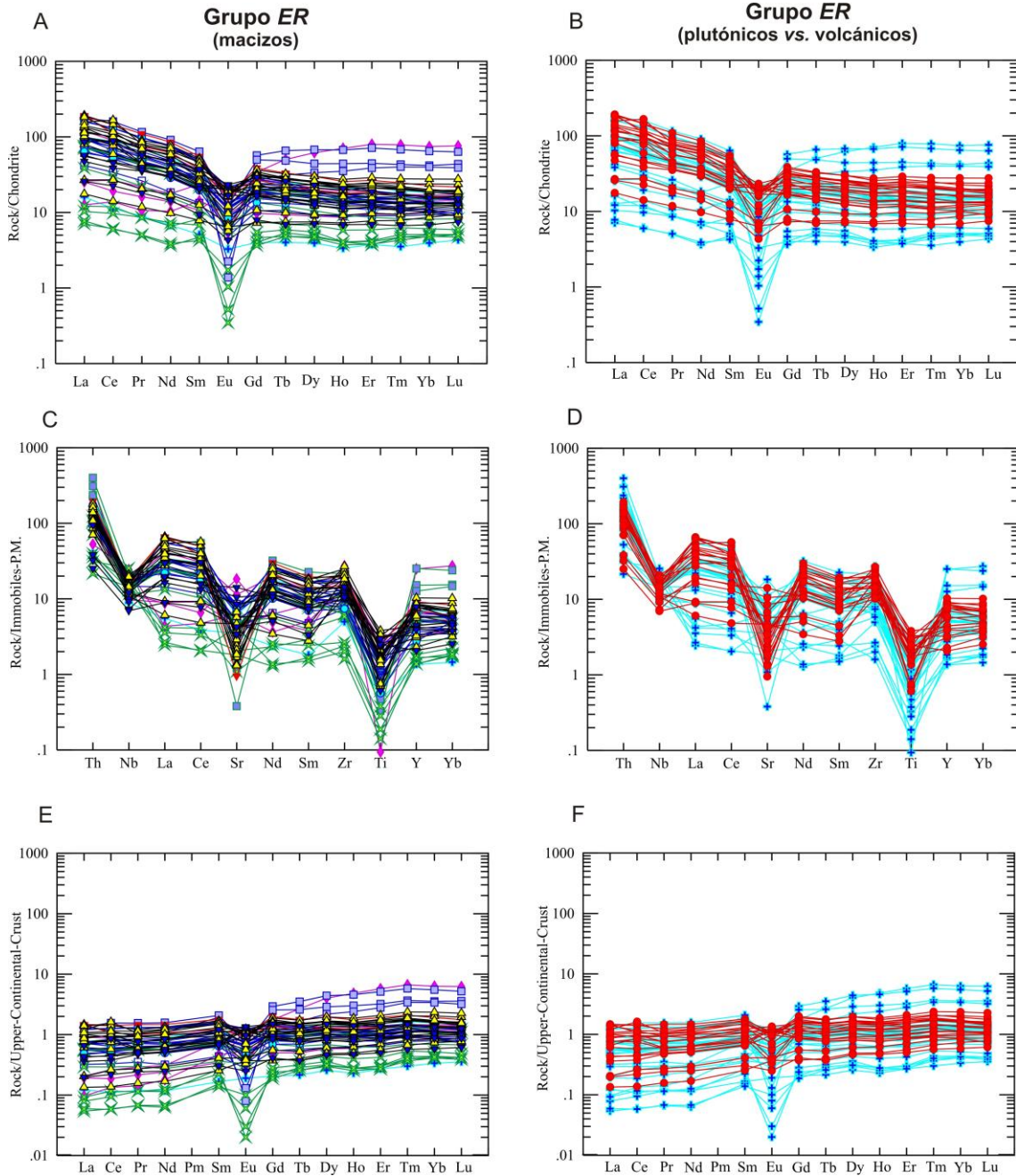
Respecto al comportamiento de las REE (Fig. 5.2), se puede ver que presentan valores más fraccionados las LREE ( $La_N/Sm_N = 2,84$ ) que las HREE ( $Gd_N/Yb_N = 1,34$ ) siendo el valor de  $(La/Yb)_N$  próximo a 5,41. Las anomalías de Eu varían desde moderadamente negativas a ligeramente positivas (0,02-2,06) (Figs. 5.3A y B). En la figura 5.2B puede verse que son las rocas plutónicas las que presentan mayores amplitudes en los intervalos tanto de LREE como de HREE ( $La_N/Sm_N = 3,50-0,88$ ;  $Gd_N/Yb_N = 2,53-0,46$ ), mientras que las volcánicas muestran relaciones entre  $La_N/Sm_N = 5,04$  a 2,12, y  $Gd_N/Yb_N = 1,87$  a 0,84 (ver los datos en Anexo IV, Tabla I).

Las dos muestras que presentan una ligera pendiente positiva, con mayor enriquecimiento en HREE que en LREE (muestras S42 y S49) pertenecen a los macizos de Barreiros y Calera, y podrían sugerir una fuente crustal previamente empobrecida o el fraccionamiento previo de fases accesorias enriquecidas con LREE (Sánchez-García et al., 2013).

Las muestras que presentan menores contenidos en REE corresponden a las muestras de los macizos de Tablada y Barquete, y pueden proceder de una fuente magmática empobrecida en HREE.

Aunque se aprecian ligeras diferencias de un grupo a otro, en general todos estos resultados sugieren fuentes crustales en sus magmas parentales, como puede verse en las figuras 5.2E y F cuando normalizamos los valores a la media de la Corteza

Continental Superior (UCC, de [Rudnick and Gao, 2004](#)) en las figuras 5.2E y F, donde muestran patrones casi planos, con un ligero pico en las REE intermedias, abundancias relativas próximas a la unidad y marcadas anomalías en Eu.

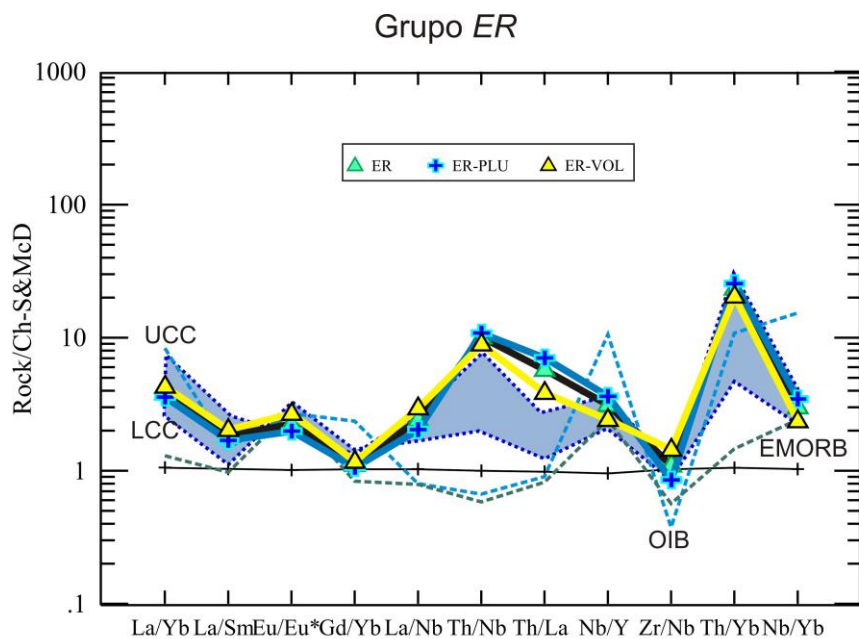


**Figura 5.2.** Grupo ER. A) Diagramas de REE normalizados al Condrito de [Sun and McDonough \(1989\)](#), diferenciado por macizos; B) Ídem diferenciado por tipos de rocas; C) Diagramas spider normalizados al manto primitivo de [Palme and O'Neil \(2004\)](#). D) Ídem diferenciado por tipos de rocas E) Diagramas de REE normalizados a la Corteza Continental Superior de [Rudnick and Gao \(2004\)](#) diferenciado por macizos; F) Ídem, diferenciando por rocas plutónicas y volcánicas. Los símbolos son iguales que en la figura 5.1.

En los diagramas spider normalizados al manto primitivo de [Palme and O'Neil \(2004\)](#) pueden verse anomalías negativas en Nb, Sr y Ti para todos los grupos considerados (Figs. 5.2C y D). La anomalía negativa en Nb (valor medio Nb=8,8) es más próxima al valor de la Corteza Continental Superior. El empobrecimiento en Nb, Ti y Sr podría ser debido a la presencia de rutilo y plagioclasa en los materiales restíticos, o simplemente reflejar la herencia de un material crustal típico, empobrecido en estos elementos. La ligera anomalía positiva en Zr podría indicar una fuente de corteza continental ([Sánchez-García et al., 2013](#)).

En la figura 5.3 podemos ver las relaciones elementales La/Nb, Th/Nb, Th/La, Nb/Y o Zr/Nb, las cuales están poco afectadas por los procesos petrogenéticos, y que pueden ayudarnos a comprender mejor las fuentes de estos magmas. Estas relaciones se ajustan mejor a los valores promedio de la Corteza Continental (BCC) de [Rudnick and Gao \(2004\)](#), si bien presentan algunos valores enriquecidos respecto a esta, como son los valores de las relaciones Th/Nb, Th/La y Nb/Y (1,21, 0,70 y 0,49 respectivamente, (Anexo IV, Tabla I).

La caracterización geoquímica en los diagramas tectónicos de [Pearce et al. \(1984\)](#) Figs. 5.4<sup>a</sup> y B) no es muy determinante, ya que las muestras se proyectan tanto en los campos anorogénicos como orogénicos, si bien la mayoría de las muestras se proyectan en el campo orogénico.



ER	La/Yb	La/Sm	Eu/Eu*	Gd/Yb	La/Nb	Th/Nb	Th/La	Nb/Y	Zr/Nb	Th/Yb	Nb/Yb
ER (N=53)	5,41	2,84	0,51	1,34	2,33	1,21	0,70	0,49	17,03	4,01	4,35
ER-PLU (N=31)	4,99	2,62	0,45	1,28	1,96	1,30	0,86	0,57	13,22	4,36	5,01
ER-VOL (N=22)	5,99	3,15	0,61	1,42	2,85	1,07	0,47	0,38	22,41	3,50	3,42

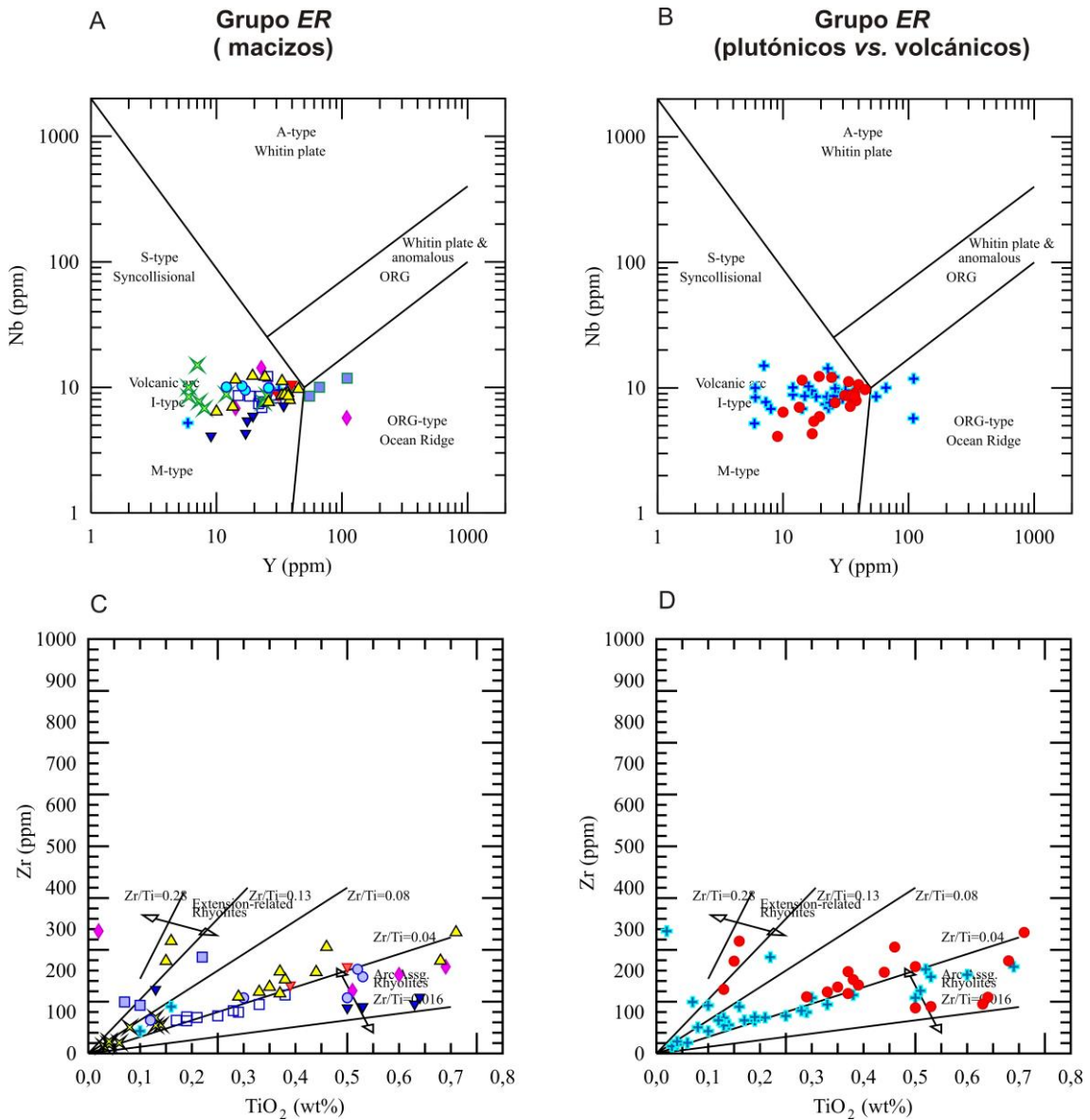
Referencias

- Corteza Continental (límites: Superior, UCC e Inferior (LCC) de Rudnick & Gao, 2004)
- Basaltos de Islas Oceánicas (OIB) de Sun and McDonough (1989)
- Basaltos de dorsal enriquecidos (EMORB) de Sun and McDonough (1989)
- Condrito de Sun & McDonough (1989)

**Figura 5.3.** Grupo ER. Valores medios de algunas relaciones elementales normalizados al Condrito de Sun y McDonough (1989).

En el diagrama de Syme (1998; Figs.5.4C y D) se ve como la mayoría de las muestras también se proyectan en el campo orogénico de arco, aunque algunas de ellas (Barreiros, Calera, alguna de la Loma y del grupo volcánico) se proyectan en el campo de las riolitas extensionales. La signatura de arco es probable que sea una característica heredada de la fusión de las rocas Neoproterozoicas del arco continental que existía antes del comienzo del Rift (Quesada, 1990b, 1997; Pin et al., 2002; Sánchez-García et al., 2003, 2008; Pereira et al., 2006a).

Hay que señalar que el contenido medio en Zr es 142 ppm (112ppm en las plutónicas y 185ppm en las volcánicas), pero algunas muestras del plutón de Barreiros presentan valores superiores a 295ppm y muchas de las rocas volcánicas tienen valores superiores a 200 ppm. Esto podría indicar una mezcla de fuentes en los magmas de este grupo, entre fundidos crustales y diferenciados de rocas máficas (Sánchez-García et al., 2013).



**Figura 5.4.** Grupo ER. A y B) Diagrama de discriminación tectónica de Pearce et al. (1984); C y D) Diagrama de Syme (1998). Leyenda de los símbolos es igual a la figura 5.1. Comparar esta figura con la Fig. 5.16.

Todas las características geoquímicas sugieren que estas rocas derivan principalmente de una fuente cortical, aunque algunas características evidencian una participación de corteza más profunda (o sub-crustal) más importante (Sánchez-García et al., 2010).

## **5.2. Rocas ígneas pertenecientes al Grupo RR**

Para el estudio geoquímico de este grupo se ha contado en total con 233 muestras propias de este grupo, de las cuales 139 son volcánicas y 94 son rocas plutónicas. Una distribución general de las muestras estudiadas en este grupo puede verse en la Tabla 5.3.

*Nota- para los diagramas generales (TAS, Pearce, AFM y álcalis vs. Sílice) se han usado todas las muestras incluyendo las publicadas, pero para la descripción petrológica y geoquímica solo las muestras propias.*

En este grupo se incluyen las rocas volcánicas, subvolcánicas y plutónicas pertenecientes al Evento Principal (RR). Se incluyen los macizos de Barcarrota, Castillo, Cazalla, Feria, Fregenal- Jerez, La Lapa, Olivenza-Valverde Leganés, Pintado, Remedios, Sierra León, Sierra Vieja, Valle de Matamoros y las rocas volcánicas intercaladas en la UDF y el MRV (Anexo II, Figs. I y II y tablas del Anexo IV).

Composicionalmente, este grupo es bimodal respecto a la sílice e incluye tipos predominantemente basálticos y riolíticos con menores proporciones de rocas intermedias (Figs. 5.5A y D). Como se ha dicho anteriormente, las rocas de los distintos macizos presentan alteraciones que provocan que sus contenidos en sílice sean mayores de 52%, por lo que algunas muestran se proyectan en campos más allá de sus límites.

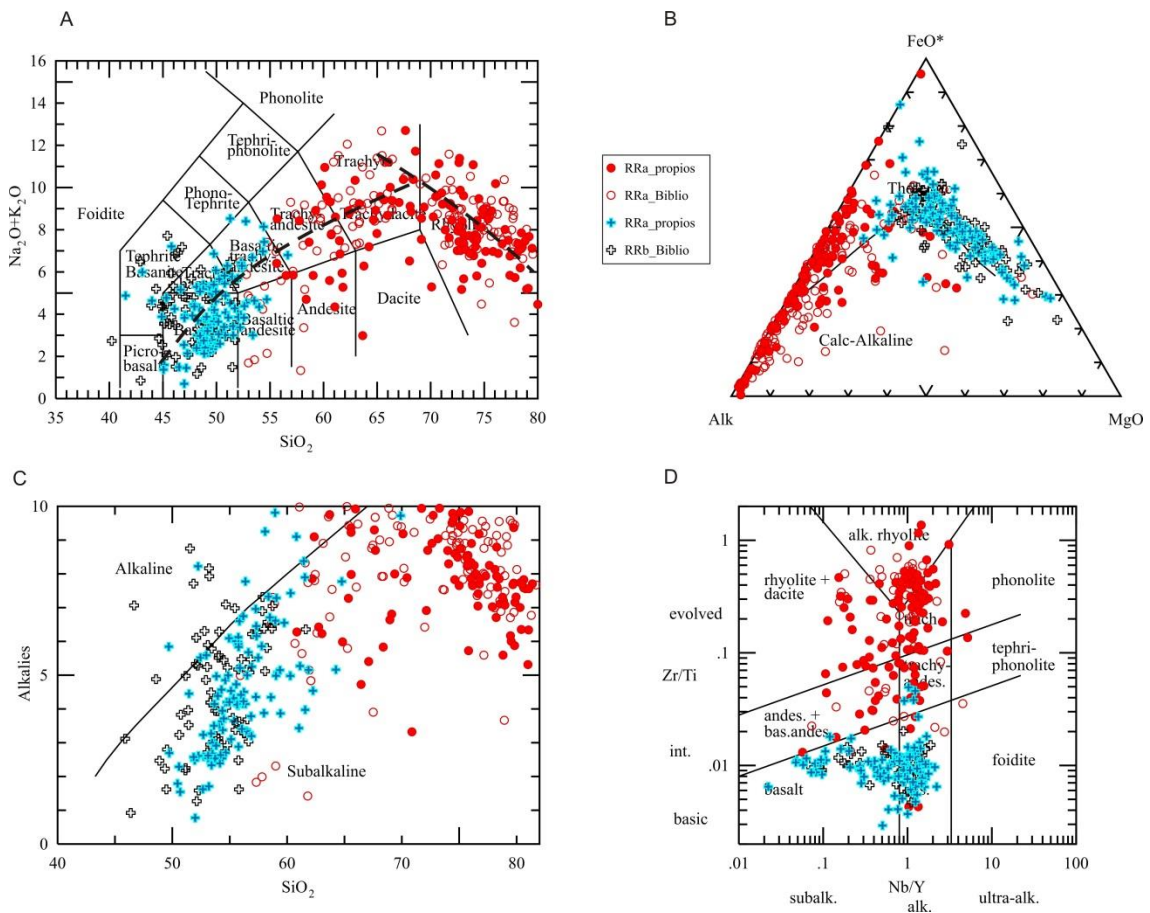
En el diagrama TAS (Fig. 5.5A) pueden verse dos líneas de evolución aparentes, una tiene pendiente positiva y se extiende desde composiciones basálticas a riolíticas, con

una zona de menor abundancia (gap) en torno a 58% de sílice. Como dijimos anteriormente, debido a los procesos de alteración tanto hidrotermal como metamórfica, las relaciones de los álcalis han podido sufrir alteraciones, por lo que, aunque este diagrama se incluye, habría que considerarlo con cautela, dado el carácter móvil de los álcalis. La otra población tiene una pendiente evolutiva negativa y se sitúa dentro del campo riolítico. Las dos líneas se intersectan próximas al campo entre composiciones traquíticas y riolíticas. El cambio de pendiente puede reflejar, en parte, el comienzo de la cristalización de fases minerales ricas en álcalis. Sin embargo, también puede deberse a un cambio en las fuentes de magmas (crustales) que pudieron contribuir significativamente a la evolución general en esta etapa, como lo sugiere la gran heterogeneidad química de las rocas ácidas (ver sección 5.2.2).

RRa	127	MRVa	89	UDF	13
				LOMA-RR	11
				MRV	58
				ALCONERA	7
		MRPa	38	BARCARROTA	6
				CASTILLO	3
				CAZALLA	5
				FERIA	11
				JEREZ+FREGENAL	1
				OLIVENZA	2
				REMEDIOS	3
				SVIEJA	2
				VMATAMOROS	5
				RRb	106
MRV	34				
ALCONERA	3				
MRPb	56	BARCARROTA	9		
		CAZALLA	2		
		FERIA	3		
		JEREZ+FREGENAL	16		
		LA LAPA	3		
		OLIVENZA	7		
		PINTADO	5		
		REMEDIOS	2		
		SIERRA LEÓN	2		
		VMATAMOROS	7		

**Tabla 5. 3.** Resumen de las muestras estudiadas en el grupo *RR*.

En la figura 5.5C, la primera asociación evolutiva se distribuye a lo largo de la línea que separa los dominios alcalino y sub-alcalino (Irvine y Baragar, 1971); de hecho, una línea de regresión dibujada a través de nuestros datos no se aleja significativamente de este límite. Entonces, aunque muchas muestras parecen representar un conjunto levemente alcalino, muchas otras muestran una evolución comparable dentro del campo sub-alcalino (toleítico) (Sánchez-García et al., 2003).



**Figura 5.5.** Geoquímica de elementos mayores del grupo RR. A) Diagrama TAS (álcalis-sílice) de LeBas et al. (1986); B) Diagrama AFM de Irvine and Baragar (1971); C) Diagrama de álcalis versus sílice de Irvine y Baragar, (1971); D) Diagrama de elementos inmóviles (Zr/Ti versus Nb/Y) de Pearce (1996). *Legenda:* símbolos solidos: datos propios; símbolos vacíos: datos compilados; RRa: Rocas félsicas (52%<SiO<sub>2</sub><81%) círculos; RRb: Rocas máficas (40%<SiO<sub>2</sub><52%): cruces. (Datos compilados de: Assunção and Gonçalves, 1970; Pinto Coelho and Gonçalves, 1970; Canilho, 1973; Aparicio Yagüe et al., 1977; Dupont, 1979; Dupont and Bonin, 1981; Pons, 1982; Ruiz de Almodóvar, 1983; INGEMISA, 1984, 1986; Eguiluz, 1987; Galindo, 1989; Mata and Munhá, 1990; Castro et al., 1996; Bellido et al., 2010)



En el diagrama AFM de [Irvine y Baragar \(1971\)](#), la mayoría de las muestras se proyectan en el campo toleítico, si bien algunas de ellas caen en el campo calco-alcalino (+ alcalino) (Fig. 5.5B). En este diagrama también puede verse como algunas de las muestras presentan valores enriquecidos en Fe, lo que podría deberse a un enriquecimiento hidrotermal.

En el diagrama de clasificación de [Pearce \(1996\)](#), (Fig. 5.5D), también puede verse que hay muestras dentro de las asociaciones sub-alcalinas ( $Nb/Y < 1$ ) y alcalinas ( $Nb/Y > 1$ ), e incluso algunas muestras ultra-alcalinas.

Todos los diagramas de la figura 5.5 evidencian la gran heterogeneidad de la asociación de rocas relacionadas con el Rift y el carácter bimodal de este conjunto de rocas. Esto puede deberse a varias causas, como la implicación de diversas fuentes de magma (astenosféricas, litosféricas y/o corticales) que no eran, en sí mismas, necesariamente homogéneas, o a la implicación de procesos petrogenéticos variados en su evolución (tasa de fusión parcial, tiempo de residencia en cámaras intermedias de magma, mezcla, fraccionamiento cristalino, contaminación, etc.). Sin embargo, un vínculo común a través de dos tendencias evolutivas distintas parece ineludible. La figura 5.5A muestra un patrón general similar al publicado para las lavas de la “línea de Camerún” ([Fitton, 1987](#)), donde la evolución del grupo de rocas ácidas se interpreta, con el apoyo de datos de isótopos, para reflejar diversos grados de contaminación por rocas crustales o sus fundidos. Este también puede ser el caso para la asociación ácida de pendiente negativa en la figura 5.5A, algunas de las rocas podrían incluso representar fundidos corticales no contaminados ([Sánchez-García et al., 2003](#)).

### **5.2.1. Rocas máficas**

Dentro de este grupo de rocas máficas ( $\text{SiO}_2 < 52\%$ ) se han diferenciado dos subgrupos de acuerdo a sus características geoquímicas (ver Anexo IV, Tablas II y III). Hay que señalar que se han incluido en este grupo algunas muestras con cantidades superiores de 52% de  $\text{SiO}_2$ , ya que los distintos procesos de alteración han modificado la composición original.

Los dos subgrupos diferenciados son indistinguibles en el campo o petrográficamente, y aparecen ligados íntimamente unos con otros en los mismos afloramientos, siendo imposible encontrar un criterio de diferenciación. Tampoco se ha encontrado una correlación clara entre las rocas del Cámbrico Inferior intercaladas en la UDF y las rocas del Cámbrico Medio del grupo MRV, como las encontradas por [Mata and Munha \(1990\)](#), ya que se encuentran rocas con ambos tipos de características dentro de todos los intervalos de edad considerados (Fig. 5.5). El principal criterio de diferenciación ha sido el comportamiento de las REE, ya que uno de los grupos presenta un claro enriquecimiento en LREE respecto a las HREE, característico de rocas de tipo OIB y/o EMORB y el otro grupo un empobrecimiento, típico de rocas NMORB.

#### ***5.2.1.1. Rocas máficas con afinidad OIB y/o EMORB***

Este grupo de rocas incluye 76 muestras. Su distribución puede verse en la tabla 5.4 a continuación.

Teniendo en cuenta los valores normativos CIPW, este grupo de rocas presenta un 43% de las muestras subsaturadas en sílice, 89 % hy-normativas (toleítica) y el 4% son ol-norm+ne-norm (alcalinas). Estas características son típicas de basaltos de fondo oceánico (MORB) y/o islas oceánicas (OI), es decir de fuentes astenosféricas más que litosféricas.

En las figuras 5.6A y B puede verse como la mayoría de las rocas presentan un claro enriquecimiento en LREE ( $La_N/Sm_N = 2,11$  ppm) respecto a las HREE ( $Gd_N/Yb_N = 2,61$  ppm), sin anomalías negativas significativas en Eu, indicando la ausencia de plagioclasa en el fundido. La relación general  $La_N/Yb_N = 8,11$  ppm, muestra unos valores similares a los de los Basaltos de Islas Oceánicas (OIB,  $La_N/Yb_N = 12,29$  ppm) de [Sun & McDonough \(1989\)](#), mostrando unos diagramas spider planos cuando normalizamos a estos basaltos.

RRb	OIB/ EMORB	76	MRV	UDF	9	41
				MRV	29	
				ALCONERA	3	
			MRP	BARCARROTA	9	35
				CAZALLA	2	
				FERIA	3	
				JEREZ+FREGENAL	4	
				LA LAPA	3	
				OLIVENZA & VLEGANES	7	
				PINTADO	5	
				SIERRA LEÓN	2	

**Tabla 5. 4.** Distribución de las muestras de rocas máficas utilizadas en el grupo OIB-EMORB

El macizo de Feria si presenta anomalías negativas de Europio, lo mismo que algunas muestras de la UDF y de Sierra León, lo que nos indicaría que en estos grupos se ha producido un fraccionamiento de plagioclasa en el fundido o que la plagioclasa ha permanecido en la restita.

Hay que señalar que el patrón que presentan las rocas de Sierra León se aleja un poco de la tendencia general al presentar modelos casi planos con respecto al condrito, sin enriquecimiento en LREE respecto a HREE, y con ligeras anomalías negativas en Europio. Aunque las rocas máficas de la zona de Cazalla y los afloramientos de la zona de Sierra León están espacialmente cercanas, el comportamiento geoquímico de las rocas de ambas zonas es diferente. Los Gabros de Cazalla, al igual que la mayoría de los

demás macizos, presentan afinidades OIB mientras que los de Sierra León presentan afinidades EMORB, con patrones de REE normalizados a EMORB casi planos, y valores próximos a la unidad. Los gabros de Cazalla no presentan anomalías en Eu, mientras que los de Sierra León sí, indicando fraccionamiento de plagioclasa en el fundido o persistencia de este mineral en el residuo.

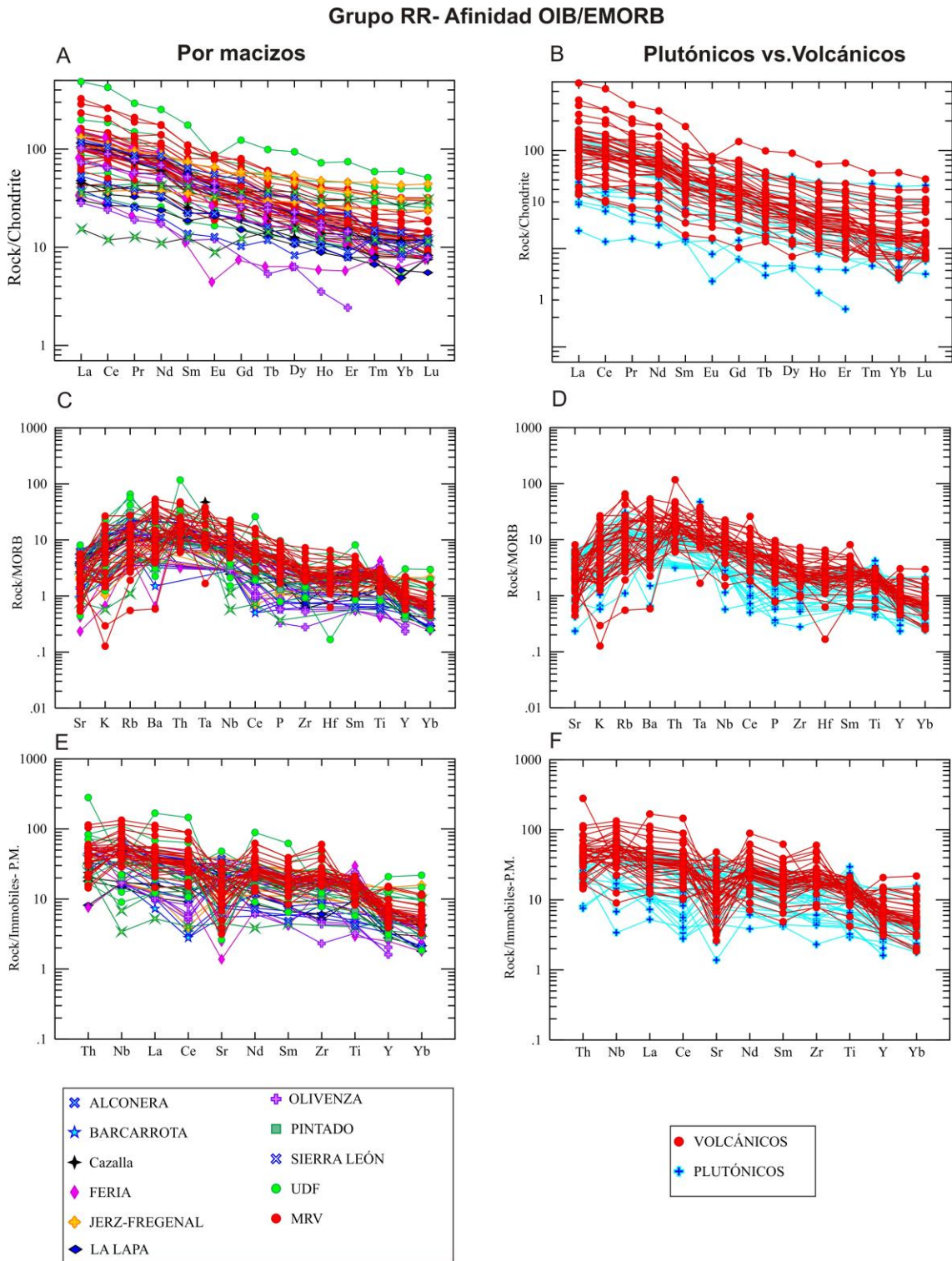
En el diagrama spider (Figs. 5.6C y D) los gabros de Cazalla no presentan anomalías negativas en Nb, lo que indicaría fuentes mantélicas, mientras que los de Sierra León sí presentan dichas anomalías negativas en Nb, indicando entrada de material cortical en su fuente. Los gabros de Cazalla presentan anomalías negativas en Y, lo que podría indicar fraccionamientos de titanita y granate, que indicarían generación a profundidades altas, mientras que los de Sierra León no presentan dichas anomalías.

Estas mismas diferencias pueden apreciarse en los diagramas de [Pearce's](#) (ver Figs.5.10E y F), donde los gabros de Cazalla se proyectan en el campo de OIB, con influencias de reciclado crustal profundo, mientras que los de Sierra León presentan afinidad EMORB, con influencias de interacciones corteza-manto.

En la figura 5.6B puede verse como son las rocas volcánicas las que presentan mayores valores en la relación  $(La/Sm)_N$ , siendo el promedio de las rocas volcánicas =2,15 ppm, y el de las rocas plutónicas=2,02 ppm. Las rocas volcánicas son las que presentan también mayores valores en REE (promedio=179,59 ppm), en relación a las rocas plutónicas (promedio=81,25 ppm).

En los diagramas spider normalizados al manto primitivo de [Palme and O'Neil \(2004\)](#) pueden verse empobrecimientos en Sr y Ti para todos los grupos considerados (Fig. 5.6C). El Nb (valor medio Nb = 25,67 ppm) no presenta empobrecimiento o este es muy pequeño, excepto en el macizo de Sierra León que presenta un valor medio de Nb = 3 ppm, que se sitúa entre el valor medio de EMORB (8,3 ppm) y el de NMORB (2,3

ppm). El empobrecimiento en Sr y Ti podría ser debido a la permanencia de plagioclasa o titanomagnetita respectivamente, en los residuos de fusión.

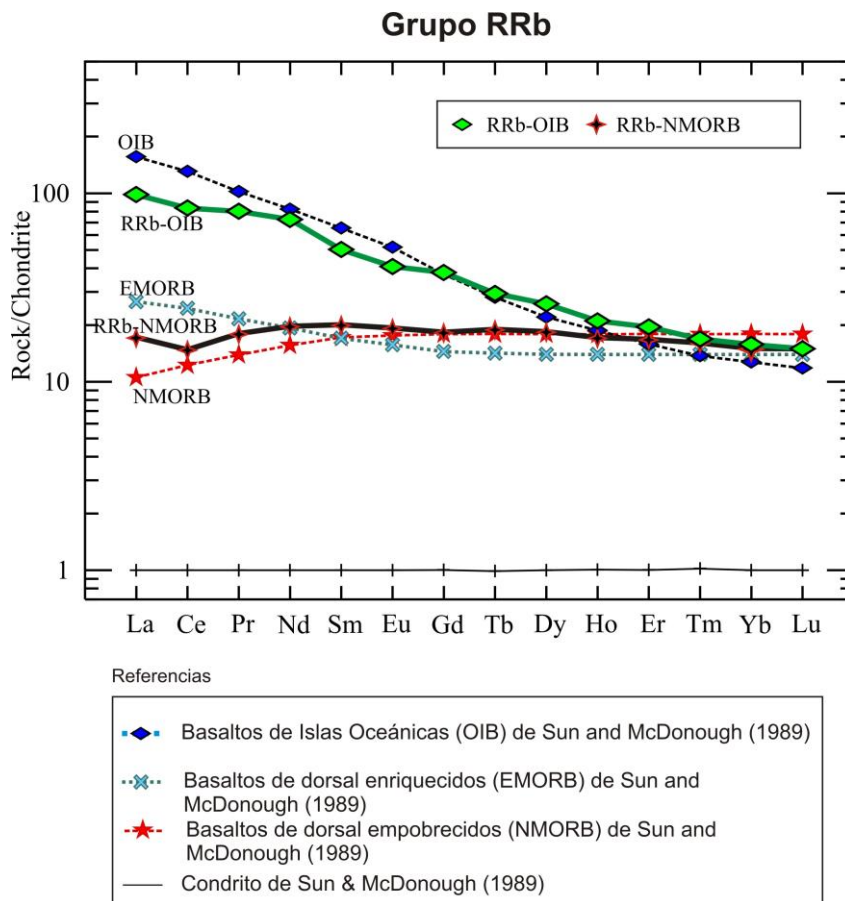


**Figura 5.6.** Rocas máficas del grupo RR, de afinidad OIB-EMORB. A) Diagramas de REE normalizados al Condrito de Sun and McDonough (1989), diferenciado por macizos; B) Ídem diferenciado por tipos de rocas; C) Diagramas spider normalizados al manto primitivo de Palme

and O'Neil (2004); D) Ídem diferenciado por tipos de rocas; E) Diagramas spider normalizados al MORB (Pearce, 1983), diferenciando por macizos y complejos; F) Diferenciando por tipos.

En los diagramas spider normalizados al MORB (Pearce, 1983, Figs.5.6E y F) presentan patrones casi planos y valores próximos a la unidad en los elementos más incompatibles y valores enriquecidos en los elementos más móviles (Sr, K, Rb, Ba).

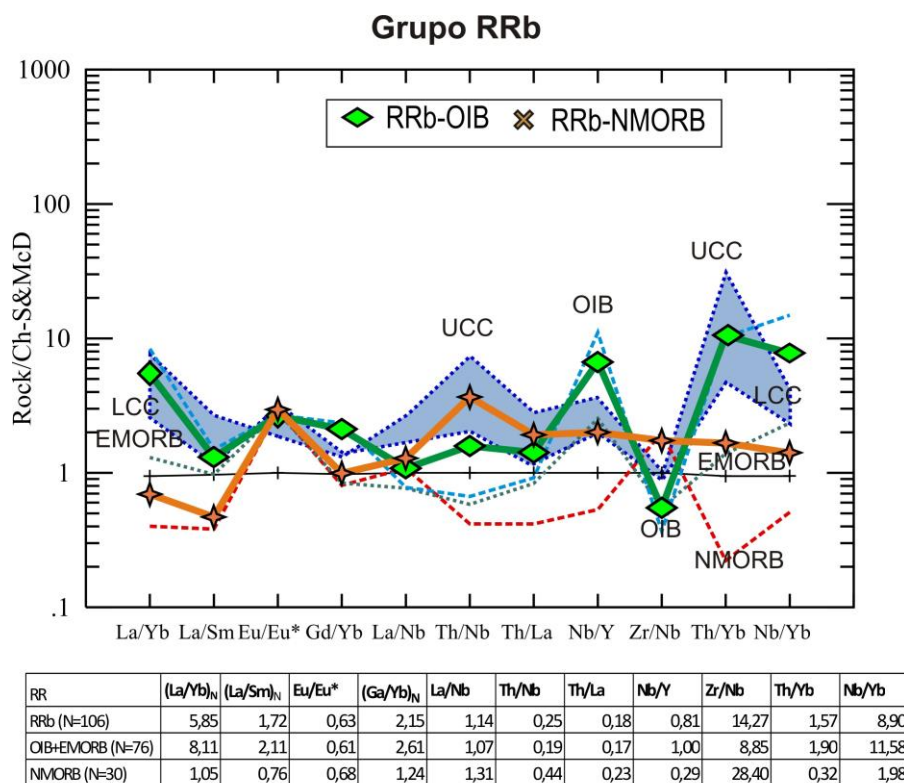
Si tenemos en cuenta los valores medios de las REE, puede verse en la figura 5.7 que la tendencia general de las muestras de este grupo es similar a los basaltos alcalinos OIB de Sun & McDonough (1989).



**Figura 5.7.** Diagrama de REE normalizado al condrito de Sun & McDonough (1989), con los valores medios de las muestras máficas estudiadas (RRb-OIB y RRb-NMORB) y con respecto a los valores medios OIB, EMORB y NMORB de Sun & McDonough (1989).

Sin embargo, se pueden encontrar algunas diferencias si tenemos en cuenta algunas de las relaciones elementales más comunes utilizadas como indicadores del comportamiento magmático (Fig. 5.8). En esta figura se puede ver que el comportamiento del grupo RRb-OIB, si bien sigue las pautas generales de OIB de [Sun & McDonough \(1989\)](#), se aleja del mismo en las relaciones La/Nb (1,07 ppm) para las rocas RRb-OIB frente a 0,77 ppm en las rocas OIB de referencia, Th/Nb (0,19 ppm frente a 0,08 ppm), Th/ La (0,17 ppm frente a 0,11 ppm de referencia) y Nb/Yb (11,58 ppm frente a 22,22 ppm en las rocas OIB de referencia). Hay que señalar que estas rocas están algo empobrecidas en Th (3,90 ppm) en relación al valor medio de OIB (4 ppm) de [Sun & McDonough \(1989\)](#), presentando también empobrecimiento en Nb (25,67 ppm) en relación al valor medio de [Sun & McDonough \(1989\)](#), 48 ppm), lo que podría indicarnos entrada de material crustal en la fuente.

En conjunto, las rocas de este grupo presentan unas características similares a las presentadas por las rocas del macizo de Bohemia, donde [Floyd et al. \(2000\)](#) distinguen 3 series de rocas (series de meta-basaltos alcalinos, serie de meta-basaltos toleíticos con bajo contenido en Ti y, meta-basaltos toleíticos principales). En nuestro caso las rocas de este grupo incluyen algunas de afinidad EMORB que podrían correlacionarse con las toleítas de bajo contenido en Ti (macizos de Sierra León y Jerez-Fregenal, con contenidos de  $(Ce/Yb)_N = 1,28$  y  $2,81$  respectivamente), y el resto de los macizos con los basaltos alcalinos con contenidos medios en  $(Ce/Yb)_N = 6,64$  ppm (Figs.5.9A a F).



Referencias

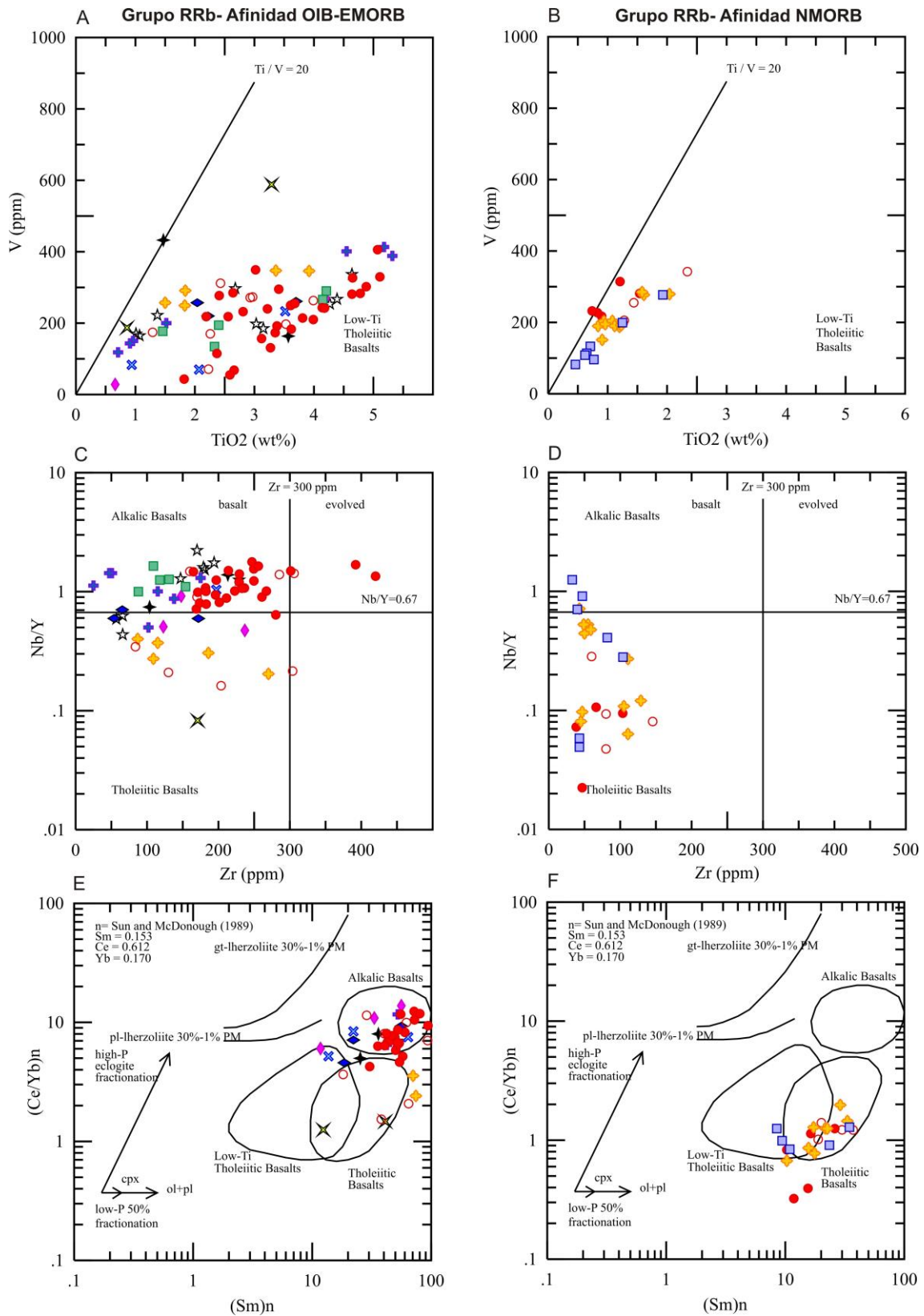
- Corteza Continental (límites: Superior, UCC e Inferior (LCC) de Rudnick & Gao, 2004)
- Ocean Island Basalts (OIB) of Sun and McDonough (1989)
- Normal Mid-Ocean ridge basalts (NMORB) of Sun and McDonough (1989)
- Enriched Mid-Ocean ridge basalts (EMORB) of Sun and McDonough (1989)
- Chondrite of Sun and McDonough (1989)

**Figura 5.8.** Valores medios de algunas relaciones elementales normalizadas al condrito de Sun y McDonough (1989) para las rocas máficas del grupo RR.

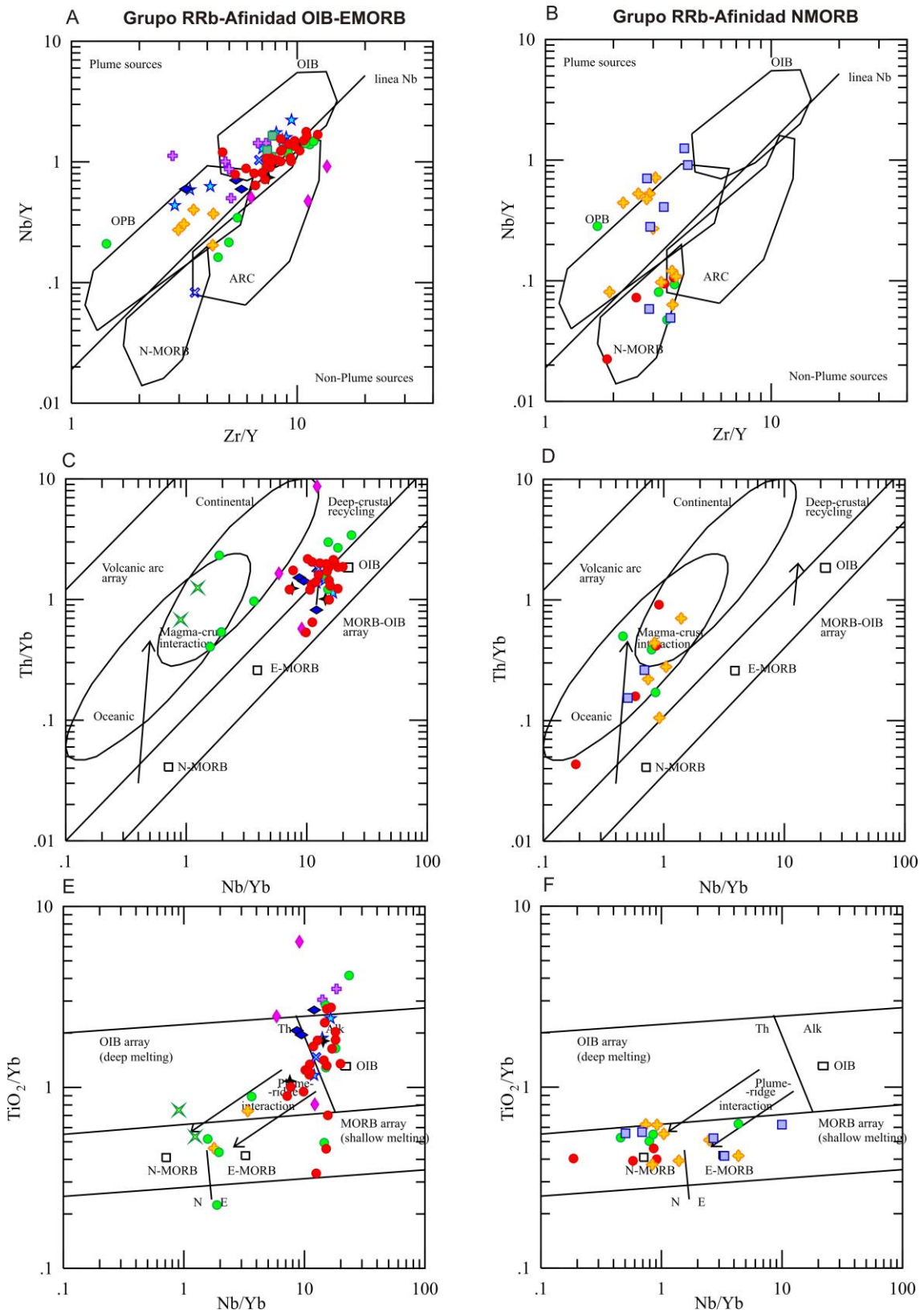
De acuerdo con Floyd et al. (2000), la amplia fracciónación entre LILE/HFSE y LREE/HREE no puede ser explicada solo por cristalización fraccionada, explicando la variación encontrada como consecuencia de distintos fundidos mantélicos que sufren similares procesos de fracciónación a baja presión. Esto significaría que la corteza fue invadida por fundidos parciales separados, que sufrieron fracciónación en niveles más altos. Este proceso permitió el desarrollo de cámaras magmáticas zonadas que fueron vaciadas y que dieron lugar a sills y diques en la corteza Inferior y flujos extrusivos en las cuencas sometidas a condiciones extensionales (Rift).



Respecto al comportamiento de los elementos inmóviles en los diagramas de discriminación tectónica, en el diagrama de [Condie \(2005\)](#) de la figura 5.10A, se puede ver cómo la mayoría de las muestras se superponen al límite entre los campos de las rocas originadas a partir de fuentes asociadas o no a plumas mantélicas. Este hecho puede interpretarse como evidencia de la influencia de un componente reciclado en el manto en el origen de estos basaltos. Son muestras de los gabros de Jerez-Fregenal, una muestra de Barcarrota y otra de Sierra León.



**Figura 5.9.** Discriminación química de las rocas máficas pertenecientes al *RR* según diagramas de Floyd et al. (2000). A) Diagrama V vs.  $\text{TiO}_2$  para las rocas de afinidad OIB; B) Ídem para las de afinidad NMORB; C) Diagrama Nb/Y vs. Zr para las rocas de afinidad OIB; D) Ídem para las de afinidad NMORB; E) Diagrama  $(\text{Ce}/\text{Yb})_N$  vs.  $\text{Sm}_N$  para las rocas de afinidad OIB; F) Ídem para las de afinidad NMORB. La leyenda de los símbolos es igual que en la figura 5.6.



**Figura 5.10** Diagramas de discriminación tectónica para las rocas máficas. A) Diagrama de Nb/Y vs. Zr/Y de [Condie \(2005\)](#) para las rocas de afinidad OIB-EMORB; B) Ídem para las rocas de afinidad NMORB; C) Diagrama de Th/Yb *versus* Nb/Yb de [Pearce \(2008\)](#) para las rocas de afinidad OIB-EMORB; D) Ídem para las rocas de afinidad NMORB; E) Diagrama de  $TiO_2/Yb$  *versus* Nb/Yb de [Pearce \(2008\)](#) para las rocas de afinidad OIB-EMORB; F) Ídem para las rocas de afinidad NMORB. La leyenda de los símbolos es igual que en la figura 5.6.

En los diagramas de [Pearce \(2008\)](#) también se ve marcado el carácter OIB de la mayoría de las muestras (Fig. 5.10C), destacándose las muestras de Sierra León que presentan características de interacción con la corteza, así como algunas de las muestras de UDF. En el diagrama de  $TiO_2/Yb$  versus  $Nb/Yb$  de [Pearce \(2008\)](#) de la figura 5.10D, puede observarse también como las muestras de Sierra León se proyectan hacia valores más propios de magmas empobrecidos NMORB.

Para el grupo principal de rocas relacionadas con el grupo *RR*, la mayor parte de los datos apoyan la derivación de fuentes de manto y el posterior fraccionamiento, como resultado de diversos procesos petrogenéticos que producen la dispersión de las composiciones mostradas en la figura 5.5. Con respecto a las posibles fuentes mantélicas, la norma CIPW para las rocas basálticas menos evolucionadas (Tabla 5.II) muestran que en torno al 61% son subsaturadas en sílice, alrededor del 25% son ne-normativas+ ol-normativas (alcalinas) y el resto son hy-normativas (toleíticas), y que la mayoría (82%) contiene di-normativo. Todas estas características normativas son características de los basaltos MORB (basaltos de fondos oceánicos) y/o Islas Oceánicas (OIB), es decir, son típicas de fuentes de manto astenosférico en lugar de litosférico ([Floyd, 1991](#)).

### 5.2.1.2. Rocas máficas con afinidad NMORB

Este grupo está compuesto de rocas máficas, tanto plutónicas como volcánicas. Incluye 30 muestras y su distribución puede verse en la tabla 5.5 a continuación. Los datos de geoquímica pueden verse en el Anexo IV, Tabla III.

RRb	NMORB	30	MRV	UDF	4	9
				MRV	5	
			MRP	JEREZ+FREGENAL	12	21
				VMATAMOROS	7	
				REMEDIOS	2	

**Tabla 5.5.** Distribución de las muestras de rocas máficas utilizadas en el grupo RRb-NMORB.

Este grupo de rocas aparecen espacialmente relacionadas con los plagiogranitos, y se ven relaciones de simultaneidad entre ambos. Hay que señalar que muchas de estas rocas presentan altos contenidos en Mg ( $24\% <MgO> 5,66\%$ ) y han sido encontradas solo en el flanco sur del Antiforme de Olivenza-Monesterio.

Como ya se ha descrito antes este grupo de rocas se proyecta en el campo subalcalino dentro del diagrama TAS (Fig. 5.5A) y en el diagrama de [Pearce \(1996\)](#) (Fig. 5.5D).

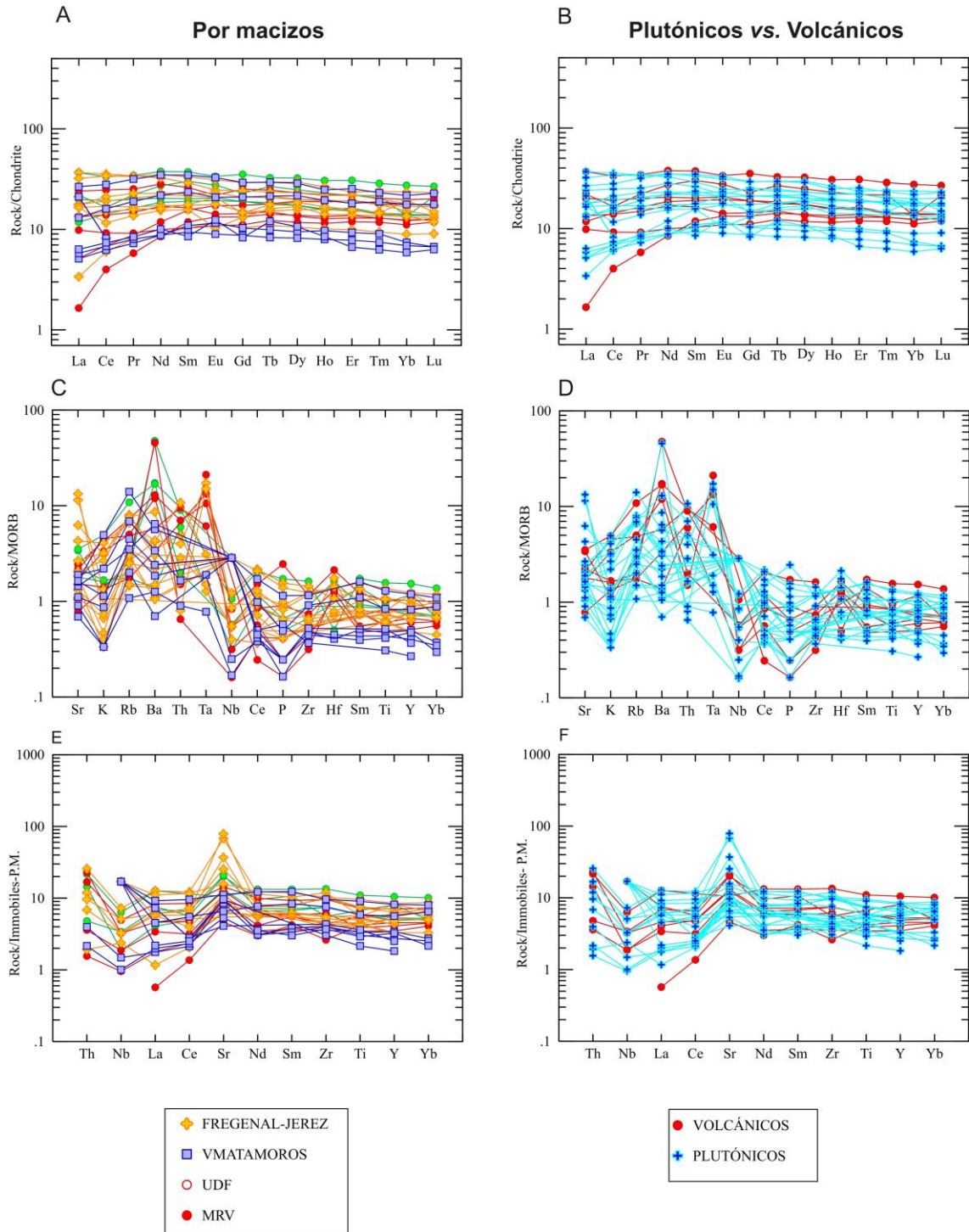
Teniendo en cuenta los valores normativos CIPW, este grupo de rocas presenta un 43% subsaturadas en sílice, 90 % hy-normativas (toleítica) y el 7% ol-ne-normativas (alcalinas). Estas características son típicas de basaltos de fondo oceánico (MORB) y/o islas oceánicas (OI), es decir de fuentes astenosféricas más que litosféricas.

En un diagrama de REE normalizado al condrito presentan empobrecimientos en LREE ( $(La/Sm)_n=0,76$ ) respecto a HREE ( $(Gd/Yb)_n=1,24$ ) (Fig. 5.11A), con una valor medio de  $(La/Yb)_n=1,05$  y sin anomalías significativas de europio.

En un diagrama spider normalizado a MORB ([Pearce, 1983](#)), se puede observar como este tipo de muestras presentan valores enriquecidos en Rb, Ba y Ta, mientras que el resto presentan patrones bastante planos. En los diagramas diferenciando las rocas plutónicas y volcánicas (Figs. 5.11B y D) no se aprecian grandes diferencias entre los dos grupos.

En los diagramas de discriminación tectónica Zr/Y- Nb/Y de [Condie \(2005\)](#), algunas de las muestras presentan una clara afinidad NMORB, indicando fuentes empobrecidas, si bien, otras muestras se proyectan en el campo de los basaltos de meseta (OPB), de fuentes de pluma mantélicas (Fig. 5.10B). En el diagrama de [Pearce \(2008; Fig. 5.10D\)](#) de Th/Yb vs. Nb/Th se aprecia la tendencia NMORB, si bien con una clara interacción crustal en la fuente de los magmas.

Grupo RRb- Afinidad NMORB



**Figura 5.11.** Rocas máficas del grupo RR, de afinidad NMORB. A) Diagramas de REE normalizados al Condrito de Sun and McDonough (1989), diferenciado por macizos; B) Ídem diferenciado por tipos de rocas; C) Diagramas spider normalizados al MORB de Sun and McDonough (1989), diferenciado por macizos; D) Ídem diferenciado por tipos de rocas; E) Diagramas spider normalizados al manto primitivo de Palme and O'Neil (2004). F) Ídem diferenciado por tipos de rocas.

En el diagrama de  $TiO_2/Yb$  vs.  $Nb/Yb$  de la figura 5.10F, también puede verse la afinidad NMORB, aunque algunas muestras tienen una afinidad EMORB dentro del grupo.

### 5.2.2. Rocas ácidas e intermedias

Para este estudio se ha dispuesto de 127 muestras, de las cuales 89 son rocas volcánicas y subvolcánicas y 38 son rocas plutónicas. Dentro de esas 127 muestras se han diferenciado 21 muestras que presentan características geoquímicas de plagiogranitos/albititas, e incluye rocas, tanto volcánicas como plutónicas. La distribución de las rocas en los diferentes grupos puede verse en la tabla 5.6 y los datos de análisis de roca total en el Anexo IV, tabla IV.

RRa	127	MRP	BARCARROTA	6	38
			CASTILLO	3	
			CAZALLA	5	
			FERIA	11	
			JEREZ+FREGENAL	1	
			OLIVENZA	2	
			REMEDIOS	3	
			SVIEJA	2	
			VMATAMOROS	5	
		MRV	ALCONERA	7	89
			UDF	13	
			LOMA-AIRE-RR	11	
			MRV	58	

Plagiogranitos		Nº
CAZALLA		3
FERIA		6
REMEDIOS		3
VMATAMOROS		5
LOMA-AIRE-RR		2
MRV		3
	total	22

**Tabla 5.6.** Distribución de las muestras de rocas ácidas e intermedias utilizadas.

Este grupo de rocas, en contraste con las pertenecientes al grupo *ER* pertenece a una asociación bimodal junto con las rocas máficas descritas anteriormente. El grupo presenta una composición muy heterogénea, desde andesitas a riolitas y sus respectivos equivalentes plutónicos ( $54\% < SiO_2 < 84\%$ ). Presentan un alto contenido en álcalis, y varían entre potásicas y sódicas (ver Anexo IV, Tabla IV).

Atendiendo a sus características geoquímicas se pueden distinguir dentro de este grupo una serie de rocas con características de plagiogranitos/albititas pertenecientes a una serie TTG, según los criterios de [Barker \(1979\)](#). Este grupo de rocas no se distinguen en el campo de otras similares y solo se diferencian atendiendo a criterios geoquímicos. Incluyen rocas de los macizos de Cazalla, Feria, Los Remedios, Valle de Matamoros y algunas de las muestras del MRV y Loma del Aire-RR (Tabla 5.6). El término plagiogranito se utiliza aquí en un sentido amplio, en el que se incluyen diversos tipos de rocas plutónicas y subvolcánicas ácidas, ricas en plagioclasa albítica y con bajos contenidos en potasio. Según [Bellido et al. \(2010\)](#), este grupo de rocas presentan características geoquímicas similares con plagiogranitos oceánicos.

Las rocas de composición ácida-intermedia muestran el mismo tipo de alteración que las rocas máficas, con paragénesis de albita o albita-oligoclasa y epidota, clorita y calcita ([Sánchez-García et al., 2003, 2008a, 2010](#)).

Además de la heterogeneidad composicional, esta suite de rocas incluye tipos alcalinos y sub-alcalinos, como puede verse en el diagrama de elementos inmóviles de las figuras 5.12A y B, con una variación en el valor Nb/Y de 0,06 a 5,18 ppm. Su clasificación en el diagrama de [Pearce \(1996; Fig. 5.12B\)](#) las sitúan desde basaltos a riolitas alcalinas, e incluso hay 2 rocas peralcalinas, una fonolita (M61) y una tefri-fonolita (M73), ambas del grupo MRV. En este diagrama también se puede ver la gran dispersión en los tipos de rocas en el grupo de los plagiogranitos.

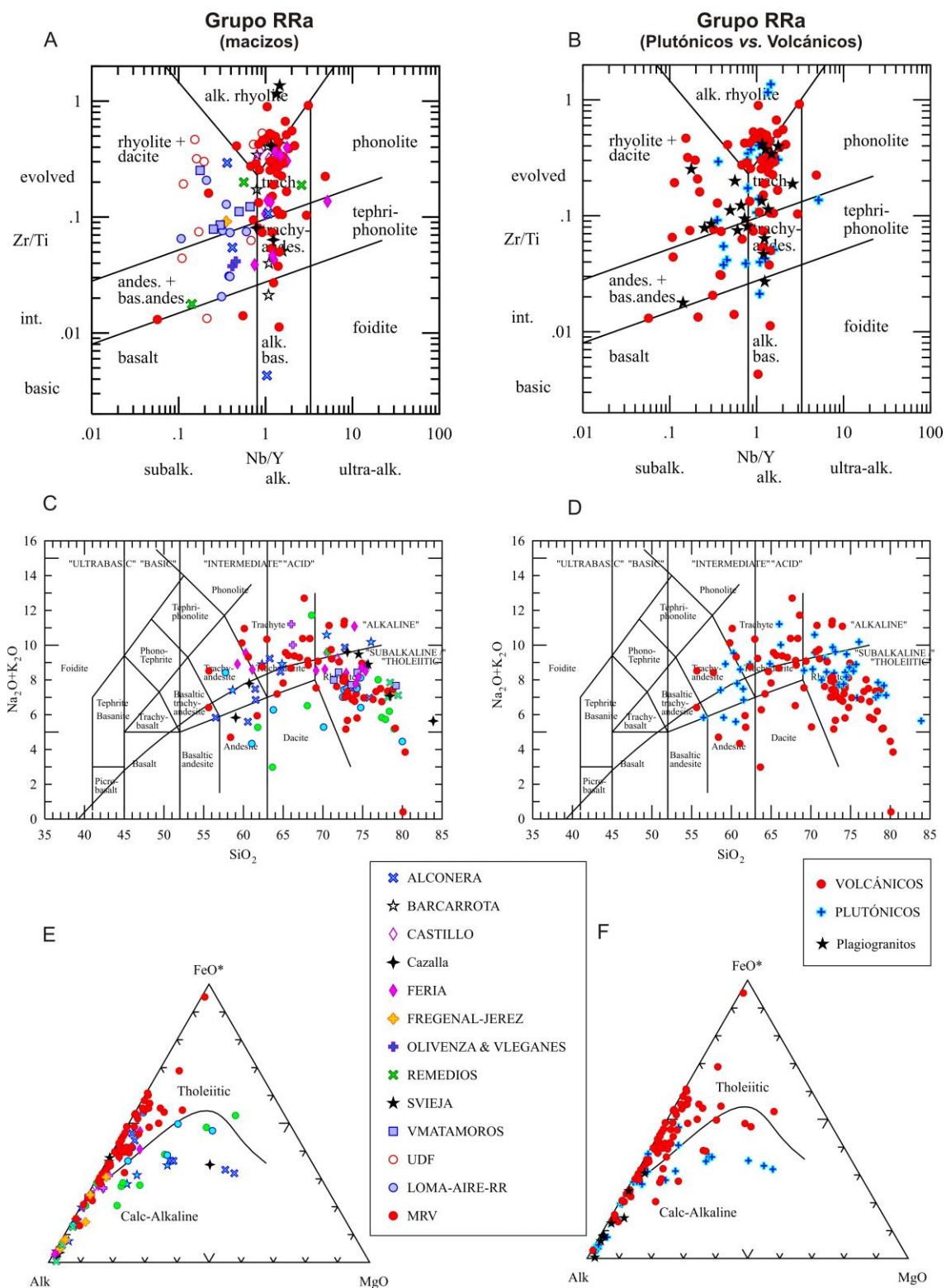
Muestran una amplia variación en el contenido en A/CNK (valor medio de 4,74 variando entre 18,7 a 0,67), con tipos desde peraluminosos a peralcalinos. Los tipos peraluminosos (62% son C-norm) se encuentran entre las rocas del MRV, Cazalla, Castillo, Feria o el Valle de Matamoros. El 98% de todas ellas son Q-normativas, y una



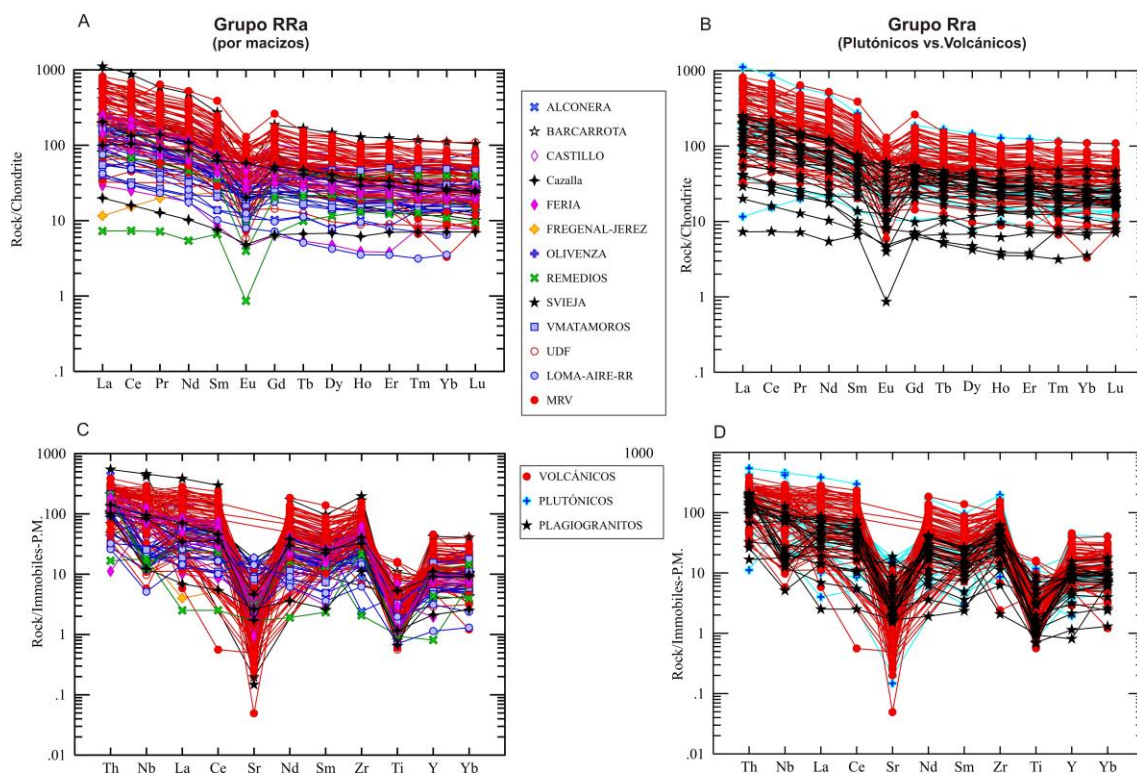
pequeña parte son peralcalinas (10% son ac-norm). Respecto a los plagiogranitos son 90% Q-norm y el 10% ol-norm.

En el diagrama AFM ([Irvine and Baragar, 1971](#)) puede verse como la mayoría de las rocas se proyectan en el campo toleítico (Figs.5.12E y F), excepto algunas muestras del grupo de la UDF, Loma del Aire-RR, Cazalla y diques de Alconera.

La mayoría de las rocas son pobres en Mg, por lo que en el diagrama AFM las muestras se proyectan hacia la línea Alk-Fe. Esto último puede estar relacionado con la formación de depósitos ricos en Fe relacionados con los plagiogranitos ricos en Na, que son abundantes en toda la ZOM ([Vázquez-Guzmán y Fernández Pompa, 1975](#); [Dupont, 1979](#); [Dupont et Bonin, 1981](#)). Algunas muestras de Alconera, Loma del Aire-RR y UDF presentan valores más enriquecidos en Mg, lo que nos muestra distintas fuentes de magmas.



**Figura 5.12.** Características geoquímicas del grupo RR. A) Diagrama de Zr/Ti versus Nb/Y (Pearce, 1996), diferenciando por macizos y complejos; B) Diferenciando entre rocas volcánicas, plutónicas y plagiogranitos; C) Diagrama TAS de LeBas et al. (1986); D) Diferenciando entre rocas plutónicas, volcánicas y plagiogranitos; E) Diagrama AFM de Irvine and Baragar 1971, diferenciando entre macizos; F) Diferenciando entre rocas plutónicas, volcánicas y plagiogranitos.

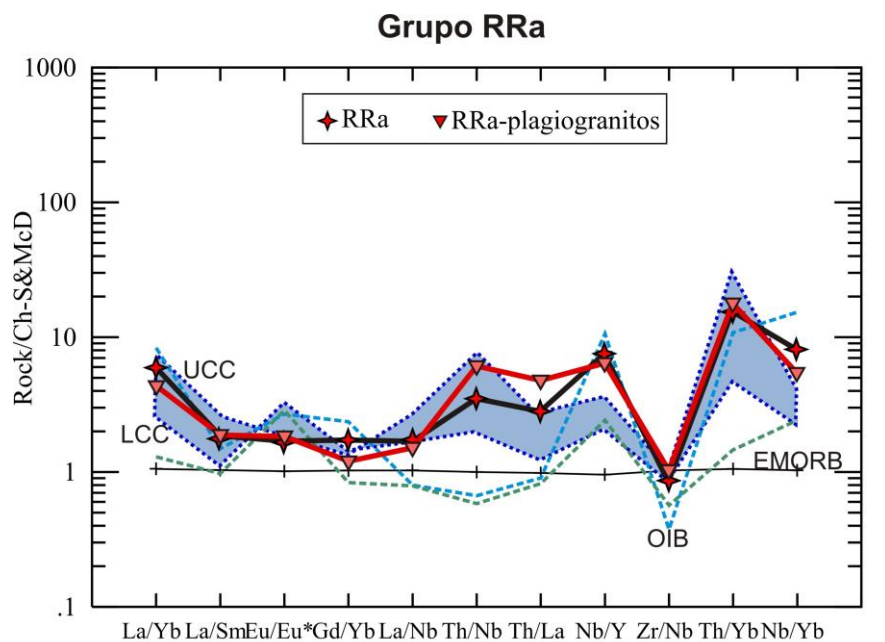


**Figura 5.13.** Grupo RR. A) Diagramas de REE normalizados al Condrito de Sun and McDonough (1989), diferenciado por macizos; B) Ídem diferenciado por tipos de rocas; C) Diagramas spider normalizados al manto primitivo de Palme and O'Neil (2004). D) Ídem diferenciado por tipos de rocas.

Respecto a las REE, en la figura 5.13A puede verse como hay gran variedad de comportamientos, aunque en general presentan un mayor grado de fraccionamiento en LREE ( $La_N/Sm_N = 2,90$ ) que en HREE ( $Gd_N/Yb_N=2,09$ ) siendo la relación  $La_N/Yb_N=8,53$ . El valor medio de la anomalía de Eu varía desde moderada a fuertemente negativa (valor promedio= 0,38).

En la figura.5.13B puede verse como el grupo de los plagiogranitos presentan moderados enriquecimientos en LREE ( $La_N/Sm_N = 3,023$ ) respecto a las HREE, que presentan valores casi planos ( $Gd_N/Yb_N=1,52$ ), con una relación  $La_N/Yb_N=6,58$  y grandes variaciones en el Eu, desde ausencia de anomalías a anomalías fuertemente negativas. Estas variaciones en la anomalía de Eu son atribuibles a diferentes grados de fraccionación de la plagioclasa.

En los diagramas spider normalizados al manto primitivo de [Palme and O'Neil \(2004\)](#) de las figuras 5.13C y D, pueden verse fuertes anomalías negativas en Sr y Ti para todos los grupos considerados. El empobrecimiento en Sr y Ti podría ser debido a la ausencia de fraccionamiento de plagioclasa en el caso del Sr y de titano-magnetita en el caso del Ti. El Nb no presenta anomalía negativa o esta es muy pequeña. En el caso de los plagiogranitos también hay muestras que presentan anomalía negativa en Nb y otras que no. Esto podría indicar diferentes fuentes de magmas, o también podría indicar cierto grado de contaminación crustal. El Zr es un elemento incompatible para casi todas las fases mayores silicatadas y es un índice útil de la fraccionación ([Fitton, 1987](#)). En el grupo de rocas félsicas el valor del Zr (valor medio de 596,33 ppm para el grupo general y 358,62 ppm para los plagiogranitos) es más alto que la media de la corteza continental Superior (UCC=193 ppm) o de los basaltos de islas oceánicas (OIB= 280 ppm). Estos valores nos indicarían un alto nivel de fraccionación para todas las rocas del grupo. Además, podría ser indicativo de un origen por diferenciación de magmas básicos, ya que en magmas originados por fusión de la corteza continental el contenido en Zr suele ser menor ([Leat et al., 1986](#); [Syme, 1998](#); [Floy et al., 2000](#)). Esto puede verse en el diagrama de [Syme \(1998\)](#) si comparamos las figuras 5.4D y 5.16D).



RRa	(La/Yb) <sub>N</sub>	(La/Sm) <sub>N</sub>	Eu/Eu*	(Gd/Yb) <sub>N</sub>	La/Nb	Th/Nb	Th/La	Nb/Y	Zr/Nb	Th/Yb	Nb/Yb
RRa (N=105)	8,53	2,90	0,38	2,09	1,63	0,41	0,33	1,11	13,10	2,73	11,82
RRa-plagiog (N=22)	6,58	3,02	0,42	1,52	1,48	0,70	0,55	0,96	16,02	3,16	8,20

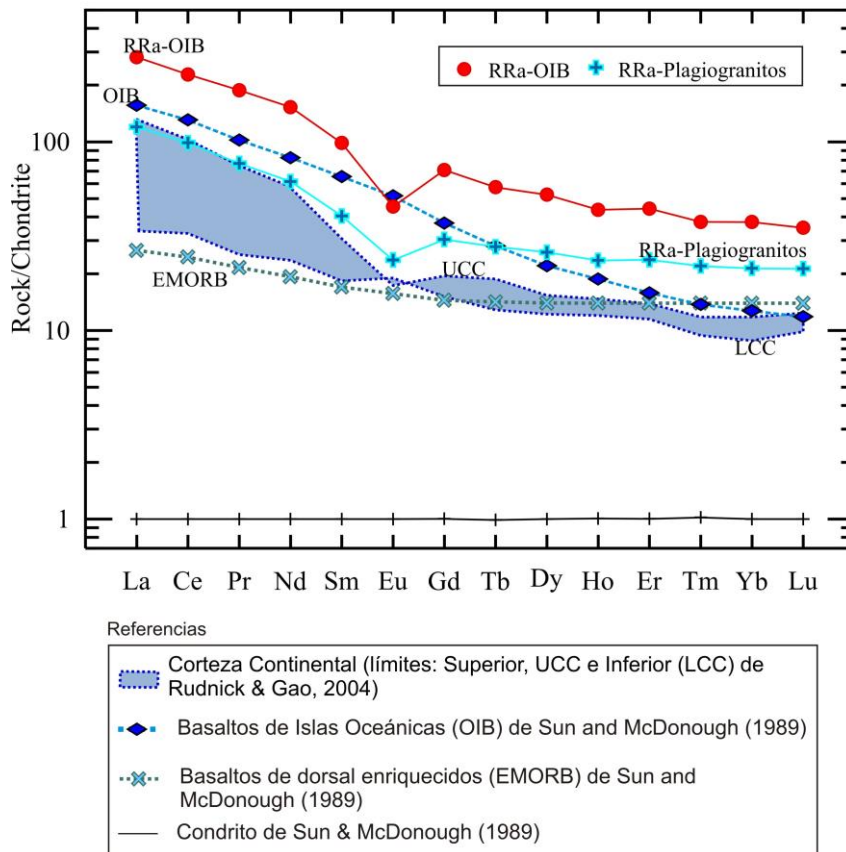
#### Referencias

	Corteza Continental (límites: Superior, UCC e Inferior (LCC) de Rudnick & Gao, 2004)
	Basaltos de Islas Oceánicas (OIB) de Sun and McDonough (1989)
	Basaltos de dorsal enriquecidos (EMORB) de Sun and McDonough (1989)
	Condrito de Sun & McDonough (1989)

**Figura 5.14.** Valores medios de algunas relaciones elementales normalizadas al Condrito de Sun y McDonough (1989) para las rocas del grupo *RR* ácidas.

Si tenemos en cuenta los valores medios de las REE, en la figura 5.15 puede verse que las muestras del grupo general están enriquecidas respecto a los valores OIB de Sun & McDonough (1989) y que los plagiogranitos tienen valores de LREE muy parecidos a los de la Corteza Continental Superior (UCC), pero están enriquecidos en HREE respecto a esta, y también a los valores de OIB.

### Main rift-related Rocas ácidas e intermedias

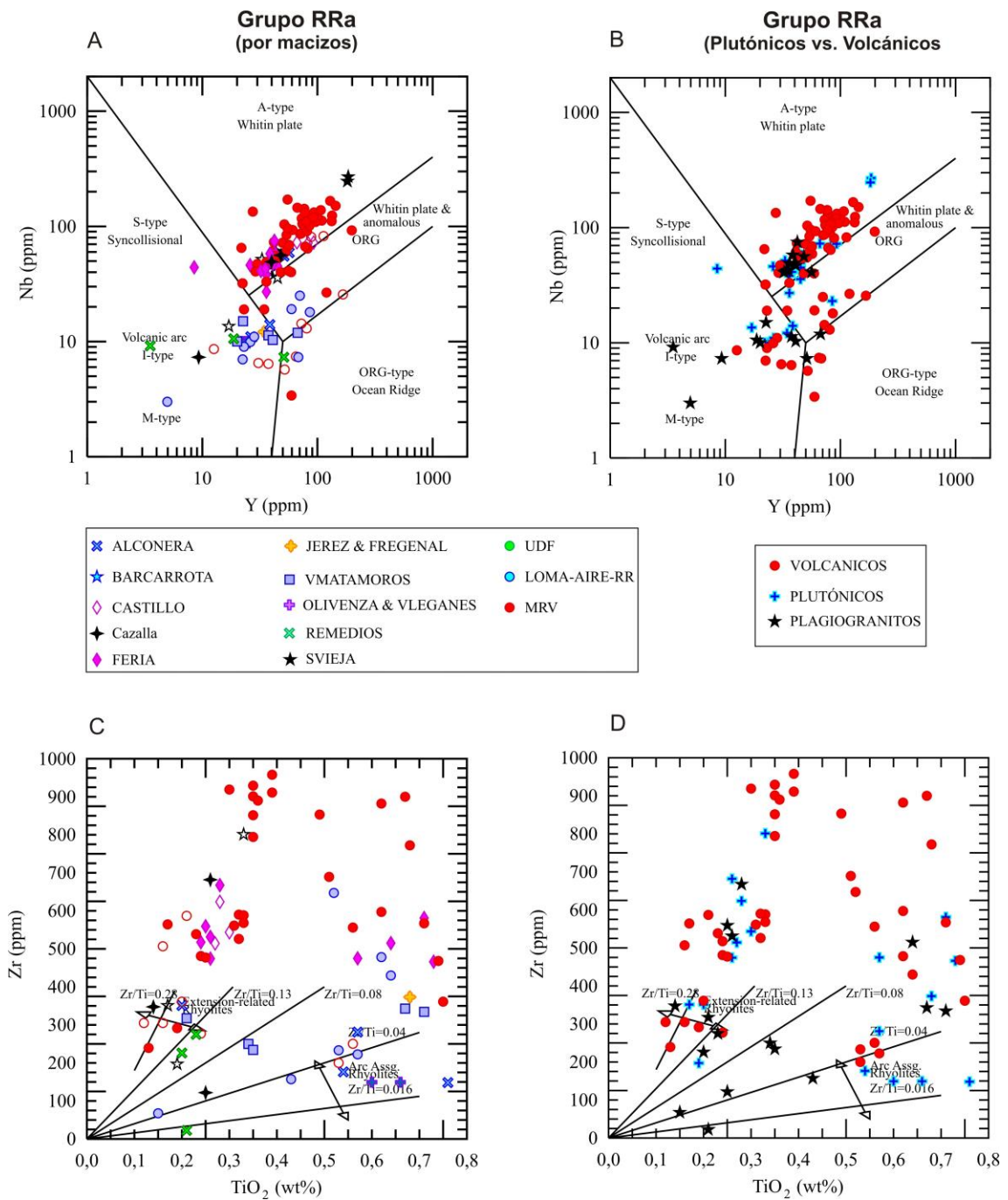


**Figura 5.15.** Diagrama de REE normalizado al condrito de [Sun & McDonough \(1989\)](#) con los valores medios de las muestras ácidas e intermedias estudiadas con respecto a los valores medios OIB, EMORB de [Sun & McDonough \(1989\)](#) y los valores medios de la corteza de [Rudnick and Gao \(2004\)](#).

En el diagrama de discriminación tectónica de la figura 5.16A de [Pearce et al. \(1984\)](#), la mayoría de las muestras se proyectan en el campo intraplaca, aunque algunas muestras caen en el campo de arco volcánico intraplaca anómalo.

En el diagrama de [Syme \(1989; Fig. 5.16C\)](#) pueden verse las mismas tendencias, proyectándose la mayoría de las rocas en el campo extensión al, mientras que otras se proyectan en el campo de arco volcánico. Estas últimas corresponden a las rocas de los macizos de Olivenza-Valverde de Leganés y Sierra León y la mayoría de las rocas volcánicas de la Fm. Loma del Aire-RR. Otras muestras se proyectan en el campo

intermedio entre ambos dominios (Fregenal-Jerez, una de las muestras de Cazalla y algunas de las de Feria).



**Figura 5.16.** Rocas ácidas e intermedias del Grupo RR. A y B) Diagrama de discriminación tectónica de Pearce et al. (1984); C y D) Diagrama de Syme (1998). Comparar esta figura con la Fig. 5.4.

Hay que señalar que la mayoría de las rocas félsicas y algunas de las máficas, presentan mayores contenidos en Zr, que los estándares publicados para asociaciones volcánicas similares. El mayor contenido en Zr de las rocas félsicas podría significar un origen por diferenciación a partir de magmas máficos. El alto contenido en Zr de algunas de las rocas máficas, el 10% de ellas, con valores de más de 300 ppm, puede estar ligado al carácter alcalino de estos magmas y diferencias de profundidad en la generación de estos.

Todas estas características sugieren fuentes heterogéneas con diferentes proporciones de contaminación cortical.

Las inconsistencias en la caracterización geodinámica se interpretan por un lado como un reflejo de la complejidad de su génesis, que involucró el manto y los componentes corticales y, por otro lado, los parámetros geoquímicos son en parte heredados de los materiales originales ([Bellido et al., 2010](#)).

El aparente comportamiento incongruente de este grupo de rocas, y la gran heterogeneidad podrían explicarse como el resultado de magmas provenientes de diferentes reservorios. En este contexto, se interpreta:

- a) Los productos con afinidades NMORB, podrían representar productos empobrecidos de fuentes sublitosféricas o de la parte superior de la astenosfera.
- b) Las rocas con afinidades OIB/EMORB podrían representar magmas litosféricos, variablemente enriquecidos durante procesos de subducción previos. Las rocas con altos contenidos en Mg implicarían composiciones magmáticas con tasas muy altas de fusión.
- c) Las rocas félsicas podrían ser el resultado de fusión parcial de materiales corticales. Los plagiogranitos y albititas podrían haberse formado por evolución de magmas basálticos de afinidad NMORB o EMORB que han asimilado distintas proporciones de componente corticales, aunque otros podrían proceder de diferenciación de magmas básicos alcalinos ([Bellido et al., 2010](#)).



La mezcla de fundidos derivados de estas tres fuentes de miembros finales habría promovido la formación de rocas híbridas con características intermedias, y habría contribuido en gran medida a la heterogeneidad geoquímica general mostrada por este grupo. Esta mezcla puede ser responsable también de la clasificación contradictoria en los diagramas de discriminación tectónica. Fuentes y procesos complejos bastante similares han sido descritos a partir de rocas ígneas en otras áreas sometidas a rifting; por ejemplo, el Macizo de Bohemia ([Floyd et al., 2000](#)) o el Sistema de Rift de África Oriental, que se extiende desde el triángulo Afar hasta el sur de Tanzania ([Furman, 2007](#); [Peccerillo et al., 2007](#)).



## **CAPÍTULO 6**

### **GEOCRONOLOGÍA U-Pb y GEOQUÍMICA ISOTÓPICA**



## 6. GEOCRONOLOGÍA U-PB Y GEOQUÍMICA ISOTÓPICA

### 6.1. Geocronología

En esta memoria se presenta los datos geocronológicos de 14 muestras, 11 publicadas en [Sánchez-García et al. \(2008\)](#), 1 muestra en [Sánchez-García et al., \(2014\)](#), y 2 en [Sánchez-García et al. \(2016\)](#) (Tabla 6.1). En el Anexo V, Tablas I, II y III puede verse un resumen de las rocas datadas en la ZOM por diferentes autores, en los diferentes grupos lito-estratigráficos. Se incluyen datos de rocas más tardías bajo el epígrafe RR-Tardías, porque se piensa que podrían estar relacionadas con el mismo evento de Rift, que evoluciona en el tiempo hacia composiciones más alcalinas, aunque hay que señalar que estas rocas no se han incluido en los trabajos publicados.

GRUPO	TIPO	SUBGRUPO	MUESTRA	LOCALIDAD	LITOLOGIA	EDAD	Error	AUTOR
ER	PLU	AFORTUNADA	S1	Mina Afortunada	Migm.	532	±4	1
ER	PLU	BARREIROS	S41	Monforte	Gra. Bt	524,4	±0.71	2
ER	VOL	LOMA-ER	S64	Reina	Autobch. Trq. Dac.	526	± 2	3
RR	PLU	FERIA	S5	Feria	Pgr.	514	-3	1
RR	PLU	REMEDIOS	S3	Fregenal	Gra.	517	-2	1
RR	PLU	SIERRA VIEJA	S2	Sierra Vieja	Gra.	517	-5	1
RR	VOL	MRV	S11	Feria	Rio.	502	-2	1
RR	VOL	MRV	S10	Feria	Rio.	505	-1	1
RR	VOL	MRV	S8	Zafra	Trq.	505	+-	1
RR	VOL	MRV	S9	Presa Zafra	Ign.	506	+ -1.5	1
RR	VOL	LOMA-RR	S71	Guadalcanal	Bch.Trq.Dac	505,4	-2	3
RR	VOL	MRV	S6	Zafra	Ign.Rio.	512	+ -	1
RR	VOL	UDF	S4	Aracena	Toba Rio.	515	±2	1
RR	VOL	UDF	S7	Aracena	Toba Rio.	511	±2.5	1

**Tabla 6.1.** Resumen edades de las 14 muestras publicadas en los trabajos presentados aquí. Autor: 1: [Sánchez-García et al, 2008](#); 2: [Sánchez-García et al, 2013](#); 3: [Sánchez-García et al, 2016](#). Los datos pueden verse en el Anexo V.

Para las dataciones geocronológicas de las muestras estudiadas, se ha utilizado la técnica de U-Pb (TIMS) en circones, siendo la mayoría de ellas realizadas en los

laboratorios de Geocronología del Departamento de Ciencias de la Tierra de la Memorial University of Newfoundland (Canadá). Únicamente la muestra del trabajo de IJES (2013) se ha realizado en el Laboratorio de Geocronología del IGME, en Tres Cantos (Madrid), también con la misma técnica de U-Pb en circones (TIMS).

Las técnicas analíticas se describen en los respectivos artículos.

Dentro del grupo ER se han datado 3 muestras en los macizos de Barreiros, Mina Afortunada y en una roca volcánica del grupo Loma del Aire-ER.

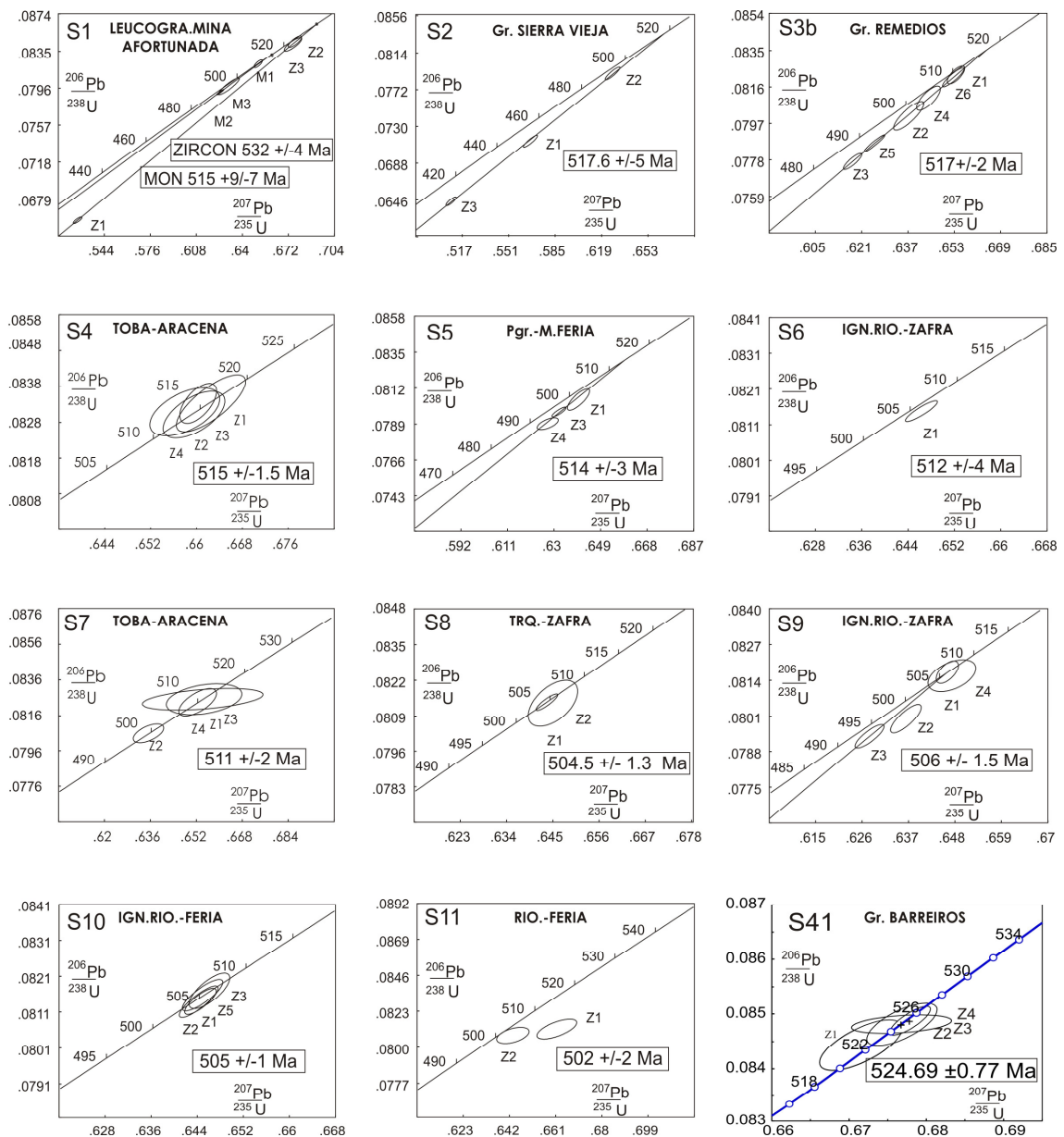
En el trabajo de [Sánchez-García et al. \(2008\)](#) se estudia una muestra de una migmatita de Mina Afortunada (**muestra S1**, Figs. 6.1 y 6.3). Se trata de un leucogranito porfídico (neosoma) dentro del núcleo migmatítico. Se estudian tres poblaciones de granos de circón (ver Fig. 7 de catodoluminiscencia en [Sánchez-García et al., 2008](#)), y la media ponderada de las edades  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  determina una edad de  $532 \pm 4$  Ma (MSWD = 0,2), que es interpretada como la edad de cristalización del citado neosoma. Esta edad es similar, dentro de los márgenes de error respectivos, a la publicada para la granodiorita anatética de Monesterio ( $527 +10/-7$  Ma, xenotima, [Ochsner, 1993](#)),  $533 \pm 8$  Ma, circón, [Ordóñez, 1998](#)) o para el porfiroide de Bodonal ( $530 \pm 3$  Ma, [Romeo et al., 2006](#)) o la edad del protolito del ortogneis de Alcaçovas ([Chichorro, 2006; Pereira et al., 2006b](#),  $526 \pm 9,9$  Ma, circón, SHRIMP). También es muy próxima a la edad del leucogranito de Barquete ( $526 \pm 4$  Ma, [Pereira et al., 2011](#)), el granito de Calera ( $524 \pm 4$  Ma, [Salman, 2004](#), Kober), la tonalita del Culebrín ( $532 \pm 4$  Ma, [Montero et al., 2000](#)), el granito de Salvatierra de los Barros ( $516 +8/-2,7$  Ma, [Ochsner, 1993](#)) o el granito biotítico-moscovítico de Tablada ( $512 +7,8/-5$ Ma, [Ochsner, 1993](#)).

En el trabajo de [Sánchez-García et al., \(2014\)](#) se estudian cuatro grupos de granos de circón de un granito biotítico del macizo de Barreiros (**muestra S41**, Figs. 6.1 y 6.3).

Las microfotografías de los granos de circones del granito de Barreiros en luz

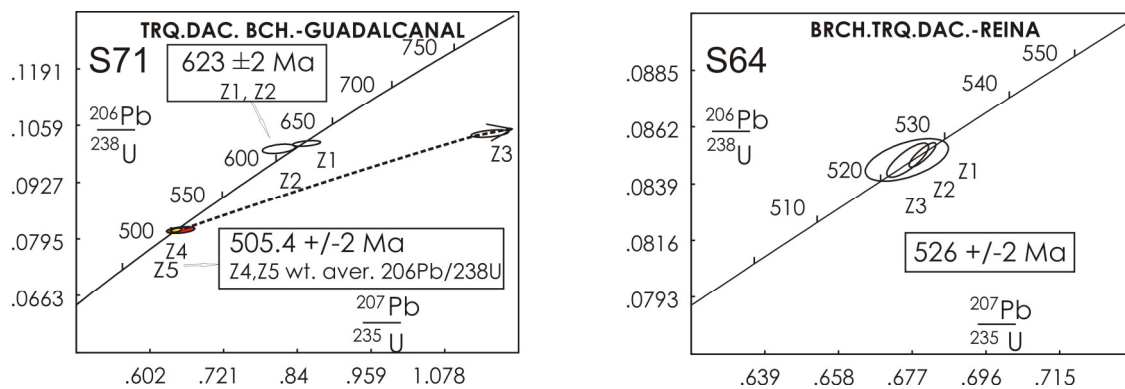
transmitida, pueden verse en la figura 5 de [Sánchez-García et al., \(2014\)](#). En ella pueden apreciarse los zonados concéntricos y las múltiples inclusiones a través de todos los granos.

Estos granos suministran una edad de concordia de  $524,7 \pm 0,8$  Ma (MSWD = 0.1), que es considerada la edad de cristalización del circón y la mejor estimación para la edad de la intrusión de este granito.



**Figura 6.1.** Diagramas de concordia de las muestras datadas de los grupos ER y RR en [Sánchez-García et al. \(2008a\)](#) y [Sánchez-García et al. \(2014\)](#). Los datos pueden verse en la Tabla 6.1 y el Anexo V.

En el trabajo de [Sánchez-García et al. \(2016\)](#) se estudia una autobrecha traquidácica, del dominio oeste de la unidad de Loma del Aire (**muestra S64**, Figs. 6.1 y 6.3). Se estudian 3 grupo de granos de circón que suministran una edad de  $526 \pm 2$  Ma. Se interpreta como la edad de cristalización del protolito de la roca volcánica. Las imágenes de catodoluminiscencia de prismas de circones representativos de la traquidacita brechificada (muestra S64) pueden verse en la figura 8 de [Sánchez-García et al. \(2016\)](#).



**Figura 6.2.** Diagramas de concordia de las muestras datadas de la Unidad de Loma del Aire, en [Sánchez-García et al. \(2016\)](#). Los datos pueden verse en la Tabla 6.1 y el Anexo V.

Todas estas edades están aproximadamente dentro de un intervalo de  $530 \pm 5$  Ma, que se interpreta como el intervalo en el que se desarrolló el evento ígneo temprano del Rift (ER). Un resumen de los datos geocronológicos puede verse en el Anexo V, Tabla I.

Hay que señalar aquí, que las rocas ígneas del complejo de Tablada ahora se reinterpretan como relacionadas con el grupo *RR* en lugar de con el grupo *ER*, aunque en la descripción petrológica y geoquímica se han mantenido en el grupo *ER*, como están en las publicaciones. Esta reinterpretación es debida a sus características geoquímicas, ya que son alcalinas y que su edad puede ubicarse mejor en el intervalo del evento principal.

Dentro del grupo *RR*, se han datado 11 muestras, todas de composición ácida e intermedia, 3 rocas plutónicas y 8 rocas volcánicas (Tabla 6.1 y Anexo V, Tabla II).



Dentro de las rocas plutónicas, se estudian una muestra del macizo de Sierra Vieja, otra del complejo de Los Remedios y otra del macizo de Feria. La mayoría de los análisis son concordantes y se interpretan en todos los casos como el reflejo de las respectivas edades de cristalización ígnea.

Las microfotografías de granos de circones representativos de cada muestra y varias microfotografías en luz transmitida de granos seleccionados pueden verse en la figura 7 de [Sánchez-García et al. \(2008a\)](#).

En el trabajo de [Sánchez-García et al. \(2008a\)](#) se estudia una muestra de un plagiogranito/albitita porfídica del macizo de Feria (**muestra S5**, Figs. 6.1 y 6.3) del que se analizan tres poblaciones de granos de circón, y la media ponderada de las edades  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  determina una edad de  $514 \pm 3$  Ma (MSWD = 0,92).

La muestra del macizo de Sierra Vieja corresponde a un granito alcalino, con grandes cristales de circón (**muestra S2**, Figs. 6.1 y 6.3) de los que se estudian 3 grupos de granos, y la media ponderada de las edades  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  determina una edad de  $517,6 \pm 5$  Ma.

La muestra del complejo de Los Remedios (**muestra S3**, Figs. 6.1 y 6.3) es un plagiogranito, del que se analizaron 6 grupos de granos de circón, y cuya media ponderada de las edades  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  determina una edad de  $517,6 \pm 2$  Ma.

Dentro de las rocas volcánicas, se han estudiado 8 muestras en diferentes secciones de la ZOM (Fig.6.3): i) tres muestras de la parte central, en la unidad de Alconera, cerca de Zafra; ii) dos muestras de la misma unidad, pero más al noroeste, cerca de Feria; iii) dos muestras de la parte sur de la ZOM, en la unidad de Aracena y, iv) una muestra de la unidad de Loma del Aire, cerca de Guadalcanal, en una zona más oriental de la ZOM.

El propósito original de este muestreo era comprobar si había alguna migración de la actividad ígnea durante el *Rift*, en una dirección perpendicular a la dirección general de las estructuras (NW-SE) o a lo largo de ellas.

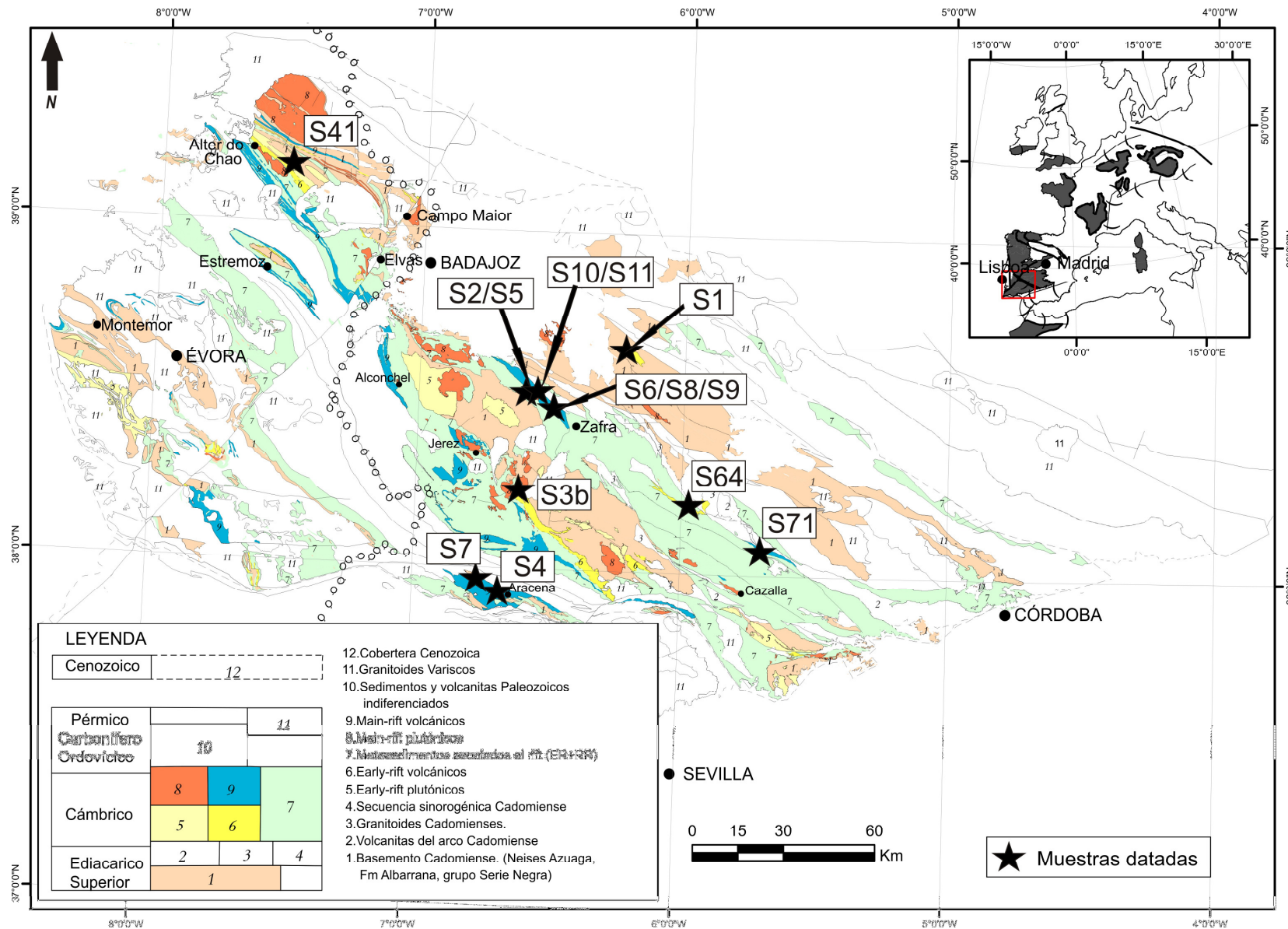
En el trabajo de [Sánchez-García et al. \(2008a\)](#) se estudian seis de estas 8 rocas volcánicas y otra muestra en el de [Sánchez-García et al. \(2016\)](#), la de la unidad de Loma del Aire.

La **muestra S6** (Figs. 3.12, 6.1 y 6.3) corresponde a una ignimbrita riolítica, del pantano de Zafra, en una posición inferior en la columna estratigráfica, a las muestras S8 y S9. De esta muestra los datos de una población de granos de circón suministran unas relaciones  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  y  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ , a las que corresponden edades de  $505 \pm 1.5$  Ma y  $512 \pm 4$  Ma, respectivamente. La última edad se utiliza tentativamente como la edad de cristalización de esta roca.

La **muestra S9** (Fig. 6.1) corresponde a una ignimbrita riolítica, del pantano de Zafra, por encima de la muestra S6 en la columna estratigráfica (ver Figs. 3.12, 6.1 y 6.3). Se hicieron cuatro análisis de grupos de granos de circones y la media ponderada de las edades  $^{207}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  produce una edad de  $506 \pm 1,5$  Ma (MSWD=0,19).

La **muestra S8** (ver Figs. 3.12, 6.1 y 6.3) está en una posición más o menos equivalente lateral de la muestra S9 y corresponde a una traquita. Se dispone de dos análisis concordantes de dos grupos de granos de circones cuya media ponderada de las edades  $^{207}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  produce un resultado de  $504 \pm 1,3$  Ma (MSWD=0,019).

La **muestra S4** (Figs. 6.1 y 6.3) corresponde a una toba riolítica, situada justo por encima de las calizas de la CDF, y contiene prismas euhedrales de circón, de los que se estudiaron 4 poblaciones de granos, y cuya media ponderada de las edades  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  produce una edad de  $515 \pm 1,5$  Ma (MSWD=0,38).



**Figura 6.3.** Mapa de muestras datadas. Sistema de proyección UTM, Datum europeo 1950, Huso 30. Longitudes referidas al meridiano de Greenwich.

La **muestra S7** (Figs. 6.1 y 6.3) corresponde a otra toba, que se sitúa justo por debajo de las rocas volcánicas máficas en la zona de Aracena. La muestra produce cuatro análisis concordantes, de los que una población de granos es más joven que los otros tres grupos. La edad de cristalización se interpreta como la de los tres análisis que se superponen y arrojan una edad  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  de  $511 \pm 2$  Ma (MSWD = 0,11). Los datos correspondientes a Z2 pueden ser debidos a pérdida de plomo.

Las dos muestras de rocas volcánicas de la zona de Feria, al noroeste de Zafra, corresponden a una ignimbrita riolítica (muestra S10) y a una riolita (muestra S11) (Figs. 6.1 y 6.3). La **muestra S10** suministra abundantes circones de alta calidad, de los que se analizaron 4 poblaciones de granos, cuya media ponderada de las edades  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  produce una edad de  $505 \pm 1$  Ma (MSWD=0,62).

La **muestra S11** corresponde a una riolita con circones de peor calidad que la anterior, con inclusiones y cantidades significativas de plomo común en el análisis. Producen unos resultados de  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  que corresponden a edades de  $503 \pm 3,1$  y  $501 \pm 2,5$  Ma (2 sigma) cuyo promedio ponderado da una edad de  $502 \pm 2$  Ma para la cristalización de esta roca.

Los resultados obtenidos muestran un rango de edades comprendido entre ca.517 Ma a ca.502 Ma, dentro de los mismos intervalos de edades publicadas en la zona, como puede verse en el Anexo V, Tablas II y III. El macizo de Barcarrota, por ejemplo, suministra una edad de  $503,1 +3,6/-3,2$  Ma sobre una muestra de una diorita anfibólica biotítica (circón, [Ochsner, 1993](#)). Este mismo autor obtiene una edad de  $500,8 +3,6/-3,2$  Ma en circones de un granito anfibólico de este mismo complejo.

También una datación realizada por [Ochsner \(1993\)](#), por el método de U/Pb sobre circones de un granito anfibólico con biotita del macizo del Castillo, arroja una edad de  $497 \pm 9,5/-7,1$  Ma, que este autor asocia a un evento alcalino tardi-orogénico Cadomiense. Resultados muy similares también han sido obtenidos para el Macizo de Évora, en el extremo oriental de la ZOM por [Pereira et al., \(2006b\)](#); migmatitas de Valverde:  $504,8 \pm 5,4$  Ma) y por [Chichorro \(2006\)](#); ortogneis de Escoural:  $516,8 \pm 5,5$  Ma). En el noroeste de la ZOM, [Cordani et al., 2006](#) dataron el ortogneis de Portalegre como  $497 \pm 10$  Ma. [Pereira et al. \(2010\)](#) obtienen una edad de  $510 \pm 2,0$  Ma para el precursor granítico de un ortogneis en la zona de Martinchel, en el noroeste de la ZOM. [Expósito et al. \(2003\)](#) datan un microgranito en la zona de Valuengo en  $480 \pm 7$  Ma.

Contrariamente a lo esperado no se detecta ninguna variación geográfica sistemática en los datos geocronológicos obtenidos. La conclusión aparente es que la actividad ígnea durante el evento ígneo principal se desarrolló de manera continua en toda la zona central y meridional de Ossa-Morena a lo largo de un lapso de tiempo de 15 Ma anteriormente mencionado. Este hecho se interpreta como una estimación de la duración mínima de la anomalía térmica profunda responsable del magmatismo estudiado de la Zona de Ossa-Morena.

Sin embargo, cuando los resultados de las rocas volcánicas se colocan en sus respectivas posiciones estratigráficas, la imagen obtenida es que, en cada sección, la actividad volcánica tuvo lugar como eventos discontinuos, de corta vida, separados por otros tiempos durante los cuales solo se produjo sedimentación siliciclástica (ver Fig. 4 en [Sánchez-García et al., 2003](#) y Fig. 3.1). La interpretación de esta aparente contradicción es que, aunque la generación de magma pudo haber sido un proceso continuo durante toda la vida de la anomalía subyacente, su drenaje ascendente hacia la corteza superior solo fue posible en determinados lugares y momentos. Lo más probable

es que ocurra solo en las ocasiones en que, y en los lugares donde las fallas extensionales pudieron conectar reservorios profundos de magma con la superficie para que se produjera su propagación a través de la corteza.

Por último, la muestra de la zona más oriental de la ZOM, en la unidad de Loma del Aire (**muestra S71**, Figs. 6.2 y 6.3), correspondería a un sill de composición traquidacítica intercalado en los meta-sedimentos, y que presenta brechificación tectónica, localmente intensa en algunas zonas. Esta muestra suministra un conjunto complejo de granos de circón, entre los cuales, se encuentran dos poblaciones de circones concordantes ópticamente indistinguibles, con edades altamente contrastadas y que merecen una atención especial. Ambos conjuntos de granos de circón constan de prismas euhedrales transparentes, de aspecto ígneo, sin signos de bordes de recristalización ni características de reabsorción o abrasión erosiva (Fig. 8 de [Sánchez-García et al., 2016](#)). La fracción más antigua fue la que datamos inicialmente ([Sánchez-García et al., 2007](#)) y arrojó una edad casi concordante de  $623 \pm 3$  Ma (análisis Z1 y Z2 en la Fig. 6.2), que anteriormente se interpretó de forma errónea como la de cristalización del protolito ígneo. La fracción de circón más joven produjo una concordancia de  $505,4 \pm 2$  Ma (análisis Z4 y Z5 en la Fig. 6.2) que es consistente con el rango de edad establecido para el llamado Evento *RR* ([Sánchez-García et al., 2003, 2008a, 2008b, 2010](#)). Además, la muestra arrojó otra fracción altamente discordante (análisis Z3 en la Fig. 6.2) que probablemente representa una herencia de la fuente magmática. Una línea de “discordia” a través de Z4 y Z5 (interpretada como la edad de cristalización de esta roca) y Z3, tiene una intersección superior con la curva de “concordia” a  $2257 \pm 117$  Ma (Fig. 6.2, con un 70% de probabilidad de ajuste). Interpretamos este número (2257 Ma) como una aproximación a la edad de una corteza

anterior reciclada en eventos posteriores y que dieron lugar al magma del que cristalizó esta roca.

La coexistencia de los dos conjuntos aparentemente idénticos de granos de circón, pero con una diferencia de edad de 115 Ma, más otra fracción discordante en la misma muestra, plantea un problema de interpretación. La apariencia ígnea de los dos tipos de circones, sin ninguna evidencia de retrabajado, como superficies de disolución, abrasión erosiva, bordes de recristalización o evidencias de pérdida de Pb, apuntan a una naturaleza xenolítica, sea como cristales incluidos en fragmentos de rocas riolíticas o como xenocristales incorporados mecánicamente al magma de 505 Ma durante el ascenso a través de la corteza.

Una implicación que puede derivarse de la coexistencia de las dos poblaciones de circones es que, los fragmentos líticos de rocas volcánicas félsicas que se ven en esta roca (ver Fig. 6D de [Sánchez-García et al., 2016](#)), podrían representar fragmentos de roca incorporados de las paredes del conducto durante el ascenso. Esta interpretación explica la ausencia de edades discordantes o mixtas; los circones de edad ca. 620 Ma probablemente pertenecieron a un fragmento de roca félsica, mientras que los más jóvenes cristalizaron del magma que ahora forma la matriz de la roca encajante.

Una segunda implicación de la coexistencia de las dos poblaciones de circones, es que se sugiere la presencia de una corteza antigua, de 620 Ma, con rocas calcoalcalinas por debajo de la Unidad de Loma del Aire, y por extensión de toda la ZOM en su conjunto. Este punto es importante para la correlación regional de esta zona, que puede establecerse tentativamente como equivalente a la Zona Nor-armoricana en Bretaña, Normandía y las Islas del Canal y los sistemas de arco en la periferia del cratón de África Occidental, actualmente expuestos en el Anti-Atlas Marroquí, donde las rocas coetáneas relacionadas con el arco están muy extendidas (por ejemplo, [Brown et al.,](#)

1990; Saquaque et al., 1992; Aït Malek et al., 1998a, 1998b; Chantraine et al., 2001; Nagy et al., 2002; El Baghdadi et al., 2003; Inglis et al., 2005; Ennih y Liégeois, 2008; Ezzouhairi et al., 2008; Gasquet et al., 2008; Errami et al., 2009).

Los estudios de procedencia recientemente publicados en la Zona de Ossa-Morena y otras zonas de afinidad gondwánica en el Macizo Ibérico, apoyan también esta correlación. El registro de circones heredados en rocas neoproterozoicas y del Paleozoico Inferior, tanto ígneas como detríticas en la Zona de Ossa-Morena, muestra dos picos principales en el Neoproterozoico (alrededor de 750-540 Ma) y el Paleoproterozoico (alrededor de 2,0 Ga). También hay una población menor perteneciente al Arcaico Tardío (alrededor de 2,7 Ga) y, muy diagnóstica, una falta casi absoluta de granos de circón de edades Mesoproterozoicas (por ejemplo, [Fernández-Suárez et al., 2002b](#); [López Guijarro et al., 2007](#); [Pereira et al., 2008, 2011, 2012b](#)). Nuevamente, esta distribución por edades es característica de los arcos magmáticos que rodeaban el cratón de África occidental en el Neoproterozoico, como el arco Cadomiense en Bretaña y los sistemas de arco en la periferia del cratón de África Occidental expuestos en el Anti-Atlas marroquí ([Aït Malek et al., 1998a, 1998, b](#); [Fernández-Suárez et al., 2002b](#); [Walsch y otros, 2002](#); [Samson et al., 2005](#); [D'Lemos et al., 2006](#); [Abati et al., 2010](#)). Una distribución de edades similares también ha sido descrita en las secuencias neoproterozoicas de las zonas Saxo-Thuringian y Teplá-Barrandian en el Macizo de Bohemia ([Linnemann et al., 2000, 2004, 2007, 2008](#); [Drost et al., 2004, 2007, 2011](#)).

A su vez, los estudios de procedencias en las secuencias del Ediacárico tardío y el Paleozoico inferior que afloran en las otras zonas derivadas de Gondwana del Macizo Ibérico, al norte de la Zona de Ossa-Morena (Autóctono Ibérico) muestran sistemáticamente ([Fernández-Suárez et al., 2000, 2002a, 2014](#); [Martínez Catalán et al.,](#)



2004; Pereira et al., 2008, 2012a, c; Gutiérrez Alonso et al., 2015) una población distintiva de circón detrítico del Mesoproterozoico superior (aproximadamente 1,0-1,2 Ga) (la más abundante en muchas muestras) y un registro más largo de granos neoproterozoicos (alrededor de 850-550 Ma) que en las rocas de Ossa-Morena. Estas poblaciones de circón son extremadamente raras o ausentes en el cratón de África occidental y sus arcos periféricos, y también ausentes en el Neoproterozoico de Ossa-Morena. Esta notable diferencia indica la presencia de dos terrenos neoproterozoicos litosféricos distintos en el basamento de la parte gondwánica del Macizo Ibérico: un bloque Ossa-Morena, con afinidad de arco periférico del cratón africano-occidental y un bloque del Autóctono Ibérico, para el que varios autores sugieren una posición cercana al límite entre el escudo árabe-núbico y el metacratón sahariano en el Neoproterozoico (por ejemplo, Bea et al., 2010; Villaseca et al., 2011; Meinhold et al., 2013; Neubauer, 2014).

## **6.2. Isótopos de Sm-Nd**

Para el estudio isotópico de Sm-Nd de las muestras estudiadas se ha utilizado un espectrómetro de masas, del Laboratorio de Geología de la Universidad Blaise-Pascal, en Clermont-Ferrand, Francia, en el que se han realizado los análisis.

Los análisis isotópicos de Rb-Sr se llevaron a cabo en los laboratorios de Geocronología y Geoquímica de la Universidad Complutense de Madrid (CAI), España, según las rutinas estándar establecidas.

Las técnicas analíticas se describen en los respectivos artículos.

En este trabajo se han recogido 34 muestras para el estudio isotópico de Sm-Nd, 14 procedentes del trabajo de Sánchez-García et al., 2010, 4 en Sánchez-García et al., 2014 y otras 4 de Sánchez-García et al., 2016. De las 14 muestras del trabajo de Sánchez-

García et al.2010, 4 corresponden a datos publicados en un trabajo presentado en Sánchez-García et al., 2008b, trabajo que no se incluye en las publicaciones de la tesis. Así mismo se presentan aquí otros 12 datos inéditos. De estas 34 muestras en total, 14 pertenecen al grupo *ER* y 22 al *RR*, de las cuales 9 son rocas félsicas y 11 rocas máficas (ver Tabla 6. 3, y Fig. 6.4).

En términos generales, no hay una correlación clara entre los valores de  $\epsilon\text{Nd}$  con respecto a la posición estratigráfica de las muestras, si bien se ve un predominio de mayores valores negativos en el grupo *ER* respecto al grupo *RR* (Anexo VI, Tabla 6.IV). Tampoco hay correlación precisa entre los valores de  $\epsilon\text{Nd}$  y el contenido en  $\text{SiO}_2$  o las relaciones La/Yb, La/Sm, La/Nb o Th/Nb (Anexo IV, Tablas 5.II a V).

<b>GRUPO</b>	<b>Nºmuestras</b>	<b>Publicación</b>
<b><i>ER</i></b>	14	IJES, 2014; Gondwana, 10; Tectonophysics, 16, inéditos
<b><i>RRa</i></b>	9	Gondwana, 10;Tectonophysics, 16; inéditos
<b><i>RRb</i></b>	11	Gondwana, 10; inéditos
<b>total</b>	<b>34</b>	

**Tabla 6.3.** Distribución de las muestras estudiadas para isótopos de Sm-Nd.

### **6.2.1. Grupo ER**

Las muestras del grupo *ER*, en conjunto, muestran valores del  $\epsilon\text{Nd}$  entre +1.5 a -10,9. Los valores correspondientes de  $T_{\text{DM}}$  varían entre 1,01 a 2,52 Ga (Anexo VI, Tabla I y Fig.6.5).

En general, las rocas plutónicas presentan valores moderadamente negativos con intervalos menores del valor de  $\epsilon\text{Nd}$  (+0,1 a -3,5) que las rocas volcánicas ( $\epsilon\text{Nd} = +1,5$  a -10,9) y mayores intervalos en el valor del  $T_{\text{DM}}$  (2,52 -1,29 Ga las rocas plutónicas y 1,83 a 1,01 Ga las rocas volcánicas).

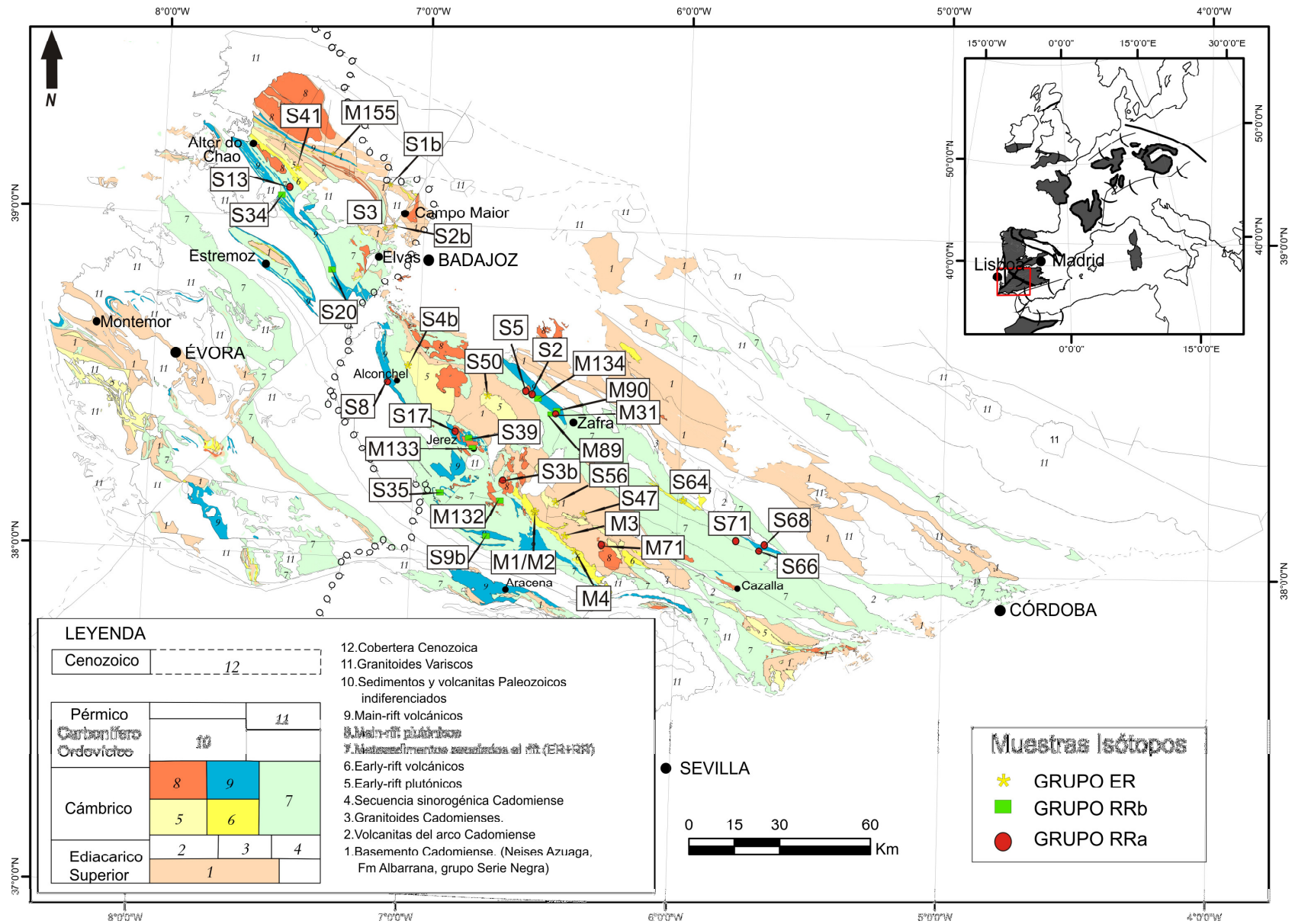
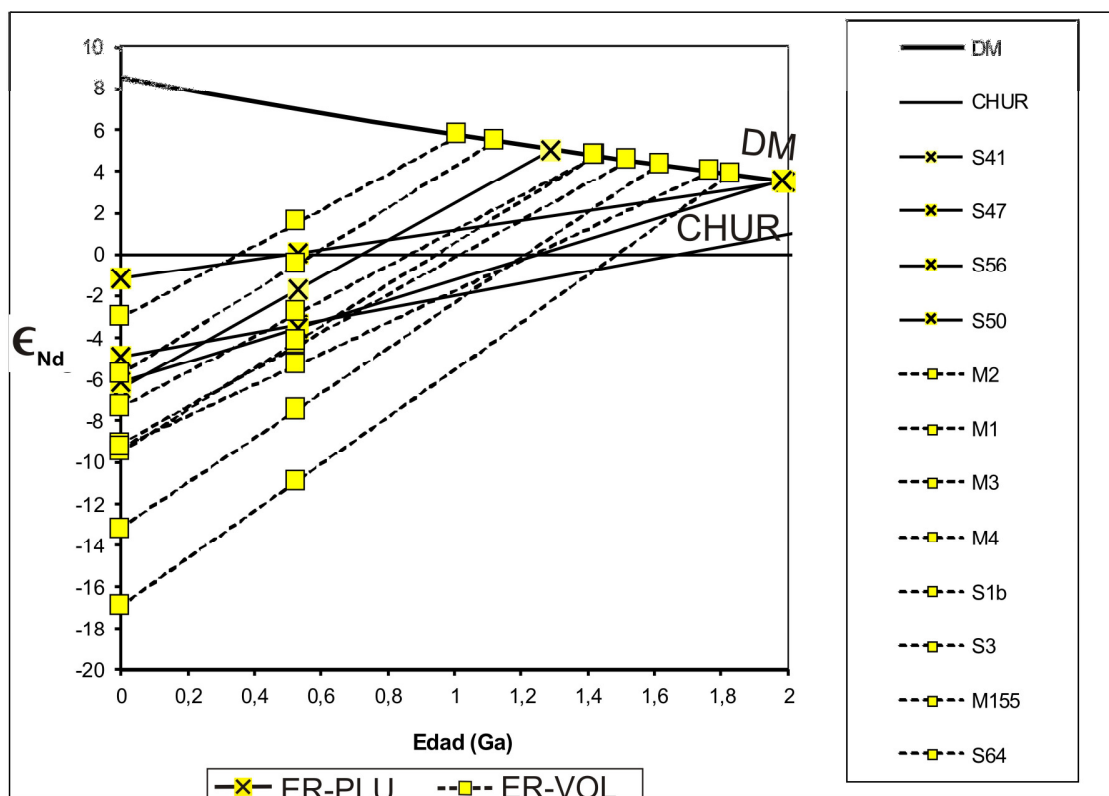


Figura 6.4. Mapa de distribución de las muestras de isótopos, diferenciando entre grupos. Sistema de proyección UTM, Datum europeo 1950, Huso 30. Longitudes referidas al meridiano de Greenwich.



**Figura 6.5.** Gráfico  $\epsilon_{Nd}$  vs Edad (DePaolo & Wasserburg, 1976; DePaolo, 1981), para el Grupo ER, diferenciando entre rocas plutónicas y rocas volcánicas.

El valor ligeramente positivo de  $\epsilon_{Nd}$  (+0,1) corresponde al granito de Calera (muestra S47), con un  $T_{DM}$  de 1,99 Ga. Esta firma isotópica del granito de Calera implica una posible participación del manto en los materiales fuente de estos granitos. Estas mismas características son señaladas por Salman (2004) para estos granitos, con valores de  $\epsilon_{Nd}$  entre +0,84 y +0,98 y relaciones iniciales de  $^{87}Sr/^{86}Sr$  de 0,70075, lo que interpreta como una signatura mantélica.

La muestra S41 (Granito de Barreiros) presenta un valor de  $\epsilon_{Nd} = -1,7$ ,  $T_{DM} = 1,29$  Ga y un valor  $^{87}Sr/^{86}Sr$  inicial de 0,704188, indicando fuentes corticales en su génesis.

El valor máximo del  $T_{DM}$  corresponde al granito de Tablada (muestra S56,  $\epsilon_{Nd} = -3,4$ ,  $T_{DM} = 2,52$  Ga y  $^{87}Sr/^{86}Sr$  inicial de 0,705295). Los altos valores de  $T_{DM}$  pueden interpretarse como una contaminación crustal significativa, si bien esta muestra presenta

muy altas proporciones de la relación  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  (0,1735), lo que sugiere que se produjo un fraccionamiento Sm/Nd significativo durante la génesis y evolución del magma. Esto puede indicar la separación de una fase enriquecida con LREE. Esta desviación de la evolución simple en dos etapas, implícita en el cálculo de las edades del modelo de Sm-Nd, nos lleva a considerar que las edades muy antiguas (>2 Ga) del modelo TDM pueden estar falseadas y carecer de cualquier significado geológico. (Sánchez-García et al., 2014).

Las altas edades modelo y el valor de la relación Th/Nb (promedio del grupo ER-PLU= 1,30 ppm, ver Capítulo 5, de Geoquímica), que está próximo al valor de la corteza continental superior (0,88 ppm) de Rudnick and Gao (2004), sugiere una fuente de corteza continental para estos granitos, si bien algunos de ellos presentan firmas o contribuciones mantélica (granito de Calera).

Los resultados de las rocas plutónicas son similares a los publicados para la granodiorita de Monesterio; datos de Salman, 2004:  $\epsilon\text{Nd} = -4.43$  a  $-3.08$ ,  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  inicial entre 0,7058 y 0,7075; o datos de López-Guijarro et al. (2008),  $\epsilon\text{Nd} = -3,2$ ,  $T_{\text{DM}} = 1,32$  Ga. Las migmatitas de Monesterio presentan valores también similares, aunque con valores más negativos de  $\epsilon\text{Nd} = -6,1$  a  $-5,2$  y  $T_{\text{DM}} = 1,65$  a  $1,35$  Ga (López-Guijarro et al 2008).

Las rocas volcánicas del mismo grupo ER, presentan, como se ha comentado antes, mayores rangos en el valor de  $\epsilon\text{Nd}$  que las rocas plutónicas, variando entre +1,5 y -10,9, y los valores de  $T_{\text{DM}}$  entre 1,83 a 1,01 Ga. Respecto a los valores de la relación  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  inicial, algunas muestras presentan valores anómalos, y si las excluimos, el rango de valores oscila entre 0,709078 y 0,702292 (ver Anexo VI, Tabla I).

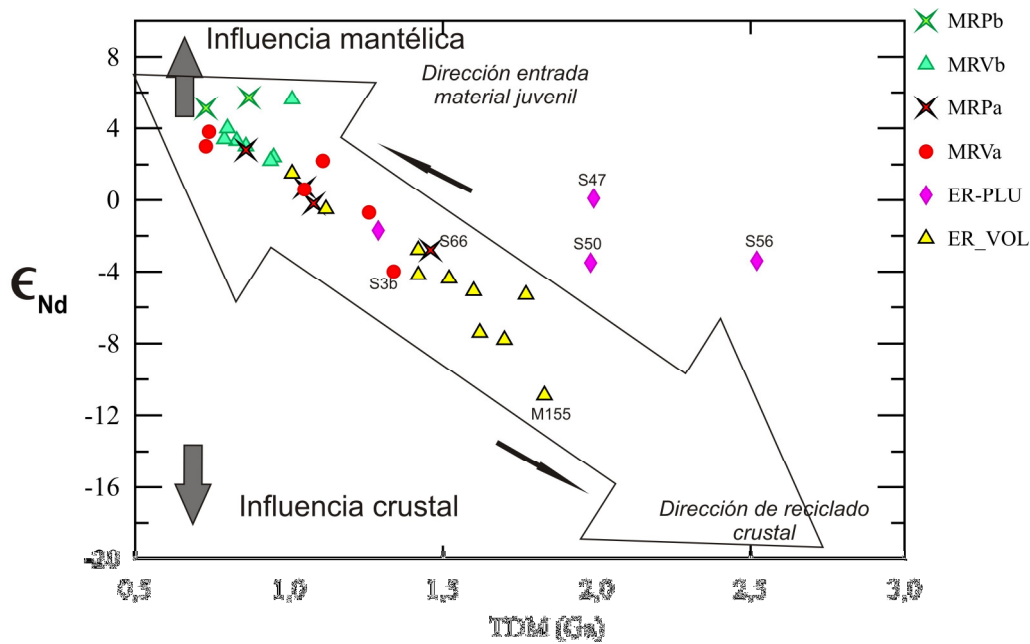
La muestra S64, de la unidad de Loma del Aire-ER, es la que presenta el máximo valor en  $\epsilon\text{Nd}$  (+1,5) y mínimo de  $T_{\text{DM}}$  (1,01 Ga), c indicando fuentes mantélicas y menor tiempo de residencia en la corteza, con fuentes empobrecidas, y una relación Sm/Nd

mayor que la relación condrítica (CHUR). Presentan una relación  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  inicial de 0,708240, que es típicamente cortical.

El valor mínimo de  $\epsilon\text{Nd} = -10,9$ , corresponde a una toba volcanoclástica (muestra M155) del CVS de Nave de Grou, que es la que presenta mayor valor del  $T_{\text{DM}}$  (1,83 Ga) dentro del grupo de rocas volcánicas (ver Anexo VI, Tabla I).

El valor medio de la relación Th/Nb de este grupo ER-VOL= 1,07, también es semejante a la media de la corteza continental superior (0,88 ppm) de [Rudnick and Gao \(2004\)](#), indicando fuentes corticales, aunque también en este grupo, no se pueden descartar componentes mantélicos en algunos de los magmas, como los que dieron lugar a las rocas volcánicas de la Unidad de Loma del Aire.

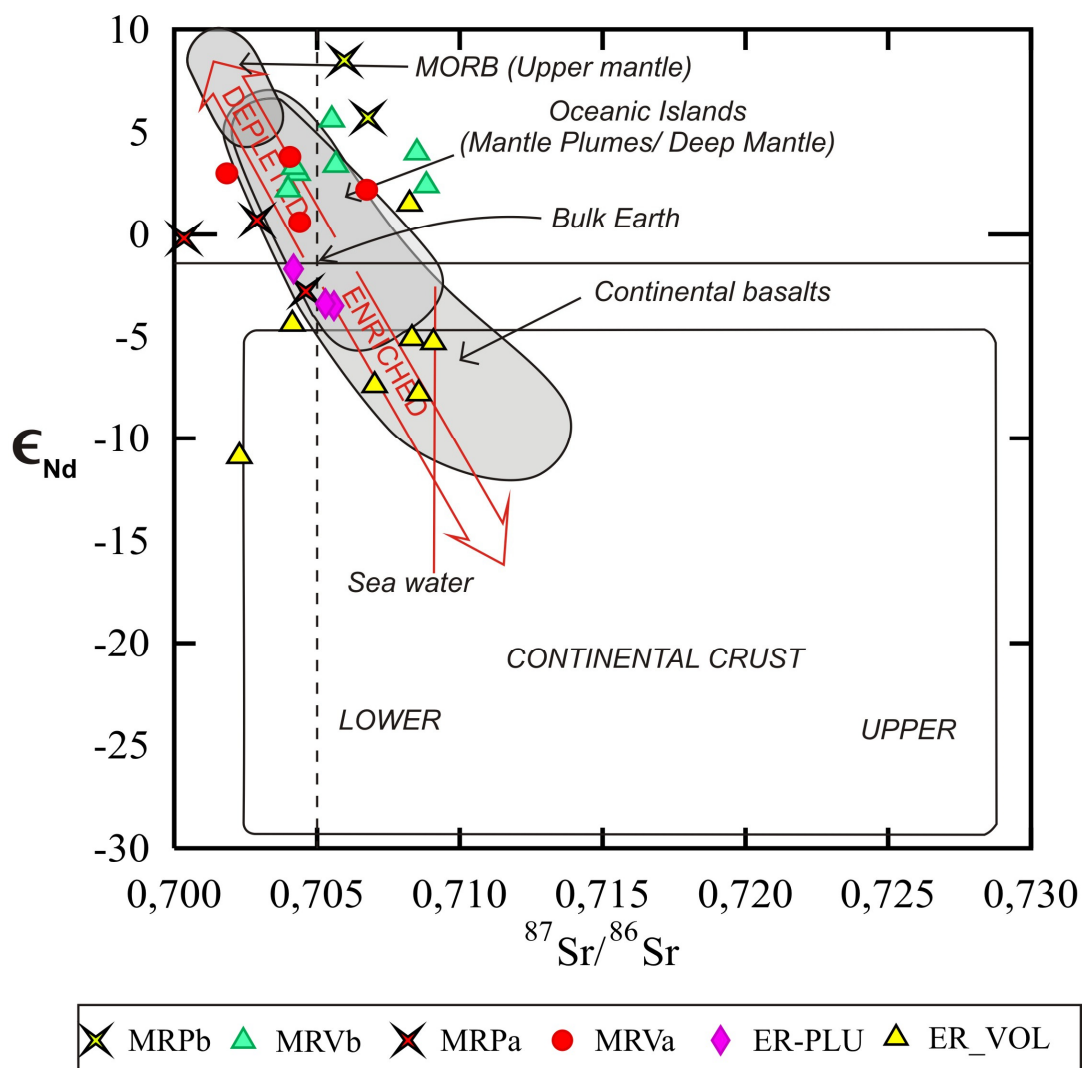
En la figura 6.6, se representa el valor del  $T_{\text{DM}}$  vs.  $\epsilon\text{Nd}$  (diagrama según [López Guijarro et al, 2008](#)), como indicador del tipo de roca fuente, y puede verse como la mayoría de las muestras de rocas volcánicas del grupo ER presentan una influencia crustal, mientras que las rocas relacionadas con el evento principal presentan una influencia mantélica. La mayoría de las muestras de rocas plutónicas del grupo ER presentan valores del  $T_{\text{DM}}$  alejados del resto de rocas del grupo ER, excepto la muestra del granito de Barreiros (muestra S41), que presenta valores de  $T_{\text{DM}}$  similares a los de las rocas volcánicas.



**Figura 6.6.**  $T_{DM}$  vs.  $\epsilon Nd$  (diagrama según López Guijarro et al, 2008), como indicador del tipo de roca fuente, para las rocas ígneas relacionadas con el Rift Cámbrico-Ordovícico en la ZOM.

Respecto a los valores isotópicos de Sr para este grupo, el rango de la relación  $^{87}Sr/^{86}Sr$  muestra valores anómalos, al variar entre 0,709078 y 0,581676. Los valores mínimos son anómalos tanto en el grupo de las rocas plutónicas (0,581676), como en el grupo de las volcánicas (0,681803). Estos valores son inferiores a los de BABI (mejor valor inicial para acondrita basáltica), que corresponden a  $^{87}Sr/^{86}Sr=0,698970$ . Estos valores anómalos pueden estar relacionados con la movilidad de este elemento y las transformaciones relacionadas con el metamorfismo varisco, y excluyen su utilización para la interpretación de las características magmáticas.

En la figura 6.7 que representa los datos del  $\epsilon Nd$  frente a la relación  $^{87}Sr/^{86}Sr$  inicial (Zindler & Hart, 1986), podemos ver que las rocas de este grupo se proyectan en el campo de magmas enriquecidos, excepto la muestra S71, que cae dentro del campo de islas oceánicas, al igual que la mayoría de las rocas del grupo RR. Se han excluido los datos anómalos.



**Figura 6.7.** Diagrama  $\epsilon_{Nd}$  vs.  $^{87}Sr/^{86}Sr$  inicial (Zindler & Hart, 1986), para las rocas ígneas del Rift Cámbrico-Ordovícico de la ZOM.

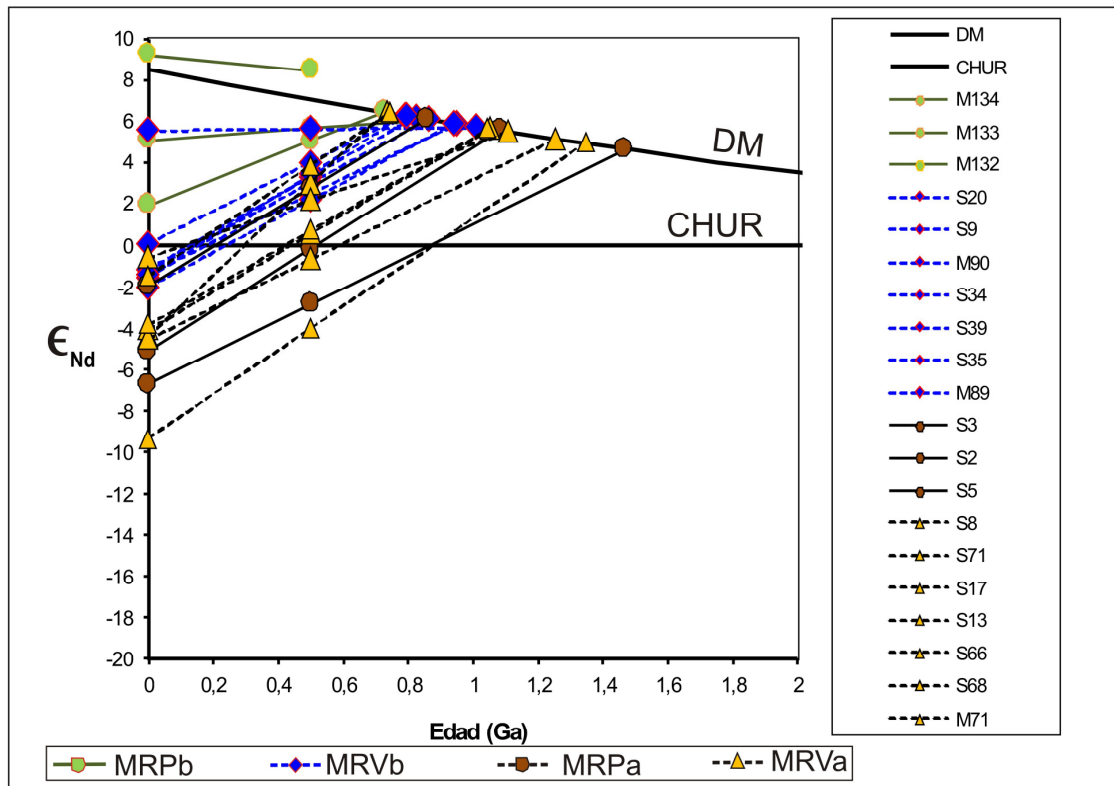
Los valores negativos moderados a altos de  $\epsilon_{Nd}$  y las edades  $T_{DM}$  superiores a 1 Ga (promedio de 1,6 Ga) obtenidas de las rocas del grupo *ER* son muy similares a las firmas obtenidas en los sedimentos y magmas derivados de la corteza de cualquier edad en la ZOM (López-Guijarro et al., 2008; Armendáriz et al., 2008), por lo tanto, destaca el papel predominante que desempeñan los procesos de fusión parcial de la corteza en la génesis de los magmas generadores de este grupo de rocas. Estos valores también son similares a los obtenidos en rocas félsicas en otras unidades de alto grado de la ZOM (Chichorro et al., 2008).



### 6.2.2. Grupo RR

En conjunto, este grupo presenta valores del  $\epsilon_{Nd}$  entre +8,5 y -4,0, con valores del  $T_{DM}$  entre 1,46 y 0,73 Ga (Fig. 6.8), aunque si vemos por separado los datos entre rocas ácidas y máficas, se puede ver que son las rocas máficas las que presentan mayores valores en el  $\epsilon_{Nd}$ , variando entre +8,5 y +2,2, con  $T_{DM}$  entre 1,01 y 0,73 Ga y valores de la relación  $^{87}Sr/^{86}Sr$  inicial entre 0,708834 a 0,703986 (Anexo VI, Tabla II). Dentro de las rocas máficas son las plutónicas las que presentan mayores valores del  $\epsilon_{Nd}$  y menor rango en el valor del  $T_{DM}$  (1,01 a 0,73 Ga), indicando menores tiempos de residencia en la corteza para estos magmas.

En términos generales, no se encuentra una clara correlación de los valores de  $\epsilon_{Nd}$  con respecto a la posición estratigráfica de las muestras, ni tampoco con el contenido de  $SiO_2$  o las relaciones  $La/Yb$ ,  $La/Sm$ ,  $La/Nb$  o  $Th/Nb$ .



**Figura 6.8.** Gráfico  $\epsilon_{Nd}$  vs Edad (DePaolo & Wasserburg, 1976; DePaolo, 1981), para el Grupo RR, diferenciando entre rocas plutónicas y rocas volcánicas, y dentro de ellas entre rocas ácidas e intermedias y rocas máficas. Ver tabla de abreviaturas al principio de la memoria.

Los valores negativos de  $\epsilon_{Nd}$  incluyen tanto rocas plutónicas como volcánicas de composición ácida e intermedia, y son las siguientes:

- plagiogranito de Feria (muestra S5, con  $\epsilon_{Nd} = -0,2$  y  $T_{DM} = 1,08$  Ga,  $^{87}Sr/^{86}Sr$  inicial = 0,700343),
- plagiogranito de los Remedios (muestra S3b, con  $\epsilon_{Nd} = -2,8$  y  $T_{DM} = 1,46$  Ga,  $^{87}Sr/^{86}Sr$  inicial = 0,704609),
- riolita de la zona de La Bóveda- UDF- (muestra S17, con  $\epsilon_{Nd} = -0,7$  y  $T_{DM} = 1,26$  Ga,  $^{87}Sr/^{86}Sr$  inicial anómalo),
- toba epiclástica félsica, de la Unidad de Loma del Aire-RR, (muestra S66, con  $\epsilon_{Nd} = -4,0$  y  $T_{DM} = 1,34$  Ga,  $^{87}Sr/^{86}Sr$  inicial anómalo).

El valor mínimo del  $T_{DM}$  dentro de las rocas ácidas (0,73 Ga) corresponde a una riolita de la zona de Alconchel, con un valor de  $\epsilon_{Nd} = +3,0$  y un valor de la relación  $^{87}Sr/^{86}Sr$  inicial = 0,701850.

El valor mínimo del  $T_{DM}$  dentro de las rocas máficas (0,73 Ga) corresponde al gabro de La Lapa, con un valor de  $\epsilon_{Nd} = +5,1$  y un valor de la relación  $^{87}Sr/^{86}Sr$  inicial anómalo.

El valor máximo del  $T_{DM}$  dentro de las rocas volcánicas ácidas (1,34 Ga) corresponde a la toba epiclástica (muestra S66) mencionada antes, con un valor negativo del  $\epsilon_{Nd}$ , y que sugiere un alto grado de contaminación crustal. En conjunto estos valores indican que la fuente magmática se enriqueció en LREE, y junto con la edad modelo del  $T_{DM}$ , muy superior a la edad de depósito del Cámbrico, sugiere que, aunque hay entrada de material juvenil en la fuente de esta roca los componentes mayoritarios de la misma debían de estar dominados por materiales antiguos reciclados de la corteza continental (Fig. 6.7).

El valor máximo del  $T_{DM}$  dentro de las rocas plutónicas ácidas (1,46 Ga) corresponde al plagiogranito de Los Remedios (muestra S3b), también mencionado antes, con un valor negativo del  $\epsilon_{Nd}$ , y que también indicaría contaminación crustal.

Dentro del grupo de rocas máficas, los valores del  $\epsilon\text{Nd}$  presentan menores rangos de variación y menores valores del  $T_{\text{DM}}$  (ver Anexo VI, Tabla II, Fig. 6.8), sugiriendo fuentes mantélicas y periodos cortos de residencia en la corteza (Fig. 6.6).

Estos valores de  $\epsilon\text{Nd}$  y  $T_{\text{DM}}$  son similares a los publicados por [Sarrionandía et al. \(2012\)](#), para el área de Zafra y por [Chichorro et al. \(2008\)](#) para los complejos ígneo-sedimentarios de Monfurado, si bien, estos últimos presentan valores mucho más positivos en el  $\epsilon\text{Nd}$  (variando entre +5,2 a +9,1), con  $T_{\text{DM}}$  muy bajo (0,06 Ga).

Las rocas ígneas de la Unidad de Loma del Aire, muestran un desacoplamiento entre los valores enriquecidos en LREE y los valores radiogénicos de Nd. Este enriquecimiento en LREE ( $0,114 <^{147}\text{Sm} / ^{144}\text{Nd} < 0,130$ ), puede ser explicado en términos de herencia de los protolitos a partir de los que se generaron los magmas. Podría reflejar una fuente de manto empobrecido que sufrió un evento de enriquecimiento reciente.

En la figura 6.6, podemos ver que los magmas a partir de los cuales se generaron las rocas del grupo *RR* presentan una influencia mantélica, aunque hay dos muestras que se superponen a las rocas del grupo *ER*. Son, la muestra del granito de las Remedios (S3b) y la muestra S66, de la Unidad de Loma del Aire.

En la figura 6.7 se puede ver que las rocas de este grupo se proyectan en el campo de magmas empobrecidos, más concretamente dentro del campo de plumas mantélicas o manto profundo.

Dentro del Evento Principal del Rift, los amplios rangos de variación en el valor de  $\epsilon\text{Nd}$  y las edades modelo de  $T_{\text{DM}}$  refuerzan la hipótesis de que los magmas primitivos derivados del manto hayan sufrido diferentes grados de contaminación con la corteza continental. También los datos geoquímicos señalan la presencia de magmas derivados de diferentes fuentes (astenosférica, litosférica y cortical) ([Sánchez-García et al., 2003, 2008a, 2008b, 2010, 2016](#); [Chichorro et al., 2008](#)).

Esto representa un cambio significativo con respecto al evento anterior ER y probablemente refleja una evolución de la deformación extensional pasiva a la activa, que afecta a toda la litosfera y facilita el drenaje ascendente de los magmas desde fuentes localizadas tan profundas como la astenosfera.

## **CAPÍTULO 7**

### **CONCLUSIONES**



## 7. CONCLUSIONES

Todos los datos presentados en esta memoria dan testimonio de un importante evento de *rifting* que afectó a la Zona de Ossa-Morena en el Paleozoico Inferior, con posterioridad a la orogenia cadomiense que había estado dominada por procesos de convergencia (subducción, crecimiento de un arco y acreción del mismo al margen, entonces activo, de Gondwana. El evento dio como resultado la formación de una nueva cuenca oceánica (Rhéico) y de un nuevo margen exterior adelgazado a lo largo de esta parte del continente de Gondwana. Muchas características del proceso de *rifting* pueden interpretarse a partir del registro estratigráfico, estructural e ígneo en la Zona de Ossa-Morena, a pesar de la fuerte reactivación transpresional durante la convergencia Varisca. Sin embargo, el mecanismo que inició y sostuvo el proceso de cambio, de convergencia a extensión, no está claro.

Los datos sugieren que esta parte de la placa de Gondwana se encontraba encima de una anomalía térmica profunda del manto durante el Cámbrico Inferior. Nuestra interpretación atribuye el magmatismo, el Rift coetáneo y el desarrollo oceánico a la llegada de una dorsal centro-oceánica a la zona de subducción que existía en el Neoproterozoico en esta zona (ver figura 7.1).

Respeto a la estratigrafía:

La principal característica del registro estratigráfico del Cámbrico de la Zona de Ossa-Morena es la alta variabilidad en espesores, facies y edades de las diferentes formaciones entre las distintas unidades o dominios estructurales.

Estas diferencias son interpretadas como evidencia de la actividad tectónica sin-sedimentaria y el desarrollo de una estructura de *horst* y *graben* extensionales formados durante el evento de Rift en el Paleozoico Inferior.

Se establece que la sucesión cámbrica está constituida por rocas tanto sedimentarias como volcánicas, que muestran una fuerte variación en espesores y facies. A pesar de estas variaciones, la mayoría de las sucesiones sedimentarias comprenden cuatro unidades fundamentales, llamadas de muro a techo:

- 1) Serie Detrítica Inferior (LDF)
- 2) Serie Detrítico-Carbonatada (DCF)
- 3) Serie Detrítica Superior (UDF) y,
- 4) Complejo Volcanosedimentario (MRV)

La sucesión cámbrica en las distintas unidades estructurales de la ZOM se apoya de forma discordante sobre un sustrato Ediacárico, previamente deformado, principalmente sobre la Serie Negra o sobre los materiales de la Fm. Malcocinado, marcada, en su mayoría por un conglomerado o una brecha en la base, que incorpora cantos internamente deformados del sustrato inferior.

El Complejo Volcanosedimentario presenta sedimentos intercalados y pasos laterales a sedimentos con características de plataforma marina somera, es decir, su erupción se produjo mayoritariamente en ambientes subacuático

Se verifica la existencia de un amplio y variable hiato sedimentario que, por lo general, cubre todo el Cámbrico Superior y la parte basal del Ordovícico Inferior. Este hiato representa un período durante el cual toda la Zona de Ossa-Morena estuvo afectada por levantamientos, basculamientos, erosión y/o no- sedimentación, probablemente como resultado de expansión térmica de la litosfera sobre la potente anomalía en el manto responsable del magmatismo de la fase principal de rifting.

Respecto a la petrología ígnea:

- Se constata la gran variedad tipológica en todas las rocas volcánicas, de ambos grupos *ER* y *RR*.



- Se distinguen materiales lávicos y materiales volcanoclásticos, como ignimbritas, tobas y rocas epiclásticas, en ambos grupos *ER* y *RR*, que están intercalados en materiales sedimentarios.
- Las lavas, pueden ser masivas o estar brechificadas, con texturas hialoclásticas o autoclásticas.
- Las rocas han salido a la superficie en un ambiente principalmente submarino, aunque no se pueden descartar episodios subaéreos, ya que se encuentran localmente materiales ignimbríticos intercalados.
- Son frecuentes las texturas de enfriamiento rápido, tales como “colas de golondrina”, visibles tanto en el campo como en el microscopio. También las texturas asociadas a depósitos volcanoclásticos, como texturas fragmentales o fragmentarias (hialoclastitas) en todos los grupos considerados.
- Otra textura frecuente en las rocas del grupo *RR*, son las texturas esferulíticas, producto de desvitrificaciones y/o enfriamientos rápidos.
- Son frecuentes las texturas fluidales y eutaxíticas en las rocas ácidas, en lavas e ignimbritas.
- En el campo se puede ver como las rocas, presentan, en general, una gran semejanza, en especial las rocas volcánicas, dentro de algunos subgrupos considerados en el capítulo de Geoquímica (como plagiogranitos, o rocas con signaturas NMORB o altos contenidos en Mg), siendo posible diferenciarlos únicamente a través de sus características geoquímicas.
- Tanto las rocas ácidas como las básicas se encuentran como unidades individuales y alternando en una misma localidad, lo que indicaría episodios volcánicos independientes en distintos centros eruptivos.
- Se ven relaciones de inmiscibilidad y mezcla mecánica entre rocas ácidas y máficas, tanto plutónicas como subvolcánicas. Esto se ha interpretado como una evidencia de procesos de *mingling* y *mixing* en la fuente y/o emplazamiento simultáneo.
- La edad de emisión de las rocas volcánicas está bien delimitada por los datos paleontológicos de las rocas sedimentarias interestratificadas. A escala regional, la edad del volcanismo abarca desde el Cámbrico Inferior en el NE, al Cámbrico medio- Ordovícico Inferior en el SW. Este amplio rango de la actividad ígnea se interpreta como debido a la propagación del eje del Rift a través de toda la Zona de Ossa-Morena

- Hay que señalar que todas las rocas presentan signos de alteración del tipo espilita-queratófido, lo cual es característico de las emisiones volcánicas subacuáticas (submarinas).

Respecto a las características geoquímicas:

- Se confirma la existencia de dos importantes eventos magmáticos en el Cámbrico, muy diferentes y separados en el tiempo, en la Zona de Ossa-Morena;
- El evento más antiguo, *ER*, se asocia a la formación de migmatitas y *core complexes* en la corteza medio-superior y está representado por rocas peraluminosas félsicas, cuyos magmas originarios derivan predominantemente de fuentes crustales. Sin embargo, se puede apreciar un aporte de componentes derivados del manto, a pesar de la falta de rocas máficas coetáneas en el nivel actual de exposición.
- La signatura de arco que presentan algunas de las muestras del grupo *ER* se interpreta como heredada de la fusión de rocas del arco Neoproterozoico.
- El carácter calcoalcalino, ácido y peraluminoso dominante de los granitos del Cámbrico Inferior (*ER*) sugiere un fraccionamiento tardío, tasas medias de fusión parcial de la corteza continental superior, con variable aporte de material derivado del manto superior en la región fuente de los magmas, como lo atestigua i) un grupo restringido de muestras que muestran una afinidad anorógena y signaturas isotópicas más primitivas (por ejemplo, granito de Calera); ii) un subconjunto de muestras de los granitos de Tablada y Barreiros que muestran una afinidad alcalina.
- El evento más joven, relacionado con el evento *RR*, está representado por una asociación bimodal de rocas félsicas y máficas con cantidades menores de rocas intermedias. Las rocas máficas pertenecen a dos grupos distintos: uno con afinidad NMORB y otro con afinidades OIB/EMORB. Esto refleja la contribución de fundidos parciales derivados de fuentes mantélicas heterogéneas, tanto empobrecidas como enriquecidas, astenosféricas y litosféricas, relacionadas con plumas mantélicas o no. A su vez, las rocas ácidas e intermedias parecen representar mezclas de magmas corticales y mantélicos;
- Los magmas máficos de afinidad OIB/EMORB muestran contenidos promedio más altos de HREE y más bajos en LREE, HFSE y LILE que el OIB estándar de (Sun y McDonough, 1989). Estas diferencias pueden ser un reflejo de una

contribución de fuentes corticales y mantélicas de afinidad OIB, aunque la existencia de efectos de contaminación y/o alteración también puede haber jugado un papel importante.

- El subgrupo de magmas máficos de afinidad NMORB presenta a su vez un contenido de Th mayor que el NMORB estándar (Sun y McDonough, 1989). Este subgrupo exhibe un enriquecimiento en LILE, HFSE, LREE y HREE con respecto al estándar NMORB (Sun y McDonough, 1989), lo que apunta a la existencia de cierta heterogeneidad en la fuente del manto o un manto enriquecido. Dentro de este subgrupo, se observa la presencia de basaltos ricos en Mg, volumétricamente menos importantes, cuya formación requiere altas temperaturas de fusión. La presencia de este tipo de basaltos apoya la existencia de fuentes magmáticas no relacionadas con una pluma mantélica.
- Las características geoquímicas de las rocas félsicas e intermedias del Evento ígneo Principal (RR), son compatibles con una génesis a partir de magmas híbridos con proporciones variables de mezcla entre fundidos corticales y mantélicos.
- El subgrupo de plagiogranitos y albititas ricos en Na, presenta afinidades de plagiogranitos oceánicos, y parece relacionado con los depósitos de Fe, abundantes en toda la ZOM. Este subgrupo presenta características similares a la rama keniana del Rift de África Oriental (Baker, 1987), involucrando volúmenes significativos de rocas ácidas, aunque las de la Zona de Ossa-Morena son menos alcalinas.

En cuanto a los datos geocronológicos:

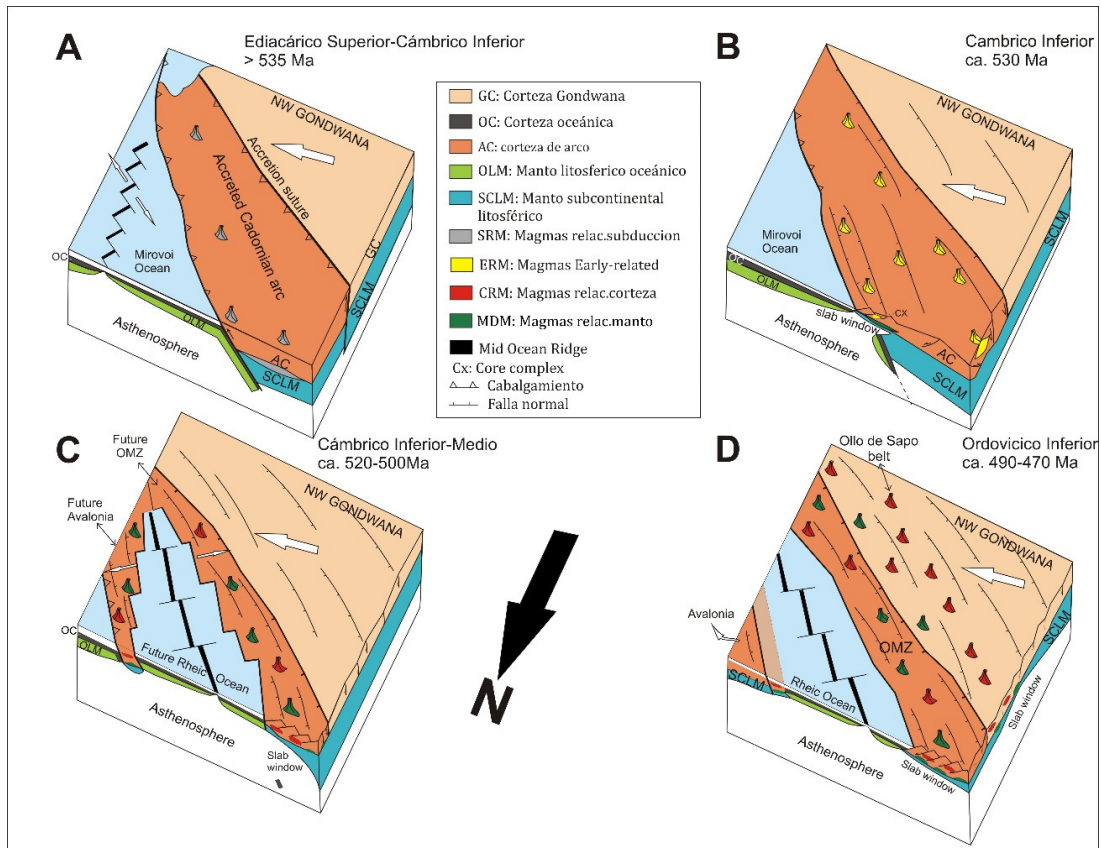
- Las dataciones radiométricas (U-Pb Zr) han suministrado edades de  $c.530 \pm 5$  Ma para el evento ígneo temprano (ER) y una etapa más prolongada,  $517-502 \pm 2$  Ma, para el evento ígneo principal (RR). No presentan, al contrario de lo esperado, ninguna variación temporal relacionada con su posición geográfica.
- La actividad durante el Evento ígneo principal parece continua en toda la zona central y meridional de Ossa-Morena a lo largo del lapso de tiempo de 15 Ma. Este hecho se interpreta como una estimación de la duración mínima de la anomalía térmica profunda responsable del magmatismo estudiado de la Zona de Ossa-Morena.

- El vulcanismo tuvo lugar como eventos discontinuos, de corta vida, separados por intervalos durante los cuales solo se produjo sedimentación siliciclástica.
- La generación de magma fue un proceso continuo durante toda la existencia de la anomalía subyacente, pero su drenaje ascendente hacia la corteza superior solo fue posible en determinados lugares y momentos, cuando las fallas extensionales pudieron conectar los reservorios de magma en profundidad con la superficie en su propagación través de la corteza
- La signatura orogénica del magmatismo del Cámbrico Inferior (*ER*) es heredada de los materiales del basamento Cadomiense / panafricano cuya fusión origina estos magmas y, en cierta medida del manto contaminado, que aportó una cierta proporción del fundido.
- Las edades U-Pb obtenidas apoyan la relevancia del plutonismo y vulcanismo asociados con el *rifting* intracontinental de acuerdo con el modelo previamente discutido.
- Los nuevos datos geocronológicos han permitido correlacionar la unidad de Loma del Aire con las rocas del *Rift* Cámbrico-Ordovícico. Dentro de esta se han distinguido dos subgrupos ígneos, uno con características más próximas al grupo *ER* y otro más próximo al grupo *RR*.
- Las dos dataciones sobre la Unidad de la Loma del Aire arrojan datos de  $526 \pm 2$ Ma (Cámbrico Inferior) y  $505 \text{Ma} \pm 2$  Ma (Cámbrico Medio), que se interpretan como las edades de cristalización de los respectivos magmas.
- La edad de 620 Ma previamente determinada en la muestra, cuya edad real es de 505 Ma, es debida a la existencia de xenocristales de circón más antiguos, incorporados en la roca ígnea cámbrica. Esta edad de 620 Ma se aleja unos 40 Ma de las rocas más antiguas datadas de la Fm. Malcocinado (ca.580 a 535 Ma), lo que informa de un reciclaje constante de la corteza continental.
- Esta edad también sugiere la existencia de una corteza antigua (ca. 620 Ma), bajo la unidad de la Loma del Aire, y por extensión probablemente de toda la Zona de Ossa-Morena.
- Los nuevos datos, junto con los estudios de procedencia, recientemente publicados, tienen importantes implicaciones sobre el conocimiento de la naturaleza y la evolución del substrato litosférico subyacente de la Zona de Ossa- Morena, que comparte muchas características con los sistemas de arco que rodeaban el cratón Neoproterozoico del Oeste Africano.

- Se propone una correlación de la Zona de Ossa-Morena con los sistemas de arco Neoproterozoicos-Paleozoico Inferior, actualmente expuestos en los *inliers* Precámbricos en el Anti-Atlas marroquí, en la zona nor-armoricana de Bretaña, Normandía y en las Islas del Canal (Arco Cadomiense), y las Zonas Saxo-Turingia y Teplá-Barrandian del Macizo de Bohemia.

En cuanto a los datos isotópicos:

- En el grupo *ER*, en general, las rocas presentan valores de  $\epsilon\text{Nd}$  más negativos, y relaciones Th/Nb superiores que el grupo *RR*, lo que sugiere un alto contenido en componentes corticales y una derivación a partir de materiales de corteza continental antigua.
- En este grupo hubo también una entrada de materiales del manto, superpuesta a la participación predominante de la corteza continental, en la génesis de los magmas (valores positivos de  $\epsilon\text{Nd}$ ), a pesar de la ausencia de rocas derivadas del manto en la sección de la corteza actualmente expuesta en esta etapa.
- Las rocas del grupo *ER*, presentan mayores valores del  $T_{\text{DM}}$ , lo que sugiere mayores tiempos de residencia en la corteza que las rocas del grupo *RR*.
- En el grupo *RR*, el rango de valores de  $\epsilon\text{Nd}$ , entre valores negativos (-4,0) y positivos (+9,1) sugiere que no existe en este grupo componentes puros ni crustales ni mantélicos. Las edades modelo de  $T_{\text{DM}}$ , refuerzan la hipótesis de que los magmas primitivos derivados del manto han sufrido diferentes grados de contaminación con la corteza continental.
- En el grupo *RR*, los datos de isótopos sugieren fuentes mantélicas empobrecidas contaminadas por componentes crustales más jóvenes



**Figura 7.1.** Modelo geodinámico propuesto. Modificado de [Sánchez-García et al. \(2003, 2008a, 2010\)](#). A) Situación supuesta durante el Ediacárico Superior al Cámbrico Inferior; B) Durante el Cámbrico Inferior; C) Durante el Cámbrico Inferior -Medio; D) Durante el Ordovícico Inferior. Ver explicaciones en el texto.

En cuanto al modelo geodinámico:

- En relación con el escenario geodinámico, los datos respaldan la interpretación de que el inicio del rifting estuvo conectado a un proceso de colisión oblicua de una dorsal con la zona de subducción existente en el Neoproterozoico a lo largo del margen exterior del norte de Gondwana, durante las etapas tardías de la Orogenia Cadomiense. Esto habría provocado el cese o una desaceleración significativa de la subducción en el lado de la dorsal, en que ambas placas se moverían aproximadamente en la misma dirección (Fig. 7.1A). Este evento culminaría con la apertura del océano Rhéico en el Ordovícico Inferior. Esta situación sería similar a la reciente colisión oblicua de la dorsal del Pacífico Este con el margen activo de Norteamérica y la apertura de la cuenca oceánica del Golfo de California;
- La progresiva inmersión de la dorsal bajo la zona de subducción habría traído una astenosfera caliente y flotante a la base de la placa superior a través de la

formación de una ventana de la placa (*slab window*), lo que ocasionaría el levantamiento y la erosión de los segmentos superiores de la corteza del arco de Ossa Morena. La inestabilidad gravitacional inducida por esta expansión altamente focalizada habría desencadenado el inicio de la deformación extensional, lo que llevaría a la formación de *rifts* y sedimentación en cuencas limitadas por fallas (Fig. 7.1B). El adelgazamiento significativo de la litosfera asociado con la formación de *rifts* probablemente se vio reforzado por la erosión térmica simultánea de la raíz litosférica, causada por el calentamiento y la fusión parcial desde abajo. Ambos procesos probablemente generaron efectos de retroalimentación que produjeron i) hundimiento isostático e inundación progresiva de la placa superior restante, según lo registrado por las formaciones del Cámbrico Inferior, el ER, la LDF; y la CDF y ii) aumento de la fusión por descompresión en los segmentos del manto astenosférico y litosférico.

- La inyección de estos magmas en la corteza inferior o en ambientes sub-crustales adyacentes está evidenciada por el fuerte aumento del gradiente geotérmico requerido para desencadenar los procesos anatéticos registrados en entornos de corteza media/superior (conjunto ígneo relacionado con el *rift* temprano o ERM). Esta inyección habría contribuido aún más a la extensión y el adelgazamiento de la litosfera remanente, y a la formación de *core complexes* coetáneos con la migmatización en la corteza media /superior. La ausencia de materiales magmáticos abundantes derivados del manto en esta etapa puede deberse al aumento de plasticidad de la corteza inferior por la fusión parcial extensiva que impediría la propagación de fisuras y la formación de conductos de alimentación magmática. Esta es una característica común en otras regiones durante las etapas iniciales de rifting, como en la provincia de América del Norte de *Basin and Range* (Rehrig, 1986; Gans et al., 1989).
- El *undeplating* y el almacenamiento temporal de los magmas derivados del manto (MDM: *magmas relacionados con manto*) habrían posibilitado una fuerte diferenciación a través de procesos de fraccionamiento cristalino y de asimilación y mezcla de rocas y magmas litosféricos y corticales (CRM: *magmas relacionados con corteza*). En particular, la signatura enriquecida de los fundidos que salieron a superficie podría haber sido adquirida en este momento por la incorporación variable de componentes más incompatibles, litosféricos

y/o corticales que son más escasos en las fuentes astenosféricas MORB, como el Th.

- Unos 10-15 millones de años después, se hizo posible la propagación de fracturas a través de la corteza de la Zona Ossa-Morena, tal vez por el agotamiento del fundido de la corteza inferior ayudado por la continuación del proceso extensional,, lo que finalmente permitió el drenaje masivo de los fundidos disponibles en profundidad hacia cámaras magmáticas transitorias (plutones en la corteza), y eventualmente hasta la superficie (vulcanismo). La naturaleza renovada de los magmas que alcanzaron la superficie sugiere la inyección de nuevos volúmenes de fundidos primitivos en estas cámaras. El ascenso magmático probablemente fue facilitado por fallas normales coetáneas que también fueron responsables del colapso de la plataforma preexistente registrado durante el depósito de la Formación Detrítica Superior (UDF). El emplazamiento masivo de magmas máficos en la corteza en esta etapa habría causado la renovación de la expansión térmica, la elevación y erosión registradas por el hiato sedimentario existente en toda la ZOM durante el Cámbrico superior, y el posterior colapso térmico que fueron los responsables de la rápida inundación de la Zona Ossa-Morena registrada por la transgresión del Ordovícico Inferior. (Fig. 7.1C). Esto marca el inicio de las condiciones de margen pasivo en la mayor parte del área y se toma como evidencia de la existencia de un tramo significativo de nueva litosfera oceánica, consistente con su interpretación como discordancia de ruptura (Quesada, 1991, 1992).
- En las unidades situadas más al sudoeste de la Zona Ossa-Morena, el magmatismo relacionado con el *Rift* continuó desarrollándose después del Ordovícico Inferior, compatible con la propagación hacia las partes más internas del autóctono ibérico y con su eventual culminación en la separación y la deriva de un bloque continental aún no identificado (terreno, Fig. 7.1D). Esta propagación del *rifting* requiere que el movimiento de Gondwana sobre la dorsal anterior dure al menos hasta que se completara la separación continental. El desarrollo del margen pasivo en la Zona de Ossa-Morena continuó hasta el Devónico temprano-medio, cuando la colisión Varisca comenzó en las partes frontales del promontorio ibero-aquitano (Ribeiro et al., 1990-a). Este escenario requiere que Gondwana haya cambiado su sentido del movimiento durante la



expansión del nuevo océano, aunque la ausencia de datos paleomagnéticos impide su verificación.

- De acuerdo con [Lizarralde et al. \(2007\)](#), interpretamos las diferencias significativas entre los eventos relacionados con el *ER* y *RR* en la Zona de Ossa-Morena como el resultado de la evolución desde una etapa inicial de "wide rift", con extensión pasiva principalmente acomodada por flujo de corteza Inferior en condiciones de alta temperatura -flujo, a una etapa posterior de "narrow rift", caracterizada por tasas de extensión que sobrepasan las tasas de difusión térmica (extensión activa), afectando así a toda la litosfera y permitiendo la deformación de la corteza Superior y el drenaje ascendente de magmas de fuentes localizadas tan profundas como la astenosfera.

Una implicación importante de este modelo es que la nueva litosfera oceánica formada, así como la culminación de la ruptura no fue el resultado de una nueva anomalía térmica en el manto. En el caso de Baja California, en cambio, es la expresión del cabalgamiento (*overriding*) de una anomalía astenosférica mucho más antigua bajo la placa de América del Norte. Por lo tanto, la cuenca oceánica es nueva, pero el régimen térmico responsable de su formación no lo es.

En el caso de la Zona de Ossa-Morena, el modelo propuesto implica que la nueva cuenca oceánica (terreno de Pulo do Lobo-Océano Rhéico?) era simplemente un océano sucesor de uno proterozoico mucho más antiguo que rodeó a Rodinia durante su ruptura.



## **BIBLIOGRAFÍA**



## 8. BIBLIOGRAFIA

- Ábalos, B. 1990. *Cinemática y mecanismos de la deformación en régimen de transpresión: Evolución estructural y metamórfica de la Zona de cizalla dúctil de Badajoz-Córdoba*. Ph. D. Thesis Universidad País Vasco, 1-430.
- Ábalos, B. Eguiluz, L. 1990. El corredor blastomilonítico de Badajoz-Córdoba: un complejo orogénico de subducción/colisión durante la orogenia Pan-Africana. Cinemática, dinámica e historia de levantamiento del apilamiento de unidades tectónicas. *Geogaceta*. Sociedad Geológica de España, pp.73-76.
- Abati, J., Mohsine Aghzer, A., Gerdes, A., Ennih, N. 2010. Detrital zircon ages of Neoproterozoic sequences of the Moroccan Anti-Atlas belt. *Precambrian Research*, 181, 115-128.
- Aït Malek, H., Gasquet, D., Bertrand, J.M., Letterrier, J. 1998a. Géochronologie U/Pb sur zircon des granitoïdes éburnéens et panafricains dans les boutonnières protérozoïques d'Igherm, du Kerdous et du Bas Drâa (Anti-Atlas occidental, Maroc). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 327, 819-826.
- Aït Malek, H., Gasquet, D., Bertrand, J.M., Letterrier, J. 1998b. Eburnian and Panafrican granitoids from the Igherm, Kerdous and Bas-Draa Proterozoic inliers (western Anti-Atlas, Morocco): U-Pb geochronology on zircon. *Comptes Rendus de l'Academie des Sciences, Series IIA, Earth and Planetary Science*, 327, 819-826.
- Alía, M. 1963. Rasgos estructurales de la Baja Extremadura. *Boletín Real Sociedad Española Historia Natural (Geología)*, 20, 247-262.
- Álvarez, J.J., Bellido, F., Gasquet, D., Pereira M.F., Quesada, C., Sánchez-García, T. 2014. Diachronism in the late Neoproterozoic-Cambrian arc-rift transition of North Gondwana: A comparison of Morocco and the Iberian Ossa-Morena Zone. *Journal of African Earth Sciences*, 98, 113-132.
- Apalategui, O., Babiano González, F., Coullaut Saenz de Sicilia, J.L., Fernández Carrasco, J. Ruiz López, J.L., Soler Sampere, M. 1984. Mapa geológico de la Hoja nº 896 (Higuera la Real). Mapa Geológico de España E. 1:50.000, Segunda Serie (MAGNA), Primera edición. IGME.
- Apalategui, O., Contreras, F. Matas, J., Carvajal A., Gabaldón, V., Fernández Gianotti, J. 2007. Mapa geológico y Memoria de la Hoja nº 898 (Puebla del Maestre). Mapa Geológico de España E. 1:50.000, Segunda Serie (MAGNA). IGME. Depósito legal: M-22389-2007.
- Apalategui Isasa, O., Contreras Vázquez, F., Roldán García, F.J., Gabaldón López, V., Quesada, C. *in litt*. Mapa geológico de la Hoja nº 921 (Las Navas de la Concepción). Mapa Geológico de España E. 1:50.000, Segunda Serie (MAGNA). IGME.
- Aparicio Yagüe, A., Barrera, J.L., Casquet, C., Peinado, M., Tinao, J.M., 1977. Caracterización geoquímica del plutonismo postmetamórfico en el SO del Macizo Hespérico (España). *Stydia Geológica Salmanticensia*, 12, 9-39.

- Apraiz Atutxa, A., Eguiluz, L., Muñoz del Real, J.L., Leyva Cabello, F., Díez Montes, A., Matas González, J. *in litt.* Mapa geológico de la Hoja nº 941 (Ventas Quemadas). Mapa Geológico de España E. 1:50.000, Segunda Serie (MAGNA). IGME.
- Arenas, R., Gil Ibarguchi, J.I., González Lodeiro, F., Klein, E., Martínez Catalán, J.R., Ortega Gironés, E., Pablo Macía, J.G., Peinado, M. 1986. Tectonostratigraphic units in the complexes with mafic and related rocks of the Iberian Massif. *Hercynica*, 2, 87-110.
- Arenas, R., Martínez Catalán, J.R., Abati, J., Sánchez Martínez, S. 2007a. The rootless Variscan suture of NW Iberia (Galicia, Spain). The Internacional Geoscience Programme IGCP 497 "The Rhéico Ocean: Its origin, evolution and correlatives". Galicia Meeting 2007: Field Trip guide and Conference Abstract. Publicaciones del Instituto Geológico y Minero de España, Madrid, 188 pp.
- Arenas, R., Martínez Catalán, J.R., Sánchez Martínez, S., Díaz García, F., Abati, J., Fernández-Suárez, J., Andonaegui, P., Gómez Barreiro, J. 2007b. Paleozoic ophiolites in the Variscan suture of Galicia (northwest Spain): distribution, characteristics and meaning. *In: 4-D Framework of continental crust*. Hatcher, R.D., Carlson, M.P., McBride, J.H., Martínez Catalán, J.R. (eds.), Geological Society of America, Memoir 200.
- Arenas, R., Martínez Catalán, J.R., Sánchez Martínez, S., Fernández-Suárez, J., Andonaegui, P., Pearce J.A., Corfu F. 2007c. The Vila de Cruces Ophiolite: a remnant of the early Rhéico Ocean in the Variscan suture of Galicia (NW Iberian Massif). *Journal of Geology*, 115, 129-148.
- Armendáriz, M., López-Guijarro, R., Quesada, C., Pin, Ch., Bellido, F. 2008. Genesis and evolution of a syn-orogenic basin in transpression: Insights from petrography, geochemistry and Sm-Nd systematics in the Variscan Pedroches basin (Mississippian, SW Iberia). *Tectonophysics*, 461, 395-413.
- Assunção, C.F.T., Gonçalves, F. 1970. Contribuição para o conhecimento das rochas hiperalcalinas e alcalinas (gnaisses hastingsíticos) do Alto Alentejo (Portugal). *Bol. Soc. Geol. Portugal*, 17, 87-228.
- Azor, A., Expósito, I., González Lodeiro, F., Simancas, J.F. y Martínez Poyatos, D. 2004. La Unidad Central o contacto entre las zonas de Ossa-Morena y Centroibérica. En: "*Geología de España*", (J.A.Vera, ed), SGE-IGME, Madrid, 186-188.
- Azor, A., González Lodeiro, F., Simancas, J.F. 1994. Tectonic evolution of the boundary between the Central Iberian and Ossa-Morena zones (Variscan belt, Southwest Spain). *Tectonics*, 13, 45-61.
- Baker, B.H. 1987. Outline of the petrology of the Kenya rift alkaline province. *In: Fitton, J.G., Upton, B.G.J. (Eds.) Alkaline igneous rocks*. Geol. Soc., London, 293-311.
- Bandrés, A., Eguiluz, L., Gil Ibarguchi, J.I., Palacios, T. 2002. Geodynamic evolution of a Cadomian arc region: the northern Ossa-Morena zone, Iberian Massif. *Tectonophysics*, 352: 105-120.

- Bandrés, A., Eguiluz, L., Pin, Ch., Paquette, J.L., Ordóñez, B., Le Fèvre, J., Ortega, L.A., Gil Ibarguchi, J.I. 2004. The northern Ossa-Morena Cadomian batholith (Iberian Massif): magmatic arc origin and early evolution. *International Journal Earth Sciences*, 93: 860-885.
- Barker, F. 1979. Trondhjemite: Definition, environment and hypothesis of origin. *In: Trondhjemites, dacites and related rocks* (Barker, F., ed.). Developments in Petrology (16). Elsevier, 1-12.
- BDMIN. 2018. Base de datos mineros, Instituto Geológico y minero de España (IGME). <http://doc.igme.es/bdmin>
- 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, 341-346.
- Bellido, F., Sánchez-García, T., Quesada, C. 2003. Caracterización petrológica y geoquímica de las rocas básicas y los granitoides de las inmediaciones de Jerez de los Caballeros-Valle de Matamoros (Rifting Cámbrico-Ordovícico, Zona de Ossa-Morena). *IV Congreso Ibérico de Geoquímica, XIII Semana de Geoquímica*, Coimbra (Portugal), Conference abstracts 72-73.
- Bellido, F., Díez Montes, A., Sánchez-García, T. 2010. Caracterización geoquímica y estudio comparativo de plagiogranitos de las Zonas Surportuguesa y Ossa-Morena (SO del Macizo Ibérico, España). *Estudios Geológicos*, 66(1), 13-23. doi:10.3989/egeol.40105.087.
- Brown, M., Power G.M., Topley, C.G., D'Lemos, R.S. 1990. Cadomian magmatism in the North Armorican Massif. *Geological Society (London) Special Publications*, 51, 181-213.
- Burg, J.P., Iglesias, M. Laurent, Ph., Matte, Ph., Ribeiro, A. 1981. Variscan intracontinental deformation: The Coimbra-Cordoba shear zone (SW Iberian Peninsula). *Tectonophysics*, 78, 161-177.
- Canilho, M.H. 1973. Complejo plutónico básico e ultrabásico de Alter do Chão (Alentejo). *Bol. Soc. Geol. Portugal*, 18, 155-170.
- Carnicero, A. y Castro, A. 1982. El complejo básico de Barcarrota. Su petrología y estructura. *Boletín Geológico y Minero*. 93, 165-171.
- Casquet, C., Galindo, C., Tornos, F., Velasco, F., Canales, A. 2001. The Aguablanca Cu-Ni ore deposit (Extremadura, Spain), a case of synorogenic orthomagmatic mineralization: age and isotope composition of magmas (Sr, Nd) and ore (S). *Ore geology reviews* 18, 237-250.
- Castro, A. 1981. *Estudio petrológico del área de Barcarrota-Higuera de Vargas (Badajoz, Sierra Morena Occidental)*. MSc, Thesis, University of Salamanca.

- Castro, A., Fernández, C., De la Rosa, J.D., Moreno-Ventas, I., Rogers, G. 1996. Significance of MORB-derived Amphibolites from the Aracena Metamorphic Belt, Southwest Spain. *Journal of Petrology*, 37, 235-260.
- Chantraine J., Egale E., Thieblemont D., Le Goff E., Guerrot C., Ballèvre M., Guennoc P. 2001. The Cadomian active margin (North Armorican Massif, France): a segment of the North Atlantic Pan-African belt. *Tectonophysics*, 331, 1-18.
- Chichorro, M. 2006. *A evolução tectónica da zona de cisalhamento de Montemor-o-Novo (sudeste da zona de Ossa Morena-Área de Santiago do Escoural-Cabrela)*. Ph. D. Thesis Univ. Évora, 569 pp.
- Chichorro, M., Pereira, M.F., Díaz-Azpiroz, M., Williams, I.S., Fernández, C., Pin, Ch., Silva, J.B. 2008. Cambrian ensialic rift-related magmatism in the Ossa-Morena Zone (Évora-Aracena metamorphic belt, SW Iberian Massif): Sm-Nd isotopes and SHRIMP zircon U-Th-Pb geochronology. *Tectonophysics*, 461, 91-113.
- Condie, K.C. 2005. High field strength element ratios in Archean basalts: a window to evolving sources of mantle plumes? *Lithos*, 79, 491-504.
- Condie, K.C. 2005. High field strength element ratios in Archean basalts: a window to evolving sources of mantle plumes? *Lithos*, 79, 491-504.
- Contreras Vázquez, F., Roldán García, F.J., Apalategui Isasa, O., Villalba Megía, M., Gabaldón López, V., Quesada, C. *in litt.* Mapa geológico de la Hoja nº 942 (Palma del Río). Mapa Geológico de España E. 1:50.000, Segunda Serie (MAGNA). IGME.
- Cordani, U.G., Nutman, A.P., Andrade, A.S., Santos, J.F., Azevedo, M.R., Mendes, M.H. & Pinto, M.S. 2006. New U-Pb SHRIMP zircon ages for pre-Variscan orthogneisses from Portugal and their bearing on the evolution of the Ossa-Morena tectonic zone. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 78(1), 133-149.
- Crespo, A., Orozco, M. 1988. The Southern Iberian Shear zone: a major boundary in the Hercynian folded belt. *Tectonophysics*, 148, 221-227.
- Dallmeyer, R.D., Fonseca, P.E., Quesada, C., Ribeiro, A. 1993. <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar mineral age constraints for the tectonothermal evolution of a Variscan suture in southwest Iberia. *Tectonophysics*, 222, 177-194.
- DePaolo, D.J. 1981. Neodymium isotopes in the Colorado Front Range and crustal-mantle evolution in the Proterozoic. *Nature*, 291, 193-196.
- DePaolo, D.J., Wasserburg, G.J. 1976. Nd isotopic variations and petrogenetic models. *Geophysical Research Letters*, 3, 249-252.
- Díaz García, F., Arenas, R., Martínez Catalán, J.R., González del Tánago, J., Dunning, G. 1999. Tectonic evolution of the Careón ophiolite (Northwest Spain): a remnant of oceanic lithosphere in the Variscan belt. *Journal of Geology*, 107, 587-605.
- Díez-Fernández, R., Pereira, M.F., Foster, D.A. 2014. Peralkaline and alkaline magmatism of the Ossa-Morena zone (SW Iberia): Age, source, and implications for the Paleozoic evolution of Gondwanan. *Lithosphere*, 7(1): 79-90.



- D'Lemos R.S., Inglis J.D., Samson, S.D. 2006. A newly discovered orogenic event in Morocco: Neoproterozoic ages for supposed Eburnean basement of the Bou Azzer inlier, Anti-Atlas Mountains., *Precamb. Research.*, 147, 65-78.
- Domeier, M., Torsvik, T.H. 2014. Plate tectonics in the late Paleozoic. *Geoscience Frontiers*, 5, 303-350.
- Drost, K., Gerdes, A., Jeffries, T., Linnemann, U., Storey, C. 2011. Provenance of Neoproterozoic and early Paleozoic siliciclastic rocks of the Teplá-Barrandian unit (Bohemian Massif): evidence from U-Pb detrital zircon ages. *Gondwana Research*, 19, 213-231.
- Drost, K., Linnemann, U., McNaughton, N., Fatka, O., Kraft, P., Gehmlich, M., Tonk, C., Marek, J. 2004. New data on the Neoproterozoic-Cambrian geotectonic setting of the Teplá-Barrandian volcanosedimentary successions: geochemistry, U-Pb zircon ages, and provenance (Bohemian Massif, Czech Republic). *International Journal of Earth Sciences*, 93, 742-757.
- Drost, K., Romer, R.L., Linnemann, U., Fatka, O., Kraft, P., Marek, J. 2007. Nd-Sr-Pb isotopic signatures of Neoproterozoic–Early Paleozoic siliciclastic rocks in response to changing geotectonic regimes: a case study from the Barrandian area (Bohemian Massif, Czech Republic). ). In (Linnemann U, Nance D, Kraft P, Zulauf G, Eds.). *The evolution of the Rhéico Ocean: from Avalonian–Cadomian active margin to Alleghenian-Variscan collision*. Geological Society of America, Special Paper 423, 191-208.
- Dupont, R. 1979. *Cadre géologique et métallogenèse des gisements de fer du sud de la province de Badajoz (Sierra Morena occidentale-Espagne)*. Ph. D. Thesis, Institut National Polytechnique de Lorraine, France, 1-497.
- Dupont, R., Bonin, B. 1981. Le massif alcalin de Feria-Sierra Vieja (Sierra Morena occidentale, Province de Badajoz, Espagne): un jalon du magmatism anorogénique de Méditerranée occidentale. *Bulletin Société Géologique de France*, 23, 477-485.
- Eguiluz, L. 1987. *Petrogénesis de rocas ígneas y metamórficas en el Antiforme Burguillos-Monesterio, Macizo Ibérico meridional*. Ph. D. Thesis, Univ. País Vasco, Spain. 456. pp
- Eguiluz, L., Fernández Carrasco, J, Coullaut, J.L., Garrote, A. y otros. 1983. Memoria de la Hoja nº 897 (Monesterio). Mapa Geológico de España E.1:50.000 (MAGNA), Segunda Serie, Primera edición. IGME, 63pp. Depósito legal: M-35069-1983.
- El Baghdadi, M., El Boukhari, A., Jouider, A., Benyousef, A., Nadem, S. 2003. Calcalkaline arc I-type granitoid associated with S-type granite in the Pan-African belt of eastern Anti-Atlas (Saghro and Ougnat, South Morocco). *Gondwana Research*, 6, 557-572.
- Ennih, N., Liégeois, J.P. (Eds.). 2008. *The Boundaries of the West African Craton*. Geol. Soc. Spec. Publ., London, 297, 536 pp.

- Errami, E., Bonin, B., Laduron, D., Lasri, L. 2009. Petrology and geodynamic significance of the post-collisional Pan-African magmatism in the Eastern Saghro area (Anti-Atlas, Morocco). *Journal of African Earth Sciences*, 55, 105-124.
- Etxebarria, M., Chalot-Prat, F., Apraiz, A., Eguiluz, L. 2006. Birth of a volcanic passive margin in Cambrian time: rift paleogeography of the Ossa-Morena Zone, SW Spain. *Precambrian Research*, 147, 366-386.
- Evensen, N.M., Hamilton, P.J., O'Nions, R.K. 1978. Rare earth abundances in chondritic meteorites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 42, 1999-1212.
- Expósito, I., Simancas, J.F., González Lodeiro, F., Bea, F., Montero, P., Salman, K. 2003. Metamorphic and deformational imprint of Cambrian-Lower Ordovician rifting in the Ossa-Morena Zone, Iberian Massif, Spain. *Journal of Structural Geology*, 25, 2077-2087.
- Ezzouhairi, H., Ribeiro, M.L., Ait Ayad, N., Moreira, M.E., Charif, A., Ramos, J.M.F., de Oliveira, D.P.S., Coke, C. 2008. The magmatic evolution at the Moroccan outboard of the West African craton between the Late Neoproterozoic and the early Palaeozoic. In (Ennih, N., Liégeois, J.P., Eds.). *The Boundaries of the West African Craton*. Geol. Soc. Spec. Publ., London, 297, 329-343.
- Fernández Carrasco, J., Coullaut Saez de Sicilia, J.L., Aguilar Tomás, M.J., Quesada, C. 1981. Mapa geológico y Memoria de la Hoja nº 875 (Jerez de los Caballeros). Mapa Geológico de España E. 1:50.000, Segunda Serie (MAGNA). IGME, 47 pp. Depósito legal: M - 38899-1981.
- Fernández Carrasco, J., Coullaut Saez de Sicilia, J.L., Eguiluz, L., Garrote A., Quesada, C., Cueto, L.A. 1983. Mapa geológico de la Hoja nº 897 (Monesterio). Mapa Geológico de España E. 1:50.000. Segunda Serie (MAGNA), Primera edición. IGME. Depósito legal: M-6791-1978.
- Fernández-Ruiz, J., Coullaut Saenz de Sicilia, J.L., Soler Sampere, M., Babiano Gonzalez, F., Fernández Carrasco, J., Apalategui, O. 1984. Mapa geológico de la Hoja nº 896 (Higuera la Real). Mapa Geológico de España E. 1:50.000. Segunda Serie (MAGNA), Primera edición. IGME. Depósito legal: M.16.729-1994.
- Fernández-Suárez, J., Gutiérrez Alonso, G., Jenner, G.A., Tubrett, M.N. 1999. Crustal sources in Paleozoic rocks from laser ablation U-Pb ages of detrital zircons. *Journal Geological Society*, London, 156, 1065-1068.
- Fernández-Suárez, J., Gutiérrez Alonso, G., Jenner, G.A., Tubrett, M.N. 2000. New ideas on the Proterozoic-Early Paleozoic evolution of NW Iberia: insights from U-Pb detrital zircon age. *Precambrian Research*, 102, 185-206.
- Fernández-Suárez, J., Gutiérrez Alonso, G., Cox, R. & Jenner, G.A. 2002a. Assembly of the Armorica microplate: A strike-slip terrane delivery? Evidence from U-Pb ages of detrital zircons. *Journal of Geology*, 110, 619-626.
- Fernández-Suárez, J., Gutiérrez-Alonso, G., Jeffries, T.E. 2002b. The importance of along-margin terrane transport in northern Gondwana: insights from detrital zircon

- parentage in Neoproterozoic rocks from Iberia and Brittany. *Earth and Planetary Science Letters*, 204 (1-2), 75-88.
- Fernández-Suárez, J., Gutiérrez-Alonso, G., Pastor-Galán, D., Hofmann, M., Murphy, B., Linnemann, U. 2014. The Ediacaran-Early Cambrian detrital zircon record of NW Iberia: Possible sources and paleogeographic constraints. *International Journal of Earth Sciences*, 103, 1335-1357.
- Fitton, J.G. 1987. The Cameroon line, West Africa: a comparison between oceanic and continental alkaline volcanism. In: Fitton, J.G., Upton, B.G.J. (Eds.). *Alkaline igneous rocks*. Geological Society, London, pp. 273-291.
- Floyd, P.A., Winchester, J.A., Seston, R., Kryza, R., Crowley, Q.G. 2000. Review of geochemical variation in Lower Palaeozoic metabasites from the NE Bohemian Massif: intracratonic rifting and plume-ridge interaction. In: Franke, W., Haak, V., Oncken, O. & Tanner, D. (Eds.). "Orogenic Processes." Quantification and Modelling in the Variscan Belt. *Geol. Soc. Spec. Publ.* 179, 155-174.
- Fricke, W. 1941. *Die geologie der grenzgebietes zwischen nordostlicher Sierra Morena and Extremadura*. Thesis Univ. Berlin, 88 pp.
- Furman, T. 2007. Geochemistry of East African Rift basalts: An overview. *Journal of African Earth Sciences*, 48, 147-160.
- Galindo, C. 1989. *Petrología y geocronología del complejo plutónico Táliga-Barcarrota (Badajoz)*. Ph. D. Thesis Univ. Complutense Madrid, Spain, 1-261.
- Galindo, C., Casquet, C. 1985. Caracterización geoquímica del complejo plutónico de Taliga-Barcarrota (Badajoz, España). *Cadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe*, 9: 49-62.
- Galindo, C., Portugal Ferreira, M., Casquet, C., Priem, H.N.A. 1990. Dataciones Rb/Sr en el complejo plutónico Táliga-Barcarrota (CPTB) (Badajoz). *Geogaceta*, 8, 7-10.
- Gans, P.B., Mahood, G.A., Schermer, E. 1989. Synextensión al magmatism in the Basin and Range Province: A case study from the eastern Great Basin. *Geological Society of America*, Special Paper 233, 1-53.
- Garrote, A. 1976. Asociaciones minerales del núcleo metamórfico de Sierra Albarrana (Prov. de Córdoba). *Memórias e Noticias Universidade de Coimbra*, 82, 17-40.
- Gasquet, D., Ennih, N., Liégéois, J.P., Soulimani, A., Michard, A. 2008. The Pan-African belt. In (Michard, A., Chalouan, A., Saddiqi, O., de Lamotte, D., Eds.), *Continental Evolution: The Geology of Morocco. Structure, Stratigraphy, and Tectonics of the African-Atlantic-Mediterranean Triple Junction*. Lecture Notes Earth Sciences 116, 33-64.
- Gil Cid, M. D. 1991. Caracterización paleontológica del Cámbrico de la zona de Ossa-Morena (ZOM) y sus paleorrelaciones con Marruecos y Centroeuropa. *Boletín Geológico y Minero*, 102(1), 3-18.

- Gonçalves, F. 1970. Carta Geológica de Portugal 1/50 000: Noticia Explicativa da folha 37-A, Elvas, Serviços Geológicos de Portugal, 1-50.
- Gonçalves, F. 1971. Subsídios para o Conhecimento Geológico do Nordeste Alentejano. Memórias dos Serviços Geológicos de Portugal N°18 (Nova Série), 1-62.
- Gonçalves, F. 1978. Estado Actual do Conhecimento Geológico do Nordeste Alentejano. Separata IV Curso Extensão Universitária de Ciências Geológicas, Faculdade de Ciências de Lisboa, 1975/76, 1-23.
- Gonçalves, F., Fernandes, A.P 1973. Carta Geológica de Portugal 1/50 000: Noticia Explicativa da folha 32-B, Portalegre, Serviços Geológicos de Portugal, 1-45.
- Gonçalves, F., Perdigão, J.C., Coelho, A.V.P., Munhá, J.M. 1978. Carta Geológica de Portugal 1/50 000: Noticia Explicativa da folha 33-A, Assumar, Serviços Geológicos de Portugal 1-49.
- Gonçalves, F., Torre de Assunção, C., Coelho, A.V.P. 1972. Carta Geológica de Portugal 1/50 000. Noticia Explicativa da folha 33-C, Campo Maior, Serviços Geológicos de Portugal 1-41.
- Gonçalves, F., Zbyszewsky, G., Coelho, A.V.P. 1975. Carta Geológica de Portugal 1/50 000: Noticia Explicativa da folha 32-D, Sousel, Serviços Geológicos de Portugal 1-49.
- González, P.D. 2008. Geología de los cuerpos ígneos. Asociación Geológica Argentina - Serie B - Didáctica y Complementaria N° 29. ISSN 0328-2759.
- Gutiérrez-Alonso, G., Fernández-Suárez, J., Pastor-Galán, D., Johnston, S.T., Linnemann, U., Hofmann, M., Shaw, J., Colmenero, J.R., Hernández, P. 2015. Significance of detrital zircons in Siluro-Devonian rocks from Iberia. *Journal Geol. Soc., London*, 172, 309-322.
- Hernández Enrile, J.L. 1971. Las rocas porfiroides del límite Cámbrico-Precámbrico del flanco meridional del anticlinorio Olivenza-Monesterio (Badajoz). *Boletín Geológico y Minero*, 82, 143-154.
- Hibbard, J., Samson, S. 1995. Orogenesis exotic to the Iapetan cycle in the southern Appalachians. In: Hibbard, J., van Staal, C., Cawood, P. (Eds.). *Current Perspectives in the Appalachian-Caledonian Orogen*. Geological Association Canada Special Paper, 41, 191- 205.
- Hibbard, J.P., Stoddard, E.F., Secor, D.T., Dennis, A.J. 2002. The Carolina Zone: overview of Neoproterozoic to Early Paleozoic peri-Gondwana terranes along the eastern flank of the southern Appalachians. *Earth Science Reviews*, 57, 299-339.
- Hofmann, A.W. 1997. Mantle geochemistry: the message from oceanic magmatism. *Nature*, 385, 219-229.
- INGEMISA. 1984. Estudio geoquímico del Proyecto MAGNA correspondiente a las hojas 1:50.000 Guadalcanal (n° 899), Azuaga (n° 878), Peñarroya (n° 879),

- Villaviciosa de Córdoba (nº 901), Espiel (nº 880) y Adamuz (nº 902). IGME Open file report.
- INGEMISA. 1986. Estudio geoquímico de las rocas ígneas aflorantes en las Hojas nº 800, 801, 802, 803 y 804. IGME Disponible en [www.igme.es](http://www.igme.es).
- Inglis, J.D., D'Lemos, R.S., Samson, S.D., Admou, H. 2005. Geochronological constraints on the Late Precambrian intrusion, metamorphism, and tectonism in the Anti-Atlas Mountains. *Journal of Geology*, 113, 439-450.
- Irvine, T.N., Baragar, W.R.A. 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal Earth Sciences*, 8:523-548
- Julivert, M., Fontboté, J.M., Ribeiro, A., Conde, L.N. 1974. Mapa Tectónico de la Península Ibérica y Baleares, escala 1:1.000.000. Instituto Geológico y Minero de España.
- Leat, P.T., Jackson, S.E., Thorpe, R.S., Stillman, C.J. 1986. Geochemistry of bimodal basalt-subalkaline/peralkaline rhyolite provinces within the Southern British Caledonides. *Journal of the Geological Society, London*, 143, 259-273.
- LeBas, M.J., Le Maitre, R.W., Streckeisen, A., Zanettin, B. 1986. A Chemical Classification of Volcanic Rocks. Based on the Total Alkali-Silica Diagram. *Journal of Petrology*, 27, 745-750.
- Linnemann, U., Gehmlich, M., Tichomirowa, M., Buschmann, B., Nasdala, L., Jonas, P., Lützner, H., Bombach, K. 2000. From Cadomian subduction to Early Palaeozoic rifting: the evolution of Saxo-Thuringia at the margin of Gondwana in the light of single zircon geochronology and basin development (Central European Variscides, Germany). In (Franke W, Haak V, Oncken O, Tanner D, Eds.). *Orogenic processes: quantification and modelling in the Variscan belt*. Geological Society, London, Special Publications, 179, 131-153.
- Linnemann, U., Gerdes, A., Drost, K., Buschmann, B. 2007. The continuum between Cadomian orogenesis and opening of the Rheic Ocean: constraints from LA-ICP-MS U-Pb zircon dating and analysis of plate-tectonic setting (Saxo-Thuringian zone, northeastern Bohemian Massif, Germany). In (Linnemann U, Nance D, Kraft P, Zulauf G, Eds.). *The evolution of the Rheic Ocean: from Avalonian-Cadomian active margin to Alleghenian-Variscan collision*. Geological Society of America, Special Paper, 423, 61-96.
- Linnemann, U., Pereira, M.F., Jeffries, T., Drost, K., Gerdes, A. 2008. Cadomian Orogeny and the opening of the Rhéico Ocean: New insights in the diachrony of geotectonic processes constrained by LA-ICP-MS U-Pb zircon dating (Ossa-Morena and Saxo-Thuringian Zones, Iberian and Bohemian Massifs). *Tectonophysics*, 461: 21-43.
- Linnemann, U., McNaughton, N.J., Romer, R.L., Gehmlich, M., Drost, K., Tonk, C., 2004. West African provenance for Saxo-Thuringia (Bohemian Massif): did Armorica ever leave pre-Pangean Gondwana? U/Pb-SHRIMP zircon evidence and the Nd-isotopic record. *International Journal of Earth Sciences*, 93, 683-705.

- Liñán, E. 1978. *Bioestratigrafía de la Sierra de Córdoba*. Ph. D. Thesis Univ Granada 191:1-212.
- Liñán, E., Gámez-Vintaned, J.A., Palacios, T., Alvaro, J., Gozalo, R., Mayoral, E., Moreno Eiris, E., Perejón, A., Quesada Ochoa, C., Sánchez García, T. 1995. *The Cambrian of the Alconera Unit*. Pre-Conference Field Guide. XIII Reunión Geológica del Oeste Peninsular/IGCP 319-320, 1-10.
- Liñán, E., Gonçalves, F., Gámez, J.A., Gozalo, R. 1996. Evolución paleogeográfica del Cámbrico de la Zona de Ossa-Morena basada en el registro fósil. *In: Estudios sobre a geología da Zona de Ossa-Morena (Maciço Ibérico)*, Araujo, A., Pereira, M.F.C. (Eds.), Universidade de Évora, pp. 1-26.
- Liñán, E., Gozalo, R., Palacios, T., Gámez-Vintaned, J.A., Ugidos, J.M., Mayoral, E. 2002. Cambrian. *In: Gibbons W, Moreno T (Eds.). The Geology of Spain*. Geological Society London 17-29.
- Liñán E, Quesada C (1990) Rift Phase (Cambrian) stratigraphy of the Ossa-Morena Zone. *In: Dallmeyer RD, Martínez García E (Eds.). Pre-Mesozoic Geology of Iberia*. Springer-Verlag, Berlin, 259-266.
- Liñán, E., Perejón, A. 1981. El Cámbrico Inferior de la “Unidad de Alconera”, Badajoz (SO de España). *Boletín Real Sociedad Española Historia Natural (Geol.)* 79, 125-148.
- Liñán, E., Perejón, A., Sdzuy, K. 1993. The Lower-Middle Cambrian stages and stratotypes from the Iberian Peninsula: a revision. *Geological Magazine*, 130(6), 817-833.
- Lizarralde, D., Axen, G.J., Brown, H.E., Fletcher, J.M., González-Fernández, A., Harding, A.J., Holbrook, W.S., Kent, G.M., Páramo, P., Sutherland, F., Umhoefer, P.J. 2007. Variation in styles of rifting in the Gulf of California. *Nature*, 448, 466-469.
- Lofgren, G. 1971. Experimentally produced devitrification texture in natural rhyolitic glass. *Geological Society of America Bulletin*, 82, 111-124.
- López, J.P. y Bellos, L.I. 2006. Texturas y estructuras de las rocas ígneas: significado petrológico e implicancias en las condiciones de formación de las rocas. Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas. Facultad de Ciencias Naturales e Instituto Miguel Lillo, Universidad Nacional de Tucumán, San Miguel de Tucumán. 62 pp. ISSN 1514-4836
- López-Guijarro, R., Armendáriz, M., Quesada, C., Fernández-Suárez, J., Murphy, J.B., Pin, Ch., Bellido, F. 2008. Ediacaran-Palaeozoic tectonic evolution of the Ossa-Morena and Central Iberian zones (SW Iberia) as revealed by Sm-Nd isotope systematics. *Tectonophysics*, 461, 202-214.
- López-Guijarro, R., Quesada, C., Fernández-Suárez, J., Jeffries, T., Pin, C. 2007. Age of the rift – drift transition of the Rheic Ocean in the Ossa-Morena zone: k-bentonite in the Early Ordovician succession at “Venta del Ciervo”. *In: The rootless Variscan*

- suture of NW Iberia (Galicia, Spain)*. IGCP-497 meeting. Abstract and Programme. Publicaciones del Instituto Geológico y Minero de España, pp. 142-143.
- Lotze, F. (1945): Zur Gliederung der Varisziden der Iberischen Meseta. Geotektonische Forschungen, 6: 78-92 (Trad. en: Publ. Extr. Geol. España (1950), 5, 149-166; José María Ríos).
- Martínez Catalán, J.R. 2011. Are the oroclinal folds of the Variscan belt related to late Variscan strike-slip tectonics? *Terra Nova*, 23, 241-247.
- Martínez Catalán, J.R., Arenas, R., Díaz García, F., Abati, J. 1997. Variscan accretionary complex of northwest Iberia: Terrane correlation and succession of tectonothermal events. *Geology*, 25, 1103-1106.
- Martínez Catalán, J.R., Arenas, R., Díaz García, F., Gómez Barreiro, J., González Cuadra, P., Abati, J., Castiñeiras, P., Fernández-Suárez, J., Sánchez Martínez, S., Andonaegui, P., González Clavijo, E., Díez Montes, A., Rubio Pascual, F.J., Valle Aguado, B. 2007. Space and time in the tectonic evolution of the northwestern Iberian Massif. Implications for the comprehension of the Variscan belt. *In: 4-D Framework of continental crust*, Hatcher, R.D., Carlson, M.P., McBride, J.H., Martínez Catalán, J.R. (Eds.), Geological Society America, Memoir 200.
- Martínez Catalán, J.R.M., Fernández-Suárez, J., Jenner, G.A., Belousova, E. & Díez Montes, A. 2004. Provenance constraints from detrital zircon U-Pb ages in the NW Iberian Massif: Implications for Palaeozoic plate configuration and Variscan evolution. *Journal of the Geological Society*, London, 161, 463-476.
- Mata, J., Munhá, J. 1990. Magmatogénese de metavulcanitos câmbricos do Nordeste Alentejano nos estadios iniciais de "rifting" continental. *Com. Ser. Geol. Portugal*, 76, 61-89.
- Matas Gonzalez, J., Leyva Cabello, F., Díez Montes, A., Apraiz Atuxa, A., Eguiluz, L., Gabaldón López, V. *in litt.* Mapa geológico de la Hoja nº 920 (Constantinal). Mapa Geológico de España E. 1:50.000, Segunda Serie (MAGNA). IGME.
- McPhie, J, Doyle, M., Allen R. 1993. Volcanic textures. A guide to the interpretation of textures in volcanic rocks. Centre for ore deposit and exploration studies, University of Tasmania. 196p.
- Meinhold, G., Morton, A.C., Avigad, D. 2013. New insights into peri-Gondwana paleogeography and the Gondwana superfan system from detrital zircon U-Pb ages. *Gondwana Research*, 23, 661-665.
- Montero, P., Salman, K., Zinger, T., Bea, F. 1999. Rb-Sr and single - zircon grain  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  chronology of the Monesterio granodiorite and related migmatites. Evidence of a late Cambrian melting event in the Ossa-Morena Zone, Iberian massif. *Estudios Geol*, 55, 3-8.
- Montero, P., Salman, K., Bea, F., Azor, A., Expósito, I., González-Lodeiro, F., Martínez-Poyatos, D., Simancas, F. 2000. New data on the geochronology of the Ossa-Morena Zone, Iberian Massif. En Variscan-Appalachian dynamics: the building of the Upper Paleozoic basement. *Tectonics* 15 A Coruña Abstracts, 136-138.

- Muelas Peña, A., Soubrier González J. 1975. Mapa geológico y Memoria de la Hoja nº 828 (Barcarrota). Mapa geológico de España, E: 1:50.000, Segunda Serie (MAGNA), Primera edición. IGME. Depósito legal: M-9768-1977.
- Munhá, J., Oliveira, J.T., Ribeiro, A., Oliveira, Quesada, C., Kerrich, R. 1986. Beja-Acebuches Ophiolite: characterization and geodynamic significance. *Maleo*, 2(13), 31.
- Murphy, J.B., Gutiérrez-Alonso, G., Nance, R.D., Fernández-Suárez, J., Keppie, J.D., Quesada, C., Strachan, R.A., Dostal, J. 2006. Origin of the Rheic Ocean: rifting along a Neoproterozoic suture? *Geology*, 34: 325-328.
- Murphy, J.B., Nance, R.D., Cawood, P.A. 2009. Contrasting modes of supercontinent formation and the conundrum of Pangea. *Gondwana Research*, 15, 408-420.
- Nagy, E.A., Samson, S.D., D'Lemos, R.S., 2002. U-Pb geochronological constraints on the timing of Bríoerian sedimentation and regional deformation in the St. Brieuc region of the Neoproterozoic Cadomian orogen, northern France. *Precambrian Research*, 116, 1-17.
- Nance, R.D., Gutiérrez-Alonso, G., Keppie, J.D., Linnemann, U., Murphy, J.B., Quesada, C., Strachan, R.A. 2010. Evolution of the Rheic Ocean. *Gondwana Research*, 17: 194-122.
- Nance, R.D., Gutiérrez-Alonso, G., Keppie, J.D., Linnemann, U., Murphy, J.B., Quesada, C., Strachan, R.A., Woodcock, N. 2012. A brief history of the Rheic Ocean. *Geoscience Frontiers*, 3, 125-135.
- Nance, R.D., Murphy, J.B., Keppie, J.D. 2002. Cordilleran model for the evolution of Avalonia. *Tectonophysics*, 352, 11-31.
- Nance, R.D., Murphy, J.B., Strachan, R.A., Keppie, J.D., Gutiérrez-Alonso, G., Fernández-Suárez, J., Quesada, C., Linnemann, U., D'lemos, R., Pisarevsky, S.A. 2008. Neoproterozoic-early Paleozoic tectonostratigraphy and paleogeography of the peri-Gondwanan terranes: Amazonian vs. West African connections. *The Geological Society of London*. 297, 345-383.
- Neubauer, F. 2014. Gondwana-Land goes Europe. *Austrian Journal of Earth Sciences*, 107, 147-155.
- Nixon, G.T., Pearce, T.H. 1987. Laser-interferometry study of oscillatory zoning in plagioclase: the record of magma mixing and phenocryst recycling in calc-alkaline magma chambers, Iztaccíhuatl volcano, Mexico. *American Mineralogist*, 72, 1144-1162.
- Ochsner, A. 1993. *U-Pb Geochronology of the Upper Proterozoic-Lower Paleozoic geodynamic evolution in the Ossa-Morena Zone (SW Iberia): Constraints on the timing of the Cadomian Orogeny*. Ph. D. Thesis. Geology, Swiss Federal Institute of Technology Zurich, ETH, pp 1-249.



- Odriozola, J.M., Peón, A., Vargas, I., Quesada, C., Cueto, L.A. 1980. Mapa Geológico de España, E. 1:50.000, 2ª Serie (MAGNA), Hoja nº 854 (Zafra), IGME. Depósito legal: M-6791-1978.
- Odriozola, J.M., Peón, A., Vargas, I., Quesada, C., Cueto, L.A. y otros. 1983. Memoria de la Hoja nº 854 (Zafra), Segunda Serie (MAGNA), IGME. Depósito legal: M-35.070-1983.
- Oliveira, J.T., Oliveira, V., Piçarra, J.M. 1991. Traços gerais da evolução tectonoestratigráfica da Zona de Ossa-Morena. *Cadernos Laboratório Xeológico Laxe, Coruña*, 16: 221-250
- Ordóñez, B. 1998. *Geochronological studies of the Pre-Mesozoic basement of the Iberian Massif: The Ossa-Morena Zone and the Allochthonous Complexes within the Central Iberian Zone*. Ph. D. Thesis. Geology Swiss Federal Institute of Technology Zurich, ETH, pp 1-207.
- Palacios, T. 1993. Acritarchs from the Volcanosedimentary Group Playón beds. Lower-Upper Cambrian, Sierra Morena, southern Spain. *Terra Nova*, Abstracts, 6, 3.
- Palme, H., O'Neill, H.S.C. 2004. Cosmochemical estimates of mantle composition. In: RW Carlson (Ed.). *The mantle and core. Treatise on Geochemistry*. HD Holland, HD Turekian KK (Eds.), Elsevier-Pergamon, Oxford, Vol 2: 1-38
- Pearce, J.A. 1983. Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins. In: Hawkeswoth C.J. and Norry, M.L. (eds.), *Continental basalts and mantle xenoliths*. Shiva, Nantwich, 230-249.
- Pearce, J.A. 1996. A user's guide to basalt discrimination diagrams. In: Wyman, D A (Ed.). *Trace Element Geochemistry of Volcanic Rocks: Applications for Massive Sulphide Exploration*. Geological Association of Canada, Short Course Notes 12, 79-113.
- Pearce, J.A. 2008. Geochemical fingerprinting of oceanic basalts with applications to ophiolite classification and the search for Archean oceanic crust. *Lithos* 100, 14-48.
- Pearce, J.A., Harris, N.B.W., Tindle, A.G. 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, 25: 956-983.
- Pearce, J.A., Cann, J.R. 1973. Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. *Earth Planetary Science Letters*, 19, 290-300.
- Pearce, T.H., Russel, J.K., Wolfson, I. 1987. Laser-interference and Normarski interference imaging of zoning profiles in plagioclase phenocrysts from the May 18 1980, eruption of Mount St.Helens, Washington. *American Mineralogist*, 72, 1131-1143.
- Peccerillo, A., Donati, C., Santo, A.P., Orlando, A., Yirgu, G., Ayalew D. 2007. Petrogenesis of silicic peralkaline rocks in the Ethiopian rift: Geochemical evidence and volcanological implications. *Journal of African Earth Sciences*, 48, 161-173.

- Perdigao, J.C., Oliveira, J.T., Ribeiro, A. 1982. Carta Geológica de Portugal, e. 1:50.000, Folha 44-B: Barrancos. Serviços Geol. Portugal, p. 1-52.
- Pereira, M.F., Chichorro, M., Johnston, S.T., Gutiérrez-Alonso, G., Silva, J.B., Linnemann, U., Hofmann, M., Drost, K. 2012a. The missing Rheic Ocean magmatic arcs: Provenance analysis of Late Paleozoic sedimentary clastic rocks of SW Iberia. *Gondwana Research*, 22(3-4), 882-891.
- Pereira, M.F., Chichorro, M., Solá, A.R., Silva, J.B., Sánchez-García, T, Bellido, F. 2011. Tracing the Cadomian magmatism with detrital/inherited zircon ages by in-situ U-Pb SHRIMP geochronology (Ossa-Morena Zone, SW Iberian Massif). *Lithos*, 123,204-217.
- Pereira, M.F., Chichorro, M., Linnemann, U., Eguiluz, L., Silva, J.B. 2006a. Inherited arc signature in Ediacaran and Early Cambrian basins of the Ossa-Morena Zone (Iberian Massif, Portugal): paleogeographic link with European and North African Cadomian correlatives. *Precambrian Research*, 144, 297-315.
- Pereira, M.F., Chichorro, M., Williams, I.S., Silva, J.B. 2006b. Metamorfismo Varisco em rochas ígneas do Câmbrio Inferior (Maciço de Évora): Novos dados geocronológicos U-Pb SHRIMP em zircões dos ortognaisses das Alcáçovas. VII Congresso Nacional de Geología, Sociedade Geológica de Portugal, pp. 93-96.
- Pereira, M.F., Chichorro, M., Williams, I.S., Silva, J.B. 2008. Zircon U-Pb geochronology of paragneisses and biotite granites from the SW Iberian Massif (Portugal): evidence for a paleogeographic link between the Ossa-Morena Ediacaran basins and the West African craton, *In: Ennih, N., Liegeois, J.P. (Eds.). The boundaries of the West African Craton*. Geological Society of London Special Publication 297, 385-408.
- Pereira, M.F., Linnemann, U., Hofmann, M., Chichorro, M., Solá, A.R., Medina, J., Silva, J.B. 2012c. The provenance of Late Ediacaran and Early Ordovician siliciclastic rocks in the Southwest Central Iberian Zone: constraints from detrital zircon data on northern Gondwana margin evolution during the late Neoproterozoic. *Precambrian Research*, 192, 166-189.
- Pereira, M.F., Quesada, C. 2006. Ediacaran to Viséan crustal growth processes in the Ossa-Morena Zone (SW Iberia). IGCP 497 Evora Meeting 2006: Conference abstracts and Field trip guide. Publicaciones del Instituto Geológico y Minero de España, Madrid, 1-115.
- Pereira, M.F., Silva, J.B. 2002. Neoproterozoic-Paleozoic tectonic evolution of the Coimbra-Cordoba shear zone and related areas of the Ossa-Morena and Central-Iberian zones (Northeast Alentejo, Portugal). *Comunicações Instituto Geológico e Mineiro*, 89, 47-62.
- Pereira, M.F, Silva, J.B. 2006. Nordeste Alentejano. *In: R. Dias, A. Araújo, (Eds.), Geologia de Portugal*, Universidade de Évora.
- Pereira, M.F, Silva, J.B., Drost, K., Chichorro, M., Apraiz, A. 2010. Relative timing of transcurrent displacements in northern Gondwana: U–Pb laser ablation ICP-MS

- zircon and monazite geochronology of gneisses and sheared granites from the western Iberian Massif (Portugal). *Gondwana Research*, 17, 461-481.
- Pereira, M.F., Solá, A.R., Chichorro, M., Lopes, L., Gerdes, A., Silva, J.B. 2012b. North-Gondwana assembly, break-up and paleogeography: U–Pb isotope evidence from detrital and igneous zircons of Ediacaran and Cambrian rocks of SW Iberia. *Gondwana Research*, 22, 866-881.
- Perejón, A. 1994. Palaeogeographic and biostratigraphic distribution of Archaeocyata in Spain. *Courier Forschungs-Institut Senckenberg*, 172, 341-354.
- Pérez Dominguez, H., Hernán Reguera, P. 1973. Mapa geológico de la Hoja nº 942 (Palma del Río). Mapa Geológico de España E. 1:50.000. Segunda Serie (MAGNA), Primera edición. IGME. Depósito legal: M-30.907-1975.
- Pérez Estaún, A., Martínez Catalán, J.R., Bastida, F. 1991. Crustal thickening and deformation sequence in the footwall to the suture of the Variscan Belt of northwest Spain. *Tectonophysics*, 191, 243-253.
- Pin, C., Liñán, E., Pascual, E., Donaire, T., Valenzuela, A. 2002. Late Neoproterozoic crustal growth in the European Variscides: Nd isotope and geochemical evidence from the Sierra de Córdoba Andesites (Ossa-Morena Zone, Southern Spain). *Tectonophysics*, 352, 133-151.
- Pinto Coelho, A., Gonçalves, F. 1970. Rocha hiperalcalina de Estremoz. *Bol. Soc. Geol. Portugal*, 17, 181-185.
- Pons, J. 1982. *Un modèle d'évolution de complexes plutoniques: gabbros et granitoïdes de La Sierra Morena occidentale (Espagne)*. Ph. D. Thesis Univ. Toulouse, France. 451 pp.
- Quesada, C. 1975. *Geología de un sector de la parte central del anticlinorio Olivenza-Monesterio. Alrededores de Monesterio (Badajoz)*. Tesis de Licenciatura. Universidad de Granada, 128 pgs. Ined.
- Quesada, C. 1990a. Precambrian terranes in the Iberian Variscan Foldbelt. In: Strachan, R.A., Taylor, G.K. (Eds.). *Avalonian and Cadomian Geology of the North Atlantic*. Blackie, New York, 109-133.
- Quesada, C. 1990b. Precambrian successions in SW Iberia: their relationship to 'Cadomian' orogenic events. In: *The Cadomian Orogeny*. D' Lemos, R., Strachan, R.A., Topley, C.G. (Eds.). Geological Society Special Publication, 51, 353-362.
- Quesada, C. 1991. Geological constraints on the Paleozoic tectonic evolution of tectonostratigraphic terranes in the Iberian Massif. *Tectonophysics*, 185, 225-245
- Quesada, C. 1992. Evolución tectónica del Macizo Ibérico (Una historia de crecimiento por acreencia sucesiva de terrenos durante el Proterozoico Superior y el Paleozoico). In: Gutiérrez Marco, J.C., Saavedra, J., Rábano, I. (Eds.). *Paleozoico Inferior de Ibero-América*. Junta de Extremadura, Mérida, Spain, pp. 173-190.

- Quesada, C. 1997. Evolución geodinámica de la Zona de Ossa-Morena durante el ciclo Cadomiense. *In: Araújo, A.A., Pereira, M.F. (Eds.). Estudio sobre a Geología da Zona de Ossa-Morena (Maciço Iberico)*. Livro de Homenagem ao Profesor Francisco Gonçalves. University of Evora, pp. 205-230.
- Quesada, C. 1998. A reappraisal of the structure of the Spanish segment of the Iberian Pyrite Belt. *Mineralium Deposita*, 33, 31-44.
- Quesada, C. 2006. The Ossa-Morena Zone of the Iberian Massif: a tectonostratigraphic approach to its evolution. *Z. dt. Ges. Geowiss* 157/4: 585-595
- Quesada, C., Bellido, F., Dallmeyer, R.D., Gil Ibarra, J.I., Oliveira, J.T., Pérez Estaún, A., Ribeiro, A., Robardet, M., Silva, J.B. 1991. Terranes within the Iberian Massif: correlations with West African sequences. *In: The West African orogens and Circum-Atlantic correlations*. Dallmeyer RD, Lecorché, J.P. (Eds.). Springer-Verlag, Berlin, 267-294.
- Quesada, C., Cueto Pascual, L.A. 1994. Memoria de la Hoja nº 895 (Encinasola). Mapa Geológico de España E. 1:50.000 Segunda Serie (MAGNA), Primera edición. IGME, 22 pp. Depósito legal: M-16729-1994.
- Quesada, C., Dallmeyer, R.D. 1994. Tectonothermal evolution of the Badajoz-Córdoba shear zone (SW Iberia): characteristics and  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  mineral age constraints. *Tectonophysics*, 231, 195-213.
- Quesada, C., Fonseca, P.E., Munhá, J., Oliveira, J.T., Ribeiro, A., 1994. The Beja-Acebuches ophiolite (Southern Iberia Variscan foldbelt): geological characterization and geodynamic significance. *Boletín Geológico y Minero*, 105, 3-49.
- Quesada, C., Sánchez-García, T. 2002. Cartografía geológica continúa de la Zona Ossa-Morena, Escala 1:50.000. Instituto Geológico y Minero de España. Proyecto FEDER-CICYT N°1FF97/1177.
- Quesada, C., Sánchez-García, T., Bellido, F., López-Guijarro, R., Armendáriz, M., Braid, J. 2006. Field trip guide (Spain). Introduction: The Ossa-Morena Zone-from Neoproterozoic arc trough Early Paleozoic rifting to late Paleozoic orogeny. *In: Ediacaran to Visean crustal growth processes in the Ossa-Morena Zone (SW Iberia)*. Pereira, M.F., Quesada, C. (Eds.), Evora Meeting 2006: Conference abstracts and Field trip guide. Instituto Geológico Minero de España, pp. 51-73.
- Rehrig, W.A. 1986. Processes of regional Tertiary extension in the western Cordillera: Insights from the metamorphic core complexes. *In: Mayer, L. (Ed.). Extensión al Tectonics of the Southwestern United States: A perspective on Processes and Kinematics*. Geological Society of America, Sp. Paper 208, 97-122.
- Ribeiro, A., Quesada, C., Dallmeyer, R.D. 1990a. Geodynamic evolution of the Iberian Massif. *In: Pre-Mesozoic Geology of Iberia*. Dallmeyer, R.D., Martínez García, E. (Eds.), Springer-Verlag, Berlin, pp. 399-409.
- Ribeiro, A., Pereira, E., Dias, R. 1990b. Structure in the Northwest of the Iberian Peninsula. *In: Pre-Mesozoic Geology of Iberia*. Dallmeyer, R.D., Martínez García, E. (Eds.) Springer-Verlag, Berlin, pp. 220-236.

- Ribeiro, M.L., Munhá, J., Mata, J., Palácios, T. 1997. Vulcanismo na Zona de Ossa-Morena e seu enquadramento geodinâmico. *In: A. Araújo, M.F. Pereira (Eds), Estudos sobre a geologia da Zona de Ossa-Morena (Maciço Ibérico)*. Livro de homenagem ao Prof. Francisco Gonçalves, Universidade de Évora, 37-56.
- Ries, A., Shackleton, R.M. 1971. Catazonal complexes of northwestern Spain and north Portugal: remnants of a Hercynian thrust plate. *Natural and Physical Science*, 234, 65-69.
- Robardet, M., Doré, F. 1988. The late Ordovician diamictic formations from Southwestern Europe: North-Gondwana glaciomarine deposits. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 66, 19-31.
- Rogers, G., Saunders, A.D., Terrell, D.J., Verma, S.P., Marriner, G.F. 1985. Geochemistry of Holocene volcanic rocks associated with ridge subduction in Baja California, Mexico. *Nature*, 315, 389-392.
- Roldán García, F.J., Apalategui Isasa, O., Sánchez Carretero, R., Gabaldón López, V., Quesada, C. *in litt.*a Mapa geológico de la Hoja nº 922 (Santa Maria de Trassierra). Mapa Geológico de España E. 1:50.000, Segunda Serie (MAGNA). IGME.
- Roldán García, F.J., Apalategui Isasa, O., Sánchez Carretero, R., Gabaldón López, V., Quesada, C. *in litt.*b Mapa geológico de la Hoja nº 923 (Córdoba). Mapa Geológico de España E. 1:50.000, Segunda Serie (MAGNA). IGME.
- Romeo I, Lunar R, Capote R, Quesada C, Piña R, Dunning GR, Ortega L (2006) U/Pb age constraints on Variscan magmatism and Ni-Cu-PGE metallogeny in the Ossa-Morena Zone (SW Iberia). *Journal Geological Society*, London, 163, 1-9
- Rudnick, R.L., Gao, S. 2004. Composition of the Continental Crust. *In: Rudnick RL(Ed). The Crust. Treatise on Geochemistry*. Holland HD, Turekian KK (Eds.) Elsevier-Pergamon, Oxford, Vol 3, 1-64
- Ruiz de Almodóvar, G. 1983. *Mineralizaciones de manganeso-hierro y de wolframio en el área de Oliva de la Frontera (SO de Badajoz): geología y génesis*. Ph. D. Thesis Univ. Granada, Spain, pp. 1-345.
- Ruiz López, J.L., Fernández-Carrasco, J., Coullaut Saenz de Sicilia, J.L., Apalategui, O., Quesada, C. y otros. 1984. Mapa Geológico Nacional a escala 1:50.000 (MAGNA). Memoria explicativa de la hoja 896 (Higuera la Real). IGME, Madrid.
- Salman, K. 2004. The timing of the Cadomian and Variscan cycles in the Ossa-Morena Zone, SW Iberia: granitic magmatism from subduction to extension. *Journal of Iberian Geology*, 30, 119-132.
- Salman, K., Montero, P. 1999. Geochronological, Geochemical and Petrological Studies in two areas of the Ossa-Morena Zone: the Monesterio Complex and the Calera de León Granite. *XV Reunión de Geología del Oeste Peninsular. International Meeting on Cadomian Orogens*, Badajoz. Jour Conf Abstracts 4/3: 1020.

- Samson, S.D., D'Lemos, R.S., Miller, B.V., Hamilton, M.A. 2005. Neoproterozoic palaeogeography of the Cadomia and Avalon terranes: constraints from detrital zircon U-Pb ages. *Journal of the Geological Society*, 162, 65-71.
- Sánchez Carretero, R., Eguiluz, L, Pascual, E., Carracedo, M. 1990. Ossa-Morena Zone: Igneous rocks. In: *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*. Dallmeyer RD, Martínez García E (Eds.), Springer-Verlag, Berlin, 292-313.
- Sánchez-García, T. 2001. Volcanismo cámbrico en la Unidad de Alconera (sector de Zafra- ZOM- Provincia de Badajoz). *Boletín Geológico Minero*, 112(3), 89-102.
- Sánchez-García, T., Quesada, C. 2001. Variscan transpressional inversion of a Lower Paleozoic rifted margin (Ossa-Morena Zone, SW Iberia). IGCP Project No. 453, Collisional orogens, Abstracts and Program, 95-97.
- Sánchez-García, T, Bellido, F., Pereira, M.F., Chichorro, M., Quesada, C., Pin, C., Silva, J.B. 2010. Rift related volcanism predating the birth of the Rheic Ocean (Ossa-Morena Zone, SW Iberia). *Gondwana Research*, 17(2-4), 392-407.
- Sánchez-García, T., Bellido, F., Pereira, M.F., López-Guijarro, R., Quesada, C., Chichorro, M., Silva, J.B., Pin, Ch. 2008b. Expresión magmática temprana de un rift intracontinental en el margen de Gondwana durante el Cámbrico Inferior: Zona de Ossa-Morena (SW Macizo Ibérico, Portugal, España). *Geo-Temas*, 10, 1567-1572.
- Sánchez-García, T., Bellido, F., Quesada, C. 2003. Geodynamic setting and geochemical signatures of Cambrian-Ordovician rift-related igneous rocks (Ossa-Morena Zone, SW Iberia). *Tectonophysics*, 365, 233-255.
- Sánchez-García, T., Quesada, C., Bellido, F., Dunning, G., González de Tanago, J. 2008a. Two-step magma flooding of the upper crust during rifting: The Early Paleozoic of the Ossa-Morena Zone (SW Iberia). *Tectonophysics*, 461: 72-90.
- Sánchez-García, T., Bellido, F., Pereira, M.F., Chichorro, M., Quesada, C., Pin, C., Silva, J.B. 2010. Rift-related volcanism predating the birth of the Rhéico Ocean (Ossa-Morena zone, SW Iberia). *Gondwana Research*, 17, 392-407.
- Sánchez-García, T., Pereira, M.F., Bellido, F., Chichorro, M., Silva, J.B., Valverde-Vaquero, P., Pin, Ch., Solá, A.R. 2014. Early Cambrian granitoids of the Ossa-Morena Zone (SW Iberia) in the transition from a convergent setting to intracontinental rifting in the Northern margin of Gondwana. *International Journal of Earth Science (Geol Rundsch)* Springer-Verlag 103, 1203-1218.
- Sánchez-García, T., Quesada, C., Dunning, G.R., Perejón, A., Bellido, F., Moreno Eiris, E. 2007. New geochronological and geochemical data of the Loma del Aire unit, Ossa-Morena Zone, SW Spain. In (R. Arenas, J.R. Martínez Catalán, J. Abati, S. Sánchez Martínez, Eds.). *The rootless Variscan suture of NW Iberia (Galicia, Spain). Field trip guide and conference abstracts*. Publicaciones del Instituto Geológico y Minero de España.
- Saquaque, A., Benharref, M., Abia, H., Mrini, Z., Reuber, I., Karson, J.A. 1992. Evidence for a Panafrican volcanic arc and wrench fault tectonics in the Jbel Saghro, Anti-Atlas, Morocco. *Geologische Rundschau*, 81, 1-13.

- Sarrionandía, F., Carracedo Sánchez, M., Eguiluz, L., Ábalos, B., Rodríguez, J., Pin, C., Gil Ibarguchi, J.L. 2012. Cambrian Rift-related magmatism in the Ossa-Morena Zone (Iberian massif): Geochemical and geophysical evidence of Gondwana break-up. *Tectonophysics*, 570-571, 135-150.
- Schäfer, H.J. 1990. *Geochronological investigations in the Ossa-Morena Zone, SW Spain*. Ph. D. Thesis. Geology, Swiss Federal Institute of Technology Zurich, ETH, pp. 1-153.
- Scotese, C.R. 2004. A Continental Drift Flipbook. *Journal of Geology*, 112, 729-741.
- Silva, J.B. 1989. *Estrutura de uma geotransversal da Faixa Piritosa: Zona do Vale do Guadiana. Estudo da tectónica pelicular em regime de deformação não coaxial*. Ph. D. Thesis, Univ. Lisboa, Portugal, 1-294.
- Simancas, J.F., Azor, A., Martínez Poyatos, D., Tahiri, A., El Hadi, H., González Lodeiro F., Pérez Estaún, A., Carbonell, R. 2009. Relationships of Southwest Iberia with the allochthons of Northwest Iberia and the Moroccan Variscides. *C.R. Geosciences*, 341, 103-113.
- Simancas, J.F., Carbonell, R., González Lodeiro, F., Pérez Estaún, A., Juhlin, C., Ayarza, P., Kashubin, A., Azor, A., Martínez Poyatos, D., Almodóvar, G.R., Pascual, E., Sáez, R., Expósito, I. 2003. Crustal structure of the transpressional Variscan orogen of SW Iberia: SW Iberia deep seismic reflection profile (IBERSEIS). *Tectonics*, 22(6), 1062. doi:10.1029/2002TC001479.
- Simancas, J.F., Martínez Poyatos, D., Espósito, I., Azor, A., González Lodeiro, F. 2001. The structure of a major suture zone in the SW Iberian Massif: the Ossa Morena/Central Iberian contact. *Tectonophysics*, 332, 295-308.
- Simancas, J.F., Tahiri, A., Azor, A., González Lodeiro, F., Martínez Poyatos, D., El Hadi, H. 2005. The tectonic frame of the Variscan–Alleghanian Orogen in southern Europe and northern Africa. *Tectonophysics*, 398, 181-198.
- Stacey, J.S., Kramers, J.D. 1975. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model. *Earth and Planetary Science Letters*, 26(2): 207-21.
- Stampfli, G., Hochard, C., Vérard, C., Wilhem, C., von Raumer, J., 2013. The formation of Pangea. *Tectonophysics*, 593, 1-19.
- Stampfli, G.M., von Raumer, J.F., Borel, G.D. 2002. Paleozoic evolution of pre-Variscan terranes: from Gondwana to the Variscan collision. *Geological Society of America, Special Paper*, 364, 263-280.
- Sun, S.S., McDonough, W.F. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. *In: Magmatism in ocean basins*. Saunders, A.D., Norry M.J. (Eds.). Geological Society Special Publication 42, 429-448.
- Syme, E.C. 1998. Ore-Associated and Barren Rhyolites in the central Flin Flon Belt: Case Study of the Flin Flon Mine Sequence; Manitoba Energy and Mines, *Open File Report OF98-9*: 1-32.

- Villaseca, C., Belousova, E., Orejana, D., Castiñeiras, P., Pérez-Soba, C. 2011. Presence of Palaeoproterozoic and Archean components in the granulite-facies rocks of central Iberia: The Hf isotopic evidence. *Precambrian Research*, 187, 143-154.
- Wagner, R.H. 2004. The Iberian Massif: a Carboniferous assembly. *Journal of Iberian Geology* 30, 93-108.
- Warr, L. N. 2002. The Variscan Orogeny: the welding of Pangaea. *In: Geological History of Britain and Ireland*. (Woodcock, N.H. and Strachan, R.A., Eds.), Blackwell Publishing. 271-295.
- Whitney, D.L., Evans, B.W. 2010. Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist*, 95, 185-187.
- Winchester, J.A., Pharaoh, T.C., Verniers, J., 2002. Paleozoic Amalgamation of Central Europe: an introduction and synthesis of new results from recent geological and geophysical investigations. *In: Winchester JA, Pharaoh TC, Verniers J (Eds.) Paleozoic Amalgamation of Central Europe*. Geological Society of London, Special Publication, 201, 1-18.
- Zindler, A., Hart, S. 1986. Chemical Geodynamics. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 14, 493-571.



## **INDICE DE FIGURAS Y TABLAS**



## ÍNDICE DE FIGURAS Y TABLAS

<b>Figura 1.1.</b> Situación geográfica. A) Mapa geográfico de la Península, con indicación de las cuencas hidrográficas. B) Mapa geográfico de la zona de estudio con situación de las muestras de geoquímica de roca total utilizadas. ....	11
<b>Figura 2.1.</b> Mapa geológico del cinturón Varisco europeo (adaptado de Martínez Catalán, 2011).....	15
<b>Figura 2.2.</b> División zonal del Macizo Ibérico. Modificado de Julivert et al. (1974), Farias et al. (1987) y Quesada (1991). ....	16
<b>Figura 2.3.</b> Esquema del modelo tectónico evolutivo de la Orogenia Varisca en el Macizo Ibérico (modificado de Sánchez-García et al., 2003). ....	19
<b>Figura 3. 1.</b> Panel estratigráfico mostrando la correlación entre varias unidades estructurales de la Zona de Ossa-Morena (modificado de Sánchez-García et al., 2003 y 2010). ....	27
<b>Figura 3.2.</b> Columna estratigráfica general de la secuencia de Rift en la ZOM (sin escala) de Sánchez-García et al. (2010). ....	29
<b>Figura 3. 3.</b> A) Aspecto de campo de las arcosas del CVS de Ouguela; B) Aspecto de detalle de las arcosas con estructuras sedimentarias; C) Afloramientos de arcosas con cantos de cuarcitas negras en el CVS de Ouguela; D) Neises félsicos en el CVS de Nave de Grou-Azeiteiros; E) Conglomerados en la base del CVS Freixo-Segovia, con cantos de cuarcitas negras, y niveles masivos de arcosas; F) Tobas porfiroides en CVS Nave de Grou-Azeiteiros.....	31
<b>Figura 3.4</b> A) Aspecto de campo de una brecha arcósica en la base de la Fm. Torreárboles en el norte del pantano de José Torán; B) Arcosas de la Fm. Torreárboles en la zona de Usagre, con cantos blandos de material más pizarroso; C) Aspecto de las arcosas con cantos, en el flanco norte del Antiforme de Monesterio, al norte de La Lapa; D) Arcosas con cantos blandos de la Fm. Torreárboles, en las proximidades de La Lapa.....	32
<b>Figura 3.5.</b> A) Brecha en la base de las Capas de Bodonal, con cantos de cuarcitas negras de la formación infrayacente (Serie Negra), en Segura de León; B) Brecha de base con cantos de cuarcitas negras plegadas en Segura de León; C) Aspecto de afloramiento de unas tobas porfiroides de grano fino en las alrededores de Santa Olalla de Cala; D) Aspecto de los porfiroides de grano grueso, con estructuras sedimentarias, en las proximidades de Cala; E) Detalle de los porfiroides de grano grueso, donde pueden distinguirse grandes cristales de cuarzo y feldespato, en las inmediaciones de Cala; F) Aspecto de los porfiroides con laminación paralela, en las inmediaciones de Santa Olalla de Cala.....	33
<b>Figura 3.5</b> (continuación). G) Brecha hialoclástica que forma parte de un domo de composición riolítica en Segura de León; H) Aspecto de campo de los Pórfidos de Cala, donde se puede apreciar el gran tamaño de los fenocristales de feldespato. ....	34

<b>Figura 3.6-</b> Distribución de dominios estructurales en la unidad de Loma del Aire (Sánchez-García et al., 20016).....	35
<b>Figura 3.8.</b> A y B) Aspecto caótico de las pizarras y calizas con pliegues disarmónicos en el dominio centro-oriental; C) Afloramientos de tobas dentro de la Fm. Loma del Aire, en el dominio noroccidental; D) Afloramientos de lavas y brechas en la zona de Reina, dominio centro-oriental; E) Calizas laminadas en la zona de Fuente del Arco, F) Turbiditas detríticas en la zona de Reina. ....	38
<b>Figura 3.9.</b> Aspectos de campo de las distintas formaciones de la UDF; A) Aspecto de las pizarras de Kramenzel, a techo de la UDF, en los alrededores de la mina de Cala; B) Paquetes cuarcíticos con pequeñas intercalaciones más pizarrosas en las Alternancias de Cumbres, en los alrededores de la mina de Cala; C) Areniscas con niveles pelíticos que permiten ver el grado de deformación en la Fm. Detrítica de Jerez, en las proximidades de Jerez de los Caballeros. D) Areniscas de grano muy fino con niveles de pizarras de la Fm. La Lapa, en la zona de Feria; E) Capas de Benalija, con niveles de areniscas y limolitas, en Cerro del Hierro; F) Alternancias de niveles pizarrosos y areniscas finas en la Fm. Vila Boim, próximo a Vila Boim. ....	41
<b>Figura 3.9 (continuación)</b> G) Detalle de las pizarras de Kramenzel afectadas por metamorfismo de contacto, en la zona de la mina de Cala; H) Aspecto microscópico de la foto anterior, con un nódulo formado por Grt+Amp, con una orla de Amp secundario y Scp.....	42
<b>Figura 3.10.</b> Rocas ácidas e intermedias. A) Niveles de tobas y conglomerados volcánicos intercalados a techo de la UDF, con laminación paralela y gradación de tamaño de grano, en las proximidades del pantano de Zafra; B) Areniscas y tobas volcánicas con estructuras sedimentarias, dentro del MRV en el pantano de Zafra; C) Facies de brechas volcánicas con fragmentos volcánicos de bordes redondeados, en una matriz también volcánica, en la zona de Feria; D) Brechas, con grandes fragmentos de rocas volcánicas ácidas y rocas sedimentarias, en los alrededores de Feria; E) Lag con acumulación de cristales en la base de un nivel de tobas riolíticas, en la zona del pantano de Zafra; F) Ignimbritas con texturas de flujo en la presa de Zafra. ....	44
<b>Figura 3.10 (continuación).</b> G) Relaciones peperíticas de un dique riolítico en los sedimentos de la UDF, en la Sierra San Benito, próximo a Cala; H) Cresta de cuarcitas de la UDF por debajo del MRV en la zona de Zafra.....	45
<b>Figura 3.11.</b> Rocas máficas. A) Depósito de un <i>base surge</i> , mostrando laminación cruzada, en la base del paquete de rocas básicas, que se encuentran a techo de la serie, en la zona de Zafra; B) Niveles de hialoclastitas, con alteración en cáscara de cebolla, en las proximidades de Zafra; C) Detalle de las hialoclastitas, con fragmentos de basaltos porfídicos en una matriz de la misma composición; D) Brechas básicas, con fragmentos de rocas volcánicas máficas, cristales y fragmentos de cristales de feldespatos de colores blancos, Zafra; E) <i>Pillow lava</i> , en Fuentes de León donde puede verse la disposición de las vacuolas perpendicular a la pared de la <i>pillow</i> . F) Brechas de <i>pillow lavas</i> , en la zona de Cumbres Mayores. ....	46
<b>Figura 3.12.</b> Mapa geológico de la zona de Zafra (Sánchez-García, 2001), con indicación de las muestras datadas en esta zona.....	48

<b>Figura 3.13</b> Columna general y detalle de la zona de Zafra. (Modificado de Sánchez-García, 2001.....	49
Tabla 4.1. Resumen de las láminas delgadas estudiadas en el trabajo .....	53
<b>Figura 4.1.</b> Lavas masivas. A) Riolita potásica, afanítica, en el cerro Chocolatero, Segura de León; B) Riolita sódica, afanítica en el cerro de Freixo; C) Lava riolítica potásica, criptocristalina-afanítica, con venas de Qz y cristales de Mt, del mismo afloramiento que la foto A (muestra M6); D) Lava traquiriolítica con fenocristales subhedrales de Pg y un Fmg, posiblemente Bt (muestra S62) en la Unidad de Loma del Aire; E) Lava riolítica sódica, con textura granoblástica, y deformación sobreimpuesta posterior, en el cerro de Freixo (muestra S2b); F) Lava traquidacítica con fenocristales de Pg y un máfico (Amp) en una matriz traquítica (muestra S61), en la Unidad de Loma del Aire. ....	55
<b>Figura 4.2.</b> Facies brechoides. A) Brecha hialoclástica o posible salidero o domo riolítico, donde se ven los fragmentos de riolitas en una matriz vítrea, en Segura de León; B) Autobrechas de composición traquidacítica en las proximidades de Reina, en la Unidad de Loma del Aire; C) Aspecto microscópico de las brechas hialoclásticas de composición riolítica, en Segura de León (M6); D) Aspecto textural de las autobrechas de la foto B, donde se pueden ver fragmentos de la lava porfídica, con fenocristales de Pg zonadas, y cristales de Bt y Amp (muestra S64). ....	56
<b>Figura 4.3.</b> Tobas porfiroides e ignimbritas. A) Ignimbrita/toba porfiroide deformada con grandes cristales de feldespato, en cerro de D <sup>a</sup> Marina; B) Aspecto de tobas porfiroides, en zona de Bodonal; C) Aspecto microscópico de las tobas porfiroides deformadas del apartado A, donde pueden verse fenocristales de Qz y FK en una matriz vítrea (Muestra M8); D) Ignimbrita /toba porfiroide con fenocristales de Qz y FK fragmentados en una matriz vítrea, con texturas de flujo (Muestra M212), en Cabeza la Vaca. ....	57
<b>Figura 4.4.</b> Tobas y cineritas. A) Aspecto de campo de las tobas de grano grueso, donde pueden verse los cristales de cuarzo y feldespato en una matriz de grano fino, en las proximidades de Cala; B) Toba de grano medio-fino, con laminación paralela, en las proximidades de Santa Olalla de Cala, con concentraciones de opacos marcando la laminación; C) Cinerita/ epiclastita con laminación paralela, tamaño de grano muy fino, con clastos de Qz en una matriz arcillosa, esquistosada en la zona de Segura de León (Muestra M2); D) Arenisca volcanoclástica o toba epiclástica de composición ácida, con clastos angulosos de Qz, FK, Pg, Bt y FLv en una matriz arcillosa, en las proximidades de Santa Olalla de Cala (Muestra M9).....	58
<b>Figura 4.5.</b> Pórfido de Cala. A) Pórfido de Cala, con cristales de FK con textura rapakivi, en las proximidades de Arroyomolinos de León; B) Pórfido de Cala de grano fino, con fenocristales de FK en una matriz cinerítica, con esquirlas de Qz y FK+Flv vítreos desvitrificados, fragmentos cristalinos soldados y opacos (muestra M156), en la finca de La Vicaria; C) Fenocristal de Qz subhedral, con golfo de corrosión en una matriz de grano fino de FK y Qz (muestra M667); D). Fenocristales de Qz cuarteados y de Pg sericitizada con flexiones de las maclas, en una matriz sacaroides (muestra M4). ....	60
<b>Tabla 4.2.</b> Características petrográficas de las principales unidades litológicas de las rocas volcánicas ácidas e intermedias del grupo ER .....	61

<b>Figura 4.6.</b> Granito de Barquete. A) Aspecto de campo del granito; B) Aspecto microscópico, donde puede verse una textura porfídica y una matriz con textura en mosaico debido a la recristalización sufrida (Muestra S46).....	63
<b>Figura 4.7.</b> Granito biotítico de Barreiros. A) Aspecto de campo donde puede verse un enclave microgranudo; B) Aspecto textural donde pueden verse cristales deformados de FK y Pg con Qz estirado y poligonizado, así como cristales de Bt y Ms (Muestra S41).....	64
<b>Figura 4.8.</b> Granito de Calera. A) Aspecto de campo del granito de grano fino y colores rosados; B) Aspecto microscópico donde puede verse la recristalización sufrida con formación de texturas en mosaico de los granos de Qz y poligonización y flexión de la mica (Muestra S47).....	65
<b>Figura 4.9.</b> Aspecto de campo de la granodiorita de Monesterio .....	66
<b>Figura 4.10.</b> Granito biotítico de Salvatierra de los Barros A) Aspecto de campo del granito de grano medio-grueso, no foliado; B) Aspecto microscópico donde puede verse una Pg con el núcleo fuertemente sericitizado, FK, Qz y Bt (Muestra S51). .....	67
<b>Figura 4.11.</b> Granito de Tablada A) Aspecto de campo mostrando un granito de grano fino y colores rosados; B) Detalle de los leucogranitos de colores blancos, con un moteado constituido por alteraciones de micas; C) Granitos de colores rosados y grano fino-medio; D) Aspecto microscópico, mostrando cristales de Pg, FK y un cristal flexurado de Ms (Muestra S55). .....	68
<b>Figura 4.12.</b> Macizo de Tálaga A) Aspecto de campo; B) Aspecto textural de un monzogranito con fenocristales de Qz deformados en matriz que muestra texturas de reducción del tamaño de grano y poligonización (Muestra M17). .....	69
<b>Tabla 4.3.</b> Características petrográficas de las principales unidades litológicas de rocas plutónicas del grupo ER. ....	70
<b>Figura 4.13.</b> Distintos ejemplos de relaciones de inmiscibilidad y mezcla mecánica entre rocas ácidas y máficas, tanto plutónicas como subvolcánicas. A) B) y C) en la zona de Jerez-Fregenal; D) E) y F) Distintos aspectos microscópicos de inmiscibilidad entre rocas ácidas (claras) y máficas (oscuras) en la zona del arroyo Guadajira, en las proximidades de Feria (muestra M544). En D pueden verse enclaves de las rocas máficas dentro de las ácidas y en E al contrario. En F se puede ver un detalle de una Pg con textura <i>sieve</i> en una roca porfídica, vacuolar de matriz traquítica.....	72
<b>Figura 4.14.</b> Ejemplos de alteraciones y de recristalizaciones. A) Espilitización de una toba básica con cloritización y carbonatación de la matriz y albitización de Pg (muestra M566); B) Epidotización de Pg en una traquiandesita basáltica (muestra M198); C) Potasificación y seritización de Pg en una riolita potásica (muestra M380); D) Seritización de Pg en una riolita (muestra M502); E) Recristalización en una riolita esferulítica (muestra M390); F) Recristalización de la matriz y de los fenocristales de una posible Ano (muestra M333). .....	74
<b>Figura 4.15.</b> Basaltos alcalinos con estructuras almohadilladas. A) Aspecto de campo de los lóbulos almohadillados en el flanco norte del Antiforme de Olivenza Monesterio, en el área de Zafra, donde pueden verse los cordones arrugados (CA, “ <i>ropy wrinkled</i> ”) y el ápice de la <i>pillow</i> (Ap) que nos indica el techo de la colada hacia la parte superior de la almohadilla; B) Aspecto de campo de los lóbulos almohadillados en el SW de	

Alconchel, en el flanco sur del Antiforme, donde pueden verse también los cordones arrugados y el ápice; C) *Pillow lavas* en Fuentes de León, donde pueden apreciarse las distintas cortezas dentro de la *pillow lava* (C1 y C2) y las vacuolas, rellenas de carbonatos, con una disposición perpendicular a las paredes de la *pillow lava*. También pueden apreciarse las diaclasas (D), también perpendiculares a las paredes y, el sedimento (S) entre los tubos de lava; D) Detalle de las anteriores donde pueden verse las vacuolas (V), que a veces forman alineaciones de vacuolas ("*pipe vesicles*") y el material sedimentario relleno de los espacios inter-*pillows* (S) y las diaclasas (D)..... 76

**Figura 4.16.** Rocas alcalinas. A) Basalto con anfíboles alcalinos con textura fascicular, dentro de la Fm. Fatuquedo, a techo del MRV (muestra S18); B) Andesita basáltica con textura traquítica en la que se ven cristales de Pg, con textura en "cola de golondrina", en el pantano de Zafra (muestra M92); C) Traquiandesita vacuolar en la zona de Cala, con rellenos de sílice y calcita (Muestra M668); D) Traquibasalto de grano fino con textura traquítica vacuolar con vacuolas rellenas de sílice y óxidos de hierro (Muestra M276); E) Traquitas grises, vacuolares, en la zona del pantano de Zafra; F) Muestra de la zona anterior, con una textura traquítica de grano fino y Pg en "cola de golondrina" y vacuolas rellenas de sílice (muestra M396)..... 77

**Figura 4.16. (Continuación)** G) Traquiandesita basáltica con un fenocristal de Anó (??) en una matriz traquítica en la zona de El Castellar (Muestra M198); H) Traquibasalto con un fenocristal de Pg con textura "sieve", en la zona de El Castellar (Muestra M198)..... 78

**Figura 4.17.** Basaltos subalcalinos. A) Aspecto de las *pillow lavas* en la Fm. Terrugem (MRV), Portugal, donde pueden verse los ápices de las *pillow* que dan criterio de techo hacia arriba; B) Muestra del afloramiento anterior, con textura ofítica de Pg entre Amp verde, de tipo actinolítico, que puede proceder de la alteración de Px. (Muestra S21), C) Tobas de andesitas basálticas, en las proximidades de Olivenza, donde puede verse una foliación marcada por la alineación de fragmentos de rocas básicas de grano fino a medio y cristales de Amp o Chl y feldespatos (Fd); D) Aspecto microscópico de las rocas anteriores, con textura lepidoblástica, y cristales de Qz, Bt verde, Pg y Chl (muestra S24). ..... 79

**Figura 4.18.** Rocas de características NMORB. A) Lavas cordadas en la zona de Valle de Santa Ana, B) Muestra de los afloramientos anteriores, con textura esferulítica de la matriz con cristales esqueléticos de Pg, que indicarían enfriamiento rápido (muestra S39); C) Aspecto de campo de las rocas máficas con composición de basaltos subalcalinos, en la zona del Valle de Matamoros; D) Textura subofítica entre Pg y Amp verde y otro máfico alterado, posiblemente Px (Muestra S40). ..... 80

**Tabla 4.4.** Características petrográficas de las principales unidades litológicas de las rocas volcánicas básicas del grupo RR. .... 81

**Figura 4.19.** Tobas y brechas de composición máfica. A) Hialoclastitas en las proximidades de la presa de Zafra, donde pueden verse fragmentos de rocas máficas y cristales blancos de Pg; B) Aspecto microscópico de hialoclastitas con fragmentos de basaltos porfídicos y vacuolares, con rellenos de Chl y/o Cb y/o sílice (muestra 504); C) Brecha básica donde se distinguen fragmentos volcánicos y vacuolas de color blanco, rellenas de Cb; D) Brecha básica con fragmentos de rocas vacuolares y porfídicas, con fenocristales de Pg y vacuolas rellenas de Cb y/o Chl (muestra 566); E) ) Tobas básicas con laminación paralela y distintos tamaños de grano, en la zona de Zafra; F) Brechas

hialoclásticas entre *pillows*, en la zona de Zafra, donde se pueden ver grietas de contracción (Gc), con disposición en “caparazón de tortuga”..... 83

**Figura 4.19 (Continuación).** G) Brecha con fragmentos de calizas y rocas volcánicas con matriz carbonatada y varias generaciones de cementos, en las proximidades del pantano de Zafra; H) Aspecto microscópico de la brecha anterior donde pueden verse también los fragmentos sedimentarios y volcánicos (Flv, muestra M263); I) Cineritas básicas con laminación paralela (muestra 297); J) Detalle de la anterior, en la que se pueden ver fragmentos líticos volcánicos (Flv), vacuolas (V) y esquirlas de formas curvas (flecha)..... 84

**Figura 4.20.** Riolitas alcalinas potásicas; A) Riolitas potásicas porfídicas, de colores rosados en la zona del pantano de Zafra; B) Riolita potásica porfídica con cristales de Fd, de color rosa, en la zona de Jerez; C) Aspecto textural de la muestra A, con fenocristales de Qz y FK en una matriz constituida también por los mismos componentes, y donde se ven también Cb euhedrales (muestra 370); D) Riolita potásica porfídica con fenocristal de Pg y matriz de grano muy fino y baja cristalinidad (muestra M372); E) Riolita potásica con grandes esferulitos que han llegado a coalescer formando orbículas, en el cerro Castillejos, SE de La Lapa,; F) Aspecto microscópico de la muestra anterior (muestra M344);..... 85

**Figura 4.20 (continuación).** G) Riolita con textura fluidal y con esferulitos de pequeño tamaño, en proximidades de La Lapa; H) Riolita esferulítica donde pueden verse cristales de Qz sobre los que se nuclean los esferulitos, en la zona del pantano de Zafra (muestra M496)..... 86

**Figura 4.21.** Riolitas alcalinas sódicas. A) Albitita en la zona de Feria; B) Riolita con textura perlítica, en el cerro de La Reunión, al SE de La Morera (muestra M620); C) Albitita/riolita sódica con crecimientos simplectíticos (muestra M47); D) Albitita/riolita sódica, con cristales idiomórficos de Cb de tipo ankerítico (¿?) (muestra M211)..... 87

**Figura 4.22.** Rocas traquíticas y traquidacíticas. A) Traquita potásica, con un fenocristal de Fa (¿?) en una matriz pilotaxítica con microlitos de Pg y vidrio (muestra M38); B) Traquita potásica con fenocristal de Pg en una matriz fluidal vítrea (muestra M529); C) Traquita sódica con fenocristales de Pg y fragmentos líticos (Flv) densos en una matriz vítrea (muestra M164); E) Traquita sódica con fenocristales de Pg en una matriz traquítica (muestra M545). ..... 88

**Figura 4.23.** Rocas subalcalinas. A) *Sill* de riolitas sódicas subvolcánicas intruyendo en materiales de la UDF, en la zona de Vila Boim; B) Riolita sódica con un fenocristal de Pg en una matriz vítrea que ha sufrido recristalización posterior, en la unidad de Loma del Aire (muestra S70); C) Autobrecha de composición dacítico-riolítica, con fragmento de riolitas potásicas en una matriz pilotaxítica con microlitos de Pg, FK, Qz y vidrio, en la zona del pantano de Feria (muestra M36); D) Dacita con fenocristales de Pg y Qz en una matriz de FK y Qz, en la zona del pantano de Zafra (muestra M428)..... 89

**Figura 4.24.** Ignimbritas de composición alcalina. A) Ignimbrita de cristales y fragmentos, donde pueden verse fragmentos de rocas riolíticas, traquíticas, cristales de Qz, y fragmentos vítreos (*shards*), ahora recristalizados (muestra M294); B) Ignimbrita riolítica potásica, con textura eutaxítica (muestra M340); C) Ignimbrita de cristales de Pg, Qz y FK y fragmentos, con esquirlas vítreas ahora recristalizadas



(*shards*) (muestra M320); D) Ignimbrita con textura eutaxítica, y fragmentos líticos y grandes cristales de Mt (muestra M333) en la zona de Sierra Bejera; E) Aspecto de campo de las ignimbritas con texturas de flujo, en el pantano de Zafrá; F) Ignimbrita de alta temperatura, del afloramiento anterior, donde puede verse la textura reomórfica, con cristales de Qz con golfos de corrosión y fragmentos vítreos (*shards*) ahora recristalizados (muestra M42); ..... 90

**Figura 4.24 (continuación)** G) Ignimbrita masiva de composición riolítica potásica con cristales y fragmentos de cristales, fragmentos de rocas traquíticas y riolíticas en una matriz vítrea (muestra M356); H) Ignimbrita reomórfica (muestra M339) con la adaptación del flujo a un cristal de Pg. .... 91

**Figura 4.25.** Ignimbritas de composición subalcalina. A) Ignimbrita en la zona de mina Ferlo, B) Aspecto microscópico de la roca A, con *shard* estirados, y cristales de FK y Qz (muestra S16); C) Muestra que en afloramiento se presenta en bancos decimétricos, con aspecto de roca soldada y afanítica, y en el microscopio muestra texturas fluidales-eutaxíticas con fragmentos de rocas vítreas y *fiammes* (muestra S16); D) Detalle de la anterior donde se ven esquirlas cuspidas y paredes de burbujas. .... 92

**Figura 4.26.** Tobas y brechas de composición ácida e intermedia. A) Tobas y areniscas volcanogénicas, con estructuras sedimentarias en el Alto de Valdelespina, Fería, B) Relaciones peperíticas entre un sedimento limolítico y una riolita, en las proximidades de Cala; C) Brechas, con grandes fragmentos de rocas volcánicas (Flv) y sedimentarias (Fls), en los alrededores de Fería; D) Grauvaca volcanoclástica, con clastos angulosos y redondeados de Qz, FK, Pg, FLv en una matriz de micas+Cb+Opq+Zr, La Morera (muestra M236); E) Cinerita con cristales de Qz, FK en una matriz arcillosa, pantano de Zafrá (muestra M525); F) Cinerita con Fls, cristales de FK, Qz, Pg, Flv y opacos en una matriz cinerítica, con esquirlas de cristales con bordes curvados (C), pantano de Zafrá (muestra M300). .... 93

**Figura 4.26 (continuación).** G) Cinerita con un gran cristal de Qz con inclusiones de FK, en una matriz arcillosa con Qz, Ms, Tur, Zr (muestra M298), pantano de Zafrá; H) Autobrecha con fragmentos heterométricos de riolitas, con textura en puzzle, en la zona de Fería H) Brecha heterométrica, con fragmentos volcánicos y sedimentarios, angulosos, en una matriz arcillosa, posteriormente deformada, en la zona de Fería. Se interpreta como posible brecha de colapso; I) Brecha heterométrica con fragmentos angulosos de rocas volcánicas y aparente textura en puzzle, en la zona de Fería. Se interpreta como una autobrecha; J) Muestra del afloramiento anterior, mostrando también al microscopio una textura en puzzle (muestra M318); K) Brechas con fragmentos de riolitas y traquitas de bordes muy redondeados, en la zona de Fería, y con un borde de alteración alrededor de la mayoría de los fragmentos. Se interpretan como autobrechas emplazadas en caliente; L) Detalle de la anterior, donde puede verse el carácter heterométrico de los fragmentos y su redondez (muestra M277). .... 94

**Tabla 4.5.** Características petrográficas de las principales unidades litológicas de rocas volcánicas de composición ácida e intermedia del grupo RR. .... 95

**Figura 4.27.** Diques de Alconera. A) Dique básico cortando las calizas de la CDF en una de las canteras de Alconera; B) Detalle macroscópico de otro dique básico en la misma zona; C) Diques félsicos cortando a los básicos, en esa zona; D) Detalle de la felsita; E) Aspecto textural de un pórfido basáltico, con textura subofítica con cristales de Amp

verde, Pg y Opq (muestra M84); F) Aspecto textural de un pórfido riolítico con fenocristales de Pg con bordes recrecidos de FK, y matriz holocristalina constituida por FK, Pg, Qz y Bt transformada a Chl (verde) (muestra M25). ..... 97

**Figura 4.28.** Complejo de Barcarrota A) Aspecto de campo de las rocas máficas, con un dique cuarzo-feldespático cortando los gabros, en las inmediaciones de Barcarrota. B) Aspecto de campo de un gabro, de grano medio, en Barcarrota; C) Aspecto textural de un gabro con olivino y apatito incluidos en anfíbol marrón (muestra M110); D) Ortopiroxeno y acúlas de apatito incluidas en plagioclasa en una diorita (muestra M69). E) Aspecto de campo de un granito biotítico de grano fino; F) Aspecto textural de los granitos con textura gráfica entre el cuarzo y el FK, con crecimiento intersticial de Cpx (aegirina verde), (muestra M70). ..... 99

**Figura 4.30.** Facies máficas del complejo de Cazalla. A) Aspecto de campo de los gabros; B) Detalle donde pueden verse cavidades miarolíticas; C) Textura bandeada de los gabros; D) Aspecto de campo donde puede verse la textura granuda de los gabros; E) Relaciones de contacto entre las facies félsicas y máficas del complejo; F) Aspecto microscópico del gabro, con textura subofítica con un Amp de núcleo marrón y borde de Hbl verde (muestra M194). ..... 103

**Figura 4.31.** Facies félsicas del complejo de Cazalla. A) Aspecto de campo de los granitos albiticos en una cantera próxima a Cazalla; B) Detalle de las facies de granitos albiticos, cantera Cazalla; C) Aspecto de campo de las albititas en las proximidades de Cazalla; D) Albitita con textura gráfica entre el Qz y la Pg albitica, en la zona de la cantera de Cazalla (muestra M171); E) Granito alcalino, con cristales de FK, Qz, y Amp, y con óxidos de hierro (muestra M699); F) Tonalita con Pg y Amp verde (muestra M670); ..... 104

**Figura 4.33.** Macizo de Feria. A) Aspecto morfológico del relieve suave, con formas alomadas; B) Brecha con cantos de diversas rocas ígneas y sedimentarias en el borde W del macizo; C) Aspecto microscópico de los sienogabros, con cristales de Pg y Amp con inclusiones de Opq (muestra M118); D) Aspecto de una albitita de grano grueso; E) Aspecto de una albitita de grano fino; F) Albitita con textura microgranuda, holocristalina, grano muy fino, con cristales rómbicos de Ank de los que solo queda el molde (muestra M211); ..... 107

**Figura 4.34.** Complejo de Jerez-Fregenal. A) Efecto del metamorfismo de contacto en el encajante con la generación de escapolita, en las inmediaciones de Jerez; B) Aspecto de campo de los gabros de grano fino; C) Aspecto de campo de los gabros de grano medio en Fregenal; D) Cuerpos pegmatíticos y cavidades miarolíticas, en gabros en las inmediaciones de Jerez; E) Gabros con gotas de sulfuros de segregación, en las inmediaciones de Jerez; F) Gabro olivínico con Cpx, Amp marrón y cristales anubarrados de Pg (muestra M135); ..... 109

**Figura 4.34. (Continuación).** G) Gabro con textura ofítica con cristales de Pg englobados en el Cpx, en Fregenal (muestra M142); H) Aspecto textural de un plagiogranito con cristales de Ab, Mt y dominios granofíricos (muestra M75). ..... 110

**Figura 4.35.** Complejo de Valle Matamoros. A) Enclaves de plagiogranitos dentro del gabro; B) Aspecto de campo de los gabros de grano fino; C) Grietas en plagioclasa por

expansión de Ol debido a serpentización en un gabro olivínico (muestra M149). D) Plagiogranito con texturas gráficas de intercrecimiento entre Pg y Qz (muestra M81). .....	112
<b>Figura 4.36.</b> Complejo de La Lapa. A) Aspecto de campo del gabro, de grano medio y color gris verdoso, en las inmediaciones del arroyo Guadajira; B) Pequeño cuerpo pegmatoide dentro del gabro; C) Aspecto textural del gabro con cristal de Cpx con inclusión de Amp marrón y Opq esqueléticos (muestra M134); D) Cristales de Pg de los que solo quedan los bordes, presentando los núcleos alterados a Ep-Ss (muestra M117). .....	113
<b>Figura 4.37.</b> Complejo de Valverde Leganés. A) Aspecto de campo de los gabros en las proximidades de Valverde Leganés; B) Aspecto textural del gabro, con textura ofítica, y cristales de Ol, Amp, Pg y Opq (muestra M129); C) Aspecto de campo de los granitos del complejo, de grano fino, en las proximidades de Valverde de Leganés; D) Aspecto textural de las facies graníticas del complejo con texturas gráficas entre el Qz y el FK (muestra M671). .....	114
<b>Tabla 4.6.</b> Características petrográficas de las principales unidades litológicas de las rocas plutónicas de composición básica del grupo RR.....	116
<b>Figura 4.38.</b> Gabros de El Pintado. A) Embalse del Pintado; B) Aspecto textural de los gabros, mostrando una textura subofítica y poiquilitica entre la Pg y el anfíbol (M196).....	117
<b>Figura 4.39.</b> Complejo de Los Remedios A) Aspecto de campo del granito de grano fino-muy fino donde puede observarse el aspecto moteado; B) Skarn producido en el contacto con los plagiogranitos y anfíbolitas, en el entorno de mina de La Parrilla; C) Granito de grano fino con enclaves de rocas máficas, en el entorno de la finca de Los Vidales; D) Anfíbolita en contacto con un plagiogranito en el entorno de la mina de La Parrilla; E) Aspecto textural donde pueden verse intercrecimientos gráficos entre cuarzo, plagioclasa (muestra BIOC_01_x2,5_4); F) Aspecto textural de las gabro-diabasas, mostrando una textura subofítica entre la Pg y el anfíbol (Muestra 875-558_x5). .....	119
<b>Figura 4.40.</b> Macizo de sierra Vieja. A) Aspecto de afloramiento del granito en el cerro que le da nombre; B) Aspecto de detalle donde pueden verse la textura porfídica y los grumos de anfíboles de colores verdosos; C) Aspecto del granito afectado por una banda de deformación, en el borde oeste del macizo; D) Aspecto microscópico donde pueden verse los grumos de anfíbol (muestra M80); E) Detalle de un fenocristal de plagioclasa zonado y potasificado (muestra M226); F) Detalle de un cristal de anfíbol alcalino (arfvedsonita?); (muestra M80). .....	121
<b>Tabla 4.7.</b> Características petrográficas de las principales unidades litológicas de rocas plutónicas de composición ácida e intermedia del grupo RR .....	122
<b>Tabla 5.1.</b> Resumen de las muestras propias de geoquímica utilizadas en el estudio.....	125
<b>Tabla 5.2.</b> Resumen de las rocas ígneas del grupo ER. ....	126
<b>Figura 5.1.</b> Grupo ER A) Características geoquímicas en el diagrama de Zr/Ti versus Nb/Y (Pearce, 1996), diferenciando por macizos y complejos. B) Diferenciando entre rocas volcánicas y plutónicas. C) Diagrama TAS de LeBas et al. (1986), diferenciando por macizos y complejos; D) Diferenciando entre rocas volcánicas y plutónica; E)	

Diagrama AFM de Irvine and Baragar (1971), diferenciando por macizos y complejos. F) Diferenciando entre rocas plutónicas y volcánicas .....	128
<b>Figura 5.2.</b> Grupo <i>ER</i> . A) Diagramas de REE normalizados al Condrito de Sun and McDonough (1989), diferenciado por macizos; B) Ídem diferenciado por tipos de rocas; C) Diagramas spider normalizados al manto primitivo de Palme and O'Neil (2004). D) Ídem diferenciado por tipos de rocas E) Diagramas de REE normalizados a la Corteza Continental Superior de Rudnick and Gao (2004) diferenciado por macizos; F) Ídem, diferenciando por rocas plutónicas y volcánicas. Los símbolos son iguales que en la figura 5.1.....	130
<b>Figura 5.3.</b> Grupo <i>ER</i> . Valores medios de algunas relaciones elementales normalizados al Condrito de Sun y McDonough (1989). .....	132
<b>Figura 5.4.</b> Grupo <i>ER</i> . A y B) Diagrama de discriminación tectónica de Pearce et al. (1984); C y D) Diagrama de Syme (1998). Leyenda de los símbolos es igual a la figura 5.1. Comparar esta figura con la Fig. 5.16.....	133
<b>Tabla 5. 3.</b> Resumen de las muestras estudiadas en el grupo <i>RR</i> . .....	135
<b>Figura 5.5.</b> Geoquímica de elementos mayores del grupo <i>RR</i> . A) Diagrama TAS (álcali-sílice) de LeBas et al. (1986); B) Diagrama AFM de Irvine and Baragar (1971); C) Diagrama de álcalis versus sílice de Irvine y Baragar, (1971); D) Diagrama de elementos inmóviles (Zr/Ti versus Nb/Y) de Pearce (1996). <i>Leyenda:</i> símbolos solidos: datos propios; símbolos vacíos: datos compilados; <i>RRa:</i> Rocas félsicas (52%<SiO <sub>2</sub> <81%) círculos; <i>RRb:</i> Rocas máficas (40%<SiO <sub>2</sub> <52%): cruces. (Datos compilados de: Assunção and Gonçalves, 1970; Pinto Coelho and Gonçalves, 1970; Canilho, 1973; Aparicio Yagüe et al., 1977; Dupont, 1979; Dupont and Bonin, 1981; Pons, 1982; Ruiz de Almodóvar, 1983; INGEMISA, 1984, 1986; Eguiluz, 1987; Galindo, 1989; Mata and Munhá, 1990; Castro et al., 1996; Bellido et al., 2010).....	136
<b>Tabla 5. 4.</b> Distribución de las muestras de rocas máficas utilizadas en el grupo OIB-EMORB.....	139
<b>Figura 5.6.</b> Rocas máficas del grupo <i>RR</i> , de afinidad OIB-EMORB. A) Diagramas de REE normalizados al Condrito de Sun and McDonough (1989), diferenciado por macizos; B) Ídem diferenciado por tipos de rocas; C) Diagramas spider normalizados al manto primitivo de Palme and O'Neil (2004); D) Ídem diferenciado por tipos de rocas; E) Diagramas spider normalizados al MORB (Pearce, 1983), diferenciando por macizos y complejos; F) Diferenciando por tipos. ....	141
<b>Figura 5.7.</b> Diagrama de REE normalizado al condrito de Sun & McDonough (1989), con los valores medios de las muestras máficas estudiadas ( <i>RRb</i> -OIB y <i>RRb</i> -NMORB) y con respecto a los valores medios OIB, EMORB y NMORB de Sun & McDonough (1989).....	142
<b>Figura 5.8.</b> Valores medios de algunas relaciones elementales normalizadas al condrito de Sun y McDonough (1989) para las rocas máficas del grupo <i>RR</i> . .....	144
<b>Figura 5.9.</b> Discriminación química de las rocas máficas pertenecientes al <i>RR</i> según diagramas de Floyd et al. (2000). A) Diagrama V vs. TiO <sub>2</sub> para las rocas de afinidad OIB; B) Ídem para las de afinidad NMORB; C) Diagrama Nb/Y vs. Zr para las rocas de afinidad OIB; D) Ídem para las de afinidad NMORB; E) Diagrama (Ce/Yb) <sub>N</sub> vs. Sm <sub>N</sub> para las rocas	

de afinidad OIB; F) Ídem para las de afinidad NMORB. La leyenda de los símbolos es igual que en la figura 5.6. ....	146
<b>Figura 5.10</b> Diagramas de discriminación tectónica para las rocas máficas. A) Diagrama de Nb/Y vs. Zr/Y de Condie (2005) para las rocas de afinidad OIB-EMORB; B) Ídem para las rocas de afinidad NMORB; C) Diagrama de Th/Yb <i>versus</i> Nb/Yb de Pearce (2008) para las rocas de afinidad OIB-EMORB; D) Ídem para las rocas de afinidad NMORB; E) Diagrama de TiO <sub>2</sub> /Yb <i>versus</i> Nb/Yb de Pearce (2008) para las rocas de afinidad OIB-EMORB; F) Ídem para las rocas de afinidad NMORB. La leyenda de los símbolos es igual que en la figura 5.6. ....	147
<b>Tabla 5.5.</b> Distribución de las muestras de rocas máficas utilizadas en el grupo RR-NMORB. ....	148
<b>Figura 5.11.</b> Rocas máficas del grupo RR, de afinidad NMORB. A) Diagramas de REE normalizados al Condrito de Sun and McDonough (1989), diferenciado por macizos; B) Ídem diferenciado por tipos de rocas; C) Diagramas spider normalizados al MORB de Sun and McDonough (1989), diferenciado por macizos; D) Ídem diferenciado por tipos de rocas; E) Diagramas spider normalizados al manto primitivo de Palme and O'Neil (2004). F) Ídem diferenciado por tipos de rocas. ....	150
<b>Tabla 5.6.</b> Distribución de las muestras de rocas ácidas e intermedias utilizadas. ....	151
<b>Figura 5.12.</b> Características geoquímicas del grupo RR. A) Diagrama de Zr/Ti versus Nb/Y (Pearce, 1996), diferenciando por macizos y complejos; B) Diferenciando entre rocas volcánicas, plutónicas y plagiogranitos; C) Diagrama TAS de LeBas et al. (1986); D) Diferenciando entre rocas plutónicas, volcánicas y plagiogranitos; E) Diagrama AFM de Irvine and Baragar 1971, diferenciando entre macizos; F) Diferenciando entre rocas plutónicas, volcánicas y plagiogranitos. ....	154
<b>Figura 5.13.</b> Grupo RR. A) Diagramas de REE normalizados al Condrito de Sun and McDonough (1989), diferenciado por macizos; B) Ídem diferenciado por tipos de rocas; C) Diagramas spider normalizados al manto primitivo de Palme and O'Neil (2004). D) Ídem diferenciado por tipos de rocas. ....	155
<b>Figura 5.14.</b> Valores medios de algunas relaciones elementales normalizadas al Condrito de Sun y McDonough (1989) para las rocas del grupo RR ácidas. ....	157
<b>Figura 5.15.</b> Diagrama de REE normalizado al condrito de Sun & McDonough (1989) con los valores medios de las muestras ácidas e intermedias estudiadas con respecto a los valores medios OIB, EMORB de Sun & McDonough (1989) y los valores medios de la corteza de Rudnick and Gao (2004). ....	158
<b>Figura 5.16.</b> Rocas ácidas e intermedias del Grupo RR. A y B) Diagrama de discriminación tectónica de Pearce et al. (1984); C y D) Diagrama de Syme (1998). Comparar esta figura con la Fig. 5.4. ....	159
<b>Tabla 6.1.</b> Resumen edades de las 14 muestras publicadas en los trabajos presentados aquí. Autor: 1: Sánchez-García et al, 2008; 2: Sánchez-García et al, 2013; 3: Sánchez-García et al, 2016. Los datos pueden verse en el Anexo V. ....	165
<b>Figura 6.1.</b> Diagramas de concordia de las muestras datadas de los grupos ER y RR en Sánchez-García et al. (2008a) y Sánchez-García et al. (2014). Los datos pueden verse en la Tabla 6.1 y el Anexo V. ....	167

<b>Figura 6.2.</b> Diagramas de concordia de las muestras datadas de la Unidad de Loma del Aire, en Sánchez-García et al. (2016). Los datos pueden verse en la Tabla 6.1 y el Anexo V. 168	
<b>Tabla 6.3.</b> Distribución de las muestras estudiadas para isótopos de Sm-Nd.....	179
<b>Figura 6.5.</b> Gráfico $\epsilon\text{Nd}$ vs Edad (DePaolo & Wasserburg, 1976; DePaolo, 1981), para el Grupo ER, diferenciando entre rocas plutónicas y rocas volcánicas.....	181
<b>Figura 6.6.</b> $T_{\text{DM}}$ vs. $\epsilon\text{Nd}$ (diagrama según López Guijarro et al, 2008), como indicador del tipo de roca fuente, para las rocas ígneas relacionadas con el Rift Cámbrico-Ordovícico en la ZOM. ....	184
<b>Figura 6.7.</b> Diagrama $\epsilon\text{Nd}$ vs. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ inicial (Zindler & Hart, 1986),. para las rocas ígneas del Rift Cámbrico-Ordovícico de la ZOM.....	185
<b>Figura 6.8.</b> Gráfico $\epsilon\text{Nd}$ vs Edad (DePaolo & Wasserburg, 1976; DePaolo, 1981), para el Grupo RR, diferenciando entre rocas plutónicas y rocas volcánicas, y dentro de ellas entre rocas ácidas e intermedias y rocas máficas. Ver tabla de abreviaturas al principio de la memoria.....	186
<b>Figura 7.1.</b> Modelo geodinámico propuesto. Modificado de Sánchez-García et al. (2003, 2008a, 2010). A) Situación supuesta durante el Ediacárico Superior al Cámbrico Inferior; B) Durante el Cámbrico Inferior; C) Durante el Cámbrico Inferior -Medio; D) Durante el Ordovícico Inferior. Ver explicaciones en el texto. ....	200
<b>Tabla V.</b> Coordenadas UTM-Ed50, re-proyectadas a Huso 30, de las muestras del grupo ER 361	
<b>Tabla VI.</b> Coordenadas UTM-Ed50, re-proyectadas a Huso 30, de las muestras de rocas máficas del grupo RRb de afinidad OIB/EMORB. ....	363
<b>Tabla VII.</b> Coordenadas UTM-Ed50, re-proyectadas a Huso 30, de las muestras de rocas máficas del grupo RRb de afinidad NMORB.....	365
<b>Tabla VIII.</b> Coordenadas UTM-Ed50, re-proyectadas a Huso 30, de las muestras del grupo de rocas ácidas e intermedias (RRa). ....	366
<b>Tabla IX.</b> Coordenadas UTM-Ed50, re-proyectadas a Huso 30, de las muestras de Plagiogranitos y Albititas del grupo RRa.....	369
Fuentes: 1: Bellido et al. (2010); 2: Casquet et al. (2001); 3: Chichorro et al. (2008); 4: López-Guijarro et al. (2008); 5: Montero et al. (1999); 6: Ordoñez (1998); 7: Salman (2004); 8: Sánchez-García et al. (2008b); 9: Sánchez-García et al. (2010); 10: Sánchez-García et al. (2014); 11: Sánchez-García et al. (2016); 12: Sarrionandía et al. (2012); 13: Sánchez-García et al. (Inédito); .....	380

**ANEXO I**

**PUBLICACIONES**







# Geodynamic setting and geochemical signatures of Cambrian–Ordovician rift-related igneous rocks (Ossa-Morena Zone, SW Iberia)

T. Sánchez-García, F. Bellido, C. Quesada\*

*IGME, Ríos Rosas 23, Madrid 28003, Spain*

Received 5 March 2002; accepted 10 October 2002

## Abstract

An important rifting event, accompanied by massive igneous activity, is recorded in the Ossa-Morena Zone of the SW Iberian Massif (European Variscan Orogen). It likely culminated in the formation of a new oceanic basin (Rheic ocean?), remnants of which appear presently accreted at the southern margin of the Ossa-Morena Zone. Rifting propagated diachronously across the zone from the Early Cambrian to the Late Ordovician, but by Early Ordovician time, the existence of a significant tract of new ocean is evidenced by a breakup unconformity. Although early stages of rifting were not accompanied by mantle-derived igneous activity, a pronounced increase of the geothermal gradient is indicated by partial melting of metasedimentary protoliths in the upper and middle crust, and by coeval core-complex formation. Geochemistry of the main volume of igneous rocks, emplaced some million years later during more mature stages of rifting, suggests an origin in a variably enriched asthenospheric source, similar to that of many OIB, from which subsequent petrogenetic processes produced a wide range of compositions, from basalt to rhyolite. A tectonic model involving collision with, and subsequent overriding of, a MOR is proposed to account for the overall evolution, a present-day analogue for which lies in the overriding of the East Pacific Rise by North America and the rifting of Baja California.

© 2003 Elsevier Science B.V. All rights reserved.

*Keywords:* Rift magmatism; Cambrian–Ordovician; Rheic ocean; Ossa-Morena Zone; SW Iberia

## 1. Introduction

The formation of the present-day margins of the Iberian Peninsula was largely the result of the Mesozoic opening of the Tethys and North Atlantic oceans following the Late Paleozoic amalgamation of Pan-

gea. Prior to that event, most of Iberia had been part of the northern continental margin of Gondwana since its inception in Neoproterozoic time. Pre-Mesozoic basement is well exposed in the Iberian Massif (Fig. 1), where a protracted evolutionary history has been recognised (Ribeiro et al., 1990a; Quesada, 1991; Quesada et al., 1991):

- (1) Neoproterozoic–earliest Cambrian accretion of a continental arc (Ossa-Morena Zone, Fig. 1) to the passive margin of the so-called Iberian Autoch-

\* Corresponding author. Tel.: +34-91-3495907; fax: +34-91-4426216.

*E-mail addresses:* [t.sanchez@igme.es](mailto:t.sanchez@igme.es) (T. Sánchez-García), [f.bellido@igme.es](mailto:f.bellido@igme.es) (F. Bellido), [c.quesada@igme.es](mailto:c.quesada@igme.es) (C. Quesada).

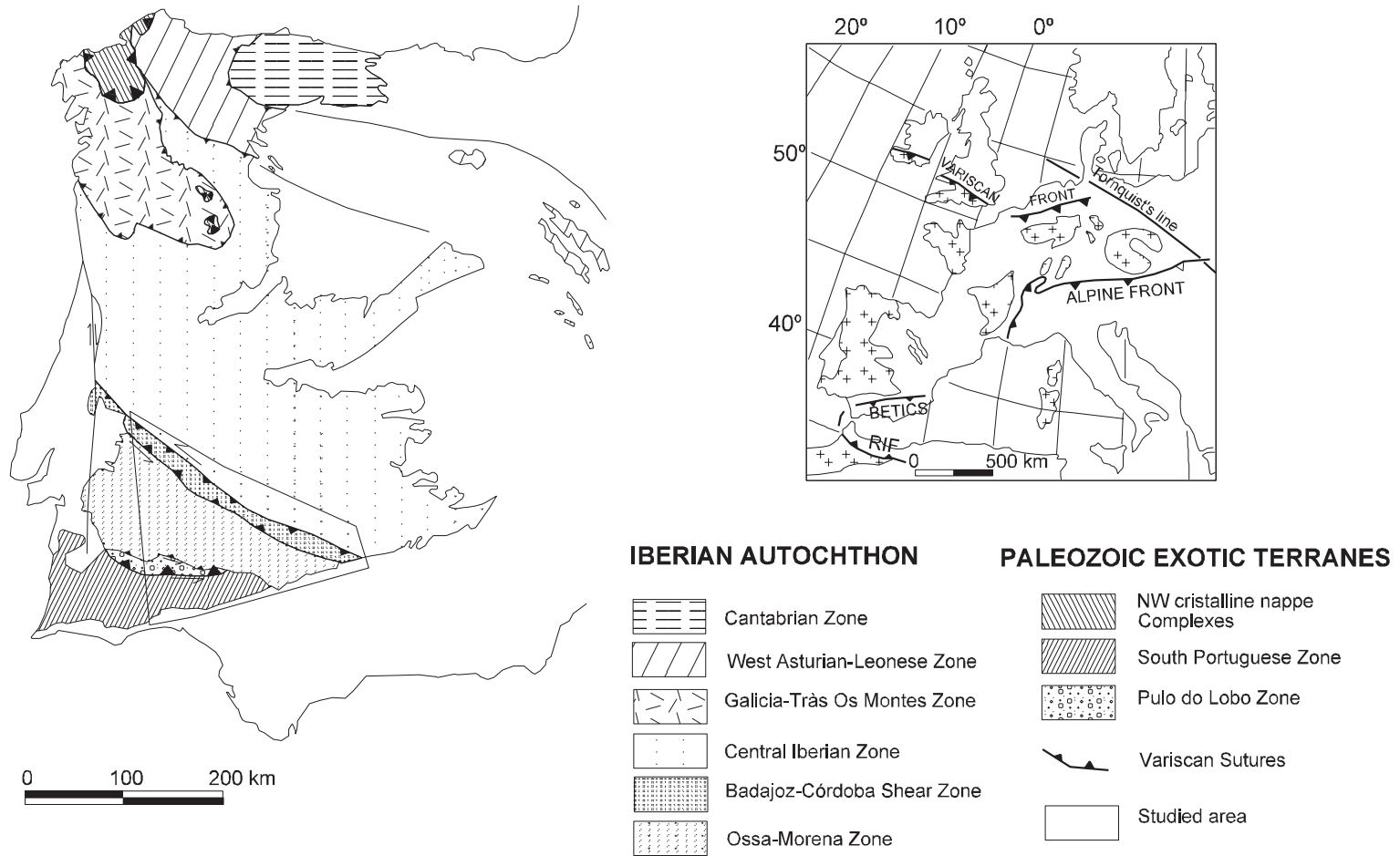


Fig. 1. Zonal division of the Iberian Massif; Polygon shows the location of the map depicted in Fig. 2 (inset: Pre-Mesozoic massifs in the European Variscan Belt). Modified after Julivert et al. (1974) and Quesada (1991).

thon (N Gondwana). This event represents the Cadomian orogeny in Iberia and records arc development followed by accretion to the margin of Gondwana during the Late Proterozoic breakup of Rodinia. Broadly coeval episodes of arc development and accretion also occur along the margins of the various continental blocks making up Gondwana, where they are known as Pan-African, Brasiliano, or Avalonian events;

- (2) Cambrian–Ordovician rifting leading to the opening of a new oceanic tract, probably part of the Paleozoic Rheic ocean, that left a fragment of the newly accreted Ossa-Morena arc attached to the Gondwanan margin;
- (3) Ordovician–Devonian rift to drift passive margin development related to the evolution of the Rheic(?) MOR and consequent continental drift;
- (4) Late Paleozoic collisional orogenesis during the amalgamation of Pangea (the Variscan orogeny of western Europe);
- (5) Mesozoic rifting that culminated in the opening of the Tethys and Atlantic oceans and left fragments of non-Gondwanan continental blocks attached to the new Iberian microplate (e.g., South Portuguese Zone and exotic units in the Galicia–Tràs os Montes Zone of probable Laurussian (Avalonian) provenance; Fig. 1); and,
- (6) Subsequent amalgamation with Eurasia during the Alpine orogeny.

As a result of the combined effects of these events, the present architecture of the Iberian Massif consists of a variety of units with distinct paleogeographic/paleotectonic significance (Fig. 1; Quesada, 1991, 1992):

- the Cantabrian, West Asturian–Leonese, and Central Iberian zones represent continental fragments of the Iberian Autochthon (Neoproterozoic Gondwana); differences between them are related to their respective positions and evolution during Paleozoic tectonic events;
- the Ossa-Morena Zone represents a continental arc accreted to the Iberian Autochthon during the Late Proterozoic–Early Cambrian Cadomian orogeny. The Cambrian–Ordovician rifting event, which is the focus of this paper, is best recorded in this zone;
- the Pulo do Lobo Zone (including the Beja–Acebuches ophiolite; Munhá et al., 1986; Quesada

et al., 1994) and other ophiolitic units occurring as exotic nappes in the Galicia–Tràs os Montes Zone (Ries and Shackleton, 1976; Arenas et al., 1986; Ribeiro et al., 1990b) correspond to remnants of the oceanic basins that surrounded the Iberian Autochthon during the Paleozoic and were accreted to Iberian Gondwana during the Late Paleozoic Variscan orogeny; and,

- the South Portuguese Zone and uppermost (supra-ophiolitic) allochthons in the Galicia–Tràs os Montes Zone represent exotic continental fragments also accreted to Iberia during the Variscan orogeny. They probably belong to an Avalonian part of the margin of previously amalgamated Laurussia.

Two events are of major importance to understanding the evolution of the Iberian Massif during the Paleozoic:

- (1) the Variscan orogeny, responsible for the present geometrical arrangement of units, and
- (2) the Cambrian–Ordovician rifting event, that is largely responsible for the compartmentalisation of the Paleozoic Iberian Autochthon margin and consequent paleogeographic and lithotectonic differences between the Cantabrian, West Asturian–Leonese, Central Iberian, and Ossa-Morena zones.

## 2. The Variscan orogeny in the Iberian Massif

The collisional Variscan orogen in the Iberian Massif has an arcuate shape (Cantabrian Arc), which represents the inner core of a broader structure, the Ibero–Armorican Arc (Matte and Ribeiro, 1975). Formation of the arc is interpreted as a result of the impingement of an Ibero–Aquitania promontory in NW Gondwana (Brun and Burg, 1982; Burg et al., 1987) against the margin of Laurussia during Variscan collision (Matte, 1986, 2001; Ribeiro et al., 1990a; Quesada, 1991, 1992, 1998; Quesada et al., 1991, 1994). In this context, deformation regimes during collision were largely controlled by pre-orogenic location, being predominantly convergent in frontal parts of the indenter (NW Iberia) and predominantly transpressional at both lateral margins, where large-

scale escape of units took place. Southwest of the promontory (SW Iberia), sinistral escape predominated, whereas dextral escape characterised the deformation of the northeastern margin (French Armorican Massif). These transpressional regimes affected marginal units of both colliding plates, which moved laterally to fill gaps existing at the margins of the promontory. This movement was accommodated by coeval subduction of remnant oceanic lithosphere.

In SW Iberia, the Ossa-Morena Zone represents a fragment of the thinned, outer continental margin of Paleozoic Gondwana that escaped southeastwards from the zone of frontal collision (Quesada, 1991). This escape took place along a pre-existing lithospheric lineament (the Cadomian suture), the reactivation of which produced a sinistral fault system, the Badajoz–Córdoba shear zone (Figs. 1–3). Although different in detail, this escape is analogous to the recent displacement of terranes along the San Andreas fault system in western North America. Displacement was accommodated by subduction beneath the Ossa-Morena Zone of adjacent oceanic lithosphere, as a result of which, the previous passive margin environment was transformed into an active one.

A modest Andean-type magmatic arc (Santos et al., 1987; Andrade et al., 1991) and an accretionary prism (the Pulo do Lobo Zone in Fig. 1; Munhá et al., 1989; Quesada, 1991, 1992; Quesada et al., 1991, 1994) developed at the southern margin of the Ossa-Morena Zone from the Mid-Devonian through to the Late Viséan when the remnant ocean was finally consumed. Once subduction of the oceanic tract was completed, collisional deformation commenced, but one with a significant sinistral strain component throughout its duration. Fig. 3 shows a schematic model for the evolution of the Iberian Massif from pre-Variscan times (Fig. 3A), through the lateral escape of the Ossa-Morena Zone (Fig. 3B), to the final collisional event (Fig. 3C).

### 3. The Ossa-Morena Zone

With its location between the Cadomian and Variscan sutures, the Ossa-Morena Zone is ideally placed for unravelling the complex evolution of the Gondwana margin from the Neoproterozoic to the Late Paleozoic. Its northern boundary is defined by the

Badajoz–Córdoba shear zone (Figs. 1 and 2), a 10–40-km-wide sinistral transcurrent fault system, which represents the last important reactivation of the former Cadomian suture along which the Late Proterozoic Ossa-Morena arc was accreted to the ancestral Iberian Autochthon (Abalos, 1990; Abalos and Eguiluz, 1990; Quesada, 1990a,b, 1991, 1996; Quesada and Dallmeyer, 1994). Its southern boundary coincides with the Southern Iberian shear zone (Crespo and Orozco, 1988), which also defines the northern limit of the Pulo do Lobo accretionary prism that delineates the Variscan suture between Gondwana and Laurussia (Silva, 1989; Quesada, 1991, 1992; Quesada et al., 1991, 1994; Dallmeyer et al., 1993).

Between these major shear zones, the internal structure of the Ossa-Morena Zone is that of a large-scale sinistral strike-slip duplex (Fig. 2). This structure was predominantly developed during the early Variscan event by lateral escape (Fig. 3A), being subsequently reactivated under transpressional conditions during the final Variscan stage of oblique continental collision with the South Portuguese Zone (Fig. 3C).

In gross stratigraphic terms, the record exposed in the Ossa-Morena Zone includes, from bottom to top:

- (1) A Late Proterozoic shallow marine platformal sequence (Montemolín succession; Eguiluz, 1987) representing a continental passive margin, the basement of which is neither exposed nor identified (Quesada, 1990a,b, 1996).
- (2) A complex Vendian–Early Cambrian volcanosedimentary and plutonic succession representing various magmatic arc environments (Quesada, 1996): e.g., volcanic arc (Malcocinado formation; Fricke, 1941), back-arc rifting (Montemolín amphibolites; Eguiluz, 1987), back-arc basin (Tentudía succession; Eguiluz, 1987). These sequences rest conformably or unconformably over the earlier platformal succession.
- (3) A varied rift sequence that youngens southwestwards across strike from Early Cambrian to Mid-Ordovician and constitutes the main focus of this paper. The succession, which unconformably overlies the previous sequences, records a rifting event that probably culminated in the formation of the Paleozoic oceanic tract now accreted in the Pulo do Lobo Zone (Fig. 1).

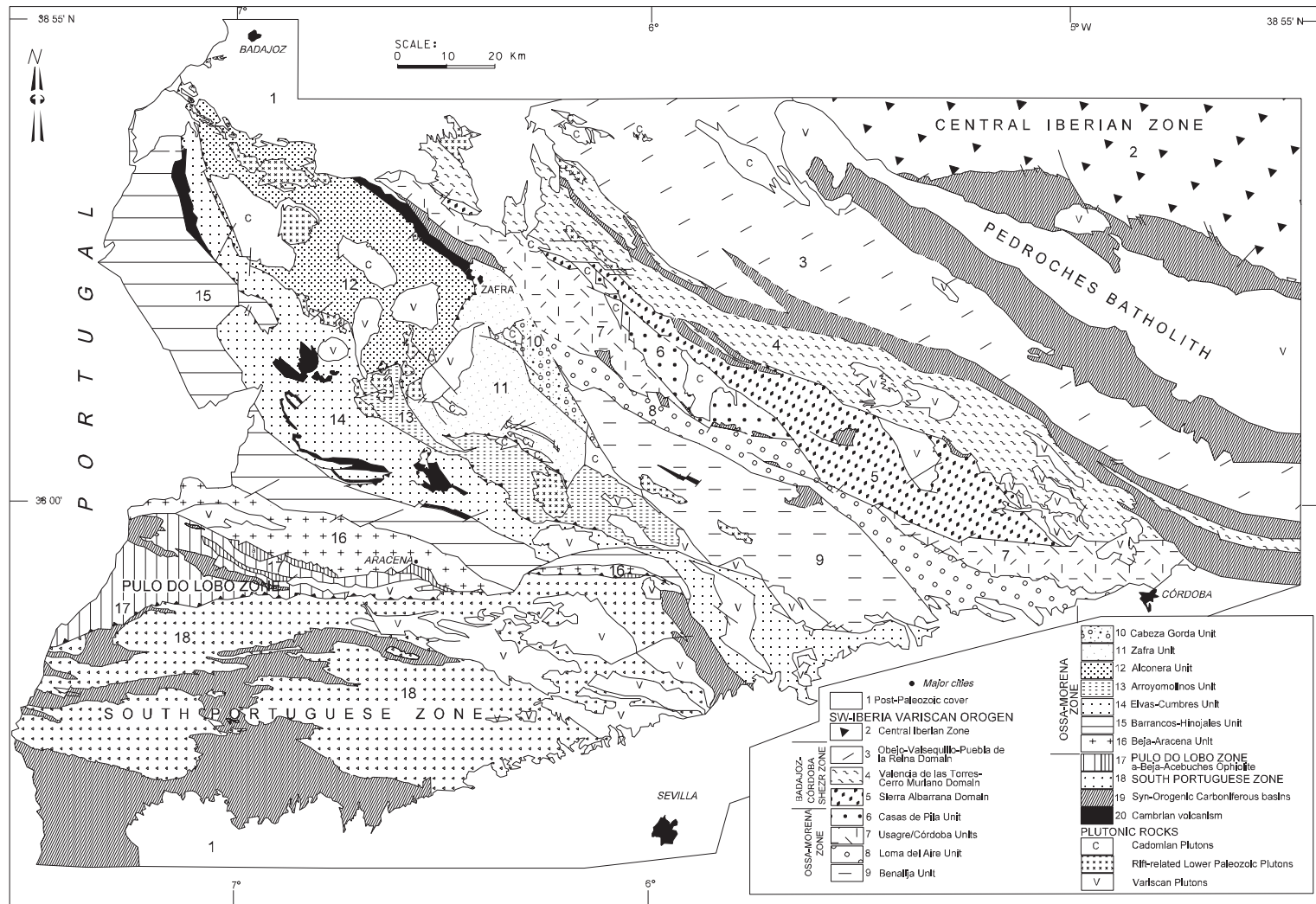


Fig. 2. Schematic map showing structural units in the Spanish part of the Ossa-Morena Zone.

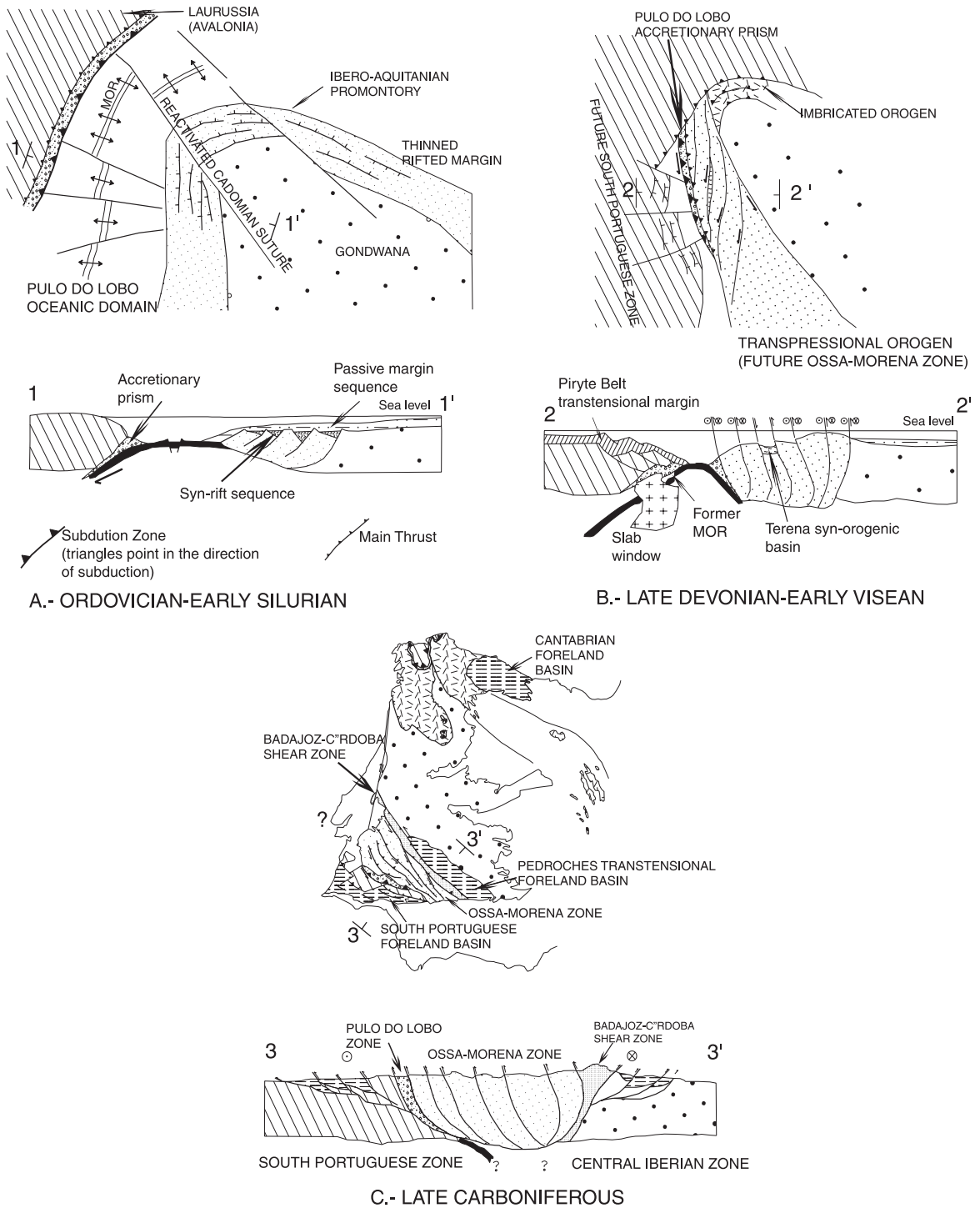


Fig. 3. Sketch evolutionary tectonic model for the Variscan orogeny in the Iberian Massif.

- (4) An outer shelf, siliciclastic platform sequence that records the evolution of a passive margin from Early Ordovician through Mid-Devonian times. Late Ordovician glaciomarine deposits (Robardet and Doré, 1988) are potentially correlative with other parts of the Iberian Autochthon and documents a Gondwanan affinity at this time.
- (5) A varied set of flysch and molasse successions filling various syn-orogenic basins developed during the Late Paleozoic Variscan orogeny.

Significantly, the most important stratigraphic differences among the various horses of the Ossa-Morena strike-slip duplex occur within the Cambrian–Ordovician rift sequence (Figs. 2 and 4). This is interpreted as evidence for the inversion of an extensional horst and graben structure acquired during the Early Paleozoic rift event by the transcurrent (thence transpressional) regime developed during the Variscan orogeny. This would imply that what now occurs across strike was originally distributed more along strike (i.e., northwestwards) if palinspastic restoration is applied. However, few constraints exist to accurately determine the amount of sinistral displacement along most unit boundaries during the Variscan inversion.

#### 4. The Cambrian–Ordovician rifting in the Ossa-Morena Zone

Characteristic of the Ossa-Morena Zone stratigraphic record are the highly variable thickness, facies, and ages of its rift sequences (Liñán and Quesada, 1990; Sánchez García, 2001; Sánchez García and Quesada, 2001). Rift successions vary in thickness from a few hundred metres to almost 10 km (Fig. 4). Such differences occur among the various horses, implying the existence of rapidly subsiding belts between other, more stable areas. Together with the variation in facies and depositional ages, this is interpreted as evidence for syn-sedimentary development in an overall horst-and-graben structure.

The rift sequence in the Ossa-Morena Zone contains both sedimentary and igneous rocks. In most structural units, the sedimentary succession comprises three components (from bottom to top; Fig. 4).

##### 4.1. Lower Detrital Formation

Unconformable upon deformed older rocks, this unit is dominated by a fining upward siliciclastic sequence with some thin carbonate horizons towards the top (Liñán, 1978; Liñán and Quesada, 1990). Basal sandstones and conglomerates were deposited in fluvial and deltaic environments, whereas the upper part was laid down on a very shallow marine shelf and records a progressive flooding of the basin.

##### 4.2. Carbonate Formation

This formation constitutes an important regional marker horizon and records the culmination of the flooding event initiated during deposition of the previous formation, (Liñán and Quesada, 1990). Various sub-environments characterised by reef build-up, wave, and tidal activity (Liñán and Gámez, 1993; Moreno Eiris, 1987; Perejón, 1994), are recognised within a shallow marine carbonate platform.

##### 4.3. Upper Detrital Formation

This unit is the most variable in terms of facies and thickness, and mainly consists of open shelf siliciclastic sandstone/mudstone alternations, some of which show turbidite/storm layer characteristics. The unit is interpreted to reflect the tectonic collapse of the pre-existing platform during an important extensional tectonic event. In most sections two thickening and coarsening upward sequences are recognised. The lower sequence culminates in a shallow marine quartzarenite horizon near the Lower–Middle Cambrian boundary that is correlated with a global regressive system tract (Hawke Bay regression of Laurentia and Baltica, assigned to a climatic change; Palmer and James, 1980; Liñán and Gámez, 1993; Liñán et al., 1996). The upper, pelite/sandstone sequence begins with a sudden deepening, most likely related to tectonic causes, and is partly eroded in most units.

A subtle, but systematic younging towards the southwest in the onset of deposition appears to occur in all three formations (i.e., across present-day strike; Liñán and Quesada, 1990). At least for the two lower successions, this is probably the expression of a progressive northwestward inundation of the previously accreted Ossa-Morena Zone arc. These two

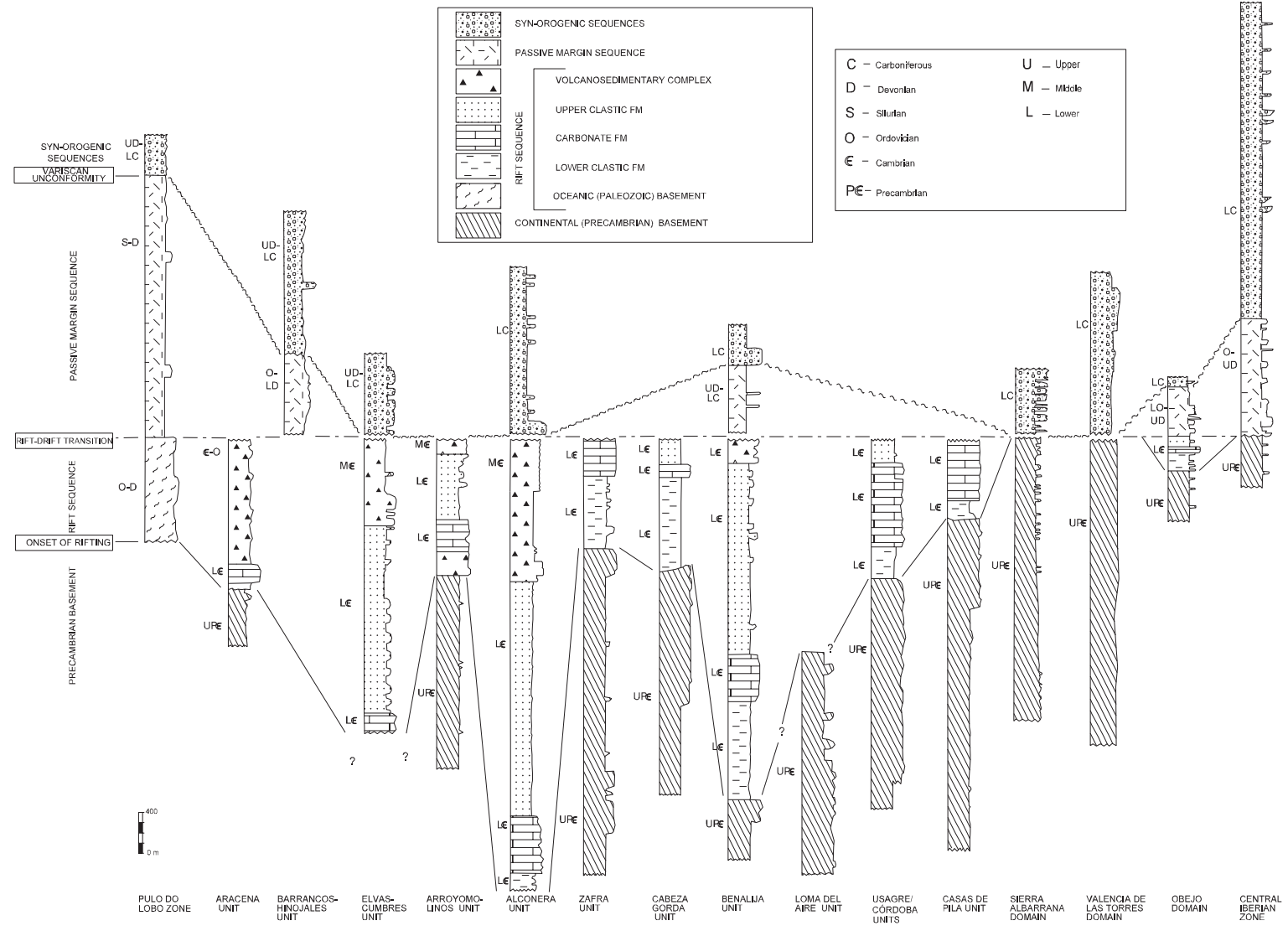


Fig. 4. Lithostratigraphic panel showing correlations among the various structural units in the Ossa-Morena Zone (modified after Sánchez García and Quesada, 2001).



lower successions are Early Cambrian in age, whereas the *Upper Detrital Formation* ranges in age from the late Early Cambrian through the Middle Cambrian and possibly into the Late Cambrian (Palacios, 1993). In most of the region, however, any Late Cambrian rocks have been removed as a result of tilting and erosion. This exhumation is interpreted to reflect a major thermal event related to thermal upwelling and the emplacement of voluminous igneous rocks during mature stages of the rifting process (Quesada, 1991, 1992). Subsequent thermal collapse as rifting propagated northwestwards led to a rapid northeastward progressing transgression across the entire Iberian Autochthon during the Early Ordovician. This transgression has been interpreted to reflect the development of a breakup unconformity associated with the onset of sea floor spreading in the new ocean that culminated the rifting event.

Volcanic rocks interbedded within this generally sedimentary sequence occur at different stratigraphic levels in the various structural units, and show significant cross-strike younging towards the southwest (Fig. 4). Palinspastic restoration of the structural units to their possible syn-sedimentary positions suggests that rifting propagated towards the northwest. Igneous activity in the Ossa-Morena Zone started in the Early Cambrian in the northeasternmost units, was widespread in the central units during the Middle Cambrian, and did not appear in the southwestern units until the Early Ordovician.

### 5. Cambrian–Ordovician rift-related igneous rocks of the Ossa-Morena Zone

Large volumes of igneous rocks were emplaced in the Ossa-Morena Zone during the Early Paleozoic. Exposed crustal segments show both volcanic and shallow plutonic rocks that according to their relationship with coeval sedimentary successions can be assigned to one of two periods of magma emplacement:

- (1) An *Early Igneous Event*, represented only in northeastern and central units of the Ossa-Morena Zone, is exclusively comprised of acid peraluminous rocks. The generation of these rocks was associated with migmatite formation during the development of core-complex structures (e.g., Monesterio migmatites) in mid/upper crustal environments. These rocks have been previously interpreted as belonging to late evolutionary stages (late extensional collapse) of the Cadomian orogeny (Eguiluz, 1987; Quesada and Munhá, 1990; Bandrés et al., 2002). However, available ages for both volcanic and plutonic rocks (Ochsner, 1993; Ordóñez et al., 1997) of ca. 520–530 Ma (U–Pb zircon method) are younger than the basal sediments of the unconformably overlying rift sequence. These data, along with their association with extensional tectonic processes, are here interpreted to suggest that they represent the onset of rifting and the initial stages of a severe thermal modification of the lithosphere, probably caused by an underlying thermal mantle anomaly.
- (2) The *Main Igneous Event*, during which the bulk of Early Paleozoic igneous rocks were emplaced, produced predominantly basaltic and acid (rhyolite) rocks and minor amounts of intermediate (trachyte) rocks. The large volume of igneous magma emplaced into upper crustal environments, along with the presence of abundant dikes, suggest that magma ascent benefited from coeval extensional tectonism. Indeed, many plutons, particularly the smaller ones, are actually sheeted dike complexes. The largest plutons, however, exhibit lacolithic shapes that are frequently roofed by the basal contact of the Early Cambrian *Carbonate Formation* where they induced skarn formation. A few plutons represent sub-circular ring complexes (e.g., Barcarrota). Most plutons are either gabbroic or granitoid in composition, but some are bimodal and contain coeval batches of both compositions that locally show evidence of mingling.

Volcanic rocks of the *Main Igneous Event* occur interbedded within the Cambrian sedimentary formations described above (Fig. 4), and were predominantly erupted in a submarine environment (Sánchez García, 2001). This applies to both acid and basic rocks that often occur as individual flows, though they may alternate in the same locality. Like the plutonic rocks, some flows show evidence of a hybrid nature, probably because of mingling and mixing processes at their source. The presence of minor interbedded

pyroclastic rocks (including ignimbrites) suggests local emergence or very shallow water conditions, perhaps at the shoulders of active normal faults. Epiclastic layers occur locally, but are relatively rare.

The depositional age of the volcanic rocks is usually well constrained by paleontologic data in the interbedded sedimentary strata and generally documents relatively short-lived volcanic episodes in each unit. On a regional scale, however, the age of volcanism ranges from Early Cambrian in northeastern units to Middle–Late Ordovician in the southwest. This broad age range reflects the time needed for the igneous event to propagate across the entire exposed segment of the Ossa-Morena Zone, since telescoped by subsequent transpressional tectonics.

Significantly, the co-genetic plutonic rocks in any given unit often show somewhat younger radiometric ages. In fact, most published ages (various dating techniques, including whole rock and mineral Rb–Sr and K–Ar, and U–Pb zircon methods) cluster around 500–480 Ma (Lancelot and Allegret, 1982; Galindo et al., 1990; Ochsner, 1993) regardless of the stratigraphic age of the co-genetic volcanic rocks. This apparent discordance is most likely related to the longer residence time of plutonic rocks and their slow cooling in crust subjected to a high geothermal gradient. This age cluster also broadly coincides with the Early Ordovician breakup unconformity. Thus, most of the ages derived by radiometric dating of plutonic rocks represent cooling ages rather than crystallisation ages. The stratigraphically derived ages of the volcanic rocks are therefore far more significant in terms of dating this tectonothermal event in the Ossa-Morena Zone.

## 6. Geochemistry of the rift-related igneous rocks

Both plutonic/subvolcanic and volcanic rocks associated with the Cambrian–Ordovician rifting event exhibit a wide range of compositions, from basalts to high-silica rhyolites ( $40\% < \text{SiO}_2 < 81\%$ ). Stratigraphic constraints indicate two major igneous suites: an older one of predominantly acid composition, related to core-complex formation and mid/upper crustal migmatitisation (*Early rift-related igneous suite*), and a younger, voluminous bimodal association emplaced during the climax of upper crustal

extension and basin compartmentalisation (*Main rift-related igneous suite*).

Unfortunately, little isotopic data are available to constrain the character and petrogenetic evolution of the magmas involved and their sources. However, major and trace element geochemical data exist for a total of 477 rock samples (Table 1). Of these, 169 analyses are from samples collected in this study, while the remaining data have been compiled from the literature (Assunção and Gonçalves, 1970; Pinto Coelho and Gonçalves, 1970; Canilho, 1973; Aparicio Yagüe et al., 1977; Dupont, 1979; Casquet, 1980; Dupont and Bonin, 1981; Pons, 1982; Ruiz de Almodóvar, 1983; Ruiz de Almodóvar et al., 1984; INGEMISA, 1984, 1986; Eguiluz, 1987; Galindo, 1989; Mata and Munhá, 1990; Ribeiro et al., 1993; Castro et al., 1996). A large part of the scatter in this data may be due to the fact that compiled analyses were generated over 30 years, and a variety of methods and equipment has been used in their analysis. Other sources of scatter likely reflect the widespread secondary alteration of these rocks as a result of: (1) Variscan penetrative deformation and metamorphism (low-grade in most cases); (2) late/post-magmatic hydrothermal alteration responsible for iron oxide mineralisation; and, for most volcanic rocks, (3) seafloor spilitisation. Despite these problems, the geochemical diagrams remain interpretable and reflect magmatic distribution of the elements.

### 6.1. Early rift-related igneous suite

This magmatic suite forms a compositionally restricted group of rocks (Fig. 5A, Table 1) that includes:

- (1) autochthonous/parautochthonous anatectic granites formed by partial melting of metasedimentary protoliths in mid/upper crustal environments, coeval with core-complex development (e.g., migmatitic complexes of Monesterio, Mina Afortunada, Lora del Río and Valuengo);
- (2) allochthonous granites intruded in epizonal areas (Tablada, Calera, Tálaga, Salvatierra de los Barros); and,
- (3) volcanic and volcanoclastic rhyolites (Bodonal Porphyroid, Loma del Aire rhyolites and tuffites).

Table 1  
Average, maximum and minimum major element values (%) and CIPW norm of Ossa-Morena Zone rift-related igneous rocks

Early rift-related igneous suite						
	Average	Max	Min	Total: 109	No.	Percentage
SiO <sub>2</sub>	74.04	82.93	61.09	Q norm	109	100.00
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14.43	18.86	10.2	C norm	103	94.50
FeO	1.81	5.57	0.18	Di norm	6	5.50
MnO	0.03	0.09	0	Ac norm	0	0
MgO	0.71	3.85	0			
CaO	1.14	5.65	0.02			
Na <sub>2</sub> O	3.33	6.65	0.1			
K <sub>2</sub> O	4.11	7.3	0.09			
TiO <sub>2</sub>	0.25	0.93	0			
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.12	0.35	0			
Main rift-related igneous suite						
<i>Basic</i>						
	Average	Max	Min	Total: 139	No.	Percentage
SiO <sub>2</sub>	48.13	51.84	31.9	Q norm	33	23.74
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.34	22.13	3.06	C norm	7	5.04
FeO	12.04	38.39	5.55	Di norm	130	93.53
MnO	0.17	0.44	0.03	ol + hy norm	56	40.29
MgO	7.30	39.48	0.1	ol + ne norm	48	34.53
CaO	9.97	22.51	0.22			
Na <sub>2</sub> O	3.22	6.64	0.63			
K <sub>2</sub> O	0.89	4.83	0.01			
TiO <sub>2</sub>	2.61	7.01	0.27			
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.28	1.01	0			
<i>Intermediate</i>						
	Average	Max	Min	Total: 77	No.	Percentage
SiO <sub>2</sub>	57.86	62.94	52	Q norm	66	85.71
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14.87	21.91	5.31	C norm	6	7.79
FeO	9.75	19.84	2.73	Di norm	63	81.82
MnO	0.16	0.42	0.02	Hy norm	67	87.01
MgO	3.15	15.13	0	ol + hy norm	4	5.19
CaO	4.94	14.84	0.05	ol + ne norm	4	5.19
Na <sub>2</sub> O	4.30	8.3	0.12			
K <sub>2</sub> O	2.64	8.61	0.06			
TiO <sub>2</sub>	1.90	5.54	0.26			
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.38	1.07	0			
<i>Acid</i>						
	Average	Max	Min	Total: 152	No.	Percentage
SiO <sub>2</sub>	72.04	80.56	63.05	Q norm	152	100.00
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12.95	18.85	7.8	C norm	70	46.05
FeO	4.56	13.61	0.17	Di norm	79	51.97
MnO	0.09	0.42	0	Ac norm	32	21.05
MgO	0.40	3.6	0			
CaO	1.06	4.28	0			
Na <sub>2</sub> O	3.98	8.06	0.05			
K <sub>2</sub> O	4.38	11.18	0.01			
TiO <sub>2</sub>	0.44	1.76	0			
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.06	0.32	0			

Rhyolitic compositions (Fig. 5A) predominate in the volcanic and unrooted epizonal plutons. The presence of some intermediate compositions in the autochthonous/parautochthonous group may be due to a higher restite component in these rocks (biotite, Al-silicate, cordierite and Ca-rich plagioclase are common accessory minerals) and in the case of the dioritic rocks, possible mixing with a basaltic melt. All but two samples plot in the calcalkaline field and follow a typical calcalkaline differentiation path on an AFM diagram (Fig. 5B). A strongly peraluminous character for most samples is indicated by petrography (Al-silicates, cordierite) and the presence of normative corundum (Table 1), consistent with their derivation from metasedimentary protoliths similar to those exposed in the migmatitic footwall of core-complexes.

These rocks display LREE enrichment relative to HREE and a pronounced negative Eu anomaly in a chondrite-normalised plot (Fig. 5C). The relative abundances ( $10^1$ – $10^2$  times chondritic values), together with the (La/Lu)<sub>n</sub> ratio, which ranges from 2 to 10, indicates the preferential fractionation of LREE into the partial melt relative to HREE. When normalised to average upper continental crust concentrations (Taylor and McLennan, 1981), the samples define an almost flat pattern with a subtle peak for the intermediate REE and relative abundances close to unity (Fig. 5D), consistent with the field evidence for autochthonous anatectic melting of crustal metasediments. The small positive Dy anomaly may be related to localised hybridisation with contemporaneous basaltic liquids or to a contribution of minor amounts of melt derived from hornblende-rich rocks. Possible contamination with basaltic magma is also supported by field evidence in that amphibolites occur interleaved with the metasedimentary migmatitic rocks. A modest, negative Eu anomaly is present in most samples, indicating fractionation of feldspar and their retention in the metasedimentary residue at the source.

Two samples deviate from this general trend (Fig. 5C and D): They contain lower abundances of all REE, and one of them has a much larger Eu anomaly. Both have garnet as an accessory mineral, which may explain the small but significant relative enrichment in HREE in these rocks compared to the others where garnet is extremely rare. They probably represent melts derived from a different, less fertile source.

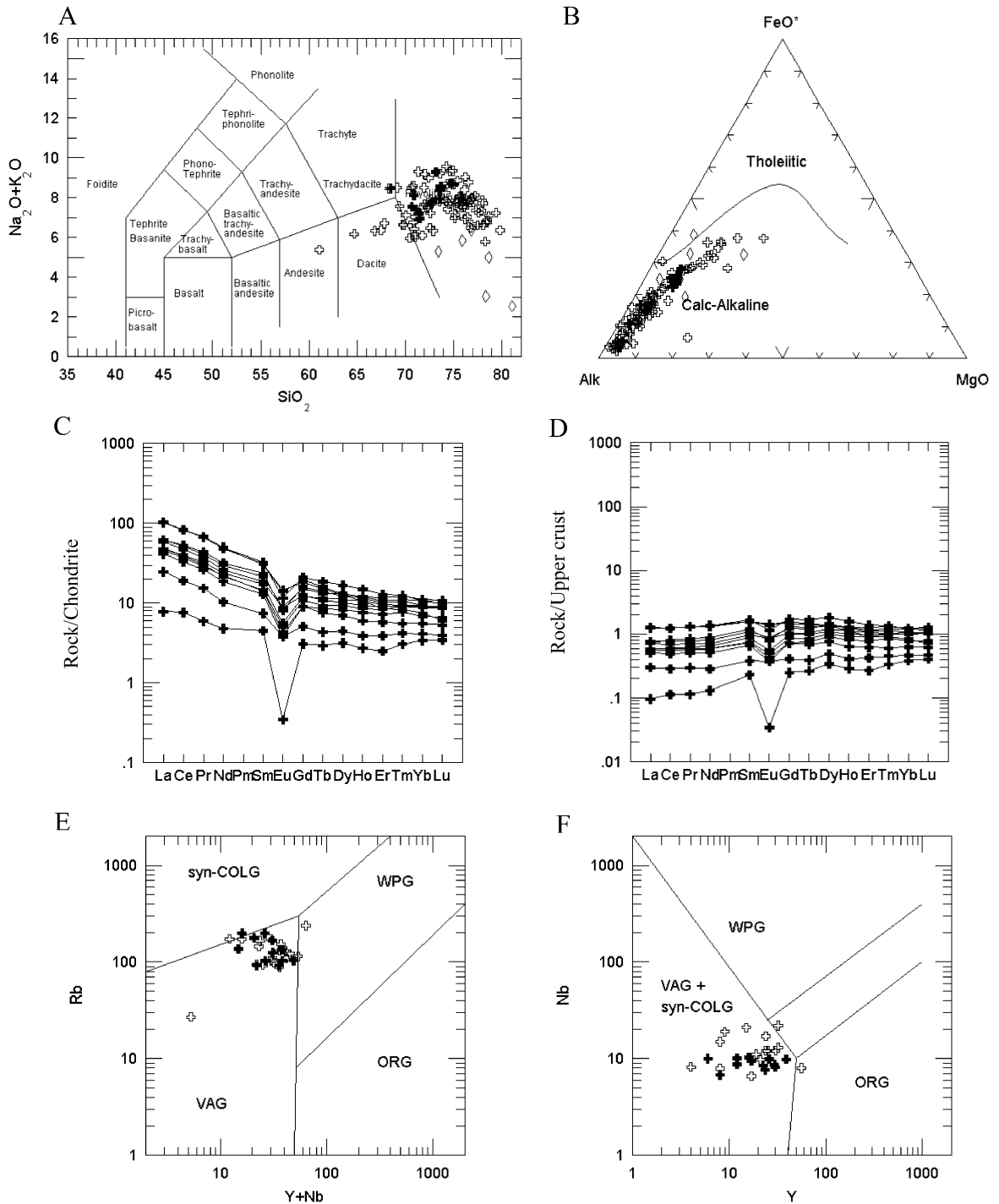


Fig. 5. Major geochemical characteristics of the *Early rift-related igneous suite*. Legend: solid symbols = own data; open symbols = compiled data; crosses = plutonic rocks; diamonds = volcanic rocks. (Compiled data after Pinto Coelho and Gonçalves, 1970; INGENISA, 1984, 1986; Eguiluz, 1987; Galindo, 1989).

Fig. 5E and F are Rb vs. Y+Nb and Nb vs. Y tectonic discrimination diagrams for granitic rocks after Pearce et al. (1984). In Fig. 5E, the samples plot in the volcanic arc (VAG) and within-plate (WPG) fields, whereas in Fig. 5F, they plot in the volcanic arc+syn-collisional field (VAG+syn-COLG). The VAG signature is therefore likely to have been inherited from the zones's Neoproterozoic evolution as a continental magmatic arc; a conclusion that serves to emphasize the potential dangers in basing tectonic interpretation solely on geochemical data.

Rocks of the *Early rift-related igneous suite* have been traditionally regarded as recording late evolutionary stages of the Cadomian orogeny (Sánchez Carretero et al., 1990; Quesada and Munhá, 1990; Eguiluz and Abalos, 1992; Eguiluz et al., 2000). However, several lines of evidence bring this interpretation into question:

- (1) the clearly discordant character of the intrusive contacts of the unrooted plutons with respect to Cadomian fabrics in the Precambrian basement;
- (2) the locally intrusive relationship of at least one of the plutons (Táliga) with Early Cambrian rocks belonging to the *Lower detrital* and *Carbonate formations*;
- (3) the existence of transitional contacts between the volcanic rocks and the sedimentary successions: immediately below, and within the Early Cambrian *Carbonate formation* (Bodonal Porphyroid and the Loma del Aire Rhyolites, respectively);
- (4) the spatial association of anatectic processes with the footwall of extensional detachments in the core-complexes; and
- (5) the 530–520 Ma span of available radiometric ages that suggest magmatism was younger than the oldest unconformable rift-related successions, estimated at around 530 Ma (Galindo et al., 1990; Ochsner, 1993; Ordóñez, 1998).

Together, these arguments favour the association of these rocks with early stages of rifting rather than late stages of Cadomian orogenesis. This conclusion is further supported by the existence of similar rock types in other extended regions during the early stages of rifting (e.g., the Basin and Range province of Pacific North America; Rehrig, 1986; Gans et al., 1989).

## 6.2. Main rift-related igneous suite

In contrast to the *Early rift-related igneous suite*, this magmatic association exhibits a wide range ( $40\% < \text{SiO}_2 < 81\%$ ) of compositions (Fig. 6A; Table 1), but again includes plutonic, subvolcanic, and volcanic rock types. Apart from obvious differences in  $\text{SiO}_2$  concentration, ranging from basalts to high silica rhyolites, the suite displays significant compositional heterogeneity, including alkaline and subalkaline types (Fig. 6A–D). But before examining the geochemical characteristics of each compositional group, it is worth viewing the entire data set, from which some important generalities may be made.

Two evolutionary lines are apparent in Fig. 6A and C: one, with a positive slope, evolves from basaltic to rhyolitic compositions, with a gap in intermediate  $\text{SiO}_2$  concentrations (ca. 58%  $\text{SiO}_2$ ), the other is more restricted and shows a negative slope within the rhyolite field. The two lines intersect near the boundary between trachytic and rhyolitic compositions. This change in slope may reflect, in part, the onset of crystallisation of alkali-rich mineral phases. However, we also believe a different (crustal) source contributed significantly to the overall evolution at this stage, as suggested by the large chemical heterogeneity of acid rocks (see below). In Fig. 6C, the first evolutionary association is distributed along the line separating alkaline and subalkaline domains (Irvine and Baragar, 1971); in fact a regression line drawn through our data does not depart significantly from this boundary. So, while many samples appear to represent a mildly alkaline suite, many others show a comparable evolution within the subalkaline (tholeiitic) field.

Despite a large scatter in the data, most samples plot in the tholeiitic field (Irvine and Baragar, 1971) on an AFM diagram (Fig. 6B) and on Miyashiro's (1974) diagram (Fig. 6D), in which only rocks with  $48 < \% \text{SiO}_2 < 65$  are shown. A smaller group of samples plots in the calcalkaline (+alkaline) field.

Taken together, these diagrams provide evidence for large heterogeneity in the rift-related association. This may be due to several causes, such as the involvement of various sources of magma (asthenospheric, lithospheric, crustal) that were not, themselves, necessarily homogeneous, or the involvement of varied petrogenetic processes in their evolution

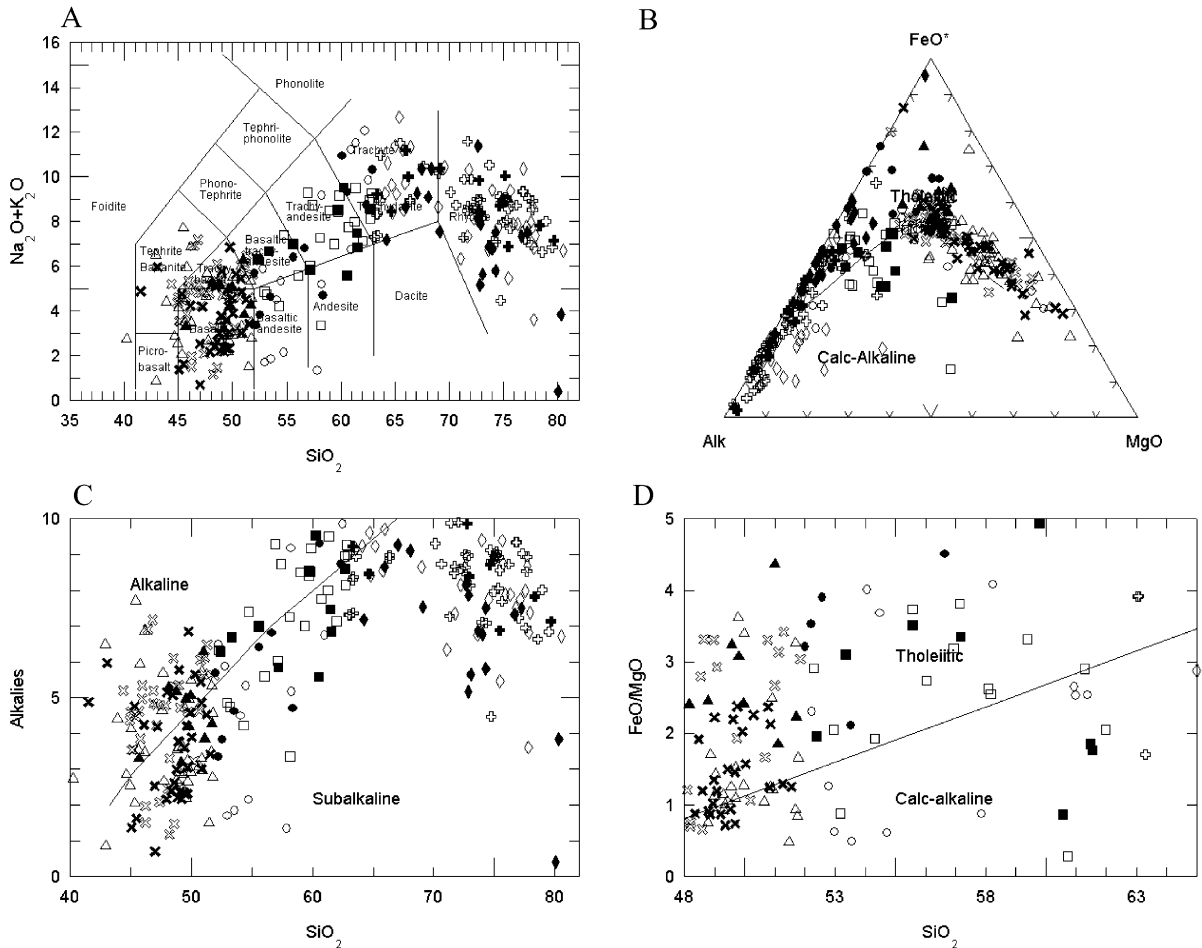


Fig. 6. Major element geochemistry of the *Main rift-related igneous suite*. Legend: solid symbols = own data; open symbols = compiled data; oblique crosses = basic plutonic rocks ( $40\% < \text{SiO}_2 < 52\%$ ); squares = intermediate plutonic rocks ( $52\% < \text{SiO}_2 < 63\%$ ); crosses = acid plutonic rocks ( $63\% < \text{SiO}_2 < 81\%$ ); triangles = basic volcanic rocks; stars = intermediate volcanic rocks; diamonds = acid volcanic rocks. (Compiled data after Assunção and Gonçalves, 1970; Pinto Coelho and Gonçalves, 1970; Canilho, 1973; Aparicio Yagüe et al., 1977; Dupont, 1979; Casquet, 1980; Dupont and Bonin, 1981; Pons, 1982; Ruiz de Almodóvar, 1983; Ruiz de Almodóvar et al., 1984; INGEMISA, 1984, 1986; Eguiluz, 1987; Galindo, 1989; Mata and Munhá, 1990; Ribeiro et al., 1993; Castro et al., 1996).

(rate of partial melting, residence time in intermediate magma chambers, mixing, crystal fractionation, contamination, etc.). Nevertheless, a common linkage through two distinct evolutionary trends seems inescapable. Fig. 6A exhibits an overall pattern similar to that published for lavas of the Cameroon line (Fitton, 1987) where the evolution of the most acid group of rocks is interpreted with the support of isotope data, to reflect various degrees of contamination by either crustal rocks or their melts. This may also be the case for the negatively sloped acid trend in Fig. 6A; some

of the rocks of which could even represent uncontaminated crustal melts.

For the main group of rift-related rocks, the bulk of the data support derivation from mantle sources, and subsequent fractionation as a result of various petrogenetic processes producing the spread of compositions shown in Fig. 6 and in Table 1. With regard to possible mantle sources, CIPW norms for the least evolved basaltic rocks (Table 1) show that more than 75% are silica-undersaturated, about 35% are normatively (alkaline), the rest being hy-normative

(tholeiitic), and that the vast majority contain normative ol and di. All these normative features are characteristic of MOR and/or OI basalts, that is, they are typical of asthenospheric rather than lithospheric mantle sources (Floyd, 1991).

Trace elements, and REE in particular, further constrain the nature of the possible mantle sources. A chondrite-normalised plot of the basalts (Evensen et al., 1978) reveals two groups of samples (Fig. 7A): one with high LREE fractionation and the other much less fractionated. With only minor exceptions, neither group shows Eu anomalies, thus precluding a significant presence of plagioclase in the source. Instead, a source dominated by olivine, clinopyroxene and orthopyroxene is strongly suggested by the variable, yet constant fractionation of LREE relative to HREE. The pattern of the fractionated basalt group resembles that of typical OIB, whereas the less fractionated group is similar to E-MORB. If normalised to average E-MORB (not shown), the first group still exhibits some degree of fractionation among heavy and light REE, but the second shows a flat pattern, suggesting its derivation from a source with the characteristics of average E-MORB. Similarly, when plotted on a OIB-normalised diagram (Fig. 7D), the fractionated group displays a flat pattern with relative abundances close to unity, suggesting a source similar to that of average OIB. Normalised concentrations of all REE in both groups are in the range of 8–30 (Lu) to 10–100 (La) relative to chondrite, which implies a variably enriched, heterogeneous asthenospheric source, an interpretation further supported by the lack of any Nb anomaly in our basalts.

The more differentiated rocks of this magmatic series exhibit very similar REE patterns (Fig. 7B, C, E and F). The less fractionated group tends to disappear with advancing differentiation, probably as a result of mixing and crystal fractionation processes within intermediate storage chambers and the progressively obscuring of original features imparted by its evolution at or near the source. The abundance of all REE and degree of fractionation among light and heavy REE increase with differentiation, which is typical of the growing incompatible character of the LREE in felsic liquids. Negative Eu anomalies appear in the intermediate rocks and become increasingly pronounced in the acid rocks, implying the onset and progressive fractionation of feldspar in intermediate to

felsic magmas. An interesting feature of all rock types is the larger spread of REE concentrations in volcanic rocks as compared to their plutonic equivalents, a factor attributed to the higher complexity of differentiation and fractionation processes in such environments, or to fractionation of different mineral phases.

Not only the REE are affected by differentiation; in fact, changes in major elements are much more important, as evidenced by the CIPW norms. Most intermediate rocks ( $52\% < \text{SiO}_2 < 63\%$ ) are quartz-normative (Table 1) and the alkaline character, so clearly expressed in many basalts, is less apparent in these rocks (only a few samples are *ne*-normative). On the other hand, also a peralkaline signature is for the first time shown by some samples containing normative *ac*. In all cases, the alkalis are largely sodic (*ab*>*or*). The tholeiitic parentage is obvious in most rocks (highly *hy*-normative), although a moderate contribution of crust-derived components is indicated by *C*-normative values in 20% of the samples.

The most evolved, acid rocks ( $63\% < \text{SiO}_2 < 81\%$ ) define a much more heterogeneous group (Table 1). All are silica-saturated, but some are mildly alkaline (both sodic and potassic types), about 20% are peralkaline (*ac*-normative, plus presence of modal Na-amphibole and Na-pyroxene), and others (ca. 46%) are peraluminous (*C*-normative). We attribute in part this heterogeneity to variable contributions of crust-derived melts to the already highly differentiated main OIB-type suite, although postmagmatic alteration cannot be ruled out in some cases, the high-silica rocks in particular.

In order to characterise possible geotectonic settings from the geochemical data, we have plotted our samples on various tectonic discrimination diagrams (Fig. 8). MgO–FeO–Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (Pearce et al., 1977), MnO\*10–TiO<sub>2</sub>–P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> (Mullen, 1983) and Zr–Ti/100–Y\*3 (Pearce et al., 1977) diagrams have been used for basalts, and Rb–Y + Nb and Nb–Y diagrams (Pearce et al., 1984) for the intermediate and acid rocks. In all these diagrams, the samples scatter across various fields. However, many samples plot in the within-plate and MOR fields, which together with the REE data, is typical of rifting. The only orogenic signatures are shown by a few acid samples that plot in the VAG field, a feature that also appears to occur in other rift provinces (e.g., the Basin and Range; Rehrig, 1986; Gans et al., 1989).

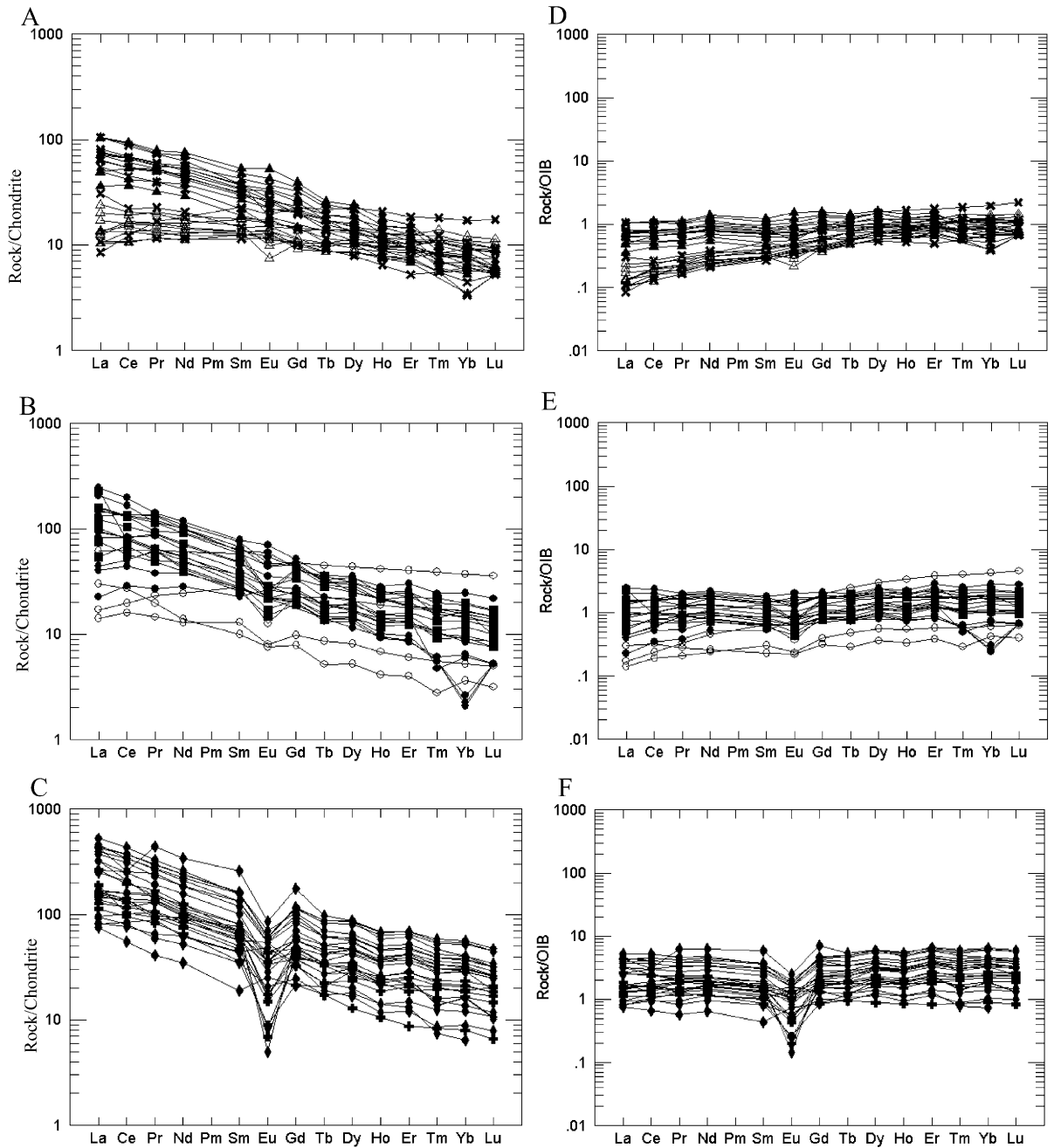


Fig. 7. REE patterns of basic (A and D), intermediate (B and E) and acid (C and F) rocks of the *Main rift-related igneous suite* (symbols and references as in Fig. 6).

In summary, the geochemical characteristics of the voluminous *Main rift-related igneous suite* suggest that the suite was emplaced in the upper crust of the

Ossa-Morena Zone during mature stages of rifting, and documents a complex evolution involving two magmatic events. The first was sourced in a variably



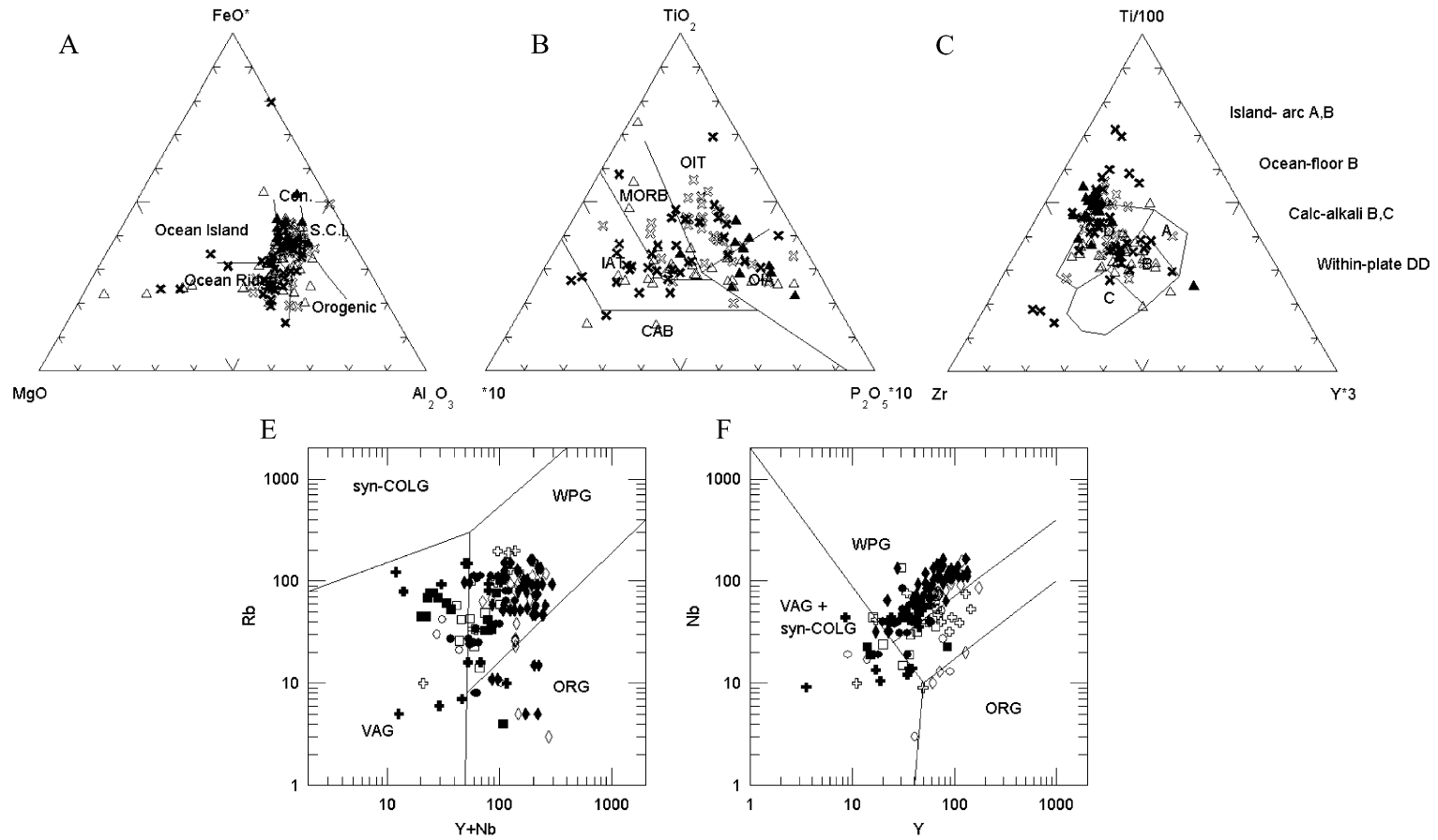


Fig. 8. Tectonic setting discriminating diagrams for the *Main rift-related igneous suite* (symbols and references as in Fig. 6).

enriched asthenospheric plume similar in many respects to those found in modern oceanic island or continental to oceanic rift environments. The second was probably triggered by the heat flux associated with the plume and is represented by a significant contribution of magmas derived from continental crust (*C*-normative rocks). Less differentiated basaltic liquids are of tholeiitic and mildly alkaline character, but probably do not represent the composition of the primary magmas. Differentiation to more acidic compositions likely involved complex petrogenetic processes in transient lithospheric and/or crustal magma chambers. Assimilation of country rocks or their melts, mixing of various magma batches, and crystal fractionation were probably the most important controlling factors of differentiation but their relative contribution is impossible to assess.

## 7. Discussion and conclusions: a model of Early Paleozoic rifting in the Ossa-Morena Zone

All the data presented here testify to an important rifting event that affected the Ossa-Morena Zone in Early Paleozoic time. The event resulted in formation of a new, thinned outer margin along this part of the Gondwanan continent. Many characteristics of the rifting process can be interpreted from the stratigraphic, structural, and igneous record in the Ossa-Morena Zone, despite severe transpressional reactivation during Variscan convergence. However, the mechanism that initiated and sustained the rifting process is unclear. A preliminary model consistent with the available data is proposed below, but further work is needed to fully characterise the rifting event.

The data suggest that this part of the Gondwanan plate lay above a deep thermal anomaly in the mantle by Early Cambrian time. Our preferred interpretation attributes magmatism, coeval rifting, and ocean development to the overriding of a single mantle plume in the form of a mid-ocean ridge.

The geochemistry of the mantle-derived igneous suite suggests a heterogeneous asthenospheric source variably enriched in LILE and LREE. This scenario is similar to those of many oceanic island and continental to oceanic rift magmas (Fitton and Upton, 1987). Many of the Ossa-Morena Zone rocks, particularly the Na-rich group, match the spread of compositions

found in the Kenyan branch of the East African Rift (Baker, 1987), with both involving significant volumes of acid rocks, although those of the Ossa-Morena Zone are less alkaline. Another modern analogue with many features in common with the Ossa-Morena Zone is that of the Basin and Range province of western North America (Rehrig, 1986; Gans et al., 1989). In all three cases, the appearance of igneous rocks with these compositions heralded ocean development.

In order to place the rifting event in context, it is important to establish the geodynamic scenario of the Ossa-Morena Zone prior to the onset of rifting. As previously described, the zone was a part of a continental magmatic arc that had likely accreted to the outer part of the continental margin of Gondwana (Iberian Autochthon) near the West African craton (Murphy and Nance, 1989, 1991) during the Neoproterozoic Cadomian Orogeny. It therefore lay in an active margin setting in the earliest Cambrian (Quesada, 1990a,b). So what could have caused subduction to cease and, at the same time, trigger the onset of extensional deformation and the magmatic evolution described in this paper?

In our view, the process best able to explain these features would be the oblique collision of a MOR with the subduction zone that existed along the outboard margin of the Ossa-Morena Zone during the later stages of the Cadomian orogeny (Fig. 9). This would have resulted in cessation or a significant slowdown of subduction outboard of the ridge, where both plates would be moving in roughly the same direction (Fig. 9B).

The progressive overriding of the former MOR would have also brought hot and buoyant asthenosphere to the base of the upper plate through the formation of a slab window, resulting in uplift and erosion of upper crustal segments of the Ossa-Morena arc. Gravitational instability induced by this highly focused expansion would have triggered the onset of extensional deformation, leading to rifting and sediment deposition in fault-bounded basins. Significant thinning of the lithosphere associated with rifting was probably enhanced by coeval thermal erosion of the lithospheric root, caused by heating and partial melting from below. Both processes likely generated feedback effects resulting in: (1) isostatic subsidence and progressive inundation of the remaining upper plate,

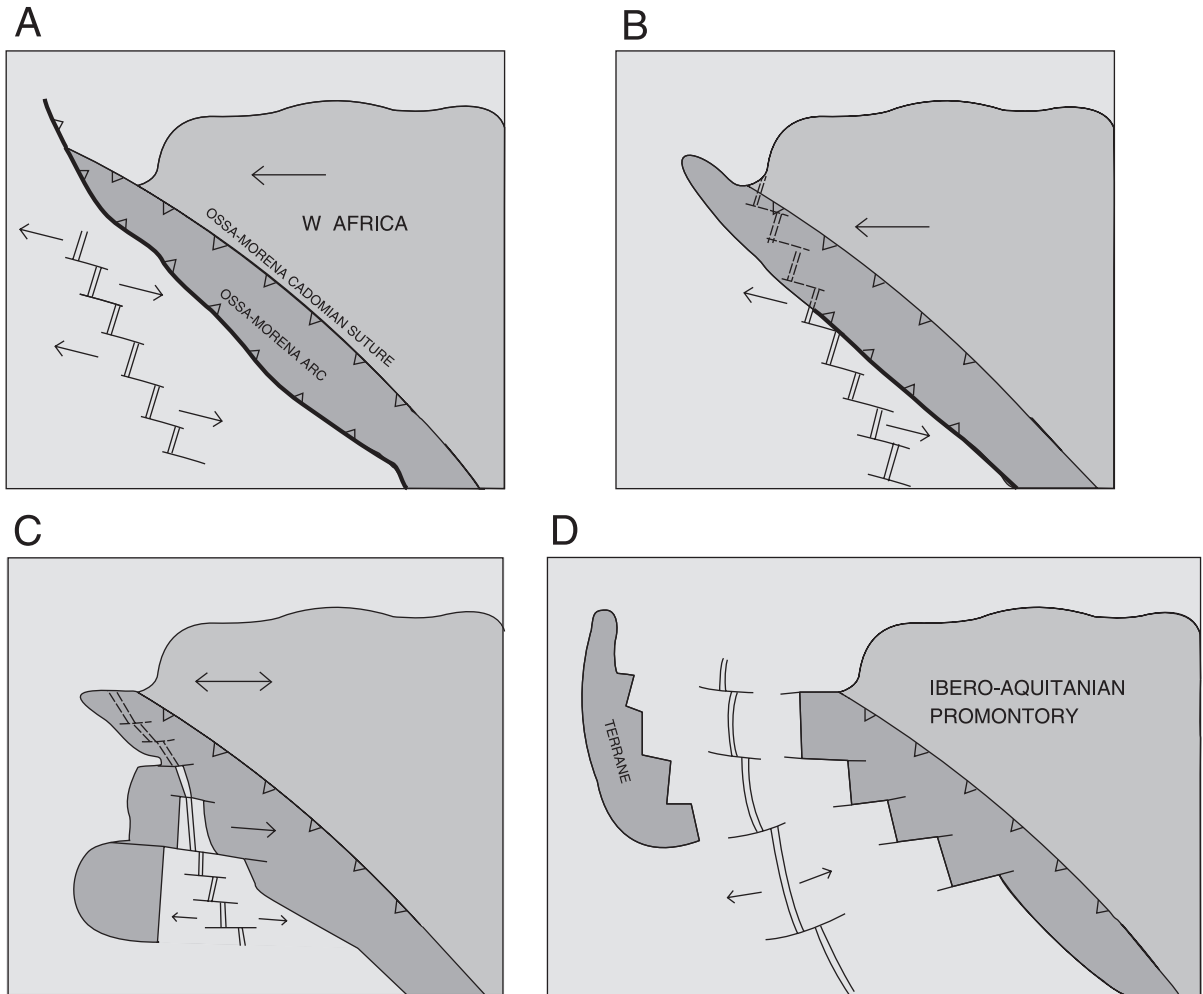


Fig. 9. Schematic paleotectonic model of Early Paleozoic rifting in the Ossa-Morena Zone (map view with arbitrary geometries).

as recorded by the Early Cambrian *Lower Detrital* and *Carbonate* formations; and (2) increased decompression melting in both asthenospheric and lithospheric mantle segments.

Injection of these melts into the lower crust or adjacent subcrustal environments is indicated by the sharp increase in geothermal gradient required for the anatexis processes recorded in upper/mid crustal settings (*Early rift-related igneous suite*). This injection would have further enhanced extension and thinning of the remaining lithosphere, and the formation of core-complexes coeval with migmatitisation in the upper/mid crust. The absence of significant mantle-derived lavas at this stage may be due to softening

of the lower crust by massive partial melting that prevented propagation of fissures and dikes. This is a common feature in other regions during initial stages of rifting, such as in the North American Basin and Range province (Rehrig, 1986; Gans et al., 1989). Underplating and temporal storage of mantle-derived magmas would have resulted in strong differentiation through crystal fractionation, and assimilation and mixing of lithospheric and crustal rocks and melts. In particular, the enriched signature of the erupted liquids could have been acquired at this time by variable incorporation of more fertile, lithospheric and/or crustal components than those typical of MORB asthenospheric sources.

Some 10–15 million years later, propagation of fractures through the Ossa-Morena Zone crust occurred, perhaps because melt exhaustion of the lower crust aided by enhanced extension eventually allowed massive drainage to the upper crust of the liquids available in the deep, transient magma chambers. Renewed injection of more primitive melts into these chambers is suggested by the alternating nature of the magmas erupted at the surface. Magmatic ascent was probably facilitated by coeval normal faulting that was also responsible for the collapse of the pre-existing platform recorded during deposition of the *Upper Detrital Formation*. Massive emplacement of mafic magma into the crust at this stage would have caused renewed thermal expansion, uplift and erosion, the subsequent thermal collapse of which was responsible for the rapid inundation of the Ossa-Morena Zone recorded by the Early Ordovician transgression. This marks the onset of passive margin conditions in most of the area and is taken as evidence for the existence of a significant tract of new oceanic lithosphere, consistent with its interpretation as a breakup unconformity (Quesada, 1991, 1992).

In southwesternmost units of the Ossa-Morena Zone, rift-related magmatism continued to develop after the Early Ordovician, consistent with the progression of rifting towards the innermost parts of the Iberian Autochthon (Fig. 9C) and its eventual culmination in the separation and drift of an as yet unidentified continental block (terrane; Fig. 9D). This propagation of rifting requires the motion of Gondwana over the former MOR to have lasted at least until completion of the continental breakup.

Passive margin development in the Ossa-Morena Zone continued until the Early–Mid Devonian, when Variscan collision started in frontal parts of the Ibero–Aquitania promontory (Ribeiro et al., 1990a). This scenario requires Gondwana to have changed its sense of motion during the spreading of the new ocean, although the absence of paleomagnetic data prevents its characterisation.

A number of present-day examples provide support for the model proposed above. For example, the northwestward propagation of the Central Indian MOR through the Red Sea is presently separating the Arabian Peninsula from Africa. But a closer analogue is that of Baja California because it lies within an active margin setting and is being rifted

from North America as a consequence of the overriding of the East Pacific Rise.

An important implication of this model is that the new oceanic lithosphere formed as a culmination of rifting was not the result of a new thermal anomaly in the mantle. In the case of Baja California, it is instead the expression of the overriding of a much older asthenospheric anomaly by the North American plate. Hence, the oceanic basin is new but the thermal regime responsible for its formation is not. This point raises interesting questions regarding the significance and duration of mantle plumes and their role in global plate tectonics, especially where their expression is obscured by the subsequent evolution of the plates themselves.

In the case of the Ossa-Morena Zone, the proposed model implies that the new oceanic basin (Pulo do Lobo terrane-Rheic ocean?) was simply a successor ocean of a much older Proterozoic one that surrounded Rodinia during its breakup.

### Acknowledgements

Thorough reviews of a former version by Brendan Murphy, Jaroslav Dostal and Damian Nance have significantly improved the paper in both contents and style. This study has been partly funded by grant 1FD97-1177 of the Spanish DGI-FEDER agreement. Contribution to IGCP Project No. 453: Ancient Orogens and Modern Analogues.

### References

- Abalos, B., 1990. Cinemática y mecanismos de la deformación en régimen de transpresión: evolución estructural y metamórfica de la Zona de cizalla dúctil de Badajoz–Córdoba. PhD Thesis, Univ. País Vasco, Spain, pp. 1–430.
- Abalos, B., Eguiluz, L., 1990. El corredor blastomilonítico de Badajoz–Córdoba: un complejo orogénico de subducción/collisión durante la orogenia Pan-Africana: cinemática, dinámica e historia de levantamiento del apilamiento de unidades tectónicas. *Geocaceta* 7, 73–76.
- Andrade, A.A.S., Santos, J.F., Oliveira, J.T., Munhá, J., Gonçalves, F., 1991. Magmatismo orogénico na transversal Odivelas-Sta. Suzana. XI Reunión sobre Geología Oeste Peninsular. Aracena–Beja, Spain, Excursion Guidebook, pp. 87–105.
- Aparicio Yagüe, A., Barrera, J.L., Casquet, C., Peinado, M., Tinao, J.M., 1977. Caracterización geoquímica del plutonismo postme-

- tamórfico en el SO del Macizo Hespérico (España). *Studia Geol. Salmant.* 12, 9–39.
- Arenas, R., Gil Iburguchi, J.I., González Lodeiro, F., Klein, E., Martínez Catalán, J.R., Ortega Gironés, E., Pablo Macía, J.G., Peinado, M., 1986. Tectonostratigraphic units in the complexes with mafic and related rocks of the Iberian Massif. *Hercynica* 2, 87–110.
- Assunção, T.C., Gonçalves, F., 1970. Contribuição para o conhecimento das rochas hipercalinas e alcalinas (gnaisses hastingsíticos) do Alto Alentejo (Portugal). *Bol. Soc. Geol. Port.* 17, 87–228.
- Baker, B.H., 1987. Outline of the petrology of the Kenya rift alkaline province. In: Fitton, J.G., Upton, B.G.J. (Eds.), *Alkaline Igneous Rocks*. Geol. Soc., London, pp. 293–311.
- Bandrés, A., Eguiluz, L., Gil Iburguchi, J.I., Palacios, T., 2002. Geodynamic evolution of a Cadomian arc region: the northern Ossa-Morena zone, Iberian Massif. *Tectonophysics* 352, 105–120.
- Brun, J.P., Burg, J.P., 1982. Combined thrusting and wrenching in the Ibero-Armorican arc: a corner effect during continental collision. *Earth Planet. Sci. Lett.* 61, 319–332.
- Burg, J.P., Balé, P., Brun, J.P., Girardeau, J., 1987. Stretching lineation and transport direction in the Ibero-Armorican arc during the Siluro-Devonian collision. *Geodin. Acta* 1, 71–78.
- Canilho, M.H., 1973. Complexo plutónico básico e ultrabásico de Alter do Chão (Alentejo). *Bol. Soc. Geol. Port.* 18, 155–170.
- Casquet, C., 1980. Fenómenos de endomorfismo, metamorfismo y metasomatismo en los mármoles de la Ribera del Cala (Sierra Morena). PhD Thesis, Univ. Complutense Madrid, Spain, pp. 1–300.
- Castro, A., Fernández, C., De la Rosa, J.D., Moreno-Ventas, I., Rogers, G., 1996. Significance of MORB-derived Amphibolites from the Aracena Metamorphic Belt, Southwest Spain. *J. Petrol.* 37, 235–260.
- Crespo, A., Orozco, M., 1988. The Southern Iberian Shear zone: a major boundary in the Hercynian folded belt. *Tectonophysics* 148, 221–227.
- Dallmeyer, R.D., Fonseca, P.E., Quesada, C., Ribeiro, A., 1993. <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar mineral age constraints for the tectonothermal evolution of a Variscan suture in southwest Iberia. *Tectonophysics* 222, 177–194.
- Dupont, R., 1979. Cadre géologique et métallogenèse des gisements de fer du sud de la province de Badajoz (Sierra Morena occidentale-Espagne). PhD Thesis, Institut National Polytechnique de Lorraine, France, pp. 1–497.
- Dupont, R., Bonin, B., 1981. Le massif alcalin de Feria-Sierra Vieja (Sierra Morena occidentale, Province de Badajoz, Espagne): un jalon du magmatisme anorogénique de Méditerranée occidentale. *Bull. Soc. Géol. Fr.* 23, 477–485.
- Eguiluz, L., 1987. Petrogénesis de rocas ígneas y metamórficas en el Antiforme Burguillos-Monesterio, Macizo Ibérico meridional. PhD Thesis, Univ. País Vasco, Spain, pp. 1–456.
- Eguiluz, L., Abalos, B., 1992. Tectonic setting of Cadomian low-pressure metamorphism in the Central Ossa-Morena Zone (Iberian Massif, SW Iberia). *Precambrian Res.* 56, 113–137.
- Eguiluz, L., Gil Iburguchi, J.I., Abalos, B., Apraiz, A., 2000. Superposed Hercynian and Cadomian orogenic cycles in the Ossa-Morena zone and related areas of the Iberian Massif. *GSA Bull.* 112, 1398–1413.
- Evensen, N.M., Hamilton, P.J., O’Nions, R.K., 1978. Rare earth abundances in chondritic meteorites. *Geochim. Cosmochim. Acta* 42, 1212–1999.
- Fitton, J.G., 1987. The Cameroon line, West Africa: a comparison between oceanic and continental alkaline volcanism. In: Fitton, J.G., Upton, B.G.J. (Eds.), *Alkaline Igneous Rocks*. Geol. Soc., London, pp. 273–291.
- Fitton, J.G., Upton, B.G.J., 1987. *Alkaline igneous rocks*. Geol. Soc., London.
- Floyd, P.A., 1991. *Oceanic Basalts*. Blackie, New York.
- Fricke, W., 1941. Die Geologie des Grenzgebietes zwischen nordöstlicher Sierra Morena und Extremadura. PhD Thesis, Univ. Berlin, Germany, pp. 1–9.
- Galindo, C., 1989. Petrología y geocronología del complejo plutónico Táliga-Barcarrota (Badajoz). PhD Thesis, Univ. Complutense Madrid, Spain, pp. 1–261.
- Galindo, C., Portugal Ferreira, M., Casquet, C., Priem, H.N.A., 1990. Dataciones Rb/Sr en el complejo plutónico Táliga-Barcarrota (CPTB) (Badajoz). *Geogaceta* 8, 7–10.
- Gans, P.B., Mahood, G.A., Schermer, E., 1989. Synextensional magmatism in the Basin and range province: a case study from the eastern Great Basin. *GSA, Sp. Paper*, vol. 233, pp. 1–53.
- INGEMISA, 1984. Estudio geoquímico del Proyecto MAGNA correspondiente a las hojas 1:50.000 Guadalcanal (no. 899), Azuaga (no. 878), Peñarroya (no. 879), Villaviciosa de Córdoba (no. 901), Espiel (no. 880) y Adamuz (no. 902). IGME Open file report.
- INGEMISA, 1986. Estudio geoquímico de las rocas ígneas aflorantes en las Hojas no. 800, 801, 802, 803 y 804. IGME Open file report.
- Irvine, I., Baragar, W.R., 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Can. J. Earth Sci.* 8, 523–548.
- Julivert, M., Fontboté, J.M., Ribeiro, A., Conde, L.N., 1974. Mapa Tectónico de la Península Ibérica y Baleares, escala 1:1.000.000. Instituto Geológico y Minero de España.
- Lancelot, J.R., Allegret, A., 1982. Radiochronologie U/Pb de l’Ortogneiss de Alter Pedroso (Alto Alentejo) et évolution anté-hercynienne de l’Europe occidentale. *Neues Jahrb. Mineral., Monatsh.* 9, 305–394.
- Liñán, E., 1978. Bioestratigrafía de la Sierra de Córdoba. PhD Thesis, Univ. Granada, Spain, pp. 1–212.
- Liñán, E., Gámez, J.A., 1993. Lower Cambrian palaeogeography of the Iberian peninsula and its relations with some neighbouring European areas. *Bull. Soc. Géol. Fr.* 164 (6), 831–842.
- Liñán, E., Quesada, C., 1990. Rift Phase (Cambrian) stratigraphy of the Ossa-Morena Zone. In: Dallmeyer, R.D., Martínez García, E. (Eds.), *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*. Springer-Verlag, Berlin, pp. 259–266.
- Liñán, E., Gonçalves, F., Gámez, J.A., Gozalo, R., 1996. Evolución paleogeográfica del Cámbrico de la Zona de Ossa-Morena basada en el registro fósil. In: Araujo, A., Pereira, M.F.C. (Eds.), *Estudios sobre a geología da Zona de Ossa Morena (Maciço Ibérico)*. Univ. Evora, Evora, Portugal, pp. 1–26.

- Mata, J., Munhá, J., 1990. Magmatogénese de metavulcanitos cámbricos do Nordeste Alentejano nos estadios iniciais de “rifting” continental. *Com. Ser. Geol. Port.* 76, 61–89.
- Matte, Ph., 1986. Tectonics and plate tectonics models for the Variscan Belt of Europe. *Tectonophysics* 126, 329–374.
- Matte, Ph., 2001. The Variscan collage and orogeny (480–290 Ma) and the tectonic definition of the Armorica microplate: a review. *Terra Nova* 13, 122–128.
- Matte, Ph., Ribeiro, A., 1975. Forme et orientation de l’ellipsoïde de déformation dans la virgation hercynienne de Galice. Relations avec le plissement et hypothèses sur la genèse de l’arc ibéro-armoricain. *C.R. Acad. Sci., Paris* 280, 2825–2828.
- Miyashiro, A., 1974. Volcanic rock series in island arcs and active continental margins. *Am. J. Sci.* 274, 321–355.
- Moreno Eiris, E., 1987. Los montículos arrecifales de Algas y Arqueociatos del Cámbrico Inferior de Sierra Morena: I. Estratigrafía y facies. *Bol. Geol. Min.* 98, 295–317.
- Mullen, E.D., 1983. MnO/TiO<sub>2</sub>/P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>: a minor element discriminant for basaltic rocks of oceanic environments and its implications for petrogenesis. *Earth Planet. Sci. Lett.* 62, 53–62.
- Munhá, J., Oliveira, J.T., Ribeiro, A., Oliveira, V., Quesada, C., Kerrich, R., 1986. Beja–Acebuches Ophiolite: characterization and geodynamic significance. *Maleo* 2 (13), 31.
- Munhá, J., Ribeiro, A., Fonseca, P., Oliveira, J.T., Castro, P., Quesada, C., 1989. Accreted terranes in Southern Iberia: Beja–Acebuches ophiolite and related oceanic sequences. 28th Inter. Geol. Congr., Washington, DC, pp. 481–482. 2.
- Murphy, J.B., Nance, R.D., 1989. Model for the evolution of the Avalonian–Cadomian belt. *Geology* 17, 735–738.
- Murphy, J.B., Nance, R.D., 1991. Supercontinent model for the contrasting character of Late Proterozoic orogenic belts. *Geology* 19, 469–472.
- Ochsner, A., 1993. U–Pb Geochronology of the Upper Proterozoic–Lower Paleozoic geodynamic evolution in the Ossa-Morena Zone (SW Iberia): constraints on the timing of the Cadomian Orogeny. PhD Thesis, ETH Zurich, Switzerland, pp. 1–249.
- Ordóñez, B., 1998. Geochronological studies of the Pre-Mesozoic basement of the Iberian Massif: the Ossa Morena zone and the Allochthonous Complexes within the Central Iberian zone. PhD Thesis, ETH Zurich, Switzerland, No. 12940, pp. 1–235.
- Ordóñez, B., Gebauer, D., Eguiluz, L., 1997. Late Cadomian formation of two anatectic gneiss domes in the Ossa-Morena Zone: Monesterio and Mina Afortunada. XIV Reunión Geología Oeste Peninsular, Abstracts and Programme, pp. 161–163.
- Palacios, T., 1993. Acritarchs from the Volcanosedimentary Group Playón beds. Lower–Upper Cambrian, Sierra Morena, southern Spain. *Terra Nova Abstr.* 6, 3.
- Palmer, A.R., James, N.P., 1980. The Hawke Bay event: a circum-lapetus regression near the Lower–Middle Cambrian boundary. In: Wones, D.R. (Ed.), *The Caledonides in USA*. Virginia Polytech. Inst. and State Univ. Memoir, vol. 2, pp. 15–18.
- Pearce, J.A., Gorman, B.E., Birkett, T.C., 1977. The relationships between major element chemistry and tectonic environment of basic and intermediate volcanic rocks. *Earth Planet. Sci. Lett.* 36, 121–132.
- Pearce, J.A., Harris, N.B.W., Tindle, A.G., 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *J. Petrol.* 25, 956–983.
- Perejón, A., 1994. Palaeogeographic and biostratigraphic distribution of Archaeocyata in Spain. *Cour. Forschungsinst. Senckenberg* 172, 341–354.
- Pinto Coelho, A., Gonçalves, F., 1970. Rocha hipercalcina de Estremoz. *Bol. Soc. Geol. Port.* 17, 181–185.
- Pons, J., 1982. Un modèle d’évolution de complexes plutoniques: gabbros et granitoïdes de La Sierra Morena occidentale (Espagne). PhD Thesis, Univ. Toulouse, France, pp. 1–451.
- Quesada, C., 1990a. Precambrian terranes in the Iberian Variscan Foldbelt. In: Strachan, R.A., Taylor, G.K. (Eds.), *Avalonian and Cadomian Geology of the North Atlantic*. Blackie, New York, pp. 109–133.
- Quesada, C., 1990b. Precambrian successions in SW Iberia: their relationship to “Cadomian” orogenic events. *Geol. Soc. Spec. Publ.* 51, 353–362.
- Quesada, C., 1991. Geological constraints on the Paleozoic tectonic evolution of tectonostratigraphic terranes in the Iberian Massif. *Tectonophysics* 185, 225–245.
- Quesada, C., 1992. Evolución tectónica del Macizo Ibérico (Una historia de crecimiento por acreencia sucesiva de terrenos durante el Proterozoico superior y el Paleozoico). In: Gutiérrez Marco, J.C., Saavedra, J., Rábano, I. (Eds.), *Paleozoico Inferior de Ibero-América*. Junta de Extremadura, Mérida, Spain, pp. 173–190.
- Quesada, C., 1996. Evolución geodinámica de la Zona de Ossa-Morena durante el ciclo Cadomiense. In: Araujo, A., Pereira, M.F.C. (Eds.), *Estudos sobre a geologia da Zona de Ossa Morena (Maciço Ibérico)*. Univ. Evora, Evora, Portugal, pp. 205–230.
- Quesada, C., 1998. A reappraisal of the structure of the Spanish segment of the Iberian Pyrite Belt. *Miner. Deposita* 33, 31–44.
- Quesada, C., Dallmeyer, R.D., 1994. Tectonothermal evolution of the Badajoz–Córdoba shear zone (SW Iberia): characteristics and <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar mineral age constraints. *Tectonophysics* 231, 195–213.
- Quesada, C., Munhá, J., 1990. Metamorphism in the Ossa-Morena Zone. In: Dallmeyer, R.D., Martínez García, E. (Eds.), *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*. Springer-Verlag, Berlin, pp. 314–320.
- Quesada, C., Bellido, F., Dallmeyer, R.D., Gil Ibarra, J.I., Oliveira, J.T., Pérez Estaún, A., Ribeiro, A., Robardet, M., Silva, J.B., 1991. Terranes within the Iberian Massif: correlations with West African sequences. In: Dallmeyer, R.D., Lecorché, J.P. (Eds.), *The West African Orogens and Circum–Atlantic Correlations*. Springer-Verlag, Berlin, pp. 267–294.
- Quesada, C., Fonseca, P.E., Munhá, J., Oliveira, J.T., Ribeiro, A., 1994. The Beja–Acebuches ophiolite (Southern Iberia Variscan foldbelt): geological characterization and geodynamic significance. *Bol. Geol. Min.* 105, 3–49.
- Rehrig, W.A., 1986. Processes of regional Tertiary extension in the western Cordillera: insights from the metamorphic core complexes. In: Mayer, L. (Ed.), *Extensional Tectonics of the Southwestern United States: A Perspective on Processes and Kinematics*. GSA, Sp. Paper, vol. 208, pp. 97–122.
- Ribeiro, A., Quesada, C., Dallmeyer, R.D., 1990a. Geodynamic evolution of the Iberian Massif. In: Dallmeyer, R.D., Martínez

- García, E. (Eds.), Pre-Mesozoic Geology of Iberia. Springer-Verlag, Berlin, pp. 399–409.
- Ribeiro, A., Pereira, E., Dias, R., 1990b. Structure in the Northwest of the Iberian Peninsula. In: Dallmeyer, R.D., Martínez García, E. (Eds.), Pre-Mesozoic Geology of Iberia. Springer-Verlag, Berlin, pp. 220–236.
- Ribeiro, M.L., Sousa, M.B., Noronha, F., 1993. A Formação de Envendos e as rochas ácidas associadas. *Publ. Museu Lab. Mineral. Geol. Fac. Ciênc. Port.* 7, 5–20.
- Ries, A.C., Shackleton, R.M., 1976. Pattern of strain variation in arcuate fold belts. *Philos. Trans. R. Soc. London, Ser. A* 283, 281–288.
- Robardet, M., Doré, F., 1988. The late Ordovician diamictic formations from Southwestern Europe: North-Gondwana glaciomarine deposits. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* 66, 19–31.
- Ruiz de Almodóvar, G., 1983. Mineralizaciones de manganeso-hierro y de wolframio en el área de Oliva de la Frontera (SO de Badajoz): geología y génesis. PhD Thesis, Univ. Granada, Spain, pp. 1–345.
- Ruiz de Almodóvar, G., Galán Huertos, E., Pascual, E., 1984. Las rocas plutónicas del sector noroeste del anticlinorio de Olivenza-Monesterio y su posible relación con mineralizaciones de tipo Sn–W. *Memórias e Notícias, Publ. Mus. Lab. Mineral, Uni Coimbra* 98, 243–258.
- Sánchez Carretero, R., Eguiluz, L., Pascual, E., Carracedo, M., 1990. Ossa-Morena zone: igneous rocks. In: Dallmeyer, R.D., Martínez García, E. (Eds.), Pre-Mesozoic Geology of Iberia. Springer-Verlag, Berlin, pp. 292–313.
- Sánchez García, T., 2001. Volcanismo cámbrico en la Unidad de Alconera (sector de Zafra-ZOM-Provincia de Badajoz). *Bol. Geol. Min.* 112 (3), 89–102.
- Sánchez García, T., Quesada, C., 2001. Variscan transpressional inversion of a Lower Paleozoic rifted margin (Ossa–Morena Zone, SW Iberia). IGCP Project No. 453, Collisional orogens, Abstracts and Program, pp. 95–97.
- Santos, J.F.H.P., Mata, J., Gonçalves, F., Munhá, J., 1987. Contribuição para o conhecimento geológico–petrológico da região de Santa Susana: O complexo vulcano-sedimentar da Toca da Moura. *Com. Ser. Geol. Port.* 73, 29–48.
- Silva, J.B., 1989. Estrutura de uma geotransversal da Faixa Piritosa: Zona do Vale do Guadiana. Estudo da tectónica pelicular em regime de deformação não coaxial. PhD Thesis, Univ. Lisboa, Portugal, pp. 1–294.
- Taylor, S.R., McLennan, S.M., 1981. The composition and evolution of the continental crust: rare earth element evidence from sedimentary rocks. *Philos. Trans. R. Soc. London, Ser. A* 301, 381–399.



## Two-step magma flooding of the upper crust during rifting: The Early Paleozoic of the Ossa Morena Zone (SW Iberia)

T. Sánchez-García<sup>a,\*</sup>, C. Quesada<sup>a</sup>, F. Bellido<sup>a</sup>, G.R. Dunning<sup>b</sup>, J. González del Tánago<sup>c</sup>

<sup>a</sup> Instituto Geológico y Minero de España, Ríos Rosas 23, 28003 Madrid, Spain

<sup>b</sup> Department Earth Sci., Memorial Univ. Newfoundland, St. John's, Nfld, A1B 3X5, Canada

<sup>c</sup> Department Petrology, Univ. Complutense, 28080 Madrid, Spain

### ARTICLE INFO

#### Article history:

Received 12 June 2007

Received in revised form 1 February 2008

Accepted 14 March 2008

Available online 20 March 2008

#### Keywords:

Rift magmatism

Cambrian–Ordovician

Geochemistry

Rheic ocean

Ossa Morena Zone

U–Pb geochronology

### ABSTRACT

The Ossa Morena Zone of SW Iberia represents a continental arc accreted to the Iberian Autochthon during the Late Proterozoic–Early Cambrian Cadomian orogeny. A subsequent Cambrian–Ordovician rifting event is recorded in this zone, which was accompanied by intrusion/eruption of large volumes of igneous rocks. Exposed crustal segments show both volcanic and shallow plutonic rocks that according to their relationship with coeval sedimentary successions can be assigned to one of two periods of magma emplacement: i) an *Early Igneous Event*, exclusively comprised of acid peraluminous rocks associated with migmatite formation during development of core-complex structures in mid-upper crust environments; and ii) a *Main Igneous Event*, which produced predominantly basaltic and acid (rhyolite) rocks and minor amounts of intermediate (trachyte) rocks. Tholeiites and alkaline rocks predominate in this suite but minor calcalkaline peraluminous compositions are also present. Besides, a volumetrically unimportant but petrologically significant group of Mg-rich rocks also occurs within the *Main Igneous Event*. These latter rocks are interpreted to reflect high partial melting rates of a protolith similar to the primitive mantle. All the outlined characteristics provide evidence for large heterogeneity within the rift-related association that may be due to several causes, such as the involvement of various magma sources (asthenospheric, lithospheric, crustal) and/or involvement of various petrogenetic processes in their generation and evolution.

Radiometric (U–Pb zircon) dating yielded c. 530 ± 5 Ma ages for the *Early Igneous Event* and a longer duration, 517–502 ± 2 Ma, for the *Main Igneous Event*.

The large volume of magma emplaced into upper crustal environments, along with the presence of abundant dikes, suggest that magma ascent benefited from coeval extensional tectonism. It is suggested that they represent the igneous expression of rifting in connection with a severe thermal modification of the lithosphere, probably caused by an underlying thermal anomaly. A model is presented that considers a ridge/trench collision process as the triggering motor of the described evolution, which culminated in the opening of the Rheic Ocean in Early Ordovician time.

© 2008 Elsevier B.V. All rights reserved.

### 1. Introduction

The formation of the present-day margins of the Iberian Peninsula was largely the result of the Mesozoic opening of the Tethys and North Atlantic oceans following the Late Paleozoic amalgamation of Pangea. Prior to this latter event, most of Iberia had been part of the northern continental margin of Gondwana since its inception in Neoproterozoic time. Pre-Mesozoic basement is well exposed in the Iberian Massif (Fig. 1), where a protracted evolutionary history has been recognized (Abalos, 1990; Ribeiro et al., 1990a; Pérez Estaún et al., 1991; Quesada,

1991, 2006; Quesada et al., 1991, 2006; Martínez Catalán et al., 1997, 2007):

- i) Neoproterozoic–earliest Cambrian accretion of a continental arc (Ossa Morena Zone, Fig. 1) to the passive margin of the so-called Iberian Autochthon (Northern Gondwana). This event represents the Cadomian orogeny in Iberia and records arc development followed by accretion to the margin of Gondwana during the Late Proterozoic break-up of Rodinia. Broadly coeval episodes of arc development and accretion also occur along the margins of the various continental blocks making up Gondwana, where they are known as Pan-African, Brasiliano, or Avalonian events;
- ii) Cambrian–Ordovician rifting leading to the opening of a new oceanic tract, probably part of the Paleozoic Rheic ocean

\* Corresponding author.

E-mail address: [t.sanchez@igme.es](mailto:t.sanchez@igme.es) (T. Sánchez-García).



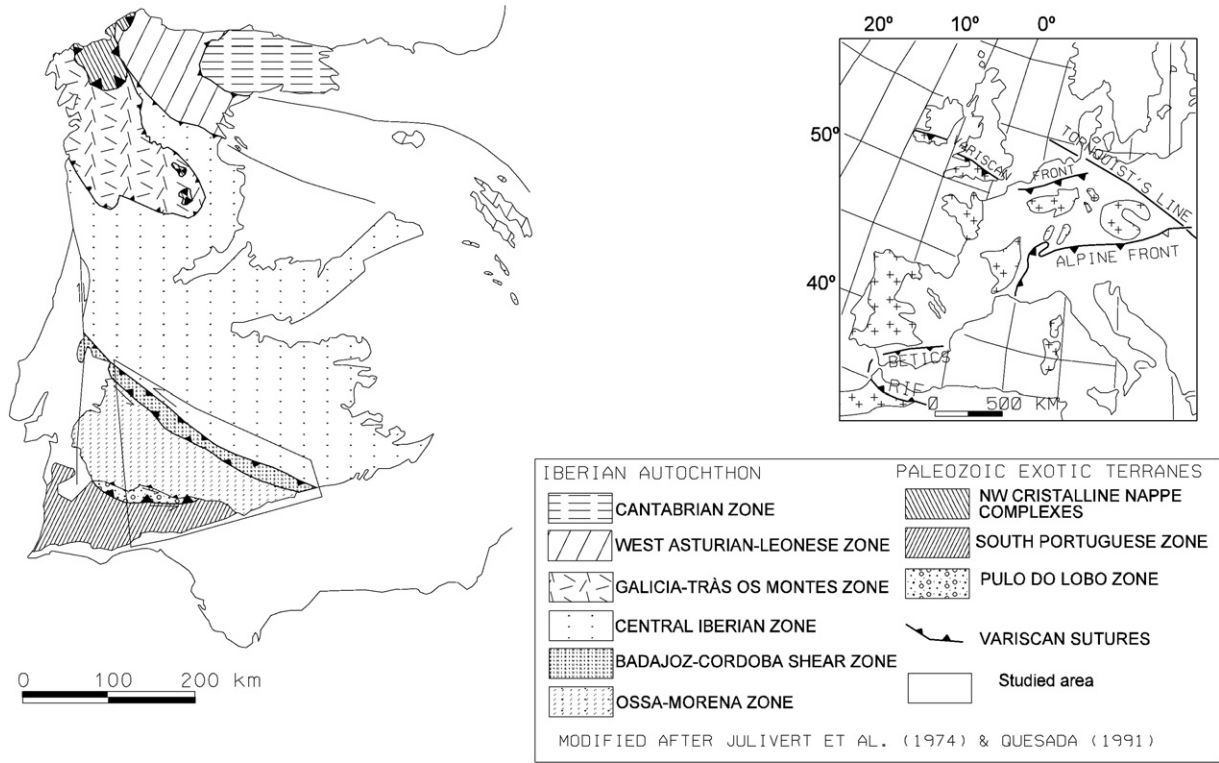


Fig. 1. Zonal division of the Iberian Massif. Modified after Julivert et al. (1974) and Quesada (1991).

(Murphy et al., 2006), that left a fragment of the newly accreted Ossa Morena arc attached to the Gondwanan margin;

- iii) Ordovician–Devonian rift to drift passive margin development related to the evolution of the Rheic mid-ocean ridge and consequent continental drift (Quesada, 1991; Murphy et al., 2006);
- iv) Late Paleozoic collisional orogenesis during the amalgamation of Pangea (the Variscan orogeny of western Europe);
- v) Mesozoic rifting that culminated in the opening of the Tethys and Atlantic oceans and left fragments of non-Gondwanan continental blocks attached to the new Iberian microplate (e.g., South Portuguese Zone and exotic units in the Galicia–Tras-os-Montes Zone of probable Laurussian (Avalonian) provenance; Fig. 1); and,
- vi) Subsequent amalgamation with Eurasia during the Alpine orogeny.

As a consequence of the combined effects of all these events, the present architecture of the Iberian Massif consists of a variety of units with distinct paleogeographic–paleotectonic significance (Fig. 1; Ribeiro et al., 1990a; Quesada, 1991, 1992, 2006; Quesada et al., 1991, 2006):

- the Cantabrian, West Asturian–Leonese, and Central Iberian zones together with parautochthonous parts of the Galicia–Tras-os-Montes Zone represent continental fragments of the Iberian Autochthon (Neoproterozoic Gondwana); differences among them are related to their respective positions and evolution during Paleozoic tectonic events;
- The Ossa Morena Zone represents a continental arc accreted to the Iberian Autochthon during the Neoproterozoic–earliest Cambrian Cadomian orogeny (Abalos, 1990; Quesada, 1990, 1997; Bandrés et al., 2002, 2004). The Cambrian–Ordovician rifting event, which is the focus of this paper, is best recorded in this zone;

- the Pulo do Lobo Zone (including the Beja–Acebuches ophiolite; Munhá et al., 1986; Quesada et al., 1994) and other ophiolitic units occurring as exotic nappes in the Galicia–Tras-os-Montes Zone (Ries and Shackleton, 1971; Ribeiro et al., 1990b; Díaz García et al., 1999; Arenas et al., 1986, 2007a,b,c) correspond to remnants of the oceanic basins (Rheic Ocean?) that surrounded the Iberian Autochthon during the Paleozoic and were accreted to Iberian Gondwana during the Late Paleozoic Variscan orogeny; and,
- The South Portuguese Zone and uppermost (supraophiolitic) allochthons in the Galicia–Tras-os-Montes Zone represent exotic continental fragments also accreted to Iberia during the Variscan orogeny. They probably belong to an Avalonian part of the margin of previously amalgamated Laurussia (Quesada, 1998; Quesada et al., 2006).

Two events had a major importance in the evolution of the Iberian Massif during the Paleozoic:

- 1) the Variscan orogeny, responsible for the present geometrical arrangement of units (Ribeiro et al., 1990a; Quesada, 1991, 2006; Quesada et al., 1991, 2006), and
- 2) the Cambrian–Ordovician rifting event, that was largely responsible for the compartmentalization of the Paleozoic Iberian Autochthon margin and consequent paleogeographic and lithotectonic differences among the Cantabrian, West Asturian–Leonese, Central Iberian, and Ossa Morena zones (Liñán and Quesada, 1990; Quesada, 1991, 2006; Quesada et al., 1991, 2006; Sánchez-García, 2001; Sánchez-García et al., 2003).

The main aim of this paper is to describe the most salient characteristics of this Cambrian rifting event and the abundant and varied igneous rocks employed into the Ossa Morena Zone in connection to it. This contribution also presents eleven new U–Pb (zircon) radiometric ages obtained from the rift-related igneous rocks,

which demonstrates that they were emplaced in two different highly contrasting steps of magma emplacement in the upper crust.

## 2. Evidence for early Paleozoic rifting in the Iberian massif

The Paleozoic autochthonous part of the Iberian Massif (Iberian Autochthon of Quesada, 1991), which includes the Ossa Morena, the infra-ophiolitic units of the Galicia–Tras-os-Montes, the Central Iberian, the West Asturian–Leonese and the Cantabrian zones (Fig. 1), is characterized by a relatively homogeneous Ordovician–Devonian platformal sequence dominated by siliciclastic sediments (Gutiérrez-Marco et al., 2002; Robardet and Gutiérrez-Marco, 2002; García-Alcalde et al., 2002), in which differences among units relate to their relative position within the continental shelf; the order given above to the various zones representing a section from outermost to innermost platform environments (Quesada, 1991; Quesada et al., 1991). The most salient characteristic elements of this overstepping sequence are: i) an Early Ordovician transgressive tract, in which the Armorican Quartzite (and correlatives) is the most representative unit (Robardet and Gutiérrez-Marco, 1990; Gutiérrez-Marco et al., 2002); and ii) presence of Late Ordovician glaciomarine deposits, which link all these units to the evolution of Gondwana (Robardet and Doré, 1988; Robardet and Gutiérrez-Marco, 2004). Prior to this overstepping platformal sequence the stratigraphic record in each zone was highly contrasting in both thickness and facies development, these differences being the foundation for the mutual distinction among them (Lotze, 1945; Julivert et al., 1974; Quesada, 1991).

Concerning the Cambrian to earliest Ordovician time span there is a general consensus that the stratigraphic differences across the various zones are better explained as a consequence of sedimentation under an overall extensional tectonic regime (Quesada, 1987, 1991, 2006; Quesada et al., 1991; Expósito et al., 2003; Simancas et al., 2004) leading to formation of subsiding and more stable belts (graben and horsts): the Ossa Morena and West Asturian–Leonese zones representing subsiding graben whereas the Central Iberian and Cantabrian zones represent intervening relatively stable horsts. This compartmentalization happened at various scales and led to formation of second order divisions within each zone. Evidence supporting the interpretation of this extensional event in connection with a continental rifting process, eventually leading to opening of a brand new ocean (Rheic Ocean) is provided by two main facts: i) existence of a coeval magmatism with the characteristic bimodal nature typical of igneous rocks associated with rifting processes (Liñán and Quesada, 1990; Sánchez-García, 2001; Sánchez-García et al., 2003); and ii) existence of Paleozoic oceanic sequences adjacent to the outermost Iberian Autochthon units in which this Early Paleozoic magmatism is massively developed. This is the case for the Paleozoic oceanic units making up the Pulo do Lobo Zone and Beja–Acebuches ophiolite (Fig. 1) (Munhá et al., 1986; Quesada et al., 1994) that are located immediately south of the Ossa Morena Zone where the Cambrian rift-related igneous activity dealt with herein reached its maximal expression (Sánchez-García et al., 2003), and the case of the ophiolitic thrust sheets overlying parautochthonous units in the Galicia–Tras-os-Montes Zone (Arenas et al., 1986, 2007a,b,c; Ribeiro et al., 1990b; Díaz García et al., 1999), the latter also containing significant Early Paleozoic igneous rocks. The oceanic lithospheric sequences are being considered as parts of the Rheic Ocean or of basins marginal to it (Arenas et al., 1986, 2007a,b,c; Díaz García et al., 1999; Sánchez-García et al., 2003; Murphy et al., 2006; Quesada et al., 2006; Quesada, 2006). Their contact with the Iberian Autochthon zones showing the highest expression of the rift-related igneous rocks is also taken as evidence supporting the interpretation that the opening of this part of the Rheic Ocean represented the culmination of the rifting process recorded in marginal units of the Iberian Autochthon.

In this context the platform sequence that developed on top of the rift sequence from the Ordovician through the Devonian would represent the passive margin of Gondwana south of, and during the

phase of oceanic spreading in the Rheic Ocean. The basal unconformity of the platform sequence thus represents the rift to drift transition during continental break-up (Quesada, 1987, 1991; López-Guijarro et al., 2007).

In this contribution attention is paid to the massive magmatism that developed in connection to rifting in the Ossa Morena Zone, mainly during the Cambrian. In the other, more internal zones of the Iberian Massif Paleozoic shelf, igneous activity was only of a local importance with the exception of the so-called Ollo de Sapo Domain and its extension into the Iberian Central Range, the northernmost Central Iberian division near its boundary with the West Asturian–Leonese Zone (Fig. 1) (Martínez Catalán, 1981; González Lodeiro, 1980), and generally younger (Early Ordovician; Gebauer, 1993; Gebauer et al., 1993; Valverde Vaquero, 1997). This inboard younging of magmatism suggests diachronic propagation of rifting towards more internal parts of Gondwana that may have eventually culminated in rifting apart of a terrane (Sánchez-García et al., 2003; Quesada et al., 2006), probably a part of the future Avalonia terrane assemblage (Williams, 1979; O'Brien et al., 1983; Keppie et al., 1991; Keppie and Dostal, 1991; Keppie, 1993; Hibbard and Samson, 1995; Murphy et al., 1999, 2006; Hibbard et al., 2002; Nance et al., 2002).

## 3. Magmatic activity in the Ossa Morena Zone during rifting

Large volumes of igneous rocks were emplaced in the Ossa Morena Zone in the Early Paleozoic, mostly within the Cambrian. Exposed crustal segments show both volcanic and shallow plutonic rocks that according to their relationship with coeval sedimentary successions can be assigned to two different periods of magma emplacement, each of which shows very different characteristics. In a previous paper (Sánchez-García et al., 2003) we have described the main stratigraphic, petrographic and geochemical characteristics of the igneous rocks that were emplaced in the Ossa Morena Zone during Early Paleozoic rifting, from which the following points are worthwhile reviewing:

- 1) An *Early Igneous Event*, represented only in northeastern and central units of the Ossa Morena Zone, is exclusively comprised of acid peraluminous rocks. The generation of these rocks was associated with migmatite formation during the development of core-complex structures (e.g., Monesterio migmatites) in mid to upper crustal environments. A complete series ranging from migmatitic complexes (e.g., Mina Afortunada, Monesterio, Valungo, Lora del Río) through allochthonous unrooted plutons (Calera, Tablada) to volcanic rocks (Bodonal Porphyroid) characterize this *Early Igneous Event*. These rocks had been previously interpreted as belonging to late evolutionary stages (late extensional collapse) of the Cadomian orogeny (Eguiluz, 1987; Quesada and Munhá, 1990; Bandrés et al., 2002, 2004). However, available ages for both volcanic and plutonic rocks (Schäfer, 1990; Ochsner, 1993; Ordóñez, 1998; Romeo et al., 2006; this paper) of c. 530 Ma (U–Pb zircon method) are younger than the basal sediments of the unconformably overlying rift sequence. These data, along with their association with extensional tectonic processes, are here interpreted to suggest that they represent the onset of rifting and the initial stages of a severe thermal modification of the lithosphere, probably caused by an underlying thermal anomaly in the mantle.
- 2) A *Main Igneous Event*, during which the bulk of Early Paleozoic igneous rocks were emplaced, produced predominantly basaltic and acid (rhyolite) rocks and minor amounts of intermediate (trachyte) rocks defining a characteristic bimodal association typical of magmatism associated with continental rifting processes. The large volume of magma emplaced into upper crust environments, along with the presence of abundant dikes, suggests that magma ascent benefited from coeval extensional tectonism. Indeed, many plutons, particularly the smaller ones, are actually sheeted dike complexes. Within the largest plutons,

**Table 1**

Average, maximum and minimum major element composition (%) and CIPW norm of Ossa Morena rift-related Igneous Rocks

Early rift-related igneous suite						
Felsic rocks						
	Average	Max	Min	Total: 57	No.	%
SiO <sub>2</sub>	74.06	83.83	67.15	Q	10	21.74
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14.46	18.41	10.32	C	2	4.35
FeO	1.61	4.35	0.11	di	43	95.56
MnO	0.04	0.08	0.01	Ol+Hy	24	53.33
MgO	0.68	3.60	0.07	Ol+Ne	12	26.67
CaO	1.07	2.70	0.04	Volcanic Rocks	9	20.00
Na <sub>2</sub> O	3.21	5.18	0.10	Plutonic Rocks	36	80.00
K <sub>2</sub> O	4.49	11.15	2.13			
TiO <sub>2</sub>	0.28	0.68	0.02			
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.12	0.25	0.05			
La <sub>N</sub> /Sm <sub>N</sub>	3.27	4.30	1.74			
Eu/Eu*	0.41	0.61	0.09			
Gd <sub>N</sub> /Yb <sub>N</sub>	1.52	2.48	0.90			
La <sub>N</sub> /Yb <sub>N</sub>	7.32	15.04	2.29			
Zr/Nb	14.68	28.18	1.84			
Nb/Th	0.98	3.35	0.62			
ASI	1.24	2.71	0.88			
Main rift-related igneous suite						
Felsic and intermediate rocks with OIB affinities						
	Average	Max	Min	Total: 33	No.	%
SiO <sub>2</sub>	65.66	78.82	52.01	Q	30	90.91
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14.07	17.27	9.42	C	14	42.42
FeO	6.33	15.58	0.42	di	19	57.58
MnO	0.13	0.43	0.01	ac	3	9.09
MgO	1.45	5.91	0.04	ol	3	9.09
CaO	2.94	11.56	0.03	Volcanic Rocks	16	48.48
Na <sub>2</sub> O	4.06	7.88	0.12	Plutonic Rocks	17	51.52
K <sub>2</sub> O	3.74	10.92	0.05			
TiO <sub>2</sub>	1.37	4.88	0.17			
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.25	0.99	0.01			
La <sub>N</sub> /Sm <sub>N</sub>	2.75	4.27	1.00			
Eu/Eu*	0.60	1.02	0.14			
Gd <sub>N</sub> /Yb <sub>N</sub>	2.25	3.98	1.60			
La <sub>N</sub> /Yb <sub>N</sub>	9.51	14.63	4.66			
Zr/Nb	14.28	71.27	5.52			
Nb/Th	9.52	47.31	1.13			
ASI	0.95	1.65	0.57			
Main rift-related igneous suite						
Mafic rocks with OIB and E-MORB affinities						
	Average	Max	Min	Total: 25	No.	%
SiO <sub>2</sub>	48.68	51.71	41.51	Q	10	40.00
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.11	17.73	9.5438	C	2	8.00
FeO	12.53	17.27	8.4791	di	23	92.00
MnO	0.16	0.38	0.0516	Ol+Hy	9	36.00
MgO	6.14	16.36	2.443	Ol+Ne	6	24.00
CaO	8.77	12.57	3.9722	Volcanic Rocks	9	36.00
Na <sub>2</sub> O	3.42	6.51	0.7185	Plutonic Rocks	16	64.00
K <sub>2</sub> O	1.17	2.50	0.251			
TiO <sub>2</sub>	3.59	7.02	1.0079			
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.42	1.02	0.072			
La <sub>N</sub> /Sm <sub>N</sub>	2.04	2.83	1.48			
Eu/Eu*	1.13	2.03	0.83			
Gd <sub>N</sub> /Yb <sub>N</sub>	3.51	4.86	1.68			
La <sub>N</sub> /Yb <sub>N</sub>	9.91	15.34	3.94			
Zr/Nb	7.83	23.70	4.25			
Nb/Th	10.54	17.50	3.57			
ASI	0.68	1.11	0.43			
Main rift-related igneous suite						
Mafic rocks with N-MORB affinities						
	Average	Max	Min	Total: 20	No.	%
SiO <sub>2</sub>	48.63	50.85	45.06	Q	0	0.00
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16.17	22.13	8.83	Di	20	100.00
FeO	8.75	11.10	4.53	Ol+Hy	15	75.00

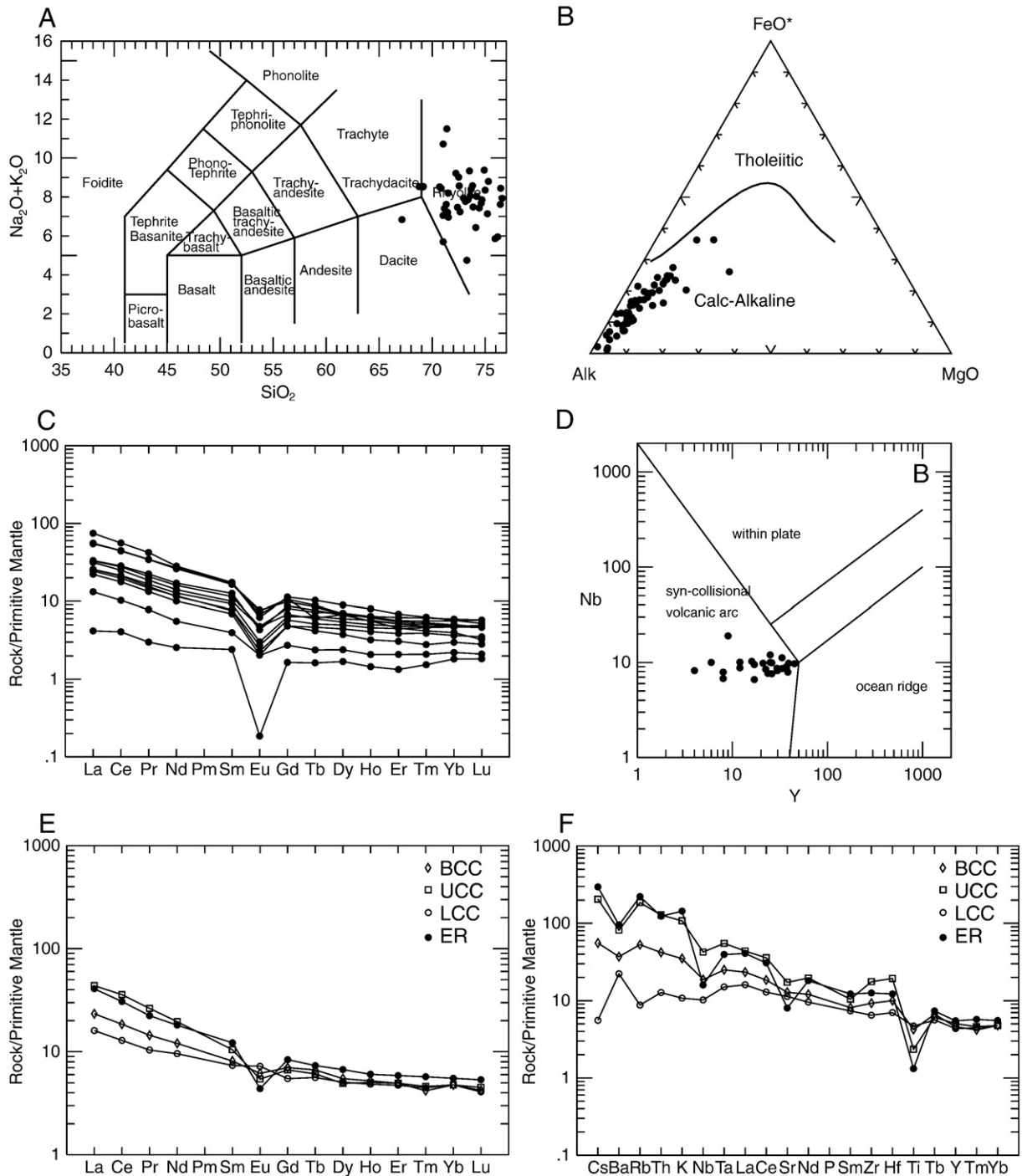
**Table 1 (continued)**

Main rift-related igneous suite						
Mafic rocks with N-MORB affinities						
	Average	Max	Min	Total: 20	No.	%
MnO	0.15	0.24	0.08	Ol+Ne	5	25.00
MgO	10.32	25.86	5.77	Volcanic Rocks	0	0.00
CaO	11.99	17.35	6.77	Plutonic Rocks	20	100.00
Na <sub>2</sub> O	2.52	3.90	1.32			
K <sub>2</sub> O	0.24	0.93	0.05			
TiO <sub>2</sub>	1.12	2.03	0.45			
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.08	0.19	0.01			
La <sub>N</sub> /Sm <sub>N</sub>	0.77	1.24	0.45			
Eu/Eu*	1.04	1.48	0.72			
Gd <sub>N</sub> /Yb <sub>N</sub>	1.25	1.38	0.95			
La <sub>N</sub> /Yb <sub>N</sub>	1.14	1.93	0.64			
Zr/Nb	25.46	73.38	4.00			
Nb/Th	2.64	3.37	1.90			
ASI	0.63	0.95	0.45			
Main rift-related igneous suite						
Plagiogranites related to N-MORB-affinity group						
	Average	Max	Min	Total: 5	No.	%
SiO <sub>2</sub>	77.65	79.48	73.58	Q	5	100.00
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13.50	15.93	12.52	C	5	100.00
FeO	0.66	1.38	0.03	Hy	5	100.00
MnO	0.01	0.02	0.01	Volcanic Rocks	0	0.00
MgO	0.18	0.41	0.09	Plutonic Rocks	5	100.00
CaO	0.25	0.55	0.08			
Na <sub>2</sub> O	7.10	7.80	6.66			
K <sub>2</sub> O	0.27	1.06	0.05			
TiO <sub>2</sub>	0.33	0.68	0.20			
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.06	0.08	0.03			
La <sub>N</sub> /Sm <sub>N</sub>	2.04	4.17	0.48			
Eu/Eu*	0.36	0.70	0.12			
Gd <sub>N</sub> /Yb <sub>N</sub>	0.88	1.10	0.61			
La <sub>N</sub> /Yb <sub>N</sub>	1.97	3.93	0.45			
Zr/Nb	27.04	30.71	23.40			
Nb/Th	2.43	7.63	0.43			
ASI	1.09	1.22	1.00			

lacolithic shapes and sub-circular ring complexes (e.g., Barcarrota) are common. Most plutons are either gabbroic or granitoid in composition, but some are bimodal and contain coeval batches of both compositions that locally show evidence of mingling.

Volcanic rocks of the *Main Igneous Event* occur interbedded within the Cambrian sedimentary formations described by Liñán and Quesada (1990) and Sánchez-García et al. (2003), and were predominantly erupted in a shallow submarine environment (Sánchez-García, 2001). This applies to both acid and basic rocks that often occur as individual flows, though they may alternate in the same locality. Like the plutonic rocks, some flows show evidence of a hybrid nature, probably because of mingling and mixing processes at their source. The presence of minor interbedded pyroclastic rocks (including ignimbrites) suggests local emergence or very shallow water conditions, perhaps at the shoulders of active normal faults. Epiclastic layers occur locally, but are relatively rare.

The depositional age of the volcanic rocks is usually well constrained by paleontologic data in the interbedded sedimentary strata and generally documents relatively short-lived volcanic episodes in each unit (Liñán and Perejón, 1981; Liñán and Quesada, 1990; Liñán and Gámez, 1993; Liñán et al., 1996). On a regional scale, however, the age of volcanism ranges from Early Cambrian in northeastern units to Early Ordovician in the southwest (Piçarra, 2000; Sánchez-García et al., 2003). This broad age range reflects the time needed for the igneous event to propagate across the entire exposed segment of the Ossa Morena Zone, since telescoped by subsequent transpressional tectonics during the Variscan orogeny (Quesada, 1991, 2006).

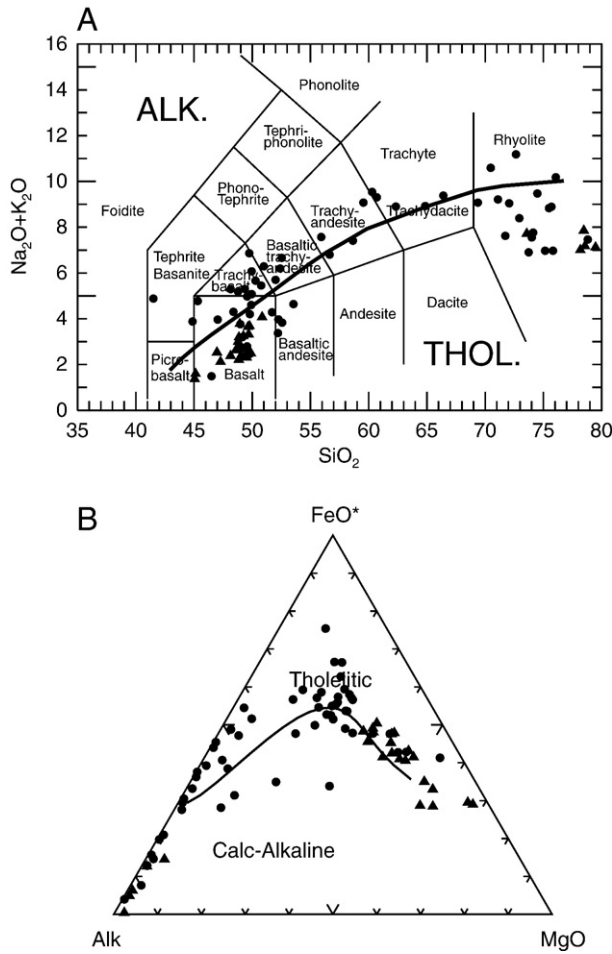


**Fig. 2.** Geochemistry of the *Early rift-related Igneous Suite*. A) Total Alkalis vs. Silica diagram; B) AFM diagram; C) Primitive mantle-normalized REE patterns, normalizing values from Palme and O'Neil, 2004; D) Y–Nb tectonic discrimination diagram (Pearce et al., 1984); E) Comparison of the average *Early rift-related Igneous Suite* (ER – open circles) with model Bulk Continental Crust (BCC – open diamonds), Upper Continental Crust (UCC – open squares) and Lower Continental Crust (LCC – open circles) compositions as proposed by Rudnick and Gao, 2004 in a Primitive mantle-normalized REE patterns (Rudnick and Gao, 2004); F) Primitive mantle-normalized spider diagrams. Same symbols as in Fig. 2E.

The sequential development of two stratigraphically separate and different in nature igneous events during a single protracted episode of continental extension is not a unique feature of the Ossa Morena Zone. Similar igneous evolutions have been described in other areas subjected to rifting, such as the Basin and Range province in western North America (Rehrig, 1986; Gans et al., 1989) or the Kenyan branch of the East African Rift (Baker, 1987; Furman, 2007), suggesting that this might be a general rather than a local characteristic of the igneous processes associated to rifting of continents.

#### 4. Petrology-geochemistry of the rift-related igneous rocks

Again, these topics were described in some detail in a previous paper (Sánchez-García et al., 2003). Relevant compositional data are summarized in Table 1 and Figs. 2 and 3. In this study, complementary data from Dupont and Bonin, 1981; Pons, 1982; Ruiz de Almodóvar, 1983; Ruiz de Almodóvar et al., 1984; Eguiluz, 1987; Galindo, 1989; Schäfer, 1990; Ochsner, 1993; Sánchez-García, 2001; Sánchez-García et al., 2003; Bellido et al., 2007; López-Guijaro et al. 2008–this volume,



**Fig. 3.** Geochemistry of the Main rift-related Igneous Rocks. A) Total Alkalies vs. Silica diagram with subdivision of the alkaline and sub-alkaline fields after Irvine and Baragar, 1971; B) AFM diagram; Legend: solid circles: Rift-Related OIB affinity group; solid triangles: Rift-Related N-MORB affinity group.

are used along with our own data. Detailed information (geographical, geological and stratigraphic location, petrography, major and trace element geochemistry and, when available, isotope geochemistry) of all our own samples can be obtained on request from the corresponding author. Critical characteristics of the igneous events are outlined next.

#### 4.1. Early Igneous Event

Only acid rocks belong to this group, as was to be expected for anatectic products after crustal protoliths. Their compositions vary between tonalitic and leucogranitic end-members, depending on the proportion of restitic material entrained from their source (Fig. 2A, Table 1). The volcanic rocks of this group are largely rhyolites, suggesting that restitic minerals tend to become concentrated close to the source area, being maximal in the in-situ neosomes of migmatites. A significant feature is the absence of evidence of mafic, mantle-derived components in our rocks, including the volcanic, plutonic and in-situ migmatitic areas (no mafic pods, dikes or even microgranular enclaves).

The major element composition of this magmatic suite demonstrates that the rocks are silica oversaturated ( $83.83 > \text{SiO}_2 > 67.15$ ), generally potassic (average  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} = 1.35$ ) peraluminous rocks (average  $C = 3.03$ ,  $\text{max} = 12$ ,  $\text{min} = 0.15$ ) showing a unimodal distribution with respect to  $\text{SiO}_2$ . In AFM space (Fig. 2B) these rocks behave as is typical of the acid parts of calcalkaline series, showing very little dispersion. As for the REE, when normalized to primitive mantle

composition (Fig. 2C) they exhibit a higher degree of fractionation within the LREE (average  $(\text{La}/\text{Sm})_n = 3.27$ ) than within the HREE (average  $(\text{Gd}/\text{Yb})_n = 1.52$ ), generalized Eu anomalies (average  $(\text{Eu}/\text{Eu}^*)_n = 0.41$ , being higher in the most differentiated rocks) and average  $(\text{La}/\text{Yb})_n$  ratios close to 7. When normalized to average Upper Continental Crust composition (Rudnick and Gao, 2004) they show relatively flat patterns but still with generalized Eu anomalies. Primitive-mantle-normalized spider diagrams show this group of rocks exhibiting a significant negative Nb anomaly (Fig. 2F) (average  $\text{La}/\text{Nb} = 3.05$ , more than three times larger than the 0.964 value typical of the primordial mantle). On the other hand, average  $\text{Nb}/\text{Th} = 0.98$ ,  $\text{Zr}/\text{Hf} = 38.43$ ,  $\text{K}/\text{U} = 12629$  and  $\text{K}/\text{Rb} = 360$  ratios are close to those found in the Upper Continental Crust (Taylor and McLennan, 1985; Hofmann, 1997; Rudnick and Gao, 2004). Although some isotopic ratios show values that could be attributed to different sources, when compared to average values for Bulk Continental Crust, Lower Continental Crust and Upper Continental Crust (Rudnick and Gao, 2004; see Fig. 2E and F) they show a best fit to the REE and spider patterns of the latter.

When plotting the composition of these rocks on tectonic discrimination diagrams such as the Y–Nb diagram (Pearce et al., 1984) they fall within the VAG and/or the SYN-COL fields (Fig. 2D). This signature is most likely inherited from the source, which formed part of a volcanic arc during the Neoproterozoic (Quesada, 1990, 1997; Pin et al., 2002; Sánchez-García et al., 2003; Pereira et al., 2006a).

A study of the Sm–Nd isotope systematic of the Ossa Morena Zone rift-related rocks is currently in progress. Some data have been recently published by other workers, which for the rocks belonging to this Early Igneous Event show  $\epsilon_{\text{Nd}}$  negative values ranging from  $-4.7$  to  $-1.2$ , and average crustal residence ages c. 1.5 Ga (Ordóñez, 1998; Salman, 2004; López-Guijaro et al. 2008-this volume). These results demonstrate the important contribution of old continental crust in the genesis of the igneous rocks that characterize this early event, with very little evidence for a significant contribution from a juvenile mantle source.

All the field, petrographic and geochemical characteristics outlined above suggest a major contribution of upper continental crust sources in the origin of these igneous rocks, the differentiation of which may have been mostly influenced by feldspar crystallization in the magma or its retention in the refractory restitic residue at the source.

#### 4.2. Main Igneous Event

Volcanic, subvolcanic and shallow plutonic rocks characterize this event of massive igneous flooding of the upper crust. Compositionally this suite is typically bimodal with respect to  $\text{SiO}_2$  (Table 1; Fig. 3A); i.e., it includes predominant basaltic and rhyolitic types and a minor proportion of intermediate compositions.

##### 4.2.1. Mafic Rocks

Within the basic group ( $\text{SiO}_2 < 52\%$ ) we have found two different subgroups according to their geochemical characteristics. These two subgroups, which are indistinguishable in the field and petrographically, occur intimately linked to each other within the same outcrops in our study area. We have been unable to see any stratigraphic difference between them, as found by Mata and Munhá (1990) on the Portuguese side of the OMZ.

##### 4.2.2. Mafic rocks with OIB (and E-MORB) affinities

Within this basic subgroup alkaline, subalkaline and transitional types can be distinguished in the TAS diagram, on which we have incorporated the alkaline/tholeiite divide (Irvine and Baragar, 1971) (Fig. 3A). Concerning their normative values ( $\text{FeO}/\text{Fe}_2\text{O}_3$  ratio adjusted according to criteria of Irvine and Baragar, 1971), more than 92% of the studied samples are Di normative, proving their overall subaluminous nature. Among our rocks quartz-subsaturated,  $\text{OI} + \text{Hy}$  normative (36%) types predominate, although nearly a quarter

of the studied samples (24%) are Ol+Ne normative alkaline affinity basalts (or their subvolcanic and plutonic equivalents). It is noticeable that the alkali content can be disturbed by the low-grade metamorphism that these rocks have undergone. This characteristic is corroborated by plotting the samples on the AFM diagram (Fig. 3B; Irvine and Baragar, 1971), on which samples showing a significant Fe enrichment are evident.

They behave similarly to the basalts of oceanic islands and show flat patterns when normalized to average OIB (Sun and McDonough, 1989) (Fig. 4A). They present in a chondrite-normalized diagram a average  $(La/Yb)_n=9.91$ , intermediate between E-MORB and OIB values (2.66 and 17.13 respectively; Sun and McDonough, 1989), and no Eu anomalies. Rocks in this group have average Nb/Th=10.54, which is higher than that of the primitive mantle (Nb/Th=7.05; Palme and O'Neil, 2004) but much lower than that of N-MORBs (Nb/Th=19.42; Sun and McDonough, 1989).

This subgroup of mafic rocks characterize a typically anorogenic association according to their major element composition as shown in the MgO–FeO–Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> diagram (Pearce et al., 1977; Fig. 4C), on which a vast majority of our samples plot in the within-plate fields.

#### 4.2.3. Mafic rocks with N-MORB affinities

This group comprise only subalkaline rocks as is shown in the TAS diagram, with the alkaline/tholeiite divide (Irvine and Baragar, 1971; Fig. 3A). It is composed of mafic subvolcanic intrusions (small stocks,

dikes and sills) and some minor contemporaneous plagiogranite bodies. Among this group there are some very rich in Mg mafic rocks that have only been found as intrusions/extrusions in Early and Middle Cambrian successions in the southern limb of the Monesterio antiform (for location see Fig. 2 in Sánchez-García et al., 2003). Fields relations show that mafic and felsic rocks are contemporaneous; mutually cross-cutting relationships occur among them. One of these felsic bodies has been dated in this work (see sample S3).

Concerning their normative values all of them are undersaturated in quartz (0% Q-normative), Ol+Hy normative (75%), showing tholeiitic character. A minor quantity of the samples (25%) has small Ol+Ne normative contents. This character can be seen also in the AFM diagram (Fig. 3B; Irvine and Baragar, 1971).

Their primitive mantle-normalized patterns are almost flat or slightly LREE depleted (Fig. 5A). The N-MORB affinities can be seen in Fig. 6A. They present a average  $(La/Yb)_n=1.14$ , without significant Eu anomalies, a little higher than N-MORB values (0.82, Sun and McDonough, 1989). Rocks in this group have average Nb/Th=2.64, which is smaller than typical N-MORB values (Nb/Th=19.42, Sun and McDonough, 1989). This anomalous character can be seen also in Fig. 6B, with higher average Nb and Th contents than N-MORBs and similar contents of both elements as opposed to N-MORBs, which show a lower Th content.

This subgroup of mafic rocks plots in the ocean ridge fields in the MgO–FeO–Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> diagram (Pearce et al., 1977; Fig. 5C). This same

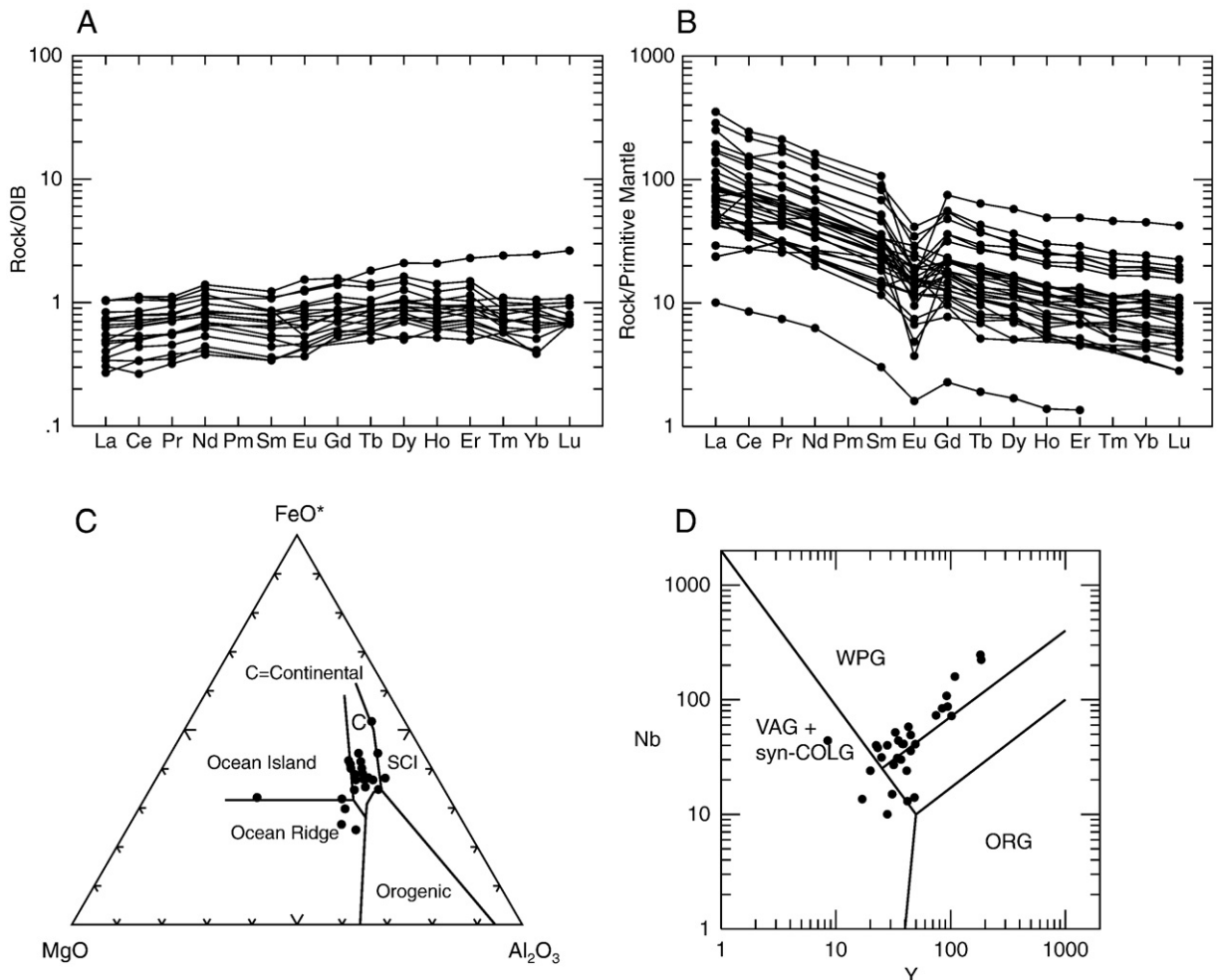
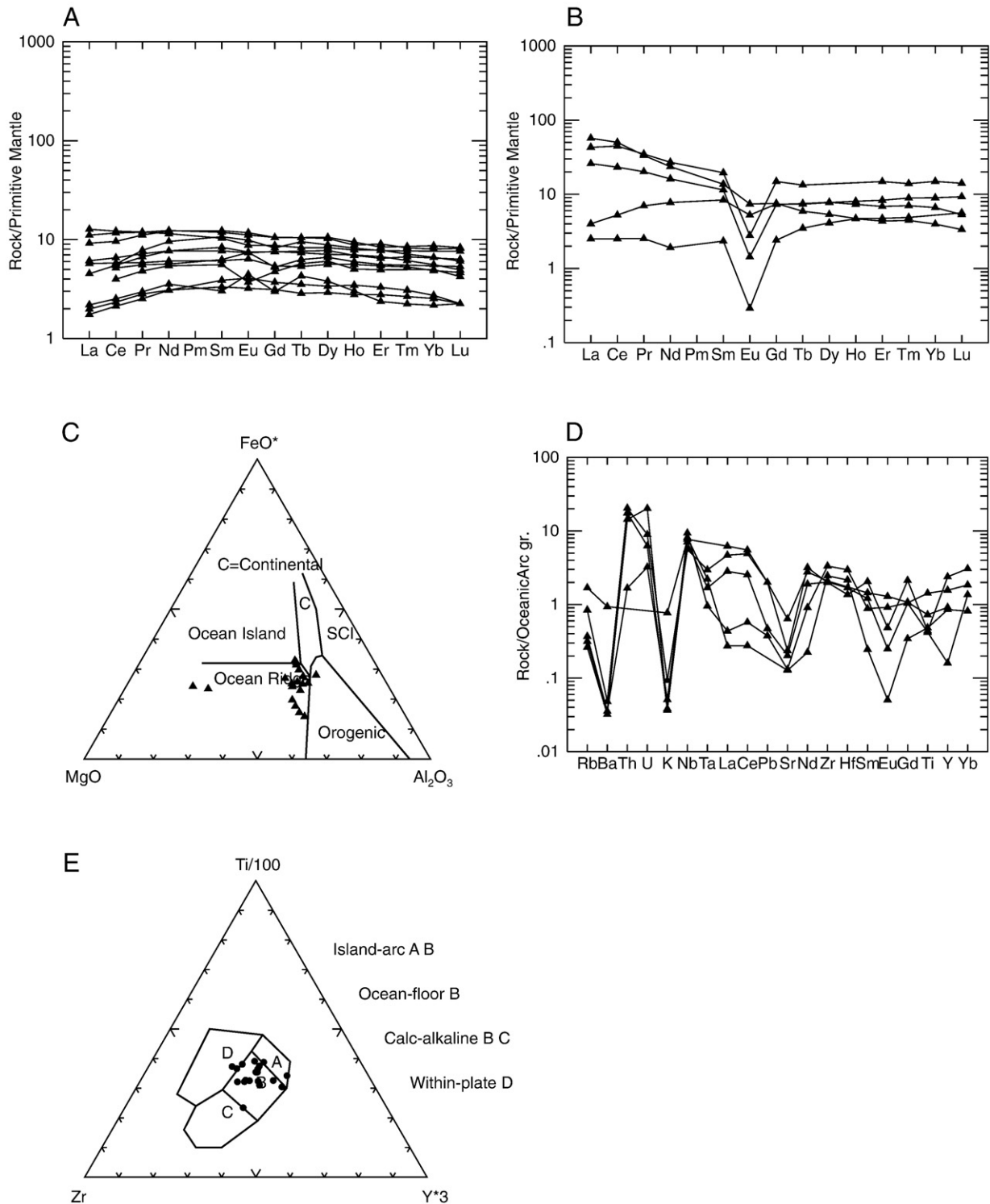


Fig. 4. Geochemistry of the OIB-affinity subgroup within the Main rift-related Igneous Rocks. A) OIB-normalized REE patterns of the mafic rocks, normalizing values from Sun and McDonough, 1989; B) MgO–FeO–Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> tectonic discrimination diagram for the mafic rocks (Pearce et al., 1977). C) Primitive mantle-normalized REE patterns for the intermediate and felsic rocks, normalizing values from Palme and O'Neil, 2004; D) Y–Nb tectonic discrimination diagram (Pearce et al., 1984) for the felsic and intermediate rocks.

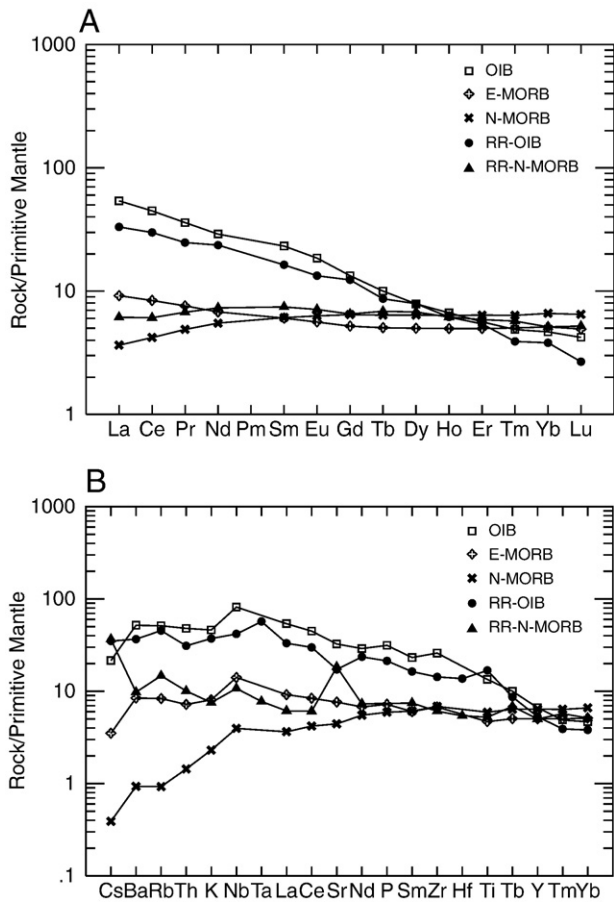


**Fig. 5.** Geochemistry of the N-MORB-affinity subgroup, *Main rift-related Igneous Rocks*. A) Primitive mantle-normalized REE patterns of the mafic rocks, normalizing values from Palme and O'Neil, 2004. B) Primitive mantle-normalized REE patterns of the plagiogranites, normalizing values from Palme and O'Neil, 2004. C) MgO–FeO–Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> tectonic discrimination diagram for the mafic rocks (Pearce et al., 1977). D) Ga/Al–Zr tectonic discrimination diagram (Whalen et al., 1987). E) Zr–Ti/100–Y\*3 tectonic discrimination diagram (Pearce and Cann, 1973) for the mafic rocks.

character is shown in the Pearce and Cann, 1973 diagram (Zr–Ti–Y) on Fig. 5D.

Average whole rock chemical compositions of the N-MORB-affinity rocks are shown in Table 1. In contrast to the OIB-affinity rocks of the *Main Igneous Event*, with average MgO/FeO=0.52, these show average MgO/FeO=1.22.

Among these N-MORB-affinity mafic rocks there are some, which are very rich in Mg (up to 25.86% of MgO). Their mineralogy is dominated by olivine, clinopyroxene and plagioclase, with Cr-spinel, magnetite, brown amphibole, apatite and rare phlogopite as accessory phases (see Table 2). The associated felsic rocks correspond to Na-rich plagiogranites and feldspar/pyroxene-bearing pegmatoids. The



**Fig. 6.** A) Comparison of the average of the mafic Rift-Related OIB-affinity group (RR-OIB – solid circles) and mafic Rift-Related N-MORB-affinity group (RR-N-MORB – solid triangles) with model OIB (open squares), E-MORB (open crosses) and N-MORB (solid crosses) proposed by Sun and McDonough, 1989, in a Primitive mantle-normalized REE diagram (Rudnick and Gao, 2004); B) Comparison of Primitive mantle-normalized Spider diagrams. Same symbols as in Fig. 6A.

former are generally very leucocratic, with a mineral composition dominated by quartz and albite; extremely altered biotite and other mafic minerals plus zircon, apatite and locally abundant magnetite are accessory phases. They plot near the A apex in the AFM diagram (Fig. 3B; Irvine and Baragar, 1971) corresponding to extremely differentiated magmas. Some of them display depleted or flat LREE-patterns with average  $(La/Sm)_n \approx 2.04$  but others show enrichment in these elements (Fig. 5B). All show variable Eu negative anomalies ( $Eu/Eu^* = 0.12$  to  $0.70$ ) and in general flat HREE-patterns ( $(Gd/Yb)_n \approx 0.88$ ). Rocks in this group have average  $Nb/Th = 2.43$ . This group of plagiogranites plot in the anorogenic field in the Ga/Al–Zr diagram (Whalen et al., 1987; Fig. 5D).

Though volumetrically minor, the presence of high-Mg mafic rocks in the *Main Igneous Event* associated with Early Paleozoic rifting in the Ossa Morena Zone could provide an indication that at least locally a very high rate of partial melting of a depleted mantle source with a composition similar in some instances to that of the primitive mantle may have taken place here. The requirements for this to happen are twofold: i) existence of a higher than average thermal anomaly (a mantle plume?); and ii) previous enrichment of the mantle wedge atop the anomaly. This latter process could have an explanation by considering the previous history of the Ossa Morena Zone as a suprasubduction zone magmatic arc (Sánchez Carretero et al., 1990; Quesada, 1990, 1991, 1997; Bandrés et al., 2002, 2004). On the other hand, the associated plagiogranites could have been formed from residual end-member melts after low pressure fractional crystallization of basaltic magmas.

#### 4.2.4. Intermediate and felsic rocks

This group of rocks belonging to the *Main Igneous Event* constitutes a very heterogeneous set ranging in composition from andesites to rhyolites and their respective plutonic equivalents ( $52.01 < SiO_2 < 78.82$ ). The most acid types ( $SiO_2 \approx 75\%$ ) predominate by far and a relative compositional gap ( $65\% < SiO_2 < 70\%$ ; Fig. 3A) exists. Among the silica-oversaturated rocks c. 42% are peraluminous and a small proportion show peralkaline affinities (9%). Most rocks have similar contents of  $Na_2O$  and  $K_2O$  (average  $Na_2O/K_2O = 1.08$ ). Only c. 9% of the studied samples is OI-normative whereas silica-oversaturated rocks reach nearly 91%. In AFM space this intermediate and felsic group plot in the tholeiitic field with a subsidiary alkaline group as is shown in Figs. 3A and B. Felsic rocks of the main tholeiitic trend are very poor in Mg and may show strong iron enrichment, probably in connection with the formation of the Fe-ore deposits associated with Na-rich plagiogranite, quartz syenite and rhyolite of this group that are widespread across the Ossa Morena Zone (Vázquez Guzmán and Fernández Pompa, 1976).

Primitive mantle-normalized REE patterns also demonstrate the high variability existing within this group of rocks (Fig. 4B), which generally exhibit prominent negative Eu anomalies. A majority of the samples shows LREE-enriched (average  $(La/Sm)_n = 2.75$ ) fractionated patterns with rather homogeneous slopes and significant negative Eu anomalies (average  $(Eu/Eu^*)_n = 0.60$ ). They present a fractionated HREE pattern (average  $(Gd/Yb)_n = 2.25$ ). This population of samples exhibits average  $Nb/Ta = 15.45$ ,  $Zr/Hf = 121.58$ ,  $max = 195.89$  and  $min = 38.2$ ,  $Th/U = 3.64$  and  $K/U = 12702$  and  $La/Nb = 1.62$  (4.35 to 0.16) ratios that do not allow a straightforward interpretation.

Most samples of this group plot in the within-plate field on the Y–Nb diagram (Pearce et al., 1984) while a smaller number plot in the orogenic granitoids or anomalous ridge fields (Fig. 4D).

The apparently incongruent behaviour of the felsic rocks just outlined as well as the large heterogeneity shown by most geochemical data reviewed in previous sections, concerning all the rock types, may have a satisfactory explanation by considering this rift-related *Main Igneous Event* the result of the presence of magmas derived from several reservoirs. In such a context we interpret that: i) the N-MORB-like (mafic and felsic) rocks may represent products from depleted sublithospheric (asthenospheric) sources; ii) the OIB/E-MORB-like rocks are the products of melt of variably enriched (during previous subduction processes) lithospheric sources, with the Mg-rich rocks also implying extremely high melting proportions; and finally, iii) the felsic peraluminous compositions, the result of crystallizing crustal partial melts. Mixing of melts derived from these three end-member sources would have promoted formation of hybrid rocks with intermediate characteristics, and would have largely contributed to the overall geochemical heterogeneity shown by this group. This mixing may be held responsible also for the misclassification in the tectonic discrimination diagrams. Rather similar complex sources and processes have been described from igneous rocks in other areas subjected to rifting; e.g., the East African Rift System, running from the Afar triangle to southern Tanzania (Furman, 2007; Peccerillo et al., 2007).

**Table 2**

Data of some mineral chemical compositions (olivine, clinopyroxene and spinel) of representative Mg-rich, N-MORB-affinity group samples from the Ossa Morena Zone

	OI-OM*	Cpx-OM**	Sp-OM
TiO <sub>2</sub>	0.03	1.37	3.19
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.07	3.43	23.21
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.05	0.57	25.90
FeO <sub>t</sub>	14.80	6.09	36.85
MgO	45.47	14.77	10.90
NiO	0.15	0.04	0.08
CaO	0.31	22.09	0.03

Legend: OI-OM, Cpx-OM, SP-OM=olivine, clinopyroxene and spinels (Ossa Morena Zone); \* = average of 10 analyses; \*\* = average of 5 analyses; \*\*\* = average of 3 analyses.



## 5. Geochronology of the igneous rocks

One of the main goals of this paper is the presentation of a set of new U–Pb zircon ages that we have produced from rocks belonging to both the *Early* and the *Main Igneous* events associated with Early

Paleozoic rifting recorded in the Ossa Morena Zone. The ages of the volcanic rocks were in some cases relatively well constrained by the paleontologic content of interbedded sedimentary rocks. This was not the case for the subvolcanic and plutonic rocks that in some cases had been assigned wrong ages by erroneous correlations based on their

**Table 3**  
U–Pb isotope composition and ages of all analysed samples. UTM coordinates indicated

Fraction	Weight [mg]	Concentration		Measured		Corrected atomic ratios*						Age [Ma]				
		U	Pb rad	total common		206Pb		207Pb		207Pb		206Pb				
				[ppm]	Pb [pg]	204Pb	206Pb	238U	+/-	235U	+/-	206Pb	+/-	238U	235U	206Pb
<i>S1 Migmatite neosome Mina Afortunada (UTM x=225.250; y=4878.425)</i>																
Z1	clr long prisms	0.051	453	29.0	118	819	0.0772	0.06565	28	0.5255	26	0.05805	16	410	429	532
Z2	Single lrg euh abr	0.014	154	13.1	11	1067	0.1090	0.08451	48	0.6765	38	0.05806	22	523	525	532
Z3	2 euh grains abr	0.016	168	14.2	9	1647	0.1053	0.08423	58	0.6752	50	0.05814	24	521	524	535
M1	clr pale yel abr	0.032	640	592.8	33	3186	11.9533	0.08215	34	0.6510	24	0.05748	16	509	509	510
M2	clr euh abr	0.111	1020	627.5	81	6917	7.9059	0.07919	24	0.6246	22	0.05721	6	491	493	500
M3	clr plates abr	0.040	864	484.6	134	1287	7.0579	0.07979	72	0.6306	60	0.05732	22	495	496	504
<i>S2 Sierra Vieja Granite (UTM x=712.775; y=4263.725)</i>																
Z1	3 clr lrg frags abr	0.012	279	34.9	4.8	3143	0.9741	0.07131	56	0.5669	42	0.05766	18	444	456	517
Z2	4 lrg frags abr	0.016	488	64.5	17	2246	0.8794	0.07904	60	0.6270	44	0.05753	18	490	494	512
Z3	3 lrg frags abr	0.012	810	90.8	16	2419	0.9591	0.06443	42	0.5089	32	0.05728	20	403	418	502
<i>S3 Remedios Granite (UTM x=707.100; y=4233.850)</i>																
Z1	9 sharp euh prm	0.018	266	21.8	2.5	9723	0.1001	0.08222	38	0.6536	24	0.05765	18	509	511	517
Z2	3 clr prm abr	0.006	423	33.7	2.7	4686	0.0999	0.08010	62	0.6373	42	0.05770	24	497	501	519
Z3	4 clr euh prm abr	0.010	268	20.8	3.4	3843	0.1023	0.07772	34	0.6179	26	0.05766	14	482	489	517
Z4	7 clr sharp abr	0.014	242	19.4	2.7	6356	0.0908	0.08101	48	0.6441	30	0.05767	24	502	505	517
Z5	5 sharp prisms abr	0.010	115	9.0	0.6	8930	0.0997	0.07867	32	0.6254	26	0.05765	8	488	493	517
Z6	2 equant prisms abr	0.004	222	18.1	0.6	8368	0.0961	0.08210	36	0.6527	28	0.05766	12	509	510	517
<i>S4 Tuff Aracena (UTM x=177.645; y=4203.435)</i>																
Z1	2 clr prm abr	0.004	127	10.8	1.0	2679	0.1294	0.08333	66	0.6625	49	0.05766	30	516	516	517
Z2	3 clr prm abr	0.006	100	8.4	1.8	1817	0.1213	0.08301	54	0.6596	44	0.05762	34	514	514	516
Z3	4 clr prm abr	0.008	84	7.2	1.9	1943	0.1274	0.08333	46	0.6603	27	0.05747	26	516	515	510
Z4	3 clr prm abr	0.006	143	12.2	2.3	2001	0.1329	0.08309	54	0.6580	48	0.05743	40	515	513	508
<i>S5 Albite Porphyry Feria (UTM x=711.775; y=4265.100)</i>																
Z1	20 clr prm abr	0.040	63	5.3	5.7	2267	0.1532	0.08046	56	0.6400	38	0.05769	24	499	502	518
Z2	4 clr prm abr	0.008	38	3.6	2.9	609	0.1407	0.09014	48	0.8167	52	0.06572	34	556	606	797
Z3	20 prisms abr	0.040	94	7.8	16.1	1188	0.1433	0.07967	26	0.6320	24	0.05754	10	494	497	512
Z4	7 prisms abr	0.014	53	4.4	10.6	369	0.1533	0.07892	30	0.6274	36	0.05766	26	490	494	517
<i>S6 Rhyolite Zafra (UTM x=721.650; y=4257.300)</i>																
Z1	clr euh prisms abr	0.089	130	10.9	46	1294	0.1426	0.08148	24	0.6463	22	0.05753	10	505	506	512
<i>S7 Tuff Aracena (UTM x=172.075; y=420.6415)</i>																
Z1	2 clr euh prm abr	0.004	61	5.1	9.1	160	0.1126	0.08252	48	0.6542	170	0.05750	140	511	511	511
Z2	1 sharp euh prm abr	0.002	139	11.4	3.2	459	0.1219	0.08059	44	0.6353	42	0.05718	34	500	499	498
Z3	3 clr sharp euh abr	0.006	108	9.0	12	300	0.1157	0.08252	70	0.6547	108	0.05754	90	511	511	512
Z4	2 clr lrg prm abr	0.006	151	12.6	3.1	1517	0.1233	0.08235	62	0.6525	54	0.05746	38	510	510	509
<i>S8 Rhyolite Zafra (UTM x=722.200; y=4256.675)</i>																
Z1	10 euh prisms abr	0.025	57	4.7	3	2373	0.1322	0.08141	24	0.6436	22	0.05734	8	505	505	505
Z2	1 med 2:1 euh prism	0.004	81	6.7	5	338	0.1247	0.08136	68	0.6450	48	0.05750	44	504	505	511
<i>S9 Ignimbrite Zafra (UTM x=721.900; y=4257.075)</i>																
Z1	6 clr lrg prm abr	0.012	181	15.3	3.5	3205	0.1450	0.08170	34	0.6462	22	0.05737	20	506	506	506
Z2	14 clr prm abr	0.028	149	12.5	6.8	3104	0.1584	0.08001	42	0.6364	30	0.05769	18	496	500	518
Z3	6 clr lrg abr	0.012	141	12.1	5.9	1457	0.1976	0.07936	36	0.6278	28	0.05737	14	492	495	506
<i>S10 Rhyolite Zafra (UTM x=712.900; y=4265.250)</i>																
Z1	6 clr prm + tips	0.018	80	6.7	3.7	2033	0.1409	0.08139	36	0.6443	28	0.05741	14	504	505	507
Z2	5 clr prm abr	0.015	188	15.9	4.3	3378	0.1440	0.08140	30	0.6446	22	0.05743	12	504	505	508
Z3	3 lrg clr frags abr	0.009	139	11.7	1.7	3703	0.1392	0.08169	40	0.6461	29	0.05736	20	506	506	506
Z4	4 lrg clr frags abr	0.012	185	15.6	5.3	2153	0.1418	0.08157	36	0.6449	29	0.05734	14	506	505	505
<i>S11 Rhyolite Feria (UTM x=711.525; y=4264.350)</i>																
Z1	8 sml euh prm abr	0.024	19	1.7	24	117	0.1627	0.08117	52	0.6615	66	0.05910	46	503	516	571
Z2	10 sml euh 3:1 prm	0.020	42	3.6	23	208	0.1519	0.08077	42	0.6434	54	0.05777	44	501	504	521

Notes: Atomic Ratios corrected for spike, laboratory blank, initial common lead for the age of the sample and 0.3 pg uranium blank. Numbers after the ratios are 2 sigma uncertainties on the ratios and refer to the final digits. Z = zircon, euh = euhedral, prm = prisms, clr = clear, abr = abraded, lrg = large, sml = small, frags = fragments (no crystal faces). Sample weights for small fractions were estimated from grain size and density.

ambiguous geochemistry, especially within the *Early Igneous Event*, whose compositions overlap those of the Neoproterozoic arc-related rocks (Sánchez Carretero et al., 1990; Quesada, 1990, 1997).

The analyses presented in Table 3 were performed at the Geochronology Laboratory located in the Department of Earth Sciences, Memorial University of Newfoundland (Canada), according to the following sample preparation procedure and analytical technique.

Zircon grains were selected according to criteria of morphology and clarity. In most cases, a small number of zircon grains were grouped into fractions of like morphology to allow precise measurement of all Pb masses on the mass spectrometer. At an age of ca. 500 Ma, for clear high quality zircon, this amounted to 2–10 grains of zircon for most fractions. The abrasion technique (Krogh, 1982) was extensively used to remove outer surfaces to minimize or eliminate Pb-loss. Abraded zircon fractions were washed in distilled HNO<sub>3</sub>, doubly distilled H<sub>2</sub>O, then distilled acetone, prior to weighing on a microbalance and loading in Krogh-type TEFLON dissolution bombs. A mixed <sup>205</sup>Pb/<sup>235</sup>U tracer was added in proportion to the sample weight, along with ca. 15 drops distilled HF, and then the bomb was sealed and placed in an oven at 210 °C for 5 days. Ion exchange chemistry was carried out according to the procedure of Krogh (1973), with modified columns and reagent volumes scaled down to one tenth of those reported in 1973. The purified Pb and U were collected in a clean beaker in a single drop of ultrapure H<sub>3</sub>PO<sub>4</sub>.

Lead and uranium were loaded together on outgassed single Re filaments with silica gel and dilute H<sub>3</sub>PO<sub>4</sub>. Mass spectrometry was carried out using a multi-collector MAT 262. The faraday cups are calibrated with NBS 981 lead standard and the ion counting SEM detector is calibrated against a faraday cup by measuring a known lead isotopic ratio. Small amounts of Pb are measured by peak jumping on the ion counter, with measurement times weighted according to the amounts of each mass present. U was measured by static double faraday collection. A series of sets of data are measured in the temperature range 1400 to 1550 °C for Pb and 1550 to 1640 °C for U, and the best sets combined to produce a mean value for each ratio. The measured ratios are corrected for Pb and U fractionation of 0.1%/amu and 0.03%/amu respectively as determined from repeat measurements of NBS standards. The ratios are also corrected for laboratory procedure blanks (1–10 pg Pb, 0.3 pg U) and for common lead above the laboratory blank with lead of the composition predicted by the two-stage model of Stacey and Kramers (1975) for the age of the sample. Ages are calculated using the decay constants recommended by Jaffey et al. (1977).

The uncertainties on the isotopic ratios are calculated using an unpublished program and are reported at 2 sigma. Sources of uncertainty considered (at 2 sigma) include: uncertainties on the isotopic ratio measurements by mass spectrometry, the Pb and U fractionation, assigned 50% uncertainty on the amount of the Pb and U blanks, and a 4% uncertainty on the isotopic composition of the Pb used to subtract the common lead present above laboratory blank. These uncertainties were quadratically added to arrive at final two sigma uncertainties that are reported after the isotopic ratios in the data table.

Ages based on reproduced concordant data points are reported as the weighted averages of the <sup>206</sup>Pb/<sup>238</sup>U ages, calculated using ISOPLOT, and are reported at the 95% confidence interval. Upper intercept ages for Discordia lines were calculated after Davis (1982).

### 5.1. Zircon morphology

As part of the study, representative zircon grains from each rock were examined using cathodo-luminescence (Fig. 7). In addition, several photos of zircon populations are included in Fig. 7, which show zircon prisms selected for analysis that are typical of zircon from most of the samples. The exception is sample S2, the Sierra Vieja Granite,

which contained large angular zircon fragments and no prisms. These fragments display very patchy irregular zonation, weak luminescence and had the highest degree of lead-loss of any sample from the main magmatic event.

The images show well-preserved igneous concentric oscillatory growth zoning in these zircons, with some individual highly luminescent zones that likely contain higher uranium concentrations. Silicate and rare opaque mineral inclusions can be seen in some images, in both transmitted light and cathodo-luminescence. No definite inherited cores were recognized in imaging, which is consistent with the regularity in the isotopic data.

## 6. Results

As with the geochemical data, detailed information (geographical, geological and stratigraphic location, petrography, major and trace element geochemistry) of all the samples used in this geochronological study can be obtained on request from the corresponding author. UTM coordinates of all the dated samples are included in Table 3. In Fig. 8 we present concordia diagrams for all the analysed samples. The general conclusion is that, as within the subvolcanic and plutonic rocks, the two ages of magma emplacement identified by stratigraphic data within the volcanic rocks are confirmed.

Zircon was separated from 11 samples and the highest quality grains were selected for analysis. A few single grains were analysed but, more commonly, small numbers (2–10) of identical grains were grouped for analysis to allow for better measurement precision.

From the *Early Igneous Event* we analysed only one sample (S1 in Table 3 and in Fig. 8), which corresponds to a porphyritic leucogranite (neosome) within the Mina Afortunada migmatitic dome. Sample S1 yielded both zircon and monazite, both displaying discordance along distinct lines. The zircon analyses define a line to 7±32 Ma, or effectively to 0 Ma. The weighted average of the <sup>207</sup>Pb/<sup>206</sup>Pb ages for the three analyses yields 532±4 Ma (MSWD=0.2) for igneous crystallization of the anatectic neosome precursor to this gneiss. The zircon age is undistinguishable within error from the U–Pb ages published from the Monesterio anatectic granodiorite (527±10/–7 Ma (xenotime), Ochsner, 1993; 533±8 Ma (zircon), Ordóñez, 1998) or from the volcanoclastic Bodonal porphyroid (530±3 Ma, Romeo et al., 2006). It is also very close to the SHRIMP zircon protolith age of the Alcaçovas orthogneiss in the Évora Massif (Chichorro, 2006; Pereira et al., 2006b: 526±9.9 Ma). We interpret all these, very close, U–Pb ages to actually date anatectic granite crystallization, and together with the results by other authors, provide a bracket of 530±5 Ma for development of the *Early Igneous Event*. The monazite yield a discordia line which projects to a Paleozoic lower intercept, poorly constrained at ca. 340±35 Ma (Variscan overprint), and an upper intercept age of 515+9/–7 Ma with an 83% probability of fit. This monazite data is interpreted to reflect a Cambrian metamorphic event, probably related to massive igneous emplacement during the *Main Igneous Event* (age coincidence, see below). The lower intercept may be related to a later thermal overprint triggering lead-loss during the Carboniferous Variscan orogeny.

Concerning the *Main Igneous Event* we have not found zircon or monazite within the mafic rocks. Zircons are very abundant however within the intermediate and acid rocks, from which ten samples were analysed (Table 3 and Fig. 8). Seven volcanic, volcanoclastic and syn-sedimentary sill rocks were sampled in three different sections: i) the Alconera unit near Zafra (Central Ossa Morena Zone), ii) the same unit further to the west in the surroundings of Feria, and iii) the low-grade unit in the Aracena Massif near the southern boundary of the Ossa Morena Zone (see Sánchez-García et al., 2003, for geographical and geological location). The aim was to detect whether migration of igneous activity during this event had happened along-strike, across-strike or in both directions. Additionally, three samples were collected from cogenetic epizonal plutons (Feria Porphyry, Los Remedios granite

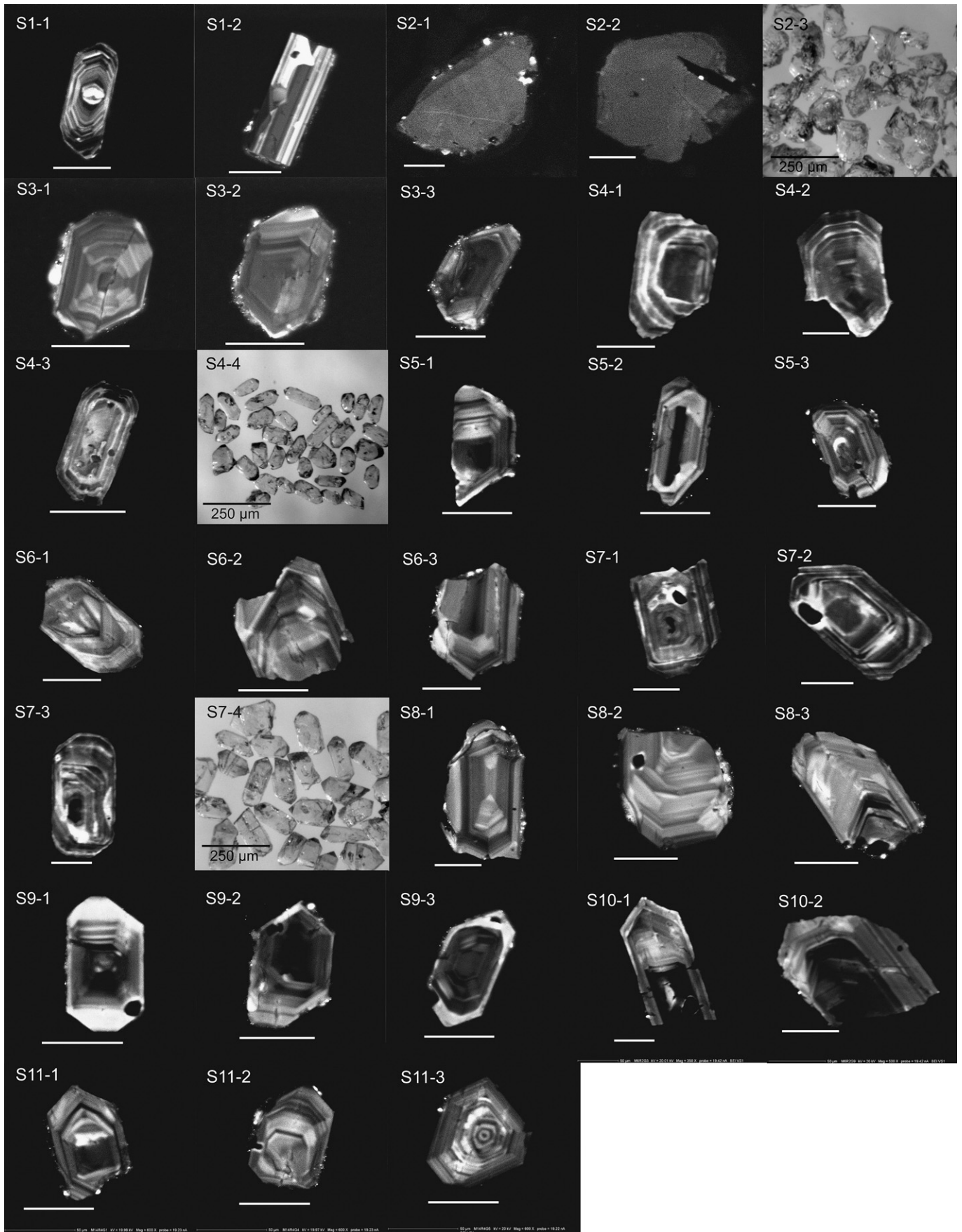


Fig. 7. Cathodo-luminescence images of representative zircons from each sample (scale bar=50 μm) and several transmitted light photomicrographs of selected grains.

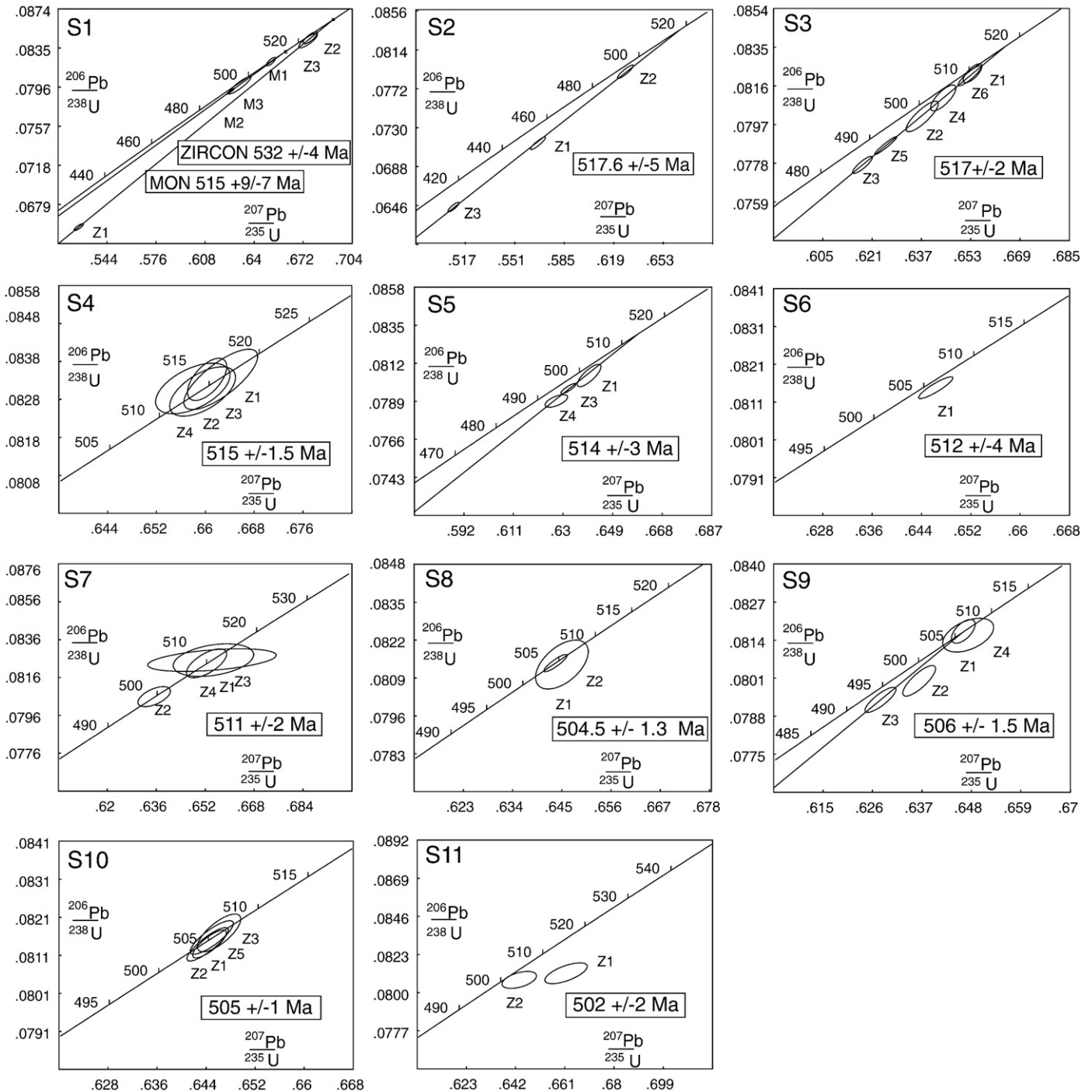


Fig. 8. U–Pb concordia diagrams for all dated samples. Data reported in Table 3.

and Sierra Vieja peralkaline granite). Most analyses are concordant or show little discordance, and we interpret in all cases that they reflect their respective igneous crystallization ages:

Sample S2 (Sierra Vieja Granite) yielded abundant clear large fragments of zircon, and three analyses define a discordia line, which yields an upper intercept age of  $517.6 \pm 5$  Ma.

Sample S3 (Remedios Granite) has 6 analyses of small numbers of grains that define a co-linear array trending to 0 Ma. The weighted average of the  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  ages for all six analyses is  $517 \pm 2$  Ma (MSWD=0.028), which is the age of igneous crystallization.

Sample S4 (Tuff Aracena) contains clear sharp euhedral prisms and four analyses are all concordant and overlapping yielding a weighted average  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  age of  $515 \pm 1.5$  Ma (MSWD=0.38) for this rock.

Sample S5 (Albite Porphyry, Feria Massif) yielded small euhedral prisms and three analyses define a short discordia line to 0 Ma. The weighted average of the  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  ages for these fractions yields  $514 \pm 3$  Ma (MSWD=0.92) for this albite porphyry.

Sample S6 (Rhyolite Zafrá) has only one analysis, which has  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  and  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  ages of  $505 \pm 1.5$  Ma and  $512 \pm 4$  Ma

respectively. The latter age is tentatively used for crystallization of this rock.

Sample S7 (Tuff Aracena) yields four concordant analyses. One analysis of a single grain is younger than the other three. The age is interpreted to be that of the three analyses that overlap and yield a  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  age of  $511 \pm 2$  Ma (MSWD=0.11). The remaining analysis (Z2) may have undergone lead-loss.

Sample S8 (Rhyolite Zafra) has two concordant analyses of best zircons, one of a single grain. The weighted average of the  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  ages yields  $504.5 \pm 1.3$  Ma (MSWD=0.019) for this sample.

Sample S9 (Ignimbrite Zafra) has 4 analyses of which two are overlapping and concordant. The weighted average of the  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  ages of these analyses yields  $506 \pm 1.5$  Ma (MSWD=0.19).

Sample S10 (Rhyolite Zafra) yielded abundant high quality zircon and four analyses are concordant, yielding a weighted average  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  age of  $505 \pm 1$  Ma (MSWD=0.62).

Sample S11 (Rhyolite Feria) yielded poor quality zircon with inclusions and both analyses have a significant proportion of common lead. The  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  ages are least affected by this common lead and these analyses have  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  ages of  $503 \pm 3.1$  and  $501 \pm 2.5$  Ma (2 sigma). The weighted average of these data yields  $502 \pm 2$  Ma for the crystallization of this rock.

The results obtained from these *Main Igneous Event* samples (Table 3 and Fig. 8) show a relatively wide range of ages, from c. 517 Ma to c. 502 Ma, with many of the ages for individual samples overlapping within the error bracket with the immediately older and younger ones but, contrary to the expectation, no geographic variation is detected. The apparent conclusion is that activity during the *Main Igneous Event* developed in a continuous manner throughout the central and southern Ossa Morena Zone along the aforementioned 15 Ma-long time span. We take this as clear proof for the minimum duration of magmatism underneath the Ossa Morena Zone. However, when the results from the volcanic rocks are placed in their respective stratigraphic position the image obtained is that at each section, volcanic eruption took place as discontinuous, short-lived events separated by other times during which only siliciclastic sedimentation occurred (see Fig. 4 in Sánchez-García et al., 2003). Our interpretation of this apparent contradiction is that although magma generation might have been a continuous process throughout the lifetime of the underlying anomaly, its upward drainage to the upper crust was only possible at given places and times. Most likely it happened only on the occasions when, and at the locations where, extensional faults were able to connect magma reservoirs at depth with the upper crust in their propagation downward. Very similar results have been reported for the Évora Massif in the eastern end of the OMZ by Pereira et al., 2006b (Valverde Migmatites:  $504.8 \pm 5.4$  Ma) and by Chichorro, 2006 (Escorial Orthogneiss:  $516.8 \pm 5.5$  Ma). In the northwest of the OMZ the Portalegre orthogneiss has been dated by Cordani et al., 2006 as  $497 \pm 10$  Ma.

The c. 15 myr gap existing between the *Early* and the *Main* igneous events may have had various causes. We favour the hypothesis that massive partial melting in the lower and middle crust during the *Early Event*, triggered by massive underplating of mantle-derived magmas, may have played a major role in preventing fracture propagation through it until most partial melts were extracted or crystallized. As was stated before, the sequential development of two stratigraphically separate igneous events, different in nature, during a single prolonged episode of continental extension is not a unique feature of the Ossa Morena Zone. Similar two-step igneous evolutions and similar time gaps have been described in other areas subjected to rifting, such as the Basin and Range province in western North America (Rehrig, 1986; Gans et al., 1989) or the Kenyan branch of the East African Rift (Baker, 1987; Peccerillo et al., 2007), suggesting that this might be a general

rather than a local characteristic of the igneous processes associated with rifting of continents.

Although our U–Pb zircon results fail to show any spatial migration of the rift-related igneous activity during the *Main Event* and, as a consequence, the overall migration of the rift process, similar felsic rocks to our Sierra de Aracena samples, S4 and S7, outcrop in a similar lithostratigraphic sequence north of the Évora Massif, further to the west, but there Early Ordovician fossils have been described in interbedded carbonates (Piçarra, 2000). If this fossil age is right, then a migration towards the west-southwest would have existed across the OMZ, as it was interpreted in a previous paper by taking into account this stratigraphic evidence (Sánchez-García et al., 2003). Besides, north of the Ossa Morena Zone, felsic volcanic and plutonic rocks with similar compositions to the rocks of our *Early Igneous Event* were emplaced in the Central Iberian Zone, mainly in the Ollo de Sapo Domain and its extension into the Iberian Central System, under extensional conditions during the Ordovician (in the range c. 496–440 Ma: Lancelot et al., 1985; Valverde Vaquero, 1997; Fernández Suárez et al., 1999, 2000; Valverde Vaquero and Dunning, 2000; Díez Montes, 2006; Solá et al., 2006; Zeck et al., 2007; Cordani et al., 2006). They can provide further evidence of the propagation of rifting towards more internal parts of the Iberian Autochthon (Gondwana). In this context the period of time collectively recorded by our data and the stratigraphy in the Ossa Morena Zone only reflects the time during which the zone was underlain by a mantle thermal anomaly, and not its full duration.

## 7. Discussion and conclusion: towards an evolutionary model

The data and interpretations presented in previous sections document the existence of an important rifting event that affected the Iberian Massif in Early Paleozoic time. The associated igneous activity was especially developed in the Ossa Morena Zone, which may have occupied a position within or adjacent to the rift axis. The rifting event appears to have culminated in opening a new oceanic tract, interpreted to represent a part of the Rheic Ocean (Quesada, 1991, 2006; Sánchez-García et al., 2003; Murphy et al., 2006), south of which the new, thinned outer margin along this part of the Gondwanan continent is preserved in Iberia as the Ossa Morena Zone (see Fig. 3 A in Sánchez-García et al., 2003). Despite severe transpressional reactivation during Variscan convergence (Quesada, 1991, 2006; Quesada et al., 1991, 2006; see also Fig. 3 B and C in Sánchez-García et al., 2003) many characteristics of the rifting process can still be interpreted from the stratigraphic, structural, and igneous record exposed in the Ossa Morena Zone. However, the mechanism that initiated and sustained the rifting process is not yet clearly established. A preliminary model consistent with the available data is proposed below but we are fully aware that much more work is needed to wholly characterize the continental rifting event that promoted the opening of the Rheic Ocean.

The data suggest that this part of the Gondwanan plate lay above a deep thermal anomaly in the mantle by Early Cambrian time. In a previous paper (Sánchez-García et al., 2003) we attributed magmatism, coeval extension, and subsequent ocean development to the overriding of such a deep thermal anomaly that we envisaged as a single mantle plume lying at the root of a pre-existing mid-ocean ridge. Some elements of that model, which we still consider a valid approach, may be refined, however, in the light of the new findings that have been described herein.

To start with, the geochemistry of the mantle-derived igneous rocks suggests heterogeneous contributions from depleted asthenospheric sources and from variably LILE and LREE-enriched lithospheric sources. This scenario is similar to that of many oceanic island and continental to oceanic rift-related magmas (Fitton, 1987; Fitton and Upton, 1987; Furman, 2007; Peccerillo et al., 2007). Considering the whole range of compositions, many of the Ossa Morena Zone rocks also indicate an

additional contribution from continental crustal sources, adding a further element of heterogeneity to the already complicated picture. This variability is not unique to the Ossa Morena Zone rift-related igneous rocks (Rogers et al., 1985; Benoit et al., 2002), whose compositions and particularly those of the Na-rich group, match the spread of compositions found in the Kenyan branch of the East African Rift (Baker, 1987; Peccerillo et al., 2007). Both areas involve significant volumes of acid rocks although those of the Ossa Morena Zone are less alkaline. Another modern analogue with many features in common with the Ossa Morena Zone is that of the Basin and Range province of western North America (Rehrig, 1986; Gans et al., 1989). In all three cases, the appearance of igneous rocks with this spread of compositions heralded ocean development and, as in our case, upper crust magma flooding happened in two separate events with highly contrasting characteristics. This coincidence may not be casual but probably a common feature of continental rifting processes triggered and governed in their evolution by similar causes to the above examples.

In order to place the rifting event in context, it is important to establish the geodynamic scenario of the Ossa Morena Zone prior to the onset of rifting. The zone was part of a continental magmatic arc that became accreted to the outer continental margin of Gondwana (Iberian Autochthon) near the West African craton (Murphy and Nance, 1989, 1991) during the Neoproterozoic Cadomian Orogeny (Figs. 8A and 9A,B,C). It therefore lay in an active margin setting in the earliest Cambrian (Quesada, 1990, 1997, 2006). We suggested (Sánchez-García et al., 2003) that a feasible process able to cause

cessation of subduction and, at the same time, trigger the onset of extensional deformation and the magmatic evolution described in this paper could be the oblique collision of a mid-ocean spreading ridge with the trench existing outboard of the Ossa Morena Zone during the arc growth stage. A similar process of oblique ridge-trench collision, which is taken as a close modern analogue, is currently taking place in southwestern North America with the result of rifting apart the Baja California peninsula (Atwater and Stock, 1998; Aguillón-Robles et al., 2001; Conly et al., 2005; Bellon et al., 2006). In the North American example, the mainland eastern margin of the Gulf of California would be equivalent to the Ossa Morena Zone whereas the Baja California peninsula represents a candidate to become a terrane that will eventually be rifted off the North American plate if spreading in the Gulf of California proceeds further.

Schematic views of our proposed schematic geodynamic model for the evolution of the Ossa Morena Zone prior to, during and after the Early Paleozoic rifting event are depicted on Figs. 9 and 10 (map and section views, respectively). Its most significant characteristics may be summarized as follows:

- i) Once ridge-trench collision started (Figs. 9B and 10D), the progressive overriding of the former mid-ocean ridge would have brought the hot and buoyant asthenosphere to the base of the upper plate through the formation and subsequent growth of a slab window in the lower plate (Fig. 10E). The first expression in the upper plate would have been its thermal

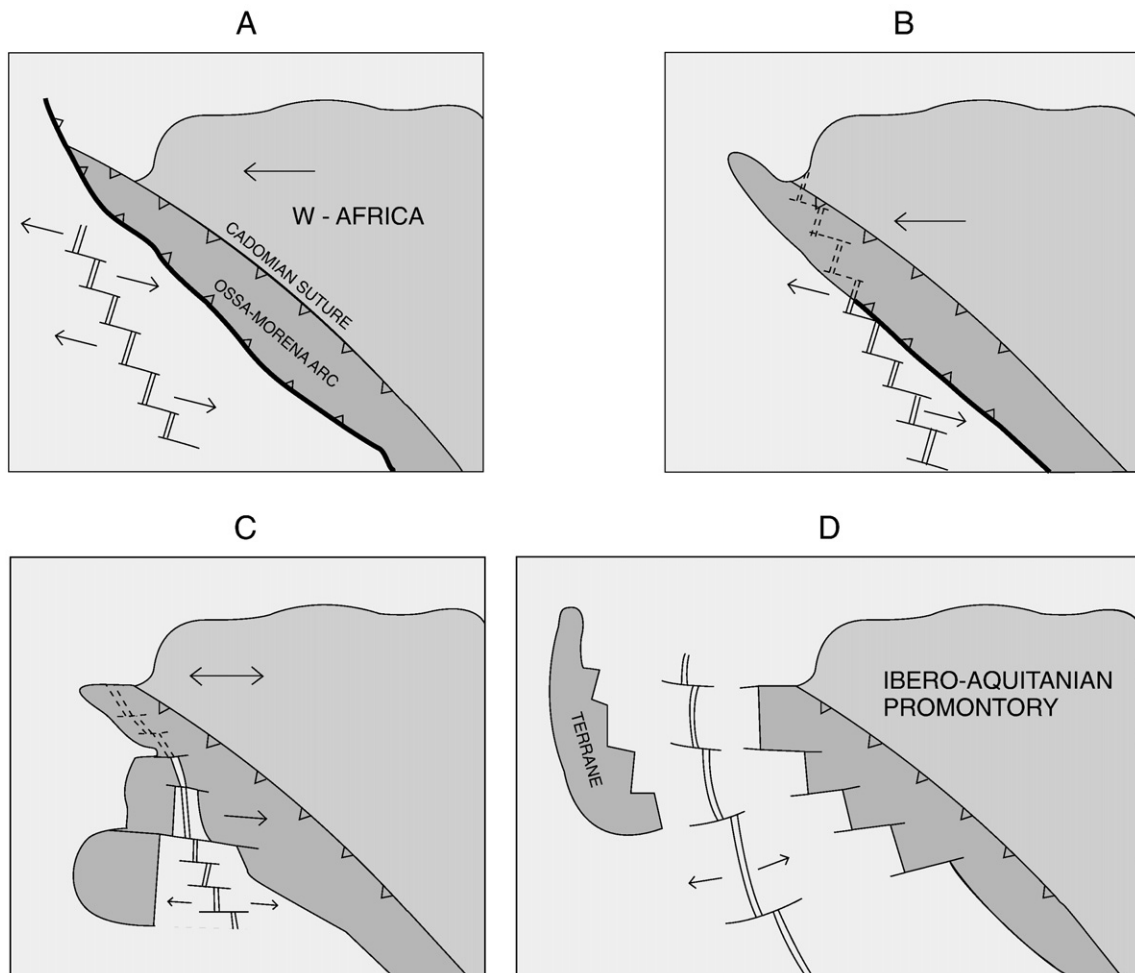
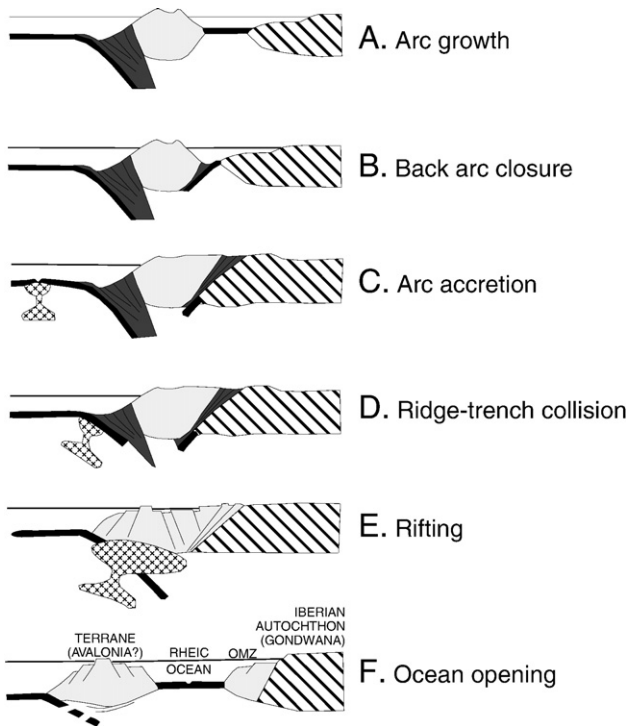


Fig. 9. Schematic tectonic model for the Neoproterozoic–Early Paleozoic evolution of North Gondwana, showing the relative position of the Ossa Morena Zone (map view with arbitrary geometries and scale).



**Fig. 10.** Schematic tectonic model for the Neoproterozoic–Early Paleozoic evolution of North Gondwana, showing the relative position of the Ossa Morena Zone (section view). A) Arc growth; B) Back arc closure; C) Arc accretion; D) Ridge-trench collision; E) Rifting; F) Ocean opening.

expansion, leading to the uplift and erosion of upper crustal segments of the former Ossa Morena arc.

- ii) Gravitational instability induced by this highly focused expansion would have triggered the onset of extensional deformation, leading to rifting and sediment deposition in fault-bounded basins.
- iii) As is common in other regions (Wang et al., 2007), magma underplating and coeval thermal erosion of the lithospheric root, caused by heating and partial melting from below, probably enhanced significant thinning of the lithosphere associated with rifting. Both processes likely generated feedback effects resulting in: a) isostatic subsidence and progressive inundation of the remaining upper plate, as recorded by an Early Cambrian transgression (Liñán and Quesada, 1990; Sánchez-García et al., 2003); and b) increased decompression melting in both asthenospheric and lithospheric mantle segments.
- iv) Injection of these melts into the lower crust or adjacent subcrustal environments is indicated by the sharp increase in geothermal gradient required for the anatexis processes recorded in upper-mid crustal settings (*Early Igneous Event*). This injection would have further enhanced extension and thinning of the remaining lithosphere, and the formation of core-complexes coeval with migmatization in the upper-mid crust. The absence of significant mantle-derived lavas at this stage may be due to softening of the lower crust by massive partial melting that prevented propagation of fissures and dikes. This is a common feature in other regions during initial stages of rifting, such as in the North American Basin and Range province (Rehrig, 1986; Gans et al., 1989). Underplating and temporal storage of mantle-derived magmas would have resulted in strong differentiation through crystal fractionation plus assimilation and mixing of asthenospheric, lithospheric and crustal rocks and melts.

- v) Some 10–15 million years later, propagation of fractures through the Ossa Morena Zone crust occurred, perhaps because melt exhaustion of the lower crust aided by enhanced extension, eventually allowed massive drainage to the upper crust of the liquids available in the deep, transient magma chambers (*Main Igneous Event*). Renewed injection of more primitive melts into these chambers is suggested by the alternating nature of the magmas erupted at the surface.
- vi) Magmatic ascent was probably facilitated by coeval normal faulting that was also responsible for the collapse of the pre-existing platform recorded during the Early and Middle Cambrian (Liñán and Quesada, 1990; Sánchez-García et al., 2003).
- vii) Massive emplacement of hot mafic magma into the crust at this stage would have caused renewed thermal expansion, uplift and erosion, the subsequent thermal collapse of which was responsible for the rapid inundation of the Ossa Morena Zone recorded by the Early Ordovician transgression. Besides, some igneous rocks formed during the Early Event may have been affected by thermal metamorphism at this stage, as suggested by our monazite data from sample S1.
- viii) The afore mentioned transgression marks the onset of passive margin conditions in most of the area and is taken as evidence for the existence of a significant tract of new oceanic lithosphere, consistent with its interpretation as a break-up unconformity (Quesada, 1991, 2006). A similar scenario to the present situation in the Gulf of California is envisaged for this particular Early Ordovician transition in the Ossa Morena Zone, when a significant ocean-floored basin already existed but terrane (the putative correlative of the Baja California peninsula) drift had not started yet.
- ix) In southwesternmost units of the Ossa Morena Zone and in more internal parts of the Iberian Massif, rift-related magmatism continued to develop after the Early Ordovician, consistent with the progression of rifting towards the innermost parts of the Iberian Autochthon (Fig. 10C) and its eventual culmination in the separation and drift of an as yet unidentified continental block (terrane; Fig. 10D and F). This propagation of rifting requires the motion of Gondwana over the former mid-ocean ridge to have lasted at least until completion of the continental break-up.
- x) Passive margin development in the Ossa Morena Zone continued until the Early–Mid Devonian, when Variscan collision started in frontal parts of the Ibero-Aquitania promontory (Ribeiro et al., 1990a; Quesada, 1991, 2006; see also Fig. 3B in Sánchez-García et al., 2003). This scenario requires Gondwana to have changed its sense of motion during the spreading of the new ocean, although the absence of paleomagnetic data prevents its characterization.

As has been already pointed out, a number of present-day examples provide support for the model proposed above. For example, the northwestward propagation of the Central Indian mid-ocean ridge through the Red Sea is presently separating the Arabian Peninsula from Africa. However, perhaps the closest modern analogue is that of Baja California because it lies within an active margin setting and it is being rifted from North America as a consequence of the overriding of the East Pacific Rise (Atwater and Stock, 1998; Aguillón-Robles et al., 2001; Conly et al., 2005; Bellon et al., 2006). In our view, the present day situation in southwestern North America may be seen as a picture of what might have been going on in the Iberian margin of Gondwana during the Early Ordovician. Subsequent progression of rifting finally led to completely tearing off a terrane, which may contain the most outboard elements of the Neoproterozoic arc plus the rift sequence and eventually a record of a passive margin sequence conjugate to the one preserved in the Ossa Morena Zone. A major remaining problem

lies in the identification of the precise piece of continent that left from Gondwana in the Ordovician. Any of the continental fragments making up the so-called Avalon composite terrane or collage (Williams, 1979; O'Brien et al., 1983; Keppie et al., 1991; Keppie and Dostal, 1991; Keppie, 1993; Hibbard and Samson, 1995; Murphy et al., 1999, 2006; Hibbard et al., 2002; Nance et al., 2002) that became amalgamated to Laurentia in Silurian-Devonian times could be a candidate, but there is also ample room for it to lay hidden somewhere within the wide passive margin of Atlantic North America, especially within the Grand Banks of Newfoundland.

An important implication of our model is that the onset of rifting, its associated magmatism and the new oceanic lithosphere formed as a culmination of it were not the result of a brand new thermal anomaly in the mantle. In the case of Baja California, it is instead the expression of the overriding by the North American plate of the much older asthenospheric anomaly that sustains the East Pacific Rise. Hence, in cases of successful rifting the final oceanic basin is new but the thermal regime responsible for its formation may not be. This point raises interesting questions regarding the significance and duration of mantle plumes and their role in global plate tectonics, especially where their expression is obscured by the subsequent evolution of the plates themselves.

In the case of the Ossa Morena Zone and in general of the Paleozoic North Gondwana domain, the proposed model implies that the new oceanic basin (Rheic Ocean) may have simply been a successor ocean of a much older Proterozoic one that surrounded Rodinia during its break-up.

## Acknowledgements

Financial support from the Spanish Ministry of Education and Science through grants Nos. BTE2003-04076 and CGL2006-12245BTE is warmly acknowledged. We appreciate constructive reviews by two anonymous journal referees that have significantly improved the paper. Contribution to IGCP Projects No. 453: *Ancient Orogens and Modern Analogues* and No. 497: *The Rheic Ocean*. Excellent technical assistance was provided by Sherri Furey in the geochronology laboratory.

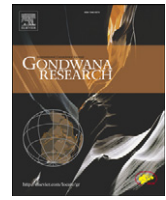
## References

- Abalos, B., 1990. Cinemática y mecanismos de la deformación en régimen de transpresión: Evolución estructural y metamórfica de la Zona de cizalla dúctil de Badajoz-Córdoba. Ph. D. Thesis Universidad País Vasco, 1–430.
- Aguillón-Robles, A., Calmus, T., Benoit, M., Bellon, H., Maury, R.C., Cotten, J., Bourgeois, J., Michaud, F., 2001. Late Miocene adakites and Nb-enriched basalts from Vizcaino Peninsula, Mexico: indicators of East Pacific Rise subduction below southern Baja California? *Geology* 29, 531–534.
- Arenas, R., Gil Ibarra, J.L., González Lodeiro, F., Klein, E., Martínez Catalán, J.R., Ortega Gironés, E., Pablo Macía, J.G., Peinado, M., 1986. Tectonostratigraphic units in the complexes with mafic and related rocks of the Iberian Massif. *Hercynica* 2, 87–110.
- Arenas, R., Martínez Catalán, J.R., Abati, J., Sánchez Martínez, S., 2007a. The rootless Variscan suture of NW Iberia (Galicia, Spain). The *International Geoscience Programme IGCP 497 "The Rheic Ocean: Its origin, evolution and correlatives"*. Galicia Meeting 2007: Field Trip guide and Conference Abstract. Publicaciones del Instituto Geológico y Minero de España, Madrid, 188pp.
- Arenas, R., Martínez Catalán, J.R., Sánchez Martínez, S., Díaz García, F., Abati, J., Fernández-Suárez, J., Andonaegui, P., Gómez Barreiro, J., 2007b. Paleozoic ophiolites in the Variscan suture of Galicia (northwest Spain): distribution, characteristics and meaning. In: Hatcher, R.D., Carlson, M.P., McBride, J.H., Martínez Catalán, J.R. (Eds.), *4-D Framework of continental crust*. Geological Society of America, Memoir, p. 200.
- Arenas, R., Martínez Catalán, J.R., Sánchez Martínez, S., Fernández-Suárez, J., Andonaegui, P., Pearce, J.A., Corfu, F., 2007c. The Vila de Cruces Ophiolite: a remnant of the early Rheic Ocean in the Variscan suture of Galicia (NW Iberian Massif). *Journal of Geology* 115, 129–148.
- Atwater, T., Stock, J., 1998. Pacific–North American plate tectonics of the Neogene southwestern United States: an update. *International Geology Review* 40, 375–402.
- Baker, B.H., 1987. Outline of the petrology of the Kenya rift alkaline province. In: Fitton, J.G., Upton, B.G.J. (Eds.), *Alkaline igneous rocks*. Geological Society, London, pp. 293–311.
- Bandrés, A., Eguiluz, L., Gil Ibarra, J.L., Palacios, T., 2002. Geodynamic evolution of a Cadomian arc region: the northern Ossa–Morena zone, Iberian Massif. *Tectonophysics* 352, 105–120.
- Bandrés, A., Eguiluz, L., Pin, Ch., Paquette, J.L., Ord, óñez, B., Le Fèvre, J., Ortega, L.A., Gil Ibarra, J.L., 2004. The northern Ossa Morena Cadomian batholith (Iberian Massif): magmatic arc origin and early evolution. *International Journal of Earth Sciences* 93, 860–885.
- Bellido, F., Sánchez-García, T., Díez Montes, A., 2007. Caracterización petrológica y geoquímica de los materiales volcánicos y vulcano-sedimentarios de las capas de Bodonal–Cala (Zona de Ossa–Morena, SW de España). VI Congreso Ibérico de Geoquímica, Universidade de Trás-os-Montes e Alto Douro (Portugal), 4 pp.
- Bellon, H., Aguillón-Robles, A., Calmus, T., Maury, R.C., Bourgeois, J., Cotten, J., 2006. La Purísima volcanic field, Baja California Sur (Mexico): Miocene to Quaternary volcanism related to subduction and opening of an asthenospheric window. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 152, 253–272.
- Benoit, M., Aguillón-Robles, A., Calmus, T., Maury, R.C., Bellon, H., Cotten, J., Bourgeois, J., Michaud, F., 2002. Geochemical diversity of Late Miocene volcanism in southern Baja California, Mexico: implication of mantle and crustal sources during the opening of an asthenospheric window. *Journal of Geology* 110, 627–648.
- Chichorro, M., 2006. A evolução tectónica da zona de cisalhamento de Montemor-o-Novo (sudeste da zona de Ossa Morena–Área de Santiago do Escoural–Cabrela). Ph. D. Thesis Univ. Évora, 569 pp.
- Cordani, U.G., Nutman, A.P., Andrade, A.S., Santos, J.F., Azevedo, M.R., Mendes, M.H., Pinto, M.S., 2006. New U–Pb SHRIMP zircon ages for pre-Variscan orthogneisses from Portugal and their bearing on the evolution of the Ossa–Morena tectonic zone. *Anais da Academia Brasileira das Ciências* 78(1), 133–149.
- Conly, A.G., Brennan, J.M., Bellon, H., Scott, S.D., 2005. Arc to rift transitional volcanism in the Santa Rosalía Region, Baja California Sur, Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 142, 303–341.
- Davis, D.W., 1982. Optimum linear regression and error estimation applied to U–Pb data. *Canadian Journal of Earth Sciences* 19, 2142–2149.
- Díaz García, F., Arenas, R., Martínez Catalán, J.R., González del Tánago, J., Dunning, G., 1999. Tectonic evolution of the Careón ophiolite (Northwest Spain): a remnant of oceanic lithosphere in the Variscan belt. *Journal of Geology* 107, 587–605.
- Díez Montes, A., 2006. La geología del Dominio Olla de Sapo en las comarcas de Sanabria y Terra do Bolo. Ph. D. Thesis Universidad de Salamanca, Spain, 496 pp.
- Dupont, R., Bonin, B., 1981. Le massif alcalin de FERIA–Sierra Vieja (Sierra Morena occidentale, Province de Badajoz, Espagne): un jalon du magmatisme anorogénique de Méditerranée occidentale. *Bulletin Société Géologique de France* 23, 477–485.
- Eguiluz, L., 1987. Petrogénesis de rocas ígneas y metamórficas en el Antiforme Burguillos–Monesterio, Macizo Ibérico meridional. Ph. D. Thesis, Univ. País Vasco, Spain, 456 pp.
- Expósito, I., Simancas, J.F., González Lodeiro, F., Bea, F., Montero, P., Salman, K., 2003. Metamorphic and deformational imprint of Cambrian–Lower Ordovician rifting in the Ossa–Morena Zone, Iberian Massif, Spain. *Journal Structural Geology* 25, 2077–2087.
- Fernández-Suárez, J., Gutiérrez Alonso, G., Jenner, G.A., Tubrett, M.N., 1999. Crustal sources in Paleozoic rocks from laser ablation U–Pb ages of detrital zircons. *Journal Geological Society, London*, 156, 1065–1068.
- Fernández-Suárez, J., Gutiérrez Alonso, G., Jenner, G.A., Tubrett, M.N., 2000. New ideas on the Proterozoic–Early Paleozoic evolution of NW Iberia: insights from U–Pb detrital zircon age. *Precambrian Research* 102, 185–206.
- Fitton, J.G., 1987. The Cameroon line, West Africa: a comparison between oceanic and continental alkaline volcanism. In: Fitton, J.G., Upton, B.G.J. (Eds.), *Alkaline igneous rocks*. Geological Society, London, pp. 273–291.
- Fitton, J.G., Upton, B.G.J., 1987. *Alkaline igneous rocks*. Geological Society, London.
- Furman, T., 2007. Geochemistry of East African Rift basalts: an overview. *Journal of African Earth Sciences* 48, 147–160.
- Galindo, C., 1989. Petrología y geocronología del complejo plutónico Táliga–Barcarrota (Badajoz). Ph. D. Thesis Univ. Complutense Madrid, Spain, 261 pp.
- Gans, P.B., Mahood, G.A., Schermer, E., 1989. Synextensional magmatism in the Basin and Range Province: A case study from the eastern Great Basin. *Geological Society of America, Sp. Paper* 233, 1–53.
- García-Alcalde, J.L., Carls, P., Pardo Alonso, M.V., Sanz López, J., Soto, F., Truyols-Massoni, M., Valenzuela-Ríos, J.I., 2002. Devonian. In: Gibbons, W., Moreno, M.T. (Eds.), *The Geology of Spain*. Geological Society, London, pp. 67–91.
- Gebauer, D., 1993. Intra-grain zircon dating within the Iberian Massif: Olla de Sapo augengneiss, bimodal gneisses from the massif de Gilleries (Girona), graywacke of the Tentudija group (Serie Negra, SW, Spain) and the HP/HT-rock association at Cabo Ortegal (Galicia). *Comunicaciones XII Reunión Geología Oeste Peninsular*, pp. 41–46.
- Gebauer, D., Martínez-García, E., Hepburn, J.C., 1993. Geodynamic significance, age and origin of the Olla de Sapo augengneiss (NW Iberian Massif, Spain). Annual meeting GSA, Boston, Abst. with Prog. pp. A–342.
- González Lodeiro, F., 1980. Estudio geológico estructural de la terminación oriental de la Sierra del Guadarrama (Sistema Central Español). Ph. D. Thesis Univ. Salamanca, Spain, 334 pp.
- Gutiérrez-Marco, J.C., Robardet, M., Rábano, I., Sarmiento, G.N., San José Lancha, M.A., Herranz Araujo, P., Pieren Pidal, A.P., 2002. Ordovician. In: Gibbons, W., Moreno, M.T. (Eds.), *The Geology of Spain*. Geological Society, London, pp. 31–49.
- Hibbard, J., Samson, S., 1995. Orogenesis exotic to the lapetan cycle in the southern Appalachians. In: Hibbard, J., van Staal, C., Cawood, P. (Eds.), *Current Perspectives in the Appalachian–Caledonian Orogen*. Geological Association Canada Special Paper, vol. 41, pp. 191–205.
- Hibbard, J.P., Stoddard, E.F., Secor, D.T., Dennis, A.J., 2002. The Carolina Zone: overview of Neoproterozoic to Early Paleozoic peri-Gondwana terranes along the eastern flank of the southern Appalachians. *Earth Science Reviews* 57, 299–339.
- Hofmann, A.W., 1997. Mantle geochemistry: the message from oceanic magmatism. *Nature* 385, 219–229.



- Irvine, T.N., Baragar, W.R.A., 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal Earth Sciences* 8, 523–548.
- Jaffey, A.H., Diamond, H., Bentley, W.C., Flynn, K.F., Rokop, D.J., Essling, A.M., Williams, J., 1977. Half-life of  $^{239}\text{Pu}$  by two independent methods. *Physical Review C* 16, 354–369.
- Julivert, M., Fontboté, J.M., Ribeiro, A., Conde, L.N., 1974. Mapa Tectónico de la Península Ibérica y Baleares, escala 1:1.000.000. Instituto Geológico y Minero de España.
- Keppie, J.D., 1993. Synthesis of Paleozoic deformational events and terrane accretion in the Canadian Appalachians. *Geologisches Rundschau* 82, 381–431.
- Keppie, J.D., Dostal, J., 1991. Late Proterozoic tectonic model for the Avalon terrane in Maritime Canada. *Tectonics* 10, 842–850.
- Keppie, J.D., Nance, R.D., Murphy, J.B., Dostal, J., 1991. Northern Appalachians: Avalon and Meguma terranes. In: Dallmeyer, R.D., Lécroché, J.P. (Eds.), *The West African Orogens and Circum-Atlantic Correlatives*. Springer, New York, pp. 315–334.
- Krogh, T.E., 1973. A low-contamination method for hydrothermal decomposition of zircon and extraction of U and Pb for isotopic age determinations. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 37, 485–494.
- Krogh, T.E., 1982. Improved accuracy of U–Pb zircon ages by the creation of more concordant systems using an air abrasion technique. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 46, 637–649.
- Lancelot, J.R., Allegret, A., Iglesias Ponce de León, M., 1985. Outline of Upper Precambrian and Lower Paleozoic evolution of the Iberian Peninsula according to U–Pb dating of zircons. *Earth Planetary Science Letters* 74, 325–337.
- Liñán, E., Gámez, J.A., 1993. Lower Cambrian palaeogeography of the Iberian peninsula and its relations with some neighbouring European areas. *Bulletin Société Géologique de France* 164–166, 831–842.
- Liñán, E., Gonçalves, F., Gámez, J.A., Gozalo, R., 1996. Evolución paleogeográfica del Cámbrico de la Zona de Ossa–Morena basada en el registro fósil. In: Araujo, A., Pereira, M.F.C. (Eds.), *Estudos sobre a geologia da Zona de Ossa–Morena (Maciço Ibérico)*. Universidade de Évora, pp. 1–26.
- Liñán, E., Perejón, A., 1981. El Cámbrico inferior de la “Unidad de Alconera”, Badajoz (SO de España). *Boletín Real Sociedad Española Historia Natural (Geol.)* 79, 125–148.
- Liñán, E., Quesada, C., 1990. Rift Phase (Cambrian) stratigraphy of the Ossa–Morena Zone. In: Dallmeyer, R.D., Martínez García, E. (Eds.), *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*. Springer-Verlag, Berlin, pp. 259–266.
- López-Guijarro, R., Armendáriz, M., Fernández-Suárez, J., Quesada, C., Murphy, J.B., Pin, Ch., Bellido, F., 2008. Ediacaran–Paleozoic tectonic evolution of the Ossa Morena and Central Iberian zones (SW Iberia) as revealed by Sm–Nd isotope systematics. *Tectonophysics* 461, 202–214 (this volume).
- López-Guijarro, R., Quesada, C., Fernández-Suárez, J., Jeffries, T., Pin, C., 2007. Age of the rift–drift transition of the Rhenic Ocean in the Ossa Morena zone: K-bentonite in the Early Ordovician succession at “Venta del Ciervo”. The rootless Variscan suture of NW Iberia (Galicia, Spain). IGCP-497 meeting, Abstract and Programme. *Publicaciones del Instituto Geológico y Minero de España*, pp. 142–143.
- Lotze, F., 1945. Zur Gliederung der Varisziden der Iberischen Meseta. *Geotektonische Forschung* 6, 78–92.
- Martínez Catalán, J.R., 1981. Estratigrafía y estructura del Domo de Lugo (Sector Oeste de la Zona Asturoccidental-Leonesa). Ph. D. Thesis Univ. Salamanca, Spain. 317 pp.
- Martínez Catalán, J.R., Arenas, R., Díaz García, F., Abati, J., 1997. Variscan accretionary complex of northwest Iberia: Terrane correlation and succession of tectonothermal events. *Geology* 25, 1103–1106.
- Martínez Catalán, J.R., Arenas, R., Díaz García, F., Gómez Barreiro, J., González Cuadra, P., Abati, J., Castiñeiras, P., Fernández Suárez, J., Sánchez Martínez, S., Andonagui, P., González Clavijo, E., Díez Montes, A., Rubio Pascual, F.J., Valle Aguado, B., 2007. Space and time in the tectonic evolution of the northwestern Iberian Massif. Implications for the comprehension of the Variscan belt. In: Hatcher, R.D., Carlson, M.P., McBride, J.H., Martínez Catalán, J.R. (Eds.), *4-D Framework of continental crust*. Geological Society America, Memoir, p. 200.
- Mata, J., Munhá, J., 1990. Magmatogénese de metavulcanitos câmbricos do nordeste alentejano: os estádios iniciais de “rifting” continental. *Comunicacões dos Serviços Geológicos de Portugal* 76, 61–89.
- Munhá, J., Oliveira, J.T., Ribeiro, A., Oliveira, V., Quesada, C., Kerrich, R., 1986. Beja–Acebuches Ophiolite: characterization and geodynamic significance. *Maleo, Boletim Informativo da Sociedade Geológica de Portugal*, vol. 2(13), p. 31.
- Murphy, J.B., Gutiérrez-Alonso, G., Nance, R.D., Fernández-Suárez, J., Keppie, J.D., Quesada, C., Strachan, R.A., Dostal, J., 2006. Origin of the Rhenic Ocean: rifting along a Neoproterozoic suture? *Geology* 34, 325–328.
- Murphy, J.B., Keppie, J.D., Dostal, J., Nance, R.D., 1999. Neoproterozoic–Early Paleozoic evolution of Avalonia. In: Ramos, V.A., Keppie, J.D. (Eds.), *Laurentia–Gondwana Connections before Pangea*. Geological Society America Special Paper, vol. 336, pp. 253–266.
- Murphy, J.B., Nance, R.D., 1989. Model for the evolution of the Avalonian–Cadomian belt. *Geology* 17, 735–738.
- Murphy, J.B., Nance, R.D., 1991. Supercontinent model for the contrasting character of Late Proterozoic orogenic belts. *Geology* 19, 469–472.
- Nance, R.D., Murphy, J.B., Keppie, J.D., 2002. A cordilleran model for the evolution of Avalonia. *Tectonophysics* 352, 11–31.
- O’Brien, S.J., Wardle, R.J., King, A.F., 1983. The Avalon zone: a Pan-African terrane in the Appalachian orogen of Canada. *Geological Journal* 18, 195–222.
- Ochsner, A., 1993. U–Pb Geochronology of the Upper Proterozoic–Lower Paleozoic geodynamic evolution in the Ossa Morena Zone (SW Iberia): Constraints on the timing of the Cadomian Orogeny. Ph. D. Thesis. Geology, Swiss Federal Institute of Technology Zurich, ETH, pp. 1–249.
- Ordóñez, B., 1998. Geochronological studies of the Pre-Mesozoic basement of the Iberian Massif: The Ossa Morena Zone and the Allochthonous Complexes within the Central Iberian Zone. Ph. D. Thesis. Geology, Swiss Federal Institute of Technology Zurich, ETH, pp. 1–207.
- Palme, H., O’Neill, H.S.C., 2004. Cosmochemical estimates of mantle composition. In: *The mantle and core*. Carlson, R.W. (ed.), vol. 2. Treatise on Geochemistry. H.D., Holland, H.D., Turekian, K.K. (eds.), Elsevier-Perгамon, Oxford, pp. 1–38.
- Pearce, J.A., Cann, J.R., 1973. Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. *Earth Planetary Science Letters* 19, 290–300.
- Pearce, J.A., Gorman, B.E., Birkett, T.C., 1977. The relationships between major element chemistry and tectonic environment of basic and intermediate volcanic rocks. *Earth Planetary Science Letters* 36, 121–132.
- Pearce, J.A., Harris, N.B.W., Tindle, A.G., 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology* 25, 956–983.
- Peccerillo, A., Donati, C., Santo, A.P., Orlando, A., Yirgu, G., Ayalew, D., 2007. Petrogenesis of silicic peralkaline rocks in the Ethiopian rift: geochemical evidence and volcanological implications. *Journal of African Earth Sciences* 48, 161–173.
- Pereira, M.F., Chichorro, M., Linnemann, U., Eguiluz, L., Silva, J.B., 2006a. Inherited arc signature in Ediacaran and Early Cambrian basins of the Ossa–Morena Zone (Iberian Massif, Portugal): paleogeographic link with European and North African Cadomian correlatives. *Precambrian Research* 144, 297–315.
- Pereira, M.F., Chichorro, M., Williams, I.S., Silva, J.B., 2006b. Metamorfismo Varisco em rochas ígneas do Câmbrio Inferior (Maciço de Évora): Novos dados geocronológicos U–Pb SHRIMP em zircões dos ortogneisses das Alcáçovas. VII Congresso Nacional de Geologia. Sociedade Geológica de Portugal, pp. 93–96.
- Pérez Estaún, A., Martínez Catalán, J.R., Bastida, F., 1991. Crustal thickening and deformation sequence in the footwall to the suture of the Variscan Belt of northwest Spain. *Tectonophysics* 191, 243–253.
- Piçarra, J.M., 2000. Estudo estratigráfico do sector de Estremoz–Barrancos, Zona de Ossa–Morena, Portugal. Ph. D. Thesis, Univ. Évora, Portugal, vol. 1, 95 p.; vol. 2, 173 p. (unpublished).
- Pin, Ch., Liñán, E., Pascual, E., Donaire, T., Valenzuela, A., 2002. Late Neoproterozoic crustal growth in the European Variscides: Nd isotope and geochemical evidence from the Sierra de Córdoba Andesites (Ossa Morena Zone, Southern Spain). *Tectonophysics* 352, 133–151.
- Pons, J., 1982. Un modèle d’évolution de complexes plutoniques: gabbros et granitoïdes de La Sierra Morena occidentale (Espagne). Ph. D. Thesis Univ. Toulouse, France. 451 pp.
- Quesada, C., 1987. Lower Paleozoic rifting and subsequent miogeoclinal development in SW Iberia. International Conference “Tectonothermal Evolution of the West African Orogens and Circum-Atlantic Terrane Linkages”. IGCP Project 233, Nouakchott (Mauritania). Abstracts volume, pp. 125–128.
- Quesada, C., 1990. Precambrian successions in SW Iberia: their relationship to ‘Cadomian’ orogenic events. In: D. R., Lemos, Strachan, R.A., Topley, C.G. (Eds.), *The Cadomian Orogeny*. Geological Society Special Publication, 51, pp. 353–362.
- Quesada, C., 1991. Geological constraints on the Paleozoic tectonic evolution of tectonostratigraphic terranes in the Iberian Massif. *Tectonophysics* 185, 225–245.
- Quesada, C., 1992. Evolución tectónica del Macizo Ibérico (Una historia de crecimiento por acreción sucesiva de terrenos durante el Proterozoico superior y el Paleozoico). In: Gutiérrez Marco, J.C., Saavedra, J., Rábano, I. (Eds.), *Paleozoico Inferior de Ibero-América*. Junta de Extremadura, Mérida, Spain, pp. 173–190.
- Quesada, C., 1997. Evolución geodinámica de la Zona de Ossa–Morena durante el ciclo Cadomiense. In: Araújo, A.A., Pereira, M.F. (Eds.), *Estudo sobre a Geologia da Zona de Ossa–Morena (Maciço Ibérico)*. Livro de Homenagem ao Professor Francisco Gonçalves. University of Évora, pp. 205–230.
- Quesada, C., 1998. A reappraisal of the structure of the Spanish segment of the Iberian Pyrite Belt. *Mineralium Deposita* 33, 31–44.
- Quesada, C., 2006. The Ossa–Morena zone of the Iberian Massif: a tectonostratigraphic approach to its evolution. *Z. dt. Ges. Geowiss* 157/4, 585–595.
- Quesada, C., Bellido, F., Dallmeyer, R.D., Gil Iburguchi, J.J., Oliveira, J.T., Pérez Estaún, A., Ribeiro, A., Robardet, M., Silva, J.B., 1991. Terranes within the Iberian Massif: correlations with West African sequences. In: Dallmeyer, R.D., Lécroché, J.P. (Eds.), *The West African orogens and Circum-Atlantic correlations*. Springer-Verlag, Berlin, pp. 267–294.
- Quesada, C., Fonseca, P.E., Munhá, J., Oliveira, J.T., Ribeiro, A., 1994. The Beja–Acebuches ophiolite (Southern Iberia Variscan fold belt): geological characterization and geodynamic significance. *Boletín Geológico Minero* 105, 3–49.
- Quesada, C., Munhá, J., 1990. Metamorphism in the Ossa–Morena Zone. In: Dallmeyer, R.D., Martínez García, E. (Eds.), *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*. Springer-Verlag, Berlin, pp. 314–320.
- Quesada, C., Sánchez-García, T., Bellido, F., López-Guijarro, R., Armendáriz, M., Braid, J., 2006. Field trip guide (Spain). Introduction: The Ossa–Morena Zone – from Neoproterozoic arc trough Early Paleozoic rifting to late Paleozoic orogeny. In: Pereira, M.F., Quesada, C. (Eds.), *Ediacaran to Viséan crustal growth processes in the Ossa–Morena Zone (SW Iberia)*. Évora Meeting 2006: Conference abstracts and Field trip guide. Instituto Geológico Minero de España. 51–73.
- Rehrig, W.A., 1986. Processes of regional Tertiary extension in the western Cordillera: Insights from the metamorphic core complexes. In: Mayer, L. (Ed.), *Extensional Tectonics of the Southwestern United States: A perspective on Processes and Kinematics*. Geological Society of America, Sp. Paper, 208, pp. 97–122.
- Ribeiro, A., Quesada, C., Dallmeyer, R.D., 1990a. Geodynamic evolution of the Iberian Massif. In: Dallmeyer, R.D., Martínez García, E. (Eds.), *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*. Springer-Verlag, Berlin, pp. 399–409.
- Ribeiro, A., Pereira, E., Dias, R., 1990b. Structure in the Northwest of the Iberian Peninsula. In: Dallmeyer, R.D., Martínez García, E. (Eds.), *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*. Springer-Verlag, Berlin, pp. 220–236.
- Ries, A., Shackleton, R.M., 1971. Catazonal complexes of northwestern Spain and north Portugal: remnants of a Hercynian thrust belt. *Natural and Physical Science* 234, 65–69.
- Robardet, M., Doré, F., 1988. The late Ordovician diamictic formations from Southwestern Europe: North-Gondwana glaciomarine deposits. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 66, 19–31.

- Robardet, M., Gutiérrez-Marco, J.C., 1990. Ossa–Morena Zone: Passive Margin Phase (Ordovician–Silurian–Devonian). In: Dallmeyer, R.D., Martínez García, E. (Eds.), *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*. Springer-Verlag, Berlin, pp. 267–272.
- Robardet, M., Gutiérrez-Marco, J.C., 2002. Silurian. In: Gibbons, W., Moreno, M.T. (Eds.), *The Geology of Spain*. Geological Society, London, pp. 51–66.
- Robardet, M., Gutiérrez-Marco, J.C., 2004. The Ordovician, Silurian and Devonian sedimentary rocks of the Ossa–Morena Zone (SW Iberian Peninsula, Spain). *Journal Iberian Geology* 30, 73–92.
- Rogers, G., Saunders, A.D., Terrell, D.J., Verma, S.P., Marriner, G.F., 1985. Geochemistry of Holocene volcanic rocks associated with ridge subduction in Baja California, Mexico. *Nature* 315, 389–392.
- Romeo, I., Lunar, R., Capote, R., Quesada, C., Piña, R., Dunning, G.R., Ortega, L., 2006. U/Pb age constraints on Variscan magmatism and Ni–Cu–PGE metallogeny in the Ossa–Morena Zone (SW Iberia). *Journal Geological Society, London* 163, 1–9.
- Rudnick, R.L., Gao, S., 2004. Composition of the Continental Crust. In: *The Crust*. R.L. Rudnick, R.L.(ed.), Vol. 3. Treatise on Geochemistry. Holland, H.D., Turekian, K.K. (eds.), Elsevier-Pergamon, Oxford, pp. 1–64.
- Ruiz de Almodóvar, G., 1983. Mineralizaciones de manganeso-hierro y de wolframio en el área de Oliva de la Frontera (SO de Badajoz): geología y génesis. Ph. D. Thesis Univ. Granada, Spain, pp. 1–345.
- Ruiz de Almodóvar, G., Galán, E., Pascual, E., 1984. Las rocas plutónicas del sector noroeste del anticlinorio de Olivenza–Monesterio y su posible relación con mineralizaciones de tipo Sn–W. *Memórias e Notícias, Univ. Coimbra*, 98, 243–258.
- Salman, K., 2004. The timing of the Cadomian and Variscan cycles in the Ossa Morena Zone, SW Iberia: granitic magmatism from subduction to extension. *Journal Iberian Geology* 30, 119–132.
- Sánchez Carretero, R., Eguiluz, L., Pascual, E., Carracedo, M., 1990. Ossa–Morena Zone: Igneous rocks. In: Dallmeyer, R.D., Martínez García, E. (Eds.), *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*. Springer-Verlag, Berlin, pp. 292–313.
- Sánchez-García, T., 2001. Volcanismo cámbrico en la Unidad de Alconera (sector de Zafra–ZOM—Provincia de Badajoz). *Boletín Geológico Minero* 112 (3), 89–102.
- Sánchez-García, T., Bellido, F., Quesada, C., 2003. Geodynamic setting and geochemical signatures of Cambrian–Ordovician rift-related igneous rocks (Ossa–Morena Zone, SW Iberia). *Tectonophysics* 365, 233–255.
- Schäfer, H.J., 1990. Geochronological investigations in the Ossa Morena Zone, SW Spain. Ph. D. Thesis. Geology, Swiss Federal Institute of Technology Zurich, ETH, pp. 1–153.
- Simancas, J.F., Expósito, I., Azor, A., Martínez Poyatos, D., González Lodeiro, F., 2004. From the Cadomian orogenesis to the early Paleozoic Variscan rifting in Southwest Iberia. *Journal Iberian Geology* 30, 53–71.
- Solá, R.A., Pereira, M.F., Ribeiro, M.L., Neiva, A.M.R., Williams, I.S., Montero, P., Bea, F., Zinger, T., 2006. The “Urro Formation”: Age and Precambrian inherited record. VII Congreso Nacional de Geología, vol. 1. Sociedade Geológica de Portugal, pp. 29–32.
- Stacey, J.S., Kramers, J.D., 1975. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model. *Earth Planetary Science Letters* 26, 207–221.
- Sun, S.S., McDonough, W.F., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: Saunders, A.D., Norry, M.J. (Eds.), *Magmatism in ocean basins*. Geological Society Special Publication, vol. 42, pp. 429–448.
- Taylor, S.R., McLennan, S.M., 1985. *The Continental Crust: its Composition and Evolution*. Blackwell Scientific Publication, Oxford, pp. 1–312.
- Valverde Vaquero, P., 1997. An integrated field, geochemical and U–Pb geochronological study of the southwest Hermitage Flexure (Newfoundland Appalachians, Canada) and the Sierra de Guadarrama (Iberian Massif, Central Spain): a contribution to the understanding of the geological evolution of circum-Atlantic peri-Gondwana. Ph. D. Thesis, Memorial Univ. Newfoundland, Canada, 312 pp.
- Valverde Vaquero, P., Dunning, G.R., 2000. New U–Pb ages for Early Ordovician magmatism in Central Spain. *Journal Geological Society, London*, 157, 15–26.
- Vázquez Guzmán, F., Fernández Pompa, F., 1976. Contribución al conocimiento geológico del SW de España en relación con la prospección de magnetitas. *Memorias Instituto Geológico Minero de España*, vol. 89, pp. 1–130.
- Whalen, J.B., Currie, K.L., Chappell, B., 1987. A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 95 (4), 407–419.
- Wang, Z., Zhao, Y., Zou, H., Li, W., Liu, X., Wu, H., Xu, G., Zhang, S., 2007. Petrogenesis of the Early Jurassic Nandaling flood basalts in the Yanshan belt, North China Craton: A correlation between magmatic underplating and lithospheric thinning. *Lithos* 96, 543–566.
- Williams, H., 1979. Appalachian orogen in Canada. *Canadian Journal Earth Sciences* 16, 792–807.
- Zeck, H.P., Whitehouse, M.J., Ugidis, J.M., 2007. 496±3 Ma zircon ion microprobe age for pre-Hercynian granite, Central Iberian Zone, NE Portugal (earlier claimed 618±9 Ma). *Geological Magazine* 144, 21–31.



## Rift-related volcanism predating the birth of the Rheic Ocean (Ossa-Morena zone, SW Iberia)

T. Sánchez-García<sup>a,\*</sup>, F. Bellido<sup>a</sup>, M.F. Pereira<sup>b</sup>, M. Chichorro<sup>c</sup>, C. Quesada<sup>a</sup>, Ch. Pin<sup>d</sup>, J.B. Silva<sup>e</sup>

<sup>a</sup> IGME, c/Ríos Rosas, 23, 28003-Madrid, Spain

<sup>b</sup> Dpto. Geociências, Centro de Geofísica de Évora, Univ. Évora, Apt. 94, 7001-554 Évora, Portugal

<sup>c</sup> CICEGe - Centro de Investigação em Ciência e Engenharia Geológica, Faculdade de Ciências e Tecnologia, Universidade Nova de Lisboa, Quinta da Torre, 2829-516 Caparica, Portugal

<sup>d</sup> Dpt. Géologie, CNRS, Univ. Blaise Pascal, rue Kessler, 63038 Clermont-Ferrand, France

<sup>e</sup> Dpto. Geologia, Faculdade Ciências, Univ. Lisboa, Portugal

### ARTICLE INFO

#### Article history:

Received 6 May 2009

Received in revised form 26 September 2009

Accepted 13 October 2009

Available online 25 October 2009

#### Keywords:

Rift magmatism

Cambrian–Ordovician

Geochemistry

Rheic Ocean

Ossa-Morena zone

Sm–Nd isotopes

### ABSTRACT

Two very different periods of magma emplacement in the crust of the Ossa-Morena zone (early and main events) in SW Iberia have been previously interpreted to record a Cambrian/Early Ordovician rifting event that is thought to have culminated in the opening of the Rheic Ocean during the Early Ordovician. New stratigraphic, petrographic, geochemical and Sm–Nd isotope data from Cambrian volcanic rocks included in six key low-grade sections in both Portugal and Spain considerably improve our understanding of these events. These data: (1) confirm the existence of two rift-related magmatic events in the Cambrian of the Ossa-Morena zone, (2) demonstrate that the early rift-related event was associated with migmatite and core-complex formation in the mid-upper crust and is represented by felsic peraluminous rocks, the parent magmas of which were derived mainly from crustal sources, and (3) show the main rift-related event to be represented by a bimodal association of felsic and mafic rocks with minor amounts of intermediate rocks. Some of the mafic rocks show N-MORB affinity, whereas others have OIB or E-MORB affinities, suggesting different heterogeneous mantle sources (depleted and enriched, asthenospheric and lithospheric, plume-like and non-plume-like). The acid and intermediate rocks appear to represent hybrid mixtures of crust and mantle-derived magmas.

This new data supports the hypothesis that the onset of rifting was associated with a process of oblique ridge-trench collision. We interpret the significant differences between the early and main events as reflecting the evolution from a wide rift stage with passive extension mainly accommodated by lower-crust flow in a high heat-flow setting, to a narrow rift stage with active extension characterized by extension rates that outpaced thermal diffusion rates.

© 2009 International Association for Gondwana Research. Published by Elsevier B.V. All rights reserved.

### 1. Introduction

Two events played crucial roles in the evolution of the Iberian Massif during the Paleozoic. The first of these was a Cambrian/Early Ordovician rifting event, which was largely responsible for the compartmentalization of the Paleozoic Iberian autochthonous margin of Gondwana and consequent paleogeographic and lithotectonic differences between the Cantabrian, West Asturian-Leonese, Central Iberian, and Ossa-Morena zones (Fig. 1) (Liñán and Quesada, 1990; Quesada et al., 1991; Quesada, 1991; Sánchez-García, 2001; Sánchez-García et al., 2003; Quesada, 2006; Quesada et al., 2006; Sánchez-García et al., 2008a). This rifting event is interpreted as having culminated in the sequential opening of the Rheic Ocean by the Early Ordovician (Quesada, 1991; Sánchez-García et al., 2003, 2008a; Fernández et al., 2008). The second event was the Variscan orogeny, which was caused by continental collision following the closure of the Rheic Ocean and is responsible for the

deformation of the Paleozoic Iberian margin of Gondwana and the present geometrical arrangement of units (Fig. 1) (Ribeiro et al., 1990; Quesada et al., 1991; Quesada, 1991; Quesada et al., 2006; Quesada, 2006).

Previous to these Paleozoic events, the geodynamic evolution of northern Gondwana was characterized by a period of arc growth and accretion to the continental margin during the Ediacaran (Cadomian orogeny). This process had come to a fairly abrupt halt by the Early Cambrian, when the margin, including parts of the previously accreted Cadomian-Avalonian arc (Quesada, 1991; Nance et al., 2002; Sánchez-García et al., 2003; Murphy et al., 2006; Pereira and Quesada, 2006; Pereira et al., 2006; Sánchez-García et al., 2008a), started to undergo differential uplift and erosion together with a cessation of subduction-related magmatism. This was followed by an onset of extensional deformation, which was responsible for crustal thinning with compartmentalization into subsiding (graben) and more stable (horst) domains (Liñán and Quesada, 1990). At the same time mantle upwelling triggered rift-related igneous activity, which reached its maximum expression in Iberia within the Ossa-Morena zone (Sánchez-García et al., 2003, 2008a). This evolution from subduction/arc growth to continental

\* Corresponding author.

E-mail address: [t.sanchez@igme.es](mailto:t.sanchez@igme.es) (T. Sánchez-García).

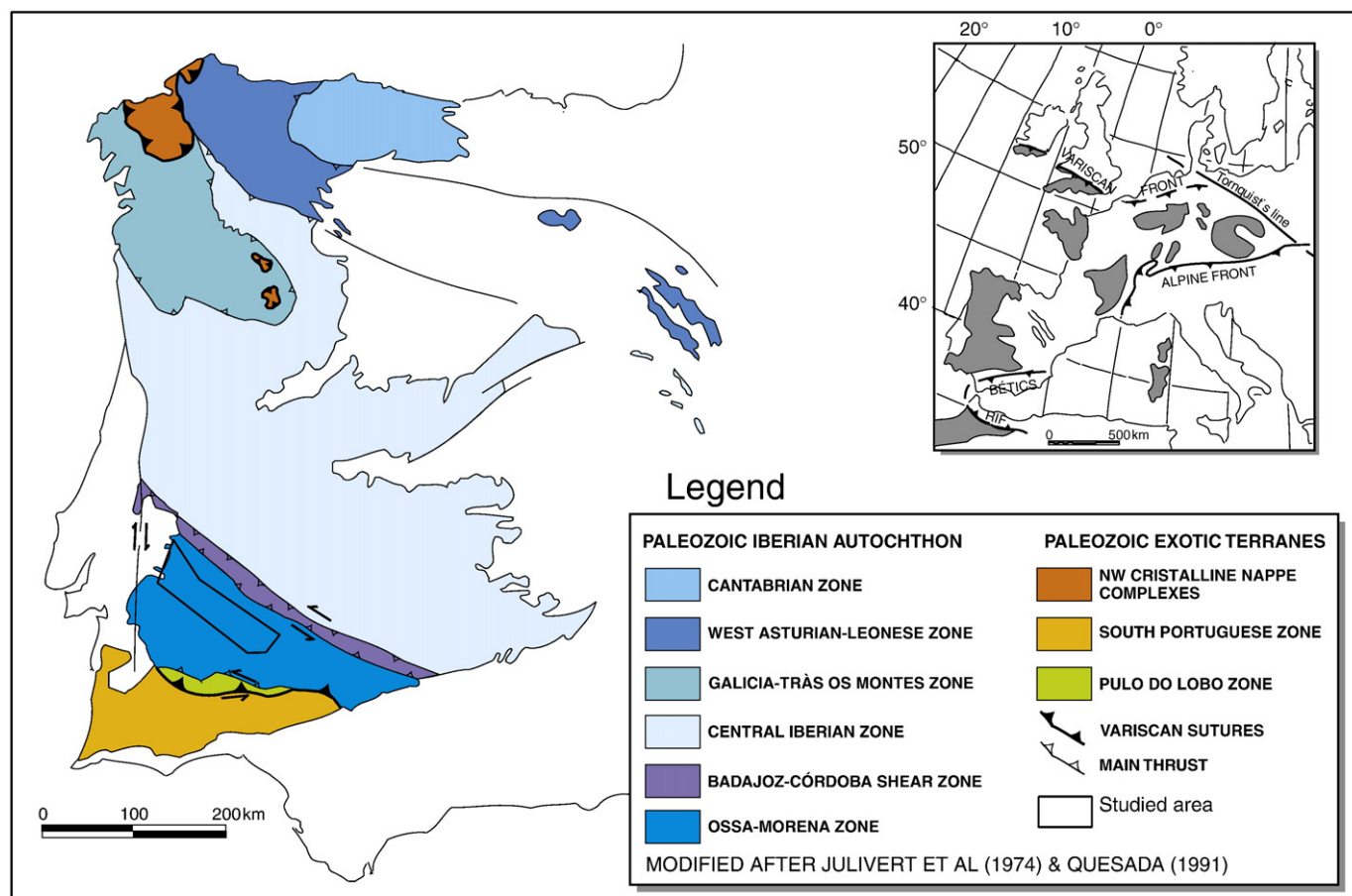


Fig. 1. Zonal division of the Iberian massif, modified according to Julivert et al. (1974) and Quesada (1991).

rifting is believed to have been associated with a process of ridge-trench collision, followed by the development of a slab window, which eventually led to the opening of a brand new oceanic tract (the Rheic Ocean) and drifting of a terrane (Avalonia?) consisting mainly of a part of the previously accreted Ediacaran arc (Nance et al., 2002; Sánchez-García et al., 2003; Pereira et al., 2006; Pereira and Quesada, 2006; Murphy et al., 2006; Sánchez-García et al., 2008a; Nance et al., 2010-this volume). A model similar to the present collision of the East Pacific rise with the Pacific margin of North America, which is leading to the opening of the Gulf of California and the separation of the Baja California peninsula, would be broadly applicable (Sánchez-García et al., 2003; Lizarralde et al., 2007; Sánchez-García et al., 2008a).

Our research group has already published general descriptions of the sedimentary, structural and magmatic expression of the Cambrian/Early Ordovician rifting in the Ossa-Morena zone (Sánchez-García et al., 2003; Quesada, 2006; Pereira et al., 2006; Pereira and Quesada, 2006; Chichorro et al., 2008; Sánchez-García et al., 2008a,b). However, a precise understanding of the various elements has still not been arrived at and this is particularly true of the igneous rocks. The main factors contributing to this gap in our knowledge relate, on the one hand, to the heterogeneity of rock types (plutonic, subvolcanic and volcanic), rock compositions (from acid to basic; calc-alkaline, tholeiitic, alkaline and peralkaline) and apparent magma sources (asthenospheric, lithospheric and crustal) and, on the other hand, to the complex and varied Variscan deformation and metamorphic history of the different fault-bound structural units that currently make up the Ossa-Morena zone. Within this context, making correlations between low-grade and high-grade units (locally migmatitic) becomes particularly difficult.

Outcropping low-grade crustal segments in the Ossa-Morena zone contain both volcanic and shallow plutonic rocks, which, according to their relationship with coeval sedimentary successions, can be assigned

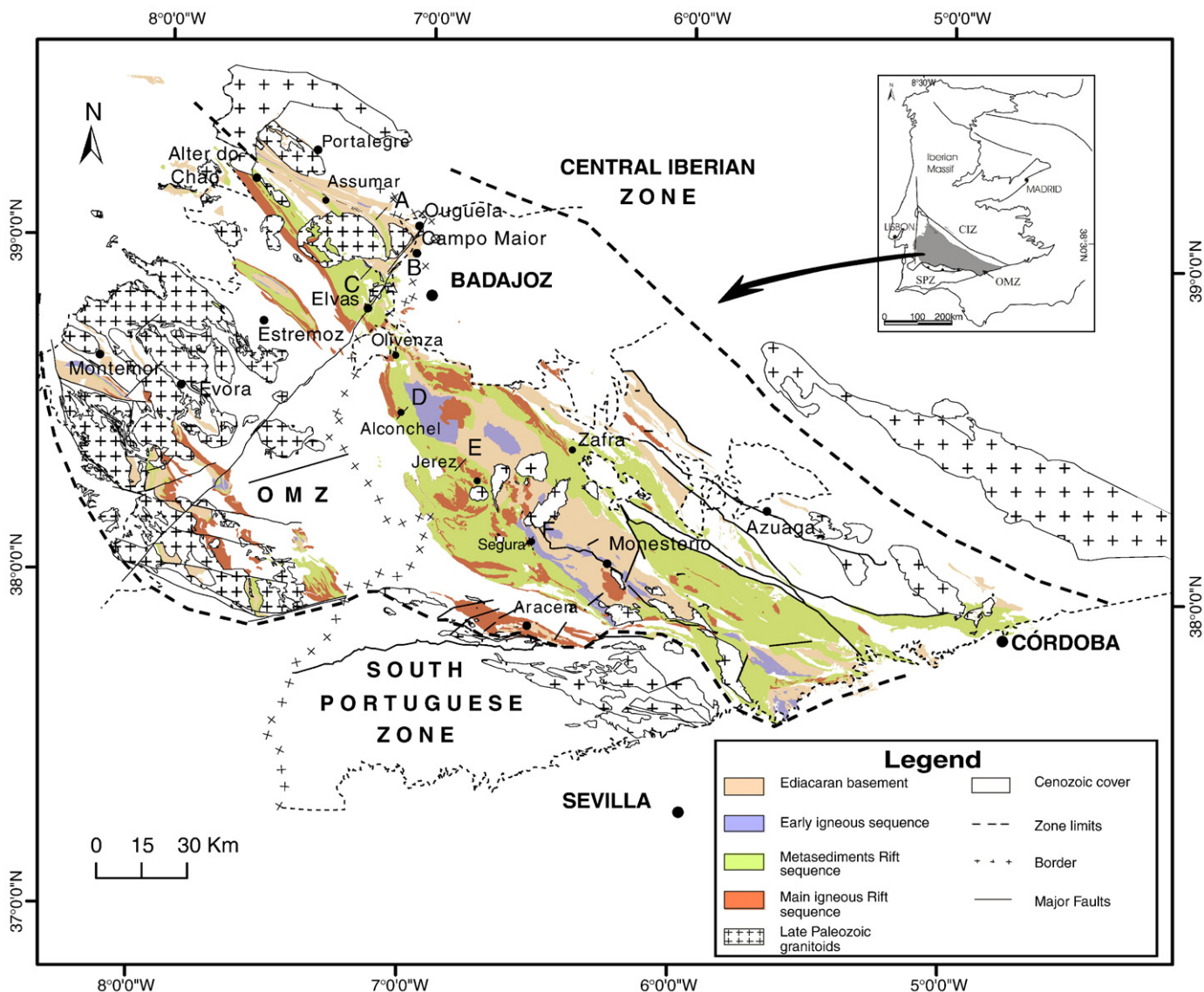
to one of two periods of magma emplacement: (1) an early rift-related igneous event comprising felsic peraluminous rocks and associated with migmatite formation during the development of core-complex structures in mid- to upper-crust environments, and (2) a main rift-related igneous event, which produced predominantly basaltic and felsic (rhyolite) rocks and minor amounts of intermediate (trachyte) rocks (Sánchez-García et al., 2003, 2008a). Tholeiites and alkaline rocks predominate in this suite but minor calc-alkaline peraluminous compositions are also present (Sánchez-García et al., 2008a).

We concentrate here on the stratigraphic, petrographic, geochemical and isotopic correlation of the mainly Cambrian volcanic components of the two rift-related igneous sequences that cut through some key structural units in the Ossa-Morena zone in both Portugal and Spain. We chose six low-grade key sections to characterize the Cambrian volcanic record of the northeastern Alentejo and the southern flank of the Olivenza-Monesterio antiform: the Alter do Chão-Elvas, Assumar and Ouguela sections in Portugal, and the Alconchel, Jerez and Segura de León sections in Spain (Figs. 2 and 3).

## 2. Cambrian volcanic rocks of the Ossa-Morena zone

### 2.1. Stratigraphy

The Cambrian succession in the various (low-grade) structural units of the Ossa-Morena zone rests unconformably upon a previously deformed Ediacaran basement [mainly the so-called Serie Negra (Alfá, 1963)]. It consists of both sedimentary and volcanic rocks, and includes considerable variation in both the facies and their thickness from unit to unit. Despite these variations, the sedimentary successions in most of the structural units are made up of four components, in ascending stratigraphic order (Fig. 3): a lower detrital formation (LDF), a detrital-



**Fig. 2.** Geological sketch map of the Ossa-Morena zone (OMZ in insert) adapted from Gonçalves (1970, 1971), Gonçalves and Fernandes (1973), Gonçalves et al. (1972, 1975, 1978), Oliveira (1984, 1992), Pereira (1999), Pereira and Silva (2002) and the geological map compilation of the Ossa-Morena zone in Spain (Quesada and Sánchez-García, 2002).

carbonate formation (DCF), an upper detrital formation (UDF) and a main rift-related, volcanic-sedimentary complex (MRV). The three lowest formations belong to the Early Cambrian, whereas the MRV is largely Middle Cambrian (Gonçalves, 1971, 1978; Liñán, 1978; Oliveira et al., 1991; Gil Cid, 1991; Liñán et al., 1993, 1995, 1996, 2002; Sánchez-García et al., 2003). In some units, a topmost siliciclastic sedimentary succession overlies the MRV, which may locally extend into the Late Cambrian (Palacios, 1993). However, a significant characteristic of all the Cambrian successions in the Ossa-Morena zone is the existence of a sedimentary gap of variable width, extending in places as far down as the LDF, but generally covering the entire Late Cambrian and the basal strata of the Early Ordovician (Liñán and Quesada, 1990). This gap represents a period during which the whole Ossa-Morena zone was subjected to uplift, tilting, erosion and/or non-deposition.

Within this sedimentary framework there are volcanic rocks interbedded at two specific intervals, although scattered volcanic horizons occur locally from the base to the top. The stratigraphically lower volcanic package is coeval with the siliciclastic sedimentation of the LDF in the Early Cambrian (Fig. 3). It corresponds to the early rift-related igneous event described by Sánchez-García et al. (2003, 2008a) and contains only felsic volcanic and volcanoclastic rocks of peraluminous affinity. The stratigraphically higher volcanic package [main rift-

related igneous event of Sánchez-García et al. (2003, 2008a)] is recorded by the Middle (-Late?) Cambrian MRV (Fig. 3), which is typically bimodal. The initial volcanic activity of this main event started during the deposition of the late Early Cambrian UDF, but became massive during the MRV (Sánchez-García et al., 2003).

As previously mentioned, an important stratigraphic characteristic of the Cambrian of the Ossa-Morena zone is the significant variability in the thickness, facies and age of the various formations from unit to unit (Liñán and Quesada, 1990; Sánchez-García and Quesada, 2001; Sánchez-García, 2001; Sánchez-García et al., 2003). The successions vary from a few hundred metres to almost 6 km in thickness (see Fig. 4 in Sánchez-García et al., 2003). These differences are interpreted as evidence for synsedimentary tectonism and the development of an overall horst and graben structure (Liñán and Quesada, 1990; Sánchez-García et al., 2003).

## 2.2. Field relationships and macroscopic characteristics

### 2.2.1. Volcanic rocks of the early rift-related event (ER)

In this group we include the Bodonal-Cala beds (Hernández Enrile, 1971) (Figs. 3 and 4) and minor volcanic intercalations in the Torreárboles Formation (Liñán, 1978) in Spain, and the Freixo-Segovia, Nave de Grou-

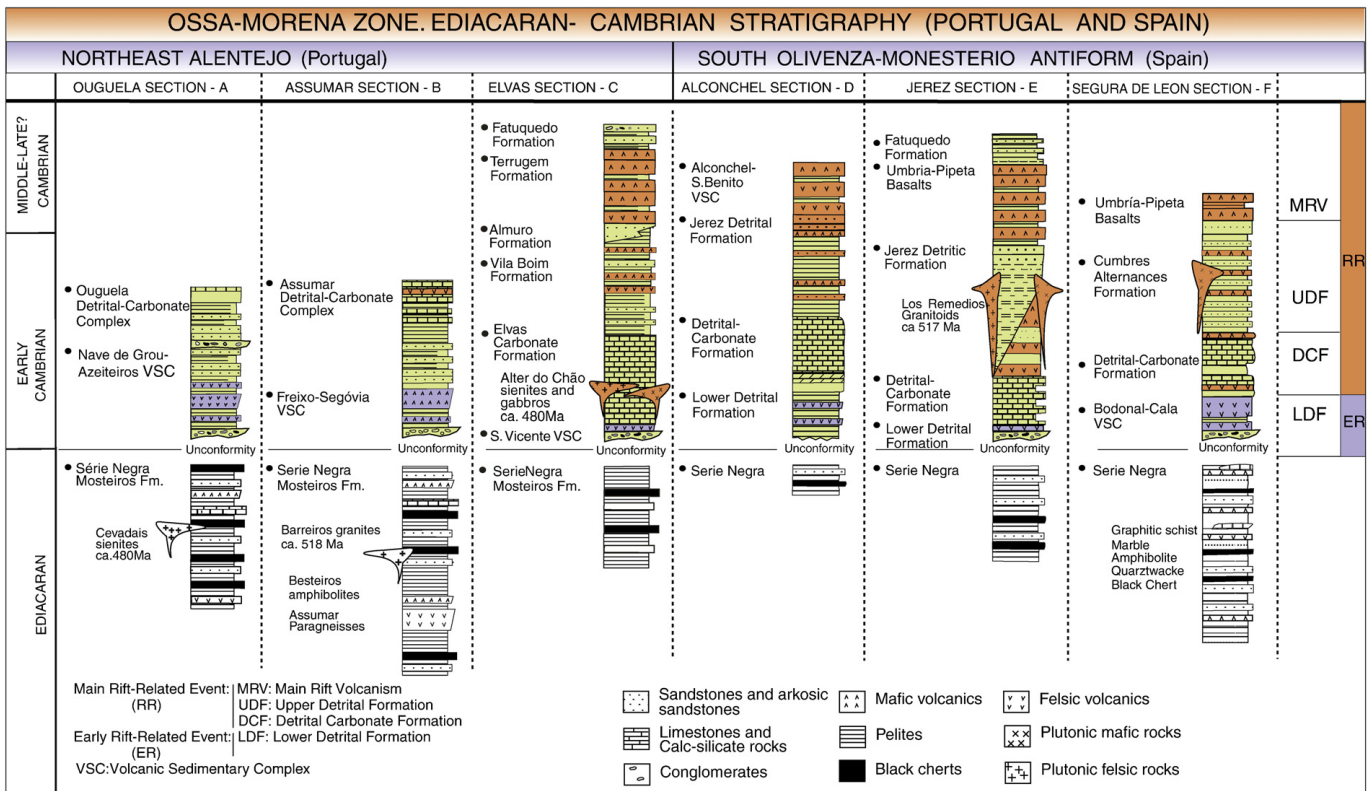


Fig. 3. Stratigraphic correlation chart of the Cambrian in the Ossa-Morena zone (northeast Alentejo and southern Olivenza-Monesterio antiform) (not to scale).

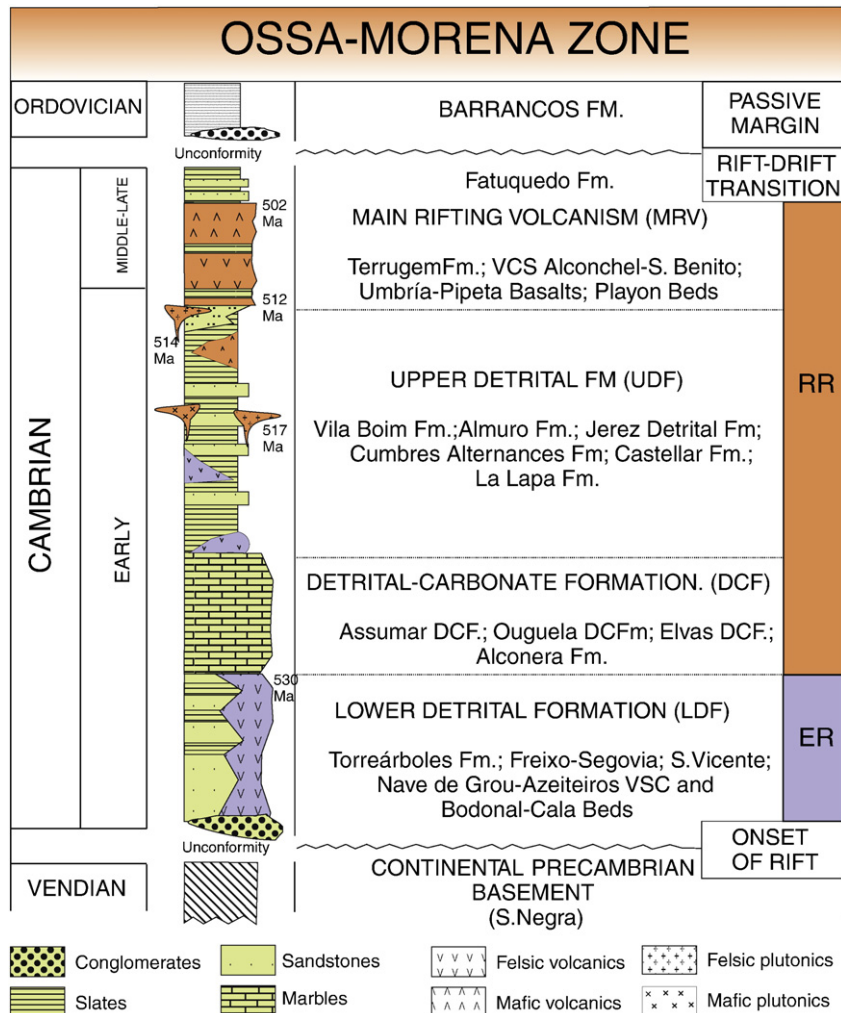


Fig. 4. Generalized stratigraphic column of the rift sequence in the Ossa-Morena zone.

Azeiteiros and São Vicente volcanic–sedimentary complexes in Portugal (Pereira and Silva, 2002, 2006).

The Portuguese Early Cambrian volcanic–sedimentary complexes correspond to a felsic-dominated magmatic association composed of felsic tuffs, rhyolites and dacites coeval with the deposition of arkosic pelites and sandstones with interbedded conglomerates. These conglomerates have an arkosic matrix and contain clasts of black cherts and slates deriving from the underlying Serie Negra, as well as fragments of rhyolite, dacite and arkose products cannibalized from the Early Cambrian volcanic–sedimentary rocks. The felsic volcanism and coeval detrital sedimentation extends laterally and gradually upwards into the detrital–carbonate complexes of the DCF [Ouguela and Assumar detrital–carbonate complexes of Pereira and Silva (2002, 2006) and Pereira et al. (2006)].

Coeval sequences in Spain correspond to the sediment-dominated LDF, within which the Torreárboles Formation (Liñán, 1978) is the most representative. Lying unconformably upon deformed Ediacaran rocks, the LDF consists mainly of an upward-fining-and-thinning siliciclastic sequence with some carbonate horizons towards the top (Liñán, 1978; Liñán and Quesada, 1990). It starts with fluvial and deltaic basal conglomerates and arkosic sandstones (with abundant trace fossils) grading upwards into shallow-marine sandstones and mudstones that gradually give rise to shelf-carbonate deposits (Liñán and Quesada, 1990; Liñán et al., 1996; Sánchez-García et al., 2003). The fossil content of this formation dates it to the Cordubian stage (Early Cambrian; Liñán et al., 2002, and references therein).

Coeval with this sedimentary formation, the Bodonal-Cala beds (Hernández Enrile, 1971) constitute the most representative example of volcanism belonging to the early rift-related igneous event of Sánchez-García et al. (2003, 2008a). Above a basal arkosic-matrix conglomerate containing pebbles from the Serie Negra of black chert, rhyolites, rhyolitic tuffs, porphyroids, sandstones and pelites, these beds consist of a heterogeneous alternation of felsic volcanic and volcano-sedimentary rocks (crystal-rich and hyaloclastic rhyolitic tuffs, glassy and porphyritic rhyolites and cinerites, in decreasing order of abundance). Mafic dikes locally cut through the predominantly felsic lithologies, but their age and genetic correlation are difficult to determine. Towards the top, the beds include some carbonate intercalations and progressively extend upwards into the detrital–carbonate formation. Recent U–Pb dating (TIMS) of this igneous event yielded an age of ca. 530 Ma (Romeo et al., 2006; Sánchez-García et al., 2008a), coeval with similar igneous rocks in other parts of the Variscan Belt (Melleton et al., 2010).

#### 2.2.2. Volcanic rocks of the main rift-related event (RR and MRV)

Volcanic rocks start to become abundant once more towards the top of the late Early Cambrian UDF. This initial volcanism of the main rift-related igneous event (RR) is particularly important in the Jerez section (Fig. 3) (Dupont, 1979), where its composition is bimodal and associated with shallow plutonic rocks (Sánchez-García et al., 2003, 2008a). Recent U–Pb zircon dating (TIMS) (Sánchez-García et al., 2008a) of the Remedios granite yielded an age of 517 ± 2 Ma (Fig. 3). The volcanic succession

includes keratophytic rhyolites, porphyry tuffs, ignimbrites, hyaloclastites, basalts and mafic tuffs, and interbedded sediments such as green, grey and violet slates, siltstones, arkose, greywacke and quartzite sandstones.

The fact that this initial volcanism of the main igneous event is only substantial in the area of the Jerez section suggests that activity in the Ossa-Morena zone was localized at this stage, although it was the precursor of much more widespread activity during the subsequent Middle Cambrian. Lack of material due to subsequent erosion is unlikely in most areas since no significant stratigraphic gaps exist within the Early Cambrian (Gonçalves, 1971, 1978; Liñán, 1978; Oliveira et al., 1991; Gil Cid, 1991; Liñán et al., 1993, 1995, 1996, 2002; Sánchez-García et al., 2003).

The bulk of the main rift-related volcanism in the Ossa-Morena zone took place during the Middle Cambrian, and perhaps the lower part of the Late Cambrian (MRV). In our study area it includes the Terrugem Formation in Portugal (Gonçalves and Fernandes, 1973; Gonçalves, 1978; Oliveira et al., 1991), and the Alconchel-San Benito volcanic-sedimentary complex and Umbría-Pipeta basalts in Spain. The MRV is correlated with the Playón beds (Liñán and Perejón, 1981) in the Zafrá section of the northern limb of the Olivenza-Monesterio antiformal (which are not included in this study).

The volcanic rocks make up a bimodal association that includes lavas, porphyry tuffs, peperitic and hyaloclastic rocks of mainly rhyolitic composition in the felsic end-member, and basalts, basaltic andesites and mafic tuffs in the mafic end-member. Minor amounts of intermediate (trachyte) rocks also occur. These volcanic and volcanoclastic rocks are intercalated with slates, siltstones, sandstones and conglomerates. Usually the sediments include varying amounts of volcanic components (such as volcanic crystals, volcanic fragments and glass shards).

The stratigraphy is similar in the Alconchel and Zafrá sections (see Fig. 4 in Sánchez-García et al., 2003), where felsic rocks predominate at the bottom, whereas mafic rocks predominate at the top. In the other sections, mafic rocks predominate throughout with only local appearances of felsic rocks.

### 2.3. Petrographical characteristics

In this study, we refer to a total of 39 new samples of volcanic rocks. Four samples belong to the early rift event and 35 to the main rift event. Among the latter, one sample belongs to a volcanic intercalation within the detrital-carbonate formation, 11 to the RR rocks interbedded within the UDF, and 23 to the MRV.

#### 2.3.1. Volcanic rocks of the early rift-related event (ER)

Detailed petrographic analyses of the volcanic rocks show that this group includes rhyolites, quartz- and feldspar-rich rhyolitic crystal tuffs and rhyolitic ignimbrites with deformed glass shards, K-feldspar and quartz fragments. Exploded crystals are commonly found within the tuffs and ignimbrites. The matrix in the lavas and ignimbrites consists of devitrified glass with frequent spherulitic textures. The subvolcanic Cala porphyry is characterized by a coarse porphyritic texture containing K-feldspar, plagioclase and quartz phenocrysts (up to 10 cm long) in a dark-grey, fine-grained matrix.

#### 2.3.2. Volcanic rocks of the main rift-related event (RR)

The only sample of volcanic rock in the DCF comes from a sill interbedded within the carbonates. This rock is a basaltic andesite and includes apatite and opaque minerals with skeletal textures caused by their rapid cooling.

The felsic rocks of the RR group interbedded within the UDF vary between potassic and sodic rhyolites and include lavas, tuffs and ignimbrites with glass shards, K-feldspar and quartz crystals, and lithic fragments in a devitrified fine-grained groundmass. The mafic lavas vary between plagioclase and amphibole-bearing

basalts and frequently show evidence of alteration processes, mainly spilitization.

Finally, the MRV felsic rocks have a high alkali content, varying between potassic and sodic end-members, and include lavas, auto-breccias, tuffs and some peperites. The mafic rocks in turn vary between plagioclase and amphibole-rich basalts, and some of them are vesicular. There are also some hyaloclastite mafic tuffs. Significantly, all the rocks belonging to the main rift-related event show signs of spilite-keratophyre alteration, which is characteristic of volcanic rocks deposited in subaqueous environments. The mafic rocks show albitization of the Ca-plagioclase accompanied by the formation of chlorite, calcite, epidote, prehnite and other low-temperature hydrous minerals typical of the greenschist facies. The felsic rocks also show evidence of the same sort of alteration with the paragenesis of albite or albite-oligoclase and epidote, chlorite and calcite.

### 3. Geochemistry

In this study, we present new geochemical data (Tables 1 and 2) from volcanic rocks which complement those published in previous papers (Sánchez-García et al., 2003; Bellido Mulas et al., 2007; Sánchez-García et al., 2008a,b) and which will be used for comparison.

Whole-rock analyses of the major and most trace elements were made by XRF at IGME Laboratories (Tres Cantos, Madrid) using a MagiX PAN analytical spectrometer equipped with a Rh tube. The major elements were analysed on glass discs of powdered rocks fused with lithium tetraborate. Trace elements were analysed in pressed pellets using PROTRACE software. Na contents were determined by AAS spectrometry in samples fused with lithium metaborate and diluted with an acid solution. REE concentrations were determined by ICP-MS with an Agilent 7500 CE spectrometer from samples fused with lithium metaborate and diluted with an acid solution. LOI were determined by ignition at 950 °C. The RMS (root mean square) relative to concentration varies between 1.65% (Fe) and 52% (P) for the major elements, between 1.75% (Rb) and 35.28% (Hf) for the trace elements, and is lower than 5% for the REE. The principal geochemical characteristics of the volcanic rock groups studied are outlined below:

#### 3.1. Volcanic rocks of the early rift-related event (ER)

Only acidic rocks occur in this group, and these are overwhelmingly dominated by rhyolitic compositions (Table 1). All the samples plot in the subalkaline field (Fig. 5A) and vary between metaluminous and peraluminous types. In general, the samples described here are more Na-rich than the samples reported in previous papers, with  $K_2O/Na_2O = 0.18$ .

The REE patterns are similar, with more fractionated values for the LREE [(La/Sm)<sub>n</sub> = 4.40] than the HREE [(Gd/Yb)<sub>n</sub> = 1.29]. However, the (La/Yb)<sub>n</sub> ratio is somewhat lower, with values close to 5. In addition, the average Eu-anomaly (0.79) is smaller than that found in the previously published analyses (Fig. 5C). The felsic rocks of the ER group have Nb contents (average = 9.3 ppm; max = 12.3 ppm; min = 6.40 ppm) close to continental crust values (average = 8 ppm; Rudnick and Gao, 2004). Primitive mantle-normalized spider diagrams show moderate to negligible negative Nb anomalies (average La/Nb = 1.37) typical of the continental crust, with values closer to those of the primitive mantle (1.17) as reported by Palme and O'Neill (2004) (Fig. 5D). The average Nb/Th ratio (1.16) is also close to that of the upper continental crust (1.43) of Rudnick and Gao (2004). The systematically negative εNd values (see below) likewise point to a probable crustal origin for these rocks. The notable Zr positive anomaly (Fig. 5D) may be related to a high zircon content in the predominantly metasedimentary source of this group of rocks. All the geochemical characteristics outlined above suggest that these materials derive mainly from a continental crustal source, although



**Table 1**

Major and trace element data for the ER and RR (UDF and MRV) felsic and intermediate rocks: oxides as wt.%; trace elements in ppm.

Sample	S1	S2	S3	S4	S5	S6	S7	S8
Group	ER	ER	ER	ER	MRV	MRV	MRV	MRV
SiO <sub>2</sub>	68.00	80.75	77.56	76.24	71.37	77.74	59.82	77.64
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14.84	11.53	11.26	12.29	13.44	10.29	15.63	10.99
FeO	5.15	0.27	1.74	1.23	4.18	3.85	10.19	3.06
MnO	0.10	0.02	0.04	0.03	0.05	0.08	0.09	0.02
MgO	1.93	0.10	0.38	0.10	0.99	0.34	2.67	0.10
CaO	0.61	0.39	2.13	0.67	0.21	0.48	1.66	0.03
Na <sub>2</sub> O	2.79	5.70	4.80	7.33	3.73	3.46	2.00	4.23
K <sub>2</sub> O	2.69	0.25	0.36	0.31	4.08	1.67	3.75	3.07
TiO <sub>2</sub>	0.78	0.44	0.36	0.70	0.31	0.31	1.01	0.17
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.10	0.10	0.11	0.16	0.05	0.05	0.11	0.05
PPC	2.44	0.54	1.08	0.90	1.19	1.37	2.02	0.48
Total	99.43	100.09	99.82	99.96	99.59	99.63	98.94	99.83
Ba	955.20	435.00	56.10	55.30	390.70	502.50	311.50	507.90
Cs	0.00	3.60	2.90	0.00	5.60	9.30	6.70	16.00
Ga	18.60	9.20	7.80	12.10	36.90	44.30	37.20	22.20
Hf	5.50	5.00	2.00	3.30	32.50	44.90	22.90	19.00
Nb	12.30	7.00	6.40	11.50	131.50	150.60	86.70	103.80
Rb	74.90	6.10	8.50	8.70	59.90	48.20	86.80	37.50
Sr	135.90	116.30	94.50	77.20	107.10	59.40	136.70	29.90
Ta	0.00	2.10	0.00	1.00	8.70	8.50	2.40	8.90
Th	9.00	5.90	7.20	9.50	23.00	22.70	12.50	16.90
U	1.30	0.50	1.00	1.40	5.10	5.30	1.30	3.10
Zr	219.20	195.90	144.50	291.90	1241.50	1662.50	941.10	564.10
La	28.20	6.35	4.17	18.90	100.00	127.00	51.10	88.20
Ce	60.00	16.50	8.63	36.20	225.00	285.00	138.00	183.00
Pr	6.58	1.93	1.12	4.30	26.80	34.40	14.20	19.10
Nd	26.70	7.95	4.56	17.00	108.00	141.00	64.40	66.50
Sm	5.09	1.92	1.20	3.59	19.70	29.80	14.30	8.85
Eu	1.23	0.41	0.37	1.12	2.08	3.14	3.75	0.74
Gd	4.94	2.20	1.49	3.54	17.00	28.60	13.30	7.32
Tb	0.67	0.37	0.28	0.53	2.66	4.41	2.04	1.14
Dy	4.05	2.37	1.90	3.13	16.40	27.70	13.00	7.33
Ho	0.78	0.52	0.41	0.63	3.10	5.30	2.57	1.58
Er	2.35	1.61	1.28	1.97	9.15	15.60	8.02	5.12
Tm	0.34	0.24	0.20	0.28	1.34	2.30	1.22	0.82
Yb	2.23	1.70	1.47	1.93	8.37	14.60	8.06	5.61
Lu	0.33	0.23	0.24	0.31	1.22	2.16	1.23	0.84
Y	19.40	13.50	10.00	14.20	77.80	144.00	72.50	51.60
HFS	5388.87	3290.65	2808.94	5236.26	3659.38	4237.90	7709.70	2028.53
LILE	23,577.59	2636.62	3175.94	2779.26	34,792.37	14,916.58	31,833.97	26,357.26
REE	143.49	44.30	27.32	93.43	540.82	721.01	335.19	396.15
LREE	126.57	34.65	19.68	79.99	479.50	617.20	282.00	365.65
HREE	15.69	9.24	7.27	12.32	59.24	100.67	49.44	29.76
(La/Yb) <sub>n</sub>	8.52	2.52	1.91	6.60	8.05	5.86	4.27	10.59
UTMX	144,218	144,635	660,970	672,147	656,343	663,197	662,194	666,888
UTMY	4,335,088	4,321,368	4,314,676	4,267,366	4,290,540	4,281,091	4,280,206	4,264,851

they do have show features that may indicate greater subcrustal participation than is the case for the previously published set of samples [e.g. lack of clearly defined Nd negative anomalies and presence of rocks with weakly negative  $\epsilon\text{Nd}$  values (see below)].

When the compositions are plotted on the Y–Nb tectonic discrimination diagram (Pearce et al., 1984), all the samples fall in the orogenic field, which is consistent with our previous data (Fig. 5B), but somewhat at odds with the interpreted extensional environment. In line with other researchers (e.g., Linnemann et al., 2008; Nance et al., 2010-this volume), our interpretation of this apparent contradiction envisages inheritance of the orogenic signature from the subduction-related calc-alkaline volcano-sedimentary rocks (Cadomian arc) that should have existed at their crustal source.

### 3.2. Volcanic rocks of the main rift-related event (RR and MRV)

This group is typically bimodal with respect to SiO<sub>2</sub> and predominantly includes basaltic and rhyolitic types, with a minor proportion of intermediate compositions (Fig. 6). Subalkaline types predominate and most (both felsic and mafic types) have a higher Zr-content than published standards for similar volcanic associations [OIB, E-MORB and N-MORB of Sun and McDonough (1989) and BCC of Rudnick and Gao (2004) for the acid and intermediate rocks].

#### 3.2.1. Mafic rocks

Within the basic group (SiO<sub>2</sub> < 52%), geochemical characteristics allow us to define two different subgroups (Table 2). These two subgroups are indistinguishable both visually and petrographically and are intimately associated with each other in the same outcrops, at least on the southern flank of the Olivenza-Monesterio antiform, which is reported here.

**3.2.1.1. Mafic rocks with OIB and E-MORB affinities.** The vast majority of the samples belonging to this group correspond to volcanic rocks of the Middle Cambrian MRV, although a few also come from volcanic horizons (RR) within the Early Cambrian UDF. Noticeably, the alkali content is highly modified by the alteration processes, mentioned above. These processes may also cause a small relative increase in SiO<sub>2</sub>.

REE normalization to the primitive mantle of the OIB-affinity basalts (Palme and O'Neill, 2004) shows moderate REE fractionation (Fig. 7A) and negligible europium anomalies. The average (La/Yb)<sub>n</sub> ratio has a value of 6.55, which lies midway between the OIB and E-MORB values of Sun and McDonough (1989). The average Nb/Th ratio (8.64) in our samples is lower than the OIB values of Sun and McDonough (1989) and closer to those of the primitive mantle of Palme and O'Neill (2004). These values are also lower than those of our previously published data for this group, pointing in this case to a less enriched source.

S9	S10	S11	S12	S13	S14	S15	S16	S17
MRV	MRV	MRV	MRV	UDF	UDF	UDF	UDF	UDF
52.63	54.44	74.88	58.35	77.42	67.80	76.11	72.70	77.14
15.64	16.75	12.74	15.47	12.05	15.88	12.77	13.74	11.49
10.20	12.34	1.99	10.99	2.52	3.02	1.46	2.25	2.44
0.23	0.07	0.04	0.27	0.02	0.01	0.03	0.05	0.05
2.64	1.58	0.22	0.42	0.10	0.21	0.09	1.22	1.28
4.89	1.48	1.26	0.74	0.25	0.18	0.39	0.13	0.02
3.87	7.84	2.14	3.92	5.03	2.17	3.36	0.26	0.38
4.01	0.50	4.61	5.96	1.08	9.41	4.56	7.26	4.68
1.76	1.89	0.19	1.12	0.21	0.16	0.12	0.20	0.16
0.87	0.91	0.05	0.33	0.10	0.01	0.01	0.05	0.05
2.14	0.84	1.65	1.16	1.00	0.81	0.97	2.01	2.15
98.88	98.64	99.77	98.73	99.79	99.66	99.87	99.86	99.83
1064.30	365.90	341.80	3662.60	166.70	1921.20	498.80	606.20	537.40
			7.00	9.50	1.00	1.90		3.30
29.20	24.60	29.30	27.10	28.70	32.40	26.90	29.20	25.20
11.60	9.90	8.90	6.20	20.00	16.40	7.50	10.90	10.10
68.30	42.10	66.80	40.50	25.60	80.90	82.20	14.30	13.00
54.40	8.50	114.40	65.80	47.70	156.30	121.50	70.30	64.50
437.40	119.70	42.10	250.80	83.70	146.00	58.50	22.70	20.40
2.30	2.80	3.40	4.10	2.20	4.60	6.80	0.70	
8.70	5.60	17.60	4.50	23.90	18.90	18.20	25.10	23.70
2.00	1.40	2.50	0.20	8.20	1.20	2.90	4.80	3.40
538.70	312.80	291.40	259.60	586.60	506.60	304.70	361.00	305.00
68.10	47.20	74.10	28.10	40.00	86.10	117.00	29.00	28.20
159.00	91.50	129.00	66.70	114.00	183.00		51.50	62.20
17.90	9.76	16.40	8.65	14.00	21.70	28.20	6.89	7.34
82.50	38.40	58.80	35.80	60.10	86.80	112.00	29.20	31.60
16.70	8.10	12.60	7.45	15.50	18.40	26.10	6.99	8.04
5.05	3.55	1.08	5.62	1.44	3.21	2.61	0.34	0.47
15.47	7.99	13.60	7.35	18.20	18.20	27.10	8.09	9.43
2.24	1.16	2.16	1.05	3.57	2.97	4.40	1.61	1.91
12.90	6.70	13.00	5.97	25.40	18.00	23.30	12.10	14.00
2.33	1.31	2.62	1.13	5.65	3.54	4.30	2.72	3.01
6.49	3.63	7.69	3.18	17.90	10.50	11.80	9.08	9.66
0.90	0.48	1.10	0.44	2.89	1.55	1.58	1.37	1.35
5.44	3.09	7.03	2.86	18.60	10.70	9.95	9.46	9.07
0.81	0.45	1.02	0.47	2.77	1.59	1.38	1.35	1.29
66.10	33.90	78.40	29.00	166.60	88.30	113.00	72.70	80.70
15,126.94	15,749.93	1850.98	8552.93	2557.93	1803.11	1406.04	1911.14	1611.04
35,047.65	4780.84	39,022.06	53,580.26	9474.81	80,628.49	38,668.78	61,048.69	39,595.66
395.83	223.32	340.20	174.77	340.02	466.26	503.72	169.70	187.57
344.20	194.96	290.90	146.70	243.60	396.00	283.30	123.58	137.38
46.58	24.81	48.22	22.45	94.98	67.05	83.81	45.78	49.72
8.43	10.29	7.10	6.62	1.45	5.42	7.92	2.06	2.09
701,885	665,314	661,837	662,618	629,164	683,791	683,496	690,504	690,445
4,217,040	4,263,815	4,277,603	4,277,399	4,324,758	4,248,256	4,246,268	4,248,217	4,248,195

The basalts plot mainly in the within-plate field in the tectonic discrimination diagrams of Pearce and Cann (1973), in accordance with our interpretation of their anorogenic origin (Fig. 8A). In the discrimination diagram of Condie (2005), however, the samples overlap the boundary between the plume and non-plume source fields, and lie close to the Nb-Line (Fig. 8C). This may reflect the influence of a recycled component in the mantle in the origin of these basalts. A similar interpretation has been proposed for Neoproterozoic mafic magmatism associated with the breakup of Rodinia in the southern Yangtze Block (Zhou et al., 2007).

**3.2.1.2. Mafic rocks with N-MORB affinities.** We have described in previous papers (Sánchez-García et al., 2003, 2008a) how this group comprises only subalkaline rocks, as is shown in the Zr/TiO<sub>2</sub> vs. silica diagram (Winchester and Floyd, 1977) (Fig. 6). It is composed of mafic subvolcanic and volcanic rocks and minor contemporaneous plagiogranite bodies and albite tuffs. In this study, only volcanic rock samples were analysed. Most samples of this group belong to volcanic beds intercalated within the UDF, although there are other samples from this formation that have OIB affinities (see above). Field relations show that the mafic and felsic rocks are contemporaneous, as demonstrated by mutually crosscutting relationships. One of these plagiogranite bodies was recently dated by U/Pb zircon (TIMS) at 517 ± 2 Ma (Sánchez-García et al., 2008a).

Tholeiitic rocks account for 67% of the samples, although in general they have higher SiO<sub>2</sub> contents than the samples studied previously (Sánchez-García et al., 2008a).

REE normalization to the primitive mantle (Palme and O'Neill, 2004) shows an almost flat pattern or one slightly depleted in LREE (Fig. 7B), with an average (La/Yb)<sub>n</sub> = 1.13 and no significant Eu anomalies. As reported in previous papers, the average Nb/Th value of our samples (2.66) is lower than those of the N-MORB standards (19.42) published by Sun and McDonough (1989), our average Nb contents being similar to theirs (2.27 vs. 2.33), whereas our Th contents are considerably higher (1.13 vs. 0.12).

In the tectonic discrimination diagrams of Pearce and Cann (1973), the samples show a clear N-MORB affinity (Fig. 8B). This characteristic is confirmed in the Zr/Y–Nb/Y diagram of Condie (2005) (Fig. 8D), which may indicate a depleted mantle source for these basalts.

### 3.2.2. Intermediate and felsic rocks

Felsic rocks form the bulk of this group, which contain only subordinate intermediate types. Co-genetic shallow plutonic and subvolcanic rocks also occur in the region, but only the volcanic rocks are considered here. All of these show characteristics that lead us to interpret them as being primary magmatic rocks *sensu* Coleman and Donato (1979). Across the spread of rock compositions, which range from trachytes/andesites to rhyolites (Table 1), SiO<sub>2</sub> > 52%, although

**Table 2**

Major and trace element data for the mafic rocks (RRb-OIB and RRb-N-MORB samples): oxides as wt.%; trace elements in ppm.

Sample	S18	S19	S20	S21	S22	S23	S24	S25	S26	S27	S28
Group	RRb-OIB/ MRV	RRb-OIB/ MRV	RRb-OIB/ MRV	RRb-OIB/ MRV	RRb-OIB/ MRV	RRb-OIB/ MRV	RRb-OIB/ MRV	RRb-OIB/ MRV	RRb-OIB/ MRV	RRb-OIB/ MRV	RRb-OIB/ MRV
SiO <sub>2</sub>	46.88	43.71	46.20	47.19	42.45	45.72	47.92	45.07	45.86	48.24	47.82
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14.54	14.16	17.21	10.06	15.17	16.88	12.73	16.25	14.21	15.06	15.75
FeO	11.86	12.73	9.53	10.16	11.43	12.04	12.40	12.36	10.15	12.61	12.04
MnO	0.33	0.21	0.13	0.16	0.10	0.20	0.19	0.18	0.12	0.23	0.19
MgO	6.45	5.53	3.71	6.83	1.64	5.86	2.18	7.40	7.27	4.34	6.72
CaO	10.14	6.97	8.43	10.60	11.50	7.31	7.67	8.09	7.30	4.82	8.55
Na <sub>2</sub> O	3.20	2.43	4.28	2.90	5.42	3.94	3.40	3.42	2.05	5.48	3.38
K <sub>2</sub> O	0.39	0.02	0.72	0.61	1.26	0.22	0.72	0.24	1.34	0.04	0.39
TiO <sub>2</sub>	2.93	3.30	2.38	1.98	3.13	2.68	3.09	2.54	2.95	3.44	2.35
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.42	0.49	0.28	0.21	0.58	0.54	0.47	0.33	0.56	0.80	0.26
PPC	1.58	9.02	6.06	4.08	6.09	3.50	7.85	2.77	7.07	3.55	1.19
Total	98.72	98.57	98.91	94.77	98.76	98.88	98.63	98.63	98.89	98.61	98.63
Ba	268.30	102.00	200.40	187.80	298.60	87.80	851.20	94.90	204.80	11.70	80.20
Cs											
Ga	25.00	24.00	22.20	19.10	22.10	23.20	23.00	23.40	20.00	27.00	21.40
Hf	2.90	5.20	4.70	3.50	5.00	2.60	8.30	1.50	6.30	8.80	
Nb	31.40	31.90	24.00	16.80	23.90	23.30	27.40	21.60	33.10	53.50	22.40
Rb	10.60	3.80	17.60	7.90	31.70	5.40	34.30	6.90	22.00	1.10	12.30
Sr	358.10	269.10	526.20	219.20	172.40	343.70	78.00	648.40	213.70	136.00	444.10
Ta	5.00	1.30	1.80	1.40		0.30	3.40		1.50	1.30	
Th	1.70	3.60	2.90	3.80	2.80	4.30	4.60	4.60	4.50	5.00	1.30
U	0.90	2.80	2.80	0.70	0.90	1.70	0.10	3.40	1.10	2.10	
Zr	211.40	267.30	223.00	169.20	182.50	201.40	280.40	173.60	236.60	392.30	171.20
La	23.70	31.80	24.60	23.00	28.50	24.50	31.70	24.00	30.90	32.90	14.20
Ce	53.20	72.30	54.10	49.50	58.20	56.50	70.90	48.60	70.70	79.40	30.70
Pr	7.40	8.75	7.24	6.13	7.08	6.98	8.45	5.92	8.34	9.87	4.49
Nd	33.50	37.90	31.30	26.40	30.80	33.70	39.40	28.10	38.60	43.60	19.30
Sm	8.30	7.94	6.75	5.46	6.46	7.58	8.84	6.24	8.02	9.22	4.67
Eu	2.98	2.57	2.16	1.86	2.27	2.73	2.60	2.15	2.41	2.92	1.63
Gd	8.96	7.71	6.51	5.59	6.33	7.32	8.56	5.96	7.40	8.63	5.04
Tb	1.37	1.14	0.97	0.82	0.95	1.04	1.29	0.89	1.07	1.21	0.79
Dy	7.66	6.64	5.51	4.87	5.44	5.89	7.89	5.20	5.90	6.77	4.62
Ho	1.45	1.25	0.97	0.93	0.96	1.04	1.51	0.95	1.08	1.22	0.87
Er	3.84	3.48	2.72	2.46	2.56	2.77	4.31	2.59	2.87	3.27	2.42
Tm	0.50	0.50	0.36	0.35	0.34	0.37	0.63	0.36	0.41	0.43	0.32
Yb	3.19	2.99	2.18	2.18	2.01	2.10	3.81	2.12	2.28	2.68	2.01
Lu	0.46	0.48	0.32	0.34	0.31	0.34	0.60	0.34	0.37	0.37	0.29
Y	35.60	31.60	23.70	23.50	23.80	28.70	42.90	26.90	30.90	31.80	22.70
HFS	19,721.68	22,266.67	15,748.91	13,025.77	21,565.74	18,685.95	21,004.99	16,877.86	20,510.57	24,643.03	15,453.31
LILE	3953.18	640.33	6836.08	5530.20	11,035.47	2373.43	7072.67	2803.15	11,670.59	631.37	3828.68
REE	156.51	185.45	145.69	129.89	152.21	152.86	190.49	133.42	180.35	202.49	91.35
LREE	126.10	158.69	123.99	110.49	131.04	129.26	159.29	112.86	156.56	174.99	73.36
HREE	27.43	24.19	19.54	17.54	18.90	20.87	28.60	18.41	21.38	24.58	16.36
(La/Yb) <sub>n</sub>	5.00	7.16	7.60	7.11	9.55	7.86	5.60	7.62	9.13	8.27	4.76
UTMX	687,337	625,973	644,245	644,153	646,842	656,104	664,502	663,182	701,662	685,450	661,839
UTMY	4,244,520	4,320,917	4,301,388	4,301,326	4,292,834	4,290,237	4,282,660	4,281,100	4,216,262	4,230,873	4,277,612

there is a significant gap between 59% < SiO<sub>2</sub> < 69%, as we have pointed out in previous papers (Sánchez-García et al., 2003, 2008a). This set of samples includes alkaline as well as predominantly subalkaline compositions (Fig. 6).

Primitive mantle-normalized REE patterns (Palme and O'Neill, 2004) show moderate LREE fractionation [(La/Sm)<sub>n</sub> = 2.99] and, although most of the patterns are flat [(Gd/Yb)<sub>n</sub> = 1.50], some show slightly fractionated values for the HREE. Negative Eu anomalies are common, but some feldspar-rich samples display positive ones (Fig. 9A). These Eu anomalies are probably related to different degrees of plagioclase fractionation.

In primitive-mantle-normalized spider diagrams for incompatible elements (Palme and O'Neill, 2004), the samples show a general enrichment in LILE elements, with a strong negative anomaly in Sr and Ti (Fig. 9C). The Zr contents are higher than average continental crust and basalt compositions, but many felsic alkaline rocks contain high quantities of these elements. In the Tertiary and Quaternary volcanics of the Cañadas Formation in the Canary Islands, for example, average Zr values reach as high as 822 ppm (Brändle and Bellido, 2000; Thirlwall et al., 2000 and others).

In the Ga/Al–Zr tectonic discrimination diagram (Whalen et al., 1987), an anorogenic affinity is shown for all but three samples, which plot in the Oceanic Ridge granite (ORG) field (Fig. 9B). The Y–Nb diagram (Pearce et al., 1984) shows the same characterization, with some samples plotting near the boundary with the ORG field (Fig. 9D). On the basis of their low Nb contents, we interpret the three “anomalous” samples as showing a certain degree of crustal contamination in their evolution.

#### 4. Sm–Nd isotopes

All analytical procedures, including mass spectrometer analyses, were undertaken at the Laboratoire de Géologie, CNRS-Université Blaise Pascal, Clermont-Ferrand, France. Whole-rock samples were powdered and spiked with <sup>149</sup>Sm/<sup>150</sup>Nd in the dissolution process. The separation was performed in three steps: (1) cation-exchange columns with HCl chemistry, (2) transuranide extraction chromatography columns with HNO<sub>3</sub> chemistry, and (3) chromatographic extraction columns for lanthanides (Pin et al., 1994; Le Fèvre and Pin, 2002, 2005). Sample

S29	S30	S31	S32	S34	S35	S36	S37	S38	S39	S40
RRb-OIB/ MRV	RRb-OIB/ MRV	RRb-OIB/ MRV	RRb-OIB/ MRV	RRb-OIB/ UDF	RRb-OIB/ UDF	RRb-OIB/ UDF	RRb-OIB/ UDF	RRb-N-MORB/ UDF	RRb-N-MORB/ UDF	RRb-N-MORB UDF
50.80	48.93	43.73	39.13	44.85	52.01	49.26	50.88	48.61	46.91	47.15
18.49	15.84	14.46	13.53	12.97	16.22	14.09	14.02	13.45	16.89	17.04
8.86	12.43	14.29	15.13	9.90	11.22	11.56	15.06	12.05	7.75	9.22
0.18	0.05	0.16	0.15	0.28	0.15	0.34	0.13	0.22	0.14	0.15
2.01	2.57	5.20	3.74	14.31	3.03	5.56	4.22	6.03	8.75	8.49
4.19	4.18	6.16	8.04	10.05	3.10	6.18	2.41	9.83	12.15	9.18
6.75	7.21	4.54	3.07	0.71	6.32	2.54	3.90	3.02	2.63	2.51
1.33	0.93	0.29	1.07	0.66	0.35	0.23	0.19	0.23	0.24	0.71
3.01	2.26	4.36	4.54	1.22	2.14	2.24	2.76	2.24	1.22	1.23
0.69	1.01	0.54	0.61	0.10	1.18	0.26	0.67	0.21	0.08	0.08
2.68	3.65	4.48	9.18	3.84	3.05	6.46	4.12	2.80	2.38	3.23
98.98	99.07	98.20	98.17	98.89	98.76	98.71	98.35	98.68	99.15	98.99
625.70	212.80	114.50	131.30	61.50	91.00	44.70	102.70	954.10	27.60	338.30
									0.90	
25.10	35.00	27.30	24.30	14.90	31.40	20.40	27.40	20.30	16.10	17.00
3.80	15.60	7.60	5.10	0.40	13.60	4.30	11.10	1.20		3.90
36.30	78.50	46.10	45.70	5.30	65.90	7.40	13.10	3.70	1.10	2.00
28.00	9.00	5.30	23.90	23.20	7.90	15.00	7.50	4.00	3.50	21.70
347.90	197.20	237.30	176.70	281.60	101.60	274.10	971.90	214.70	265.80	421.70
3.30	4.80	6.90	6.00		4.40	2.50	2.60			
3.40	9.50	4.70	3.10	1.40	7.00	1.90	3.60	1.80	1.20	0.40
1.60	3.00	1.20		1.10	2.20	1.50	3.10	1.10	0.70	
249.80	650.70	301.40	249.60	83.80	509.20	203.90	304.00	145.70	80.20	80.20
19.00	77.20	25.70	24.60	8.40	46.90	10.10	20.70	8.70	2.79	4.71
49.70	159.00	61.20	58.70	19.00	114.00	25.90	50.00	20.40	8.75	11.80
7.21	19.90	8.23	8.00	2.52	14.20	4.18	7.30	3.27	1.55	1.89
32.10	81.30	35.80	34.90	12.00	64.80	20.00	35.10	17.60	8.65	9.56
7.72	16.80	8.26	8.01	2.79	14.30	5.84	9.91	5.70	2.90	3.08
2.82	4.50	2.71	2.50	0.96	4.55	1.72	2.74	1.95	1.12	1.19
7.75	16.40	8.50	7.90	3.13	14.40	7.14	11.80	7.23	3.89	3.88
1.13	2.26	1.22	1.15	0.50	2.01	1.24	2.02	1.22	0.66	0.69
6.33	12.40	6.67	6.38	3.07	11.30	8.03	12.50	8.21	4.42	4.40
1.16	2.28	1.22	1.19	0.58	2.11	1.68	2.63	1.73	0.90	0.88
3.03	6.20	3.27	3.20	1.64	5.62	4.98	7.60	5.09	2.69	2.59
0.39	0.84	0.42	0.42	0.23	0.73	0.71	1.05	0.73	0.37	0.36
2.37	5.18	2.54	2.52	1.45	4.51	4.69	6.70	4.66	2.40	2.34
0.33	0.76	0.36	0.37	0.23	0.64	0.71	1.01	0.68	0.35	0.35
29.50	63.40	30.90	29.50	15.40	55.80	45.70	61.00	45.90	23.20	21.50
21,407.11	18,870.70	28,881.12	30,265.55	7867.42	18,674.71	14,855.20	19,918.26	14,558.78	7778.78	7842.76
12,147.88	8385.08	2864.43	9259.38	5898.99	3282.22	2289.34	2700.48	3096.44	2318.60	6692.67
141.04	405.02	166.10	159.84	56.50	300.07	96.92	171.06	87.17	41.44	47.72
115.73	354.20	139.19	134.21	44.71	254.20	66.02	123.01	55.67	24.64	31.04
22.49	46.32	24.20	23.13	10.83	41.32	29.18	45.31	29.55	15.68	15.49
5.40	10.04	6.81	6.57	3.90	7.00	1.45	2.08	1.26	0.78	1.36
661,410	716,548	714,239	715,823	626,770	685,701	671,908	648,246	664,501	692,480	692,115
4,262,532	4,217,473	4,216,408	4,215,526	4,324,073	4,230,408	4,261,880	4,306,292	4,284,207	4,248,384	4,249,065

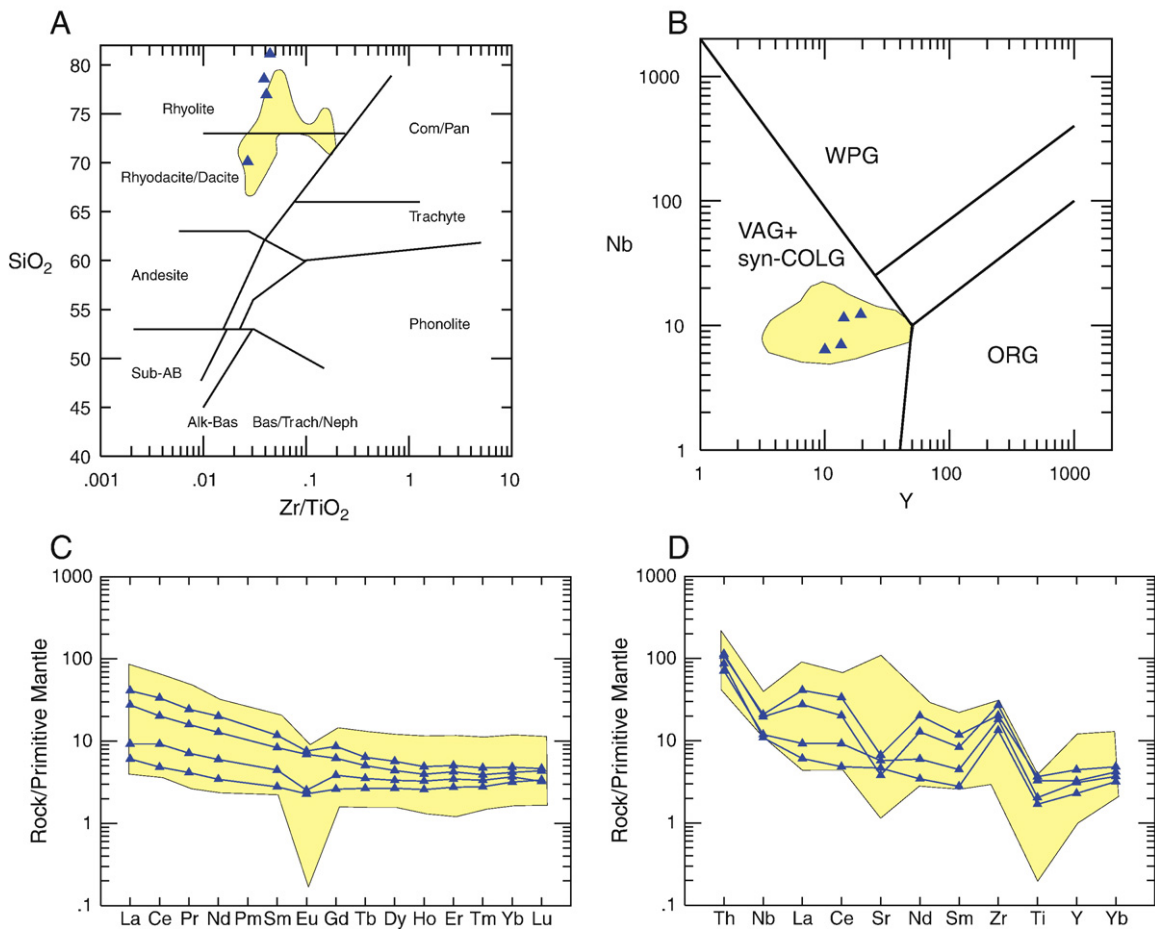
decomposition was done by fusion with a LiBO<sub>2</sub> flux in an induction furnace at about 1150 °C, as described by Le Fèvre and Pin (2005). Sm and Nd isolation was then carried out using cation exchange and extraction chromatography methods adapted from Pin and Santos Zalduegui (1997). Sm and Nd concentrations were measured by isotope dilution using a mixed <sup>149</sup>Sm/<sup>150</sup>Nd tracer and thermal ionization mass spectrometry (TIMS), which allow <sup>147</sup>Sm/<sup>144</sup>Nd ratios to be determined to a precision of 0.2% (Le Fèvre and Pin, 2002). Sm was measured in the single-collection mode on an automated VG54E mass spectrometer, and Nd isotope ratios were measured in the static multi-collection mode with a Thermo Finnigan Triton TI instrument with normalization to <sup>146</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd = 0.7219. The JNdi-1 isotope standard measured during these analyses gave <sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd = 0.512105 ± 6 (2 measurements), corresponding to a value of 0.511848 for the La Jolla standard (Tanaka et al., 2000).

In this study, we report the Sm–Nd data (Table 3) for 14 Cambrian volcanic rock samples, 4 of which have already been published (Sánchez-García et al., 2008b), while 10 are derived from new samples. In total, 8 samples belong to the RR and MRV and 6 to the ER.

In general terms, we can find no clear correlation trend for the εNd values in relation to the stratigraphic position of the samples. Neither are we able to correlate the εNd values with the SiO<sub>2</sub> content or the La/Yb, La/Sm, La/Nb or Th/Nb ratios.

All of the samples belonging to the ER display negative εNd<sub>t</sub> values, ranging from –0.6 to –7.9 (Table 3 and Fig. 10). The corresponding T<sub>DM</sub> ages vary between 1.14 and 1.80 Ga. On the whole, the ER rocks have negative εNd<sub>t</sub> values and Th/Nb ratios close to upper continental crust values, suggesting a significant crustal component and a derivation dominantly from ancient continental crust.

Within the RR and MRV groups almost all of the samples display positive εNd<sub>t</sub> values (Table 3 and Fig. 10), the only exception being sample S17, which shows εNd<sub>t</sub> = –0.6. The rest vary from +2.2 to +5.6, which is quite typical of mantle-derived magmas with some degree of crustal contamination. T<sub>DM</sub> model ages fall between 1.27 and 0.74 Ga, and the isotopic behaviour of the volcanic rocks situated near the top of the RR succession is noticeably more homogeneous. The highest value (1.27 Ga) corresponds to the anomalous sample with negative εNd<sub>t</sub>, suggesting a higher degree of crustal contamination.



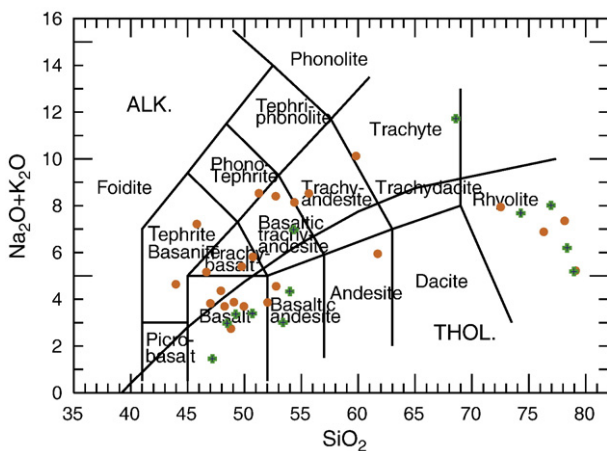
**Fig. 5.** Geochemistry of the early rift-related igneous suite. (A) Zr/TiO<sub>2</sub> vs. silica diagram (Winchester and Floyd, 1977). (B) Y–Nb tectonic setting discrimination diagram of Pearce et al., 1984. (C) Primitive mantle-normalized REE patterns, normalizing values from Palme and O'Neill, 2004. (D) Simplified spider-diagram normalized to primitive mantle values of Palme and O'Neill, 2004. Shaded area: plot area of previously published data from the same rock unit.

The wide range of  $\epsilon\text{Nd}_t$  values and  $T_{\text{DM}}$  model ages reinforces the idea that the mantle-derived primitive magmas were contaminated to varying degrees by continental crust during the main rift-related event. In our opinion, the most likely way in which mantle-derived magmas might become contaminated in this manner is by mixing with crustal melts in the lower crust.

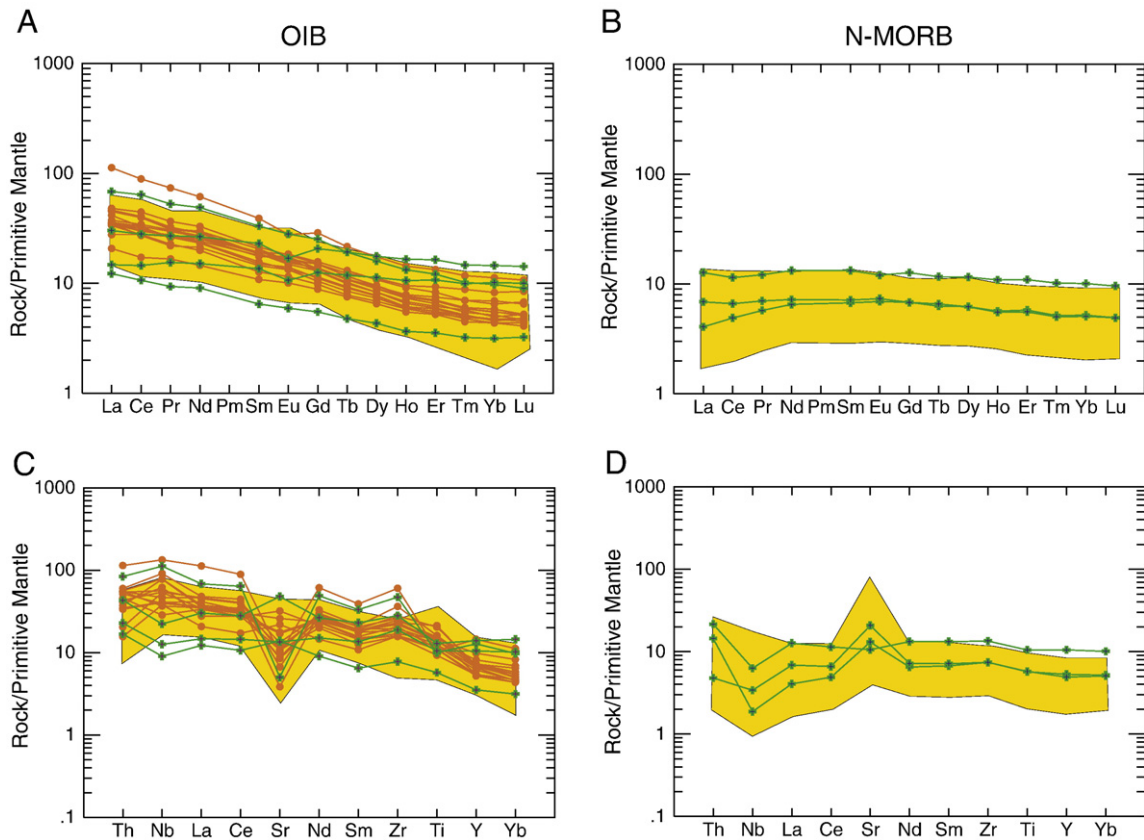
## 5. Discussion and conclusions

Before discussing the geological and geodynamic significance of the data presented here, it is necessary to describe the geodynamic setting of the Ossa-Morena zone prior to the onset of rifting. The zone was part of a continental magmatic arc that became accreted to the outer continental margin of Gondwana (Iberian Autochthon) near the West African craton (Murphy and Nance, 1989; Quesada, 1990a,b, 1991; Murphy and Nance, 1991; Quesada, 1997; Linnemann et al., 2008; Pereira et al., 2008) during the Neoproterozoic Cadomian orogeny (see Figs. 8–A and 9–A, B, C in Sánchez-García et al., 2008a). It therefore lay in an active margin setting at the beginning of the Cambrian (Quesada, 1990a,b, 1991, 1997, 2006). We have suggested in the past that a feasible process capable of bringing about the cessation of subduction, while at the same time triggering the onset of extensional deformation with its associated magmatic evolution, is the oblique collision of a mid-ocean ridge with the trench that would have existed onboard of the Ossa-Morena zone during the growth of the Neoproterozoic arc (Sánchez-García et al., 2003). An alternative hypothesis may be the impingement of a mantle-plume beneath this zone.

The stratigraphic distribution of the rift-related volcanism demonstrates that there was an initial magmatic flooding of the Ossa-Morena crust (early rift-related event) composed of peraluminous acidic volcanic and shallow plutonic rocks coeval with, and probably sourced in, migmatites that were forming in mid-upper crust environments in association with core-complex style deformation (Sánchez-García



**Fig. 6.** Zr/TiO<sub>2</sub> vs. silica diagram (Winchester and Floyd, 1977) for the main rift-related igneous rocks. Symbols: filled circles: Middle Cambrian main rift-volcanism (MRV); crosses: RR volcanic rocks in the upper detrital formation (UDF).



**Fig. 7.** Geochemistry of the main rift-related mafic igneous rocks. (A) OIB affinity subgroup normalized to primitive mantle (REE values from [Palme and O'Neill, 2004](#)). (B) N-MORB affinity subgroup normalized to primitive mantle (REE values from [Palme and O'Neill, 2004](#)). (C) Simplified spider-diagram normalized to primitive mantle of [Palme and O'Neill \(2004\)](#) for the OIB affinity subgroup. (D) Simplified spider-diagram normalized to primitive mantle of [Palme and O'Neill \(2004\)](#) for the N-MORB affinity subgroup. Symbols as in [Fig. 6](#).

[et al., 2003, 2008a,b](#)). The new petrological, geochemical and Nd-isotope data presented in this paper support the hypothesis that this early volcanism, represented by the Bodonal-Cala, Freixo-Segovia, Nave de Grou-Azeiteiros and São Vicente volcano-sedimentary complexes, contained a noticeable mantle input superimposed upon the predominant participation of continental crust in the genesis of the magmas (negative  $\epsilon_{\text{Nd}}$  values), despite the absence of mantle-derived rock in the crustal section of this stage outcropping today. The moderate-to-high negative  $\epsilon_{\text{Nd}_t}$  values and  $T_{\text{DM}}$  ages in excess of 1 Ga (average c. 1.6 Ga) obtained for the ER rocks are very similar to the signatures obtained for sediments and crust-derived magmas of any age in the Ossa-Morena zone ([López-Guijarro et al., 2008; Armendáriz et al., 2008](#)), again emphasising the predominant role played by crustal partial-melting processes in the genesis of the parent magmas of this group of rocks. These values are also similar to those obtained for felsic orthogneisses in other high-grade units of the Ossa-Morena zone ([Chichorro et al., 2008](#)).

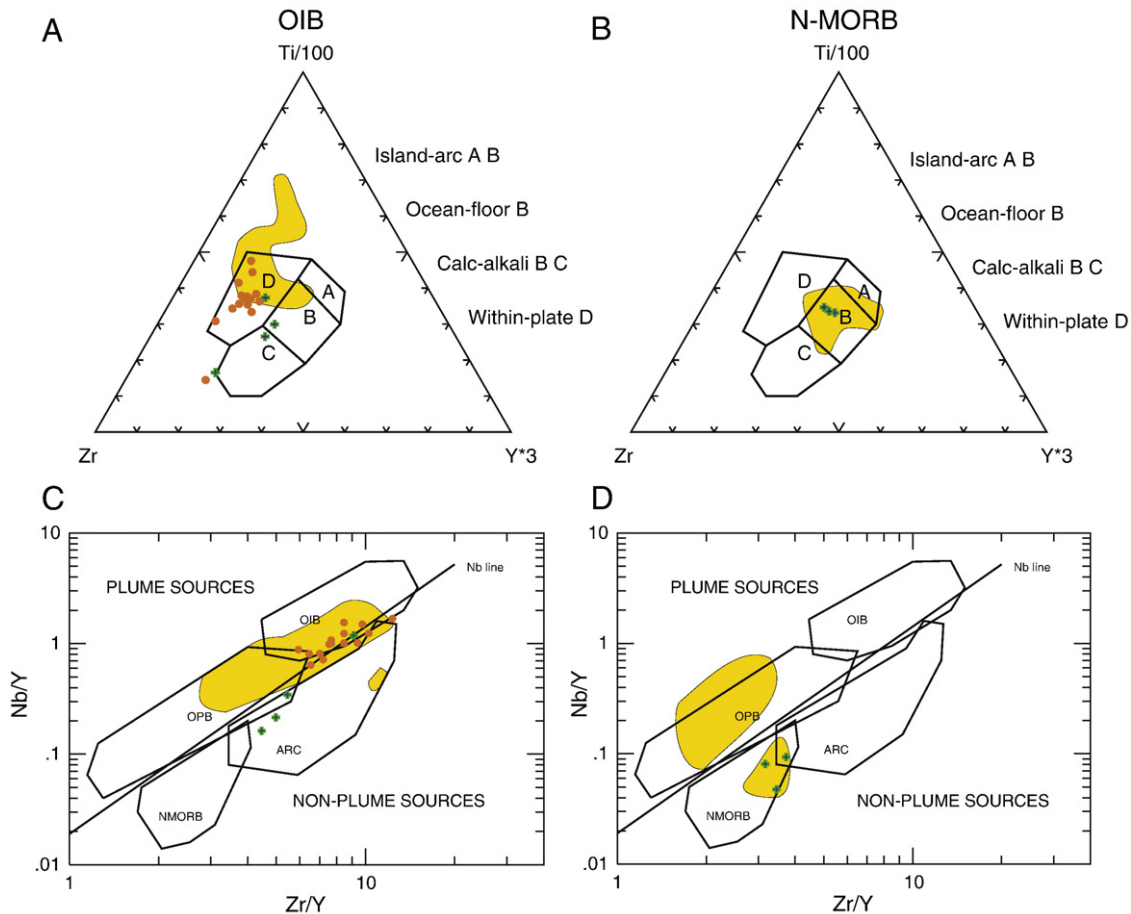
The Early Cambrian high-grade metamorphic and anatexis processes recorded in high-grade units of the Ossa-Morena zone (not included in this study) were related to an Early Cambrian extensional tectonic event coupled with extreme heating of the continental crust. Both may have been a response to a strong thermal anomaly results from the impingement at the base of the Ossa-Morena lithosphere of either a mantle plume or a slab window following ridge-trench collision. We prefer the latter ([Sánchez-García et al., 2003, 2008a,b](#)). In our view, the rapid shift from crustal compression (Ediacaran Cadomian orogeny) to crustal extension (Cambrian rifting) is best explained by a process of progressive thermal expansion of the upper (Ossa-Morena) plate leading to passive gravitational collapse, perhaps still within an overall convergent regime at the plate scale. We envisage a scenario similar to recent

situations at many points on the Pacific margin of North America, such as the Basin and Range.

For the second period of magmatic flooding of the Ossa-Morena crust (main rift-related event), the new petrological, geochemical and isotope data confirm the presence of magmas derived from different sources (asthenospheric, lithospheric and crustal), as we have previously reported ([Sánchez-García et al., 2003, 2008a,b; Chichorro et al., 2008](#)). This represents a significant change from the early rifting event and probably reflects an evolution from passive to active extensional deformation, which affected the entire lithosphere and facilitated the upwelling of magmas from sources as deep as the asthenosphere. A recent model that may be applicable is that of the Late Miocene evolution of the Baja California-Sonora-Sinaloa area, which culminated in the opening of the oceanic Gulf of California ([Lizarralde et al., 2007](#), and references therein).

Within this main event we have distinguished two subgroups of mafic rocks ([Table 3 and Figs. 7 and 8](#)) with geochemical characteristics that imply different sources and geodynamic settings, although neither subgroup strictly correspond to a given stratigraphic positions. On a statistical basis, however, it would appear that the alkaline character of the basalt samples increases from bottom to top, as [Mata and Munhá \(1990\)](#) and [Ribeiro et al. \(1997\)](#) have pointed out, but both alkaline and tholeiitic rocks coexist in the UDF as well as in the MRV.

Rocks of the stratigraphically lower levels of the main event (the RR group within the UDF) contain, on average, more  $\text{SiO}_2$ , MgO, Cr, Y and have higher Th/Nb, Zr/Nb and Zr/Th ratios, and less  $\text{P}_2\text{O}_5$ ,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ , Nb, Th, Zr with lower K/Rb, K/U, Nb/La, Zr/Y and  $(\text{La}/\text{Yb})_n$  ratios ([Table 2 and Fig. 7C](#)) than the volcanic rocks of the upper levels (MRV group). All these data are compatible with a predominance of depleted mantle sources for the UDF magmas (N-MORB affinity),



**Fig. 8.** Geochemistry of the main rift-related mafic igneous rocks. (A) OIB affinity subgroup plotted on the Zr–Ti–Y tectonic discrimination diagram of Pearce and Cann (1973). (B) N-MORB affinity subgroup plotted on the Zr–Ti–Y tectonic discrimination diagram of Pearce and Cann (1973). (C) OIB affinity subgroup plotted on the Zr/Y–Nb/Y tectonic discrimination diagram of Condie (2005). (D) N-MORB affinity subgroup plotted on the Zr/Y–Nb/Y tectonic discrimination diagram of Condie, 2005. Shaded area: plot area of previously published data from the same rock units. Symbols as in Fig. 6.

although the presence in this group of OIB and E-MORB affinity rocks indicates the possible coexistence of more than one mantle source for the magmas. The geochemical characteristics of the volcanic rocks of the uppermost Cambrian stratigraphic levels (MRV) also favour the coexistence of asthenospheric and enriched-mantle sources during this stage.

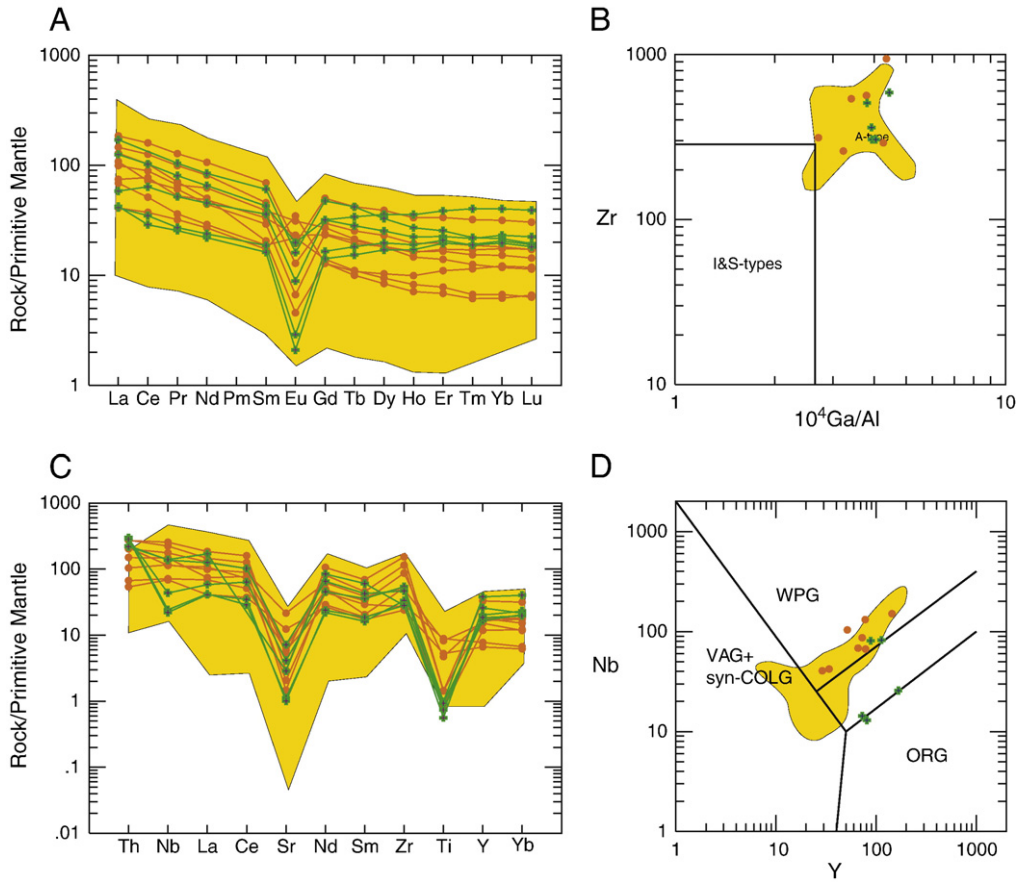
$\epsilon\text{Nd}_t$  values show little variation within the MRV rocks (+2.9 to +3.2), but a wider range within the RR rocks in the UDF (−0.6 to +5.6). The narrow range of  $\epsilon\text{Nd}$  values in the MRV group implies a relatively homogeneous source. The wider range in the UDF group, on the other hand, can be interpreted as evidence of a variable contribution of recycled continental materials, as suggested by negative (−0.6) to positive (+5.6)  $\epsilon\text{Nd}_t$  values. A similar interpretation can be inferred from the  $T_{\text{DM}}$  model ages, the variations of which are smaller and closer to the stratigraphic age in the MRV (0.74 to 0.88 Ga) than in the UDF (0.81 to 1.27 Ga). The fact that the model ages are older than the stratigraphic–chronological ages suggests that the parent magmas of these rocks were variably contaminated with components derived from ancient continental crust.

The geochemical and isotopic data set suggests that the magmas that gave rise to the OIB-affinity basalt subgroup were probably extracted from a heterogeneous mantle reservoir with mixed plume-like and non-plume-like characteristics (Condie, 2005); i.e. a source with different degrees of enrichment in recycled components. The subgroup shows (Table 2 and Fig. 7A) higher average HREE contents (26 ppm) than the standard OIB (21 ppm) reported by Sun and McDonough (1989), and lower HFSE contents (19 ppm), LILE (5 ppm),  $\Sigma\text{REE}$  (169 ppm) and LREE (141 ppm) than this standard OIB (HFSE = 20 ppm, LILE = 13 ppm,

$\Sigma\text{REE}$  = 200 ppm and LREE = 176 ppm). These differences may be a reflection of a contribution from mixed sources in the OIB-affinity Ossa-Morena zone rocks, although the existence of contamination and/or alteration effects may have also played a role.

The N-MORB affinity basalt subgroup, has a higher Th content than the standard N-MORB (Sun and McDonough, 1989), which we attribute to mild contamination with Th-rich crustal materials during the rise of the parent magmas to the surface. As can be seen in Table 2 and Fig. 7B and D, this subgroup exhibits enrichment in LILE (4 ppm), HFSE (10 ppm),  $\Sigma\text{REE}$  (59 ppm), LREE (37 ppm) and HREE (21 ppm) compared to the standard N-MORB (Sun and McDonough, 1989; LILE = 707 ppm, HFSE = 8 ppm,  $\Sigma\text{REE}$  = 40 ppm, LREE = 22 ppm, and HREE = 17 ppm), which points to the existence of heterogeneity in the mantle source. Within this subgroup, we have previously reported the presence of volumetrically minor Mg-rich basalts, the formation of which requires high melting temperatures (Sánchez-García et al., 2008a). The presence of these types of basalt favours the hypothesis of non-plume-like source magmas, as can be seen in Fig. 8D (Condie, 2005).

Finally, the geochemical characteristics of the felsic and intermediate rocks of the main rift-related igneous event suggest a derivation from variable amounts of mixing between crust- and mantle-derived magmas, as described by Sánchez-García et al. (2003, 2008a,b). The new data, especially the neodymium isotopic data, corroborate this interpretation. The  $\epsilon\text{Nd}_t$  variation between mildly negative (−0.6) and mildly positive (+3.2) values suggests that no purely crustal or mantle-derived rock exists in this group, but rather a generalized set of hybrid rocks.



**Fig. 9.** Geochemistry of the main rift-related intermediate and felsic igneous rocks. (A) Primitive mantle-normalized REE patterns, normalizing values from *Palme and O'Neill (2004)*. (B) Tectonic setting discrimination diagram of *Whalen et al. (1987)*. (C) Simplified spider-diagram normalized to primitive mantle values of *Palme and O'Neill (2004)*. (D) Y–Nb tectonic setting discrimination diagram of *Pearce et al. (1984)*. Shaded area: plot area of previously published data from the same rock unit. Symbols as in Fig. 6.

In summary, the main conclusions that we can draw from the data presented in this study are as follows:

- The existence in the Ossa-Morena zone of two major, but different, rift-related magmatic events separated in time during the Cambrian.
- The older, early rift-related event was associated with migmatite and core-complex formation in the mid-upper crust and is represented by felsic peraluminous rocks, the parent magmas of which were predominantly derived from crustal sources. An input of mantle-derived components is, however, discernible, despite the absence of coeval mafic rocks at the present level of erosion.

- The later, main rift-related event is represented by a bimodal association of felsic and mafic rocks with minor amounts of intermediate rocks. The mafic rocks belong to two distinct groups; one with N-MORB affinity and the other with OIB or E-MORB affinities. This reflects the contribution of partial melts derived from different, heterogeneous, depleted and enriched, asthenospheric and lithospheric, plume-like and non-plume-like mantle sources. The acid and intermediate rocks appear to represent hybrid mixtures of crustal- and mantle-derived magmas.
- The new data support our previous interpretation that the onset of rifting was connected to a process of oblique ridge-trench collision

**Table 3**  
Sm–Nd isotope data.

Sample	Sm ( $\mu\text{g g}^{-1}$ )	Nd ( $\mu\text{g g}^{-1}$ )	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (2 s.e.)	$\epsilon\text{Nd}(0)$	Age (t, Ma)	$\epsilon\text{Nd}(t)$	$T_{\text{DM}}$ (Ga)
S20	6.34	29.2	0.1313	0.512577 (6)	–1.2	500	3.1	0.88
S8	18.8	139	0.0818	0.512413 (6)	–4.4	500	2.9	0.74
S9	16.5	78.3	0.1273	0.512578 (5)	–1.2	500	3.2	0.83
S17	8.39	37.0	0.1369	0.512406 (7)	–4.6	520	–0.6	1.27
S13	17.4	68.1	0.1546	0.512608 (5)	–0.6	520	2.2	1.13
S34	2.77	12.2	0.1368	0.512566 (7)	–1.4	520	2.5	0.96
S39	3.16	9.74	0.1958	0.512922 (4)	5.5	520	5.6	1.06
S35	15.2	67.4	0.1364	0.512642 (5)	0.0	520	4.0	0.81
S4	3.56	18.3	0.1175	0.511960 (3)	–13.3	530	–7.9	1.72
S3	1.27	5.54	0.1389	0.512163 (3)	–9.3	530	–5.4	1.80
M1	8.69	44.1	0.1192	0.512342 (8)	–5.8	530	–0.6	1.14
M2	6.71	31.0	0.1308	0.512262 (7)	–7.4	530	–2.9	1.44
M3	5.42	25.8	0.1268	0.512171 (4)	–9.1	530	–4.4	1.53
M4	9.02	45.9	0.1187	0.512153 (6)	–9.5	530	–4.3	1.43



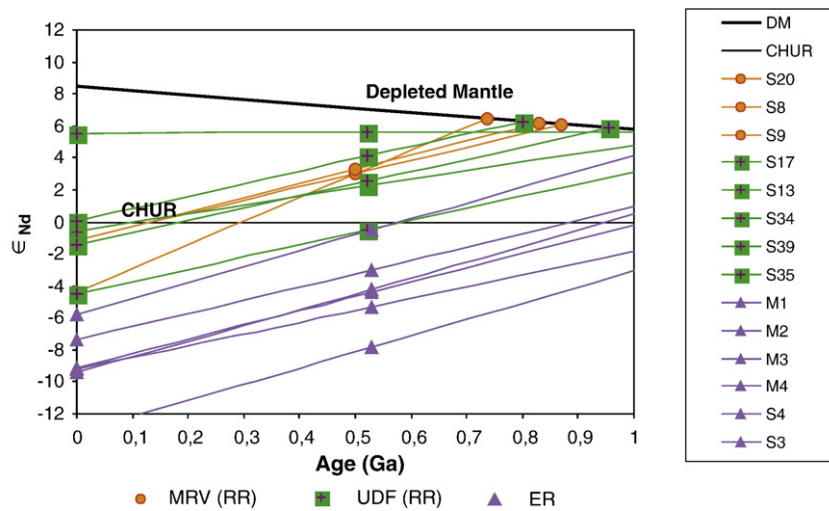


Fig. 10.  $\epsilon\text{Nd}_{(t)}$  vs. age diagram (DePaolo and Wasserburg, 1976; DePaolo, 1981). Symbols as in Fig. 6 for RR rocks and as in Fig. 5 for ER rocks.

(Sánchez-García et al., 2003, 2008a,b) similar to the ongoing collision of the East Pacific rise with the active Pacific margin of North America.

- Following Lizarralde et al. (2007), we interpret the significant differences between the early and main rift-related events as being the result of an evolution from an initial “wide rift” stage, with passive extension mainly accommodated by lower-crustal flow in a high heat-flow setting, to a “narrow rift” or “localized rift” stage, characterized by extension rates that outpaced thermal diffusion rates (active extension). Extension consequently affected the entire lithosphere, allowing for horst and graben style deformation of the upper crust and for the upwelling of magmas from sources located as deep as the asthenosphere.
- A combination of thermal expansion associated with massive magma emplacement during the main event, and rift shoulder uplift, is thought to be responsible for the overall uplift of the Ossa-Morena zone, which resulted in erosion/non deposition during the Late Cambrian-earliest Ordovician.
- The progression of rifting eventually culminated in the opening of the Rheic Ocean by the Early Ordovician, evidence for which is to be found in a widespread marine transgression (breakup unconformity; Quesada, 1991) that restored continental shelf sedimentary conditions in the Ossa-Morena zone for the remainder of the pre-Variscan Palaeozoic.

## Acknowledgements

The authors acknowledge financial support from the IGME (project no. 348) and the Spanish Ministry of Education and Science (grant no. CGL2006-12245BTE). Thorough and positive reviews by the editor of the special issue, R.D. Nance, and two anonymous referees have improved the paper and are also appreciated. Thanks also go to A.L. Tate for revising the English text. Contribution to IGCP Project no. 497: *The Rheic Ocean, Origin, Evolution and Correlatives*.

## References

- Alfá, M., 1963. Rasgos estructurales de la Baja Extremadura. *Boletín Real Sociedad Española Historia Natural (Geología)* 20, 247–262.
- Armendáriz, M., López-Guijarro, R., Quesada, C., Pin, Ch., Bellido, F., 2008. Genesis and evolution of a syn-orogenic basin in transpression: insights from petrography, geochemistry and Sm–Nd systematics in the Variscan Pedroches basin (Mississippian, SW Iberia). *Tectonophysics* 461, 395–413.
- Bellido Mulas, F., Sánchez-García, T., Díez Montes, A., 2007. Caracterización petrológica y geoquímica de los materiales volcánicos y volcanosedimentarios de las capas de Bodonal-Cala (Zona de Ossa-Morena, SW de España). VI Congreso Ibérico de Geoquímica, Vila Real (Portugal): Extended abstract, pp. 93–96.
- Brändle, J.L., Bellido, F., 2000. Aplicación de una base de datos geoquímicas a la caracterización y estudio de los edificios y ciclos volcánicos de la isla de Tenerife (Islas Canarias, España). *Boletín Geológico Minero* 111 (6), 63–92.
- Chichorro, M., Pereira, M.F., Díaz-Azpíroz, M., Williams, I.S., Fernández, C., Pin, Ch., Silva, J.B., 2008. Cambrian ensialic rift-related magmatism in the Ossa-Morena zone (Évora-Aracena metamorphic belt, SW Iberian Massif): Sm–Nd isotopes and SHRIMP zircon U–Th–Pb geochronology. *Tectonophysics* 461, 91–113.
- Coleman, R.G., Donato, M.M., 1979. Oceanic plagiogranite revisited. In: Barker, F. (Ed.), *Trondhjemites, dacites and related rocks*. Developments in Petrology, 6. Elsevier, Amsterdam, pp. 149–168.
- Condie, K.C., 2005. High field strength element ratios in Archean basalts: a window to evolving sources of mantle plumes? *Lithos* 79, 491–504.
- DePaolo, D.J., 1981. Neodymium isotopes in the Colorado Front Range and crustal-mantle evolution in the Proterozoic. *Nature* 291, 193–196.
- DePaolo, D.J., Wasserburg, G.J., 1976. Nd isotopic variations and petrogenetic models. *Geophysical Research Letters* 3, 249–252.
- Dupont, R., 1979. Cadre géologique et métallogénèse des gisements de fer du sud de la province de Badajoz (Sierra Morena occidentale-Espagne). Thèse Institut National Polytechnique de Lorraine.
- Fernández, C., Becchio, R., Castro, A., Viramonte, J.M., Moreno-Ventas, I., Corretgé, L.G., 2008. Massive generation of atypical ferrosilicic magmas along the Gondwana active margin: implications for cold plumes and back-arc magma generation. *Gondwana Research* 14, 451–473.
- Gil Cid, M.D., 1991. Caracterización paleontológica del Cámbrico de la zona de Ossa Morena (Z.O.M.) y sus paleorrelaciones con Marruecos y Centroeuropa. *Boletín Geológico y Minero* 102 (1), 3–18.
- Gonçalves, F., 1970. Carta Geológica de Portugal 1/50000: Notícia Explicativa da folha 37-A. Serviços Geológicos de Portugal, Elvas, pp. 1–50.
- Gonçalves, F., 1971. Subsídios para o Conhecimento Geológico do Nordeste Alentejano. Memórias dos Serviços Geológicos de Portugal Nº18 (Nova Série), 1–62.
- Gonçalves, F., 1978. Estado Actual do Conhecimento Geológico do Nordeste Alentejano. Separata IV Curso Extensão Universitária de Ciências Geológicas. Faculdade de Ciências de Lisboa 1975 (76), 1–23.
- Gonçalves, F., Fernandes, A.P., 1973. Carta Geológica de Portugal 1/50000: Notícia Explicativa da folha 32-B. Serviços Geológicos de Portugal, Portalegre, pp. 1–45.
- Gonçalves, F., Torre de Assunção, C., Coelho, A.V.P., 1972. Carta Geológica de Portugal 1/50000: Notícia Explicativa da folha 33-C. Serviços Geológicos de Portugal, Campo Maior, pp. 1–41.
- Gonçalves, F., Zbyszewsky, G., Coelho, A.V.P., 1975. Carta Geológica de Portugal 1/50000: Notícia Explicativa da folha 32-D. Serviços Geológicos de Portugal, Sousel, pp. 1–49.
- Gonçalves, F., Perdigo, J.C., Coelho, A.V.P., Munhá, J.M., 1978. Carta Geológica de Portugal 1/50000: Notícia Explicativa da folha 33-A. Serviços Geológicos de Portugal, Assumar, pp. 1–49.
- Hernández Enrile, J.L., 1971. Las rocas porfiroides del límite Cámbrico-Precámbrico del flanco meridional del anticlinorio Olivenza-Monesterio (Badajoz). *Boletín Geológico y Minero* 82, 143–154.
- Julivert, M., Fontboté, J.M., Ribeiro, A., Conde, L.N., 1974. Mapa Tectónico de la Península Ibérica, Baleares y Canarias. Instituto Geológico y Minero de España, pp. 1–101.
- Le Fèvre, B., Pin, C., 2002. Isotope dilution with matrix element removal: a key for high-precision, high-accuracy trace analysis of geological samples using ICP-MS. *Geostandards Newsletter* 26, 135–148.
- Le Fèvre, B., Pin, C., 2005. A straightforward separation scheme for concomitant Lu–Hf and Sm–Nd isotope ratio and isotope dilution analysis. *Analytica Chimica Acta* 543, 209–221.
- Liñán, E., 1978. Bioestratigrafía de la Sierra de Córdoba. Tesis doctorales de la Universidad de Granada 191, 1–212.
- Liñán, E., Perejón, A., 1981. El Cámbrico inferior de la Unidad de Alconera, Badajoz (SW de España). *Boletín. Real Sociedad Española de Historia Natural* 79, 125–148.

- Liñán, E., Quesada, C., 1990. Rift Phase (Cambrian) stratigraphy of the Ossa-Morena zone. In: Dallmeyer, R.D., Martínez García, E. (Eds.), *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*. Springer-Verlag, Berlin, pp. 259–266.
- Liñán, E., Perejón, A., Szűcs, K., 1993. The Lower-Middle Cambrian stages and stratotypes from the Iberian Peninsula: a revision. *Geological Magazine* 130 (6), 817–833.
- Liñán, E., Gámez-Vintaned, J.A., Palacios, T., Alvaro, J., Gozalo, R., Mayoral, E., Moreno Eiris, E., Perejón, A., Quesada Ochoa, C., Sánchez García, T., 1995. The Cambrian of the Alconera Unit. *Pre-Conference Field Guide: XIII Reunión Geología del Oeste Peninsular/IGCP 319–320*, pp. 1–10.
- Liñán, E., Gonçalves, F., Gámez-Vintaned, J.A., Gozalo, R., 1996. Evolución paleogeográfica del Cámbrico de la Zona de Ossa-Morena basada en el registro fósil. In: Araújo, A., Pereira, M.F. (Eds.), *Estudos sobre a geologia da Zona de Ossa-Morena (Maciço Ibérico. Livro de homenagem ao Prof. Francisco Gonçalves, Universidades de Évora*, pp. 1–26.
- Liñán, E., Gozalo, R., Palacios, T., Gámez-Vintaned, J.A., Ugidos, J.M., Mayoral, E., 2002. Cambrian. In: Gibbons, W., Moreno, T. (Eds.), *The Geology of Spain*. Geological Society, London, pp. 17–29.
- Linnemann, U., Pereira, M.F., Jeffries, T., Drost, K., Gerdes, A., 2008. Cadomian Orogeny and the opening of the Rheic Ocean: new insights in the diachrony of geotectonic processes constrained by LA-ICP-MS U-Pb zircon dating (Ossa-Morena and Saxo-Thuringian Zones, Iberian and Bohemian Massifs). *Tectonophysics* 461, 21–43.
- Lizarralde, D., Axen, G.J., Brown, H.E., Fletcher, J.M., González-Fernández, A., Harding, A.J., Holbrook, W.S., Kent, G.M., Páramo, P., Sutherland, F., Umhoefer, P.J., 2007. Variation in styles of rifting in the Gulf of California. *Nature* 448, 466–469.
- López-Guijarro, R., Armendáriz, M., Quesada, C., Fernández-Suárez, J., Murphy, J.B., Pin, Ch., Bellido, F., 2008. Ediacaran-Palaeozoic tectonic evolution of the Ossa Morena and Central Iberian zones (SW Iberia) as revealed by Sm–Nd isotope systematics. *Tectonophysics* 461, 202–214.
- Mata, J., Munhá, J., 1990. Magmatogénese de metavulcanitos Câmbricos do Nordeste Alentejano: os estádios iniciais de «rifting» continental. *Comunicações Serviços Geológicos de Portugal* 76, 61–89.
- Melleton, J., Cocherie, A., Faure, M., Rossi, Ph., 2010. Precambrian protoliths and Early Paleozoic magmatism in the French Massif Central: U–Pb data and the North Gondwana connection in the west European Variscan belt. *Gondwana Research* 17, 13–25.
- Murphy, J.B., Nance, R.D., 1989. A model for the evolution of the Avalonian–Cadomian belt. *Geology* 17, 735–738.
- Murphy, J.B., Nance, R.D., 1991. A supercontinent model for the contrasting character of Late Proterozoic Orogenic belts. *Geology* 19, 469–472.
- Murphy, J.B., Gutiérrez-Alonso, G., Nance, R.D., Fernández-Suárez, J., Keppie, J.D., Quesada, C., Strachan, R.A., Dostal, J., 2006. Origin of the Rheic Ocean: rifting along a Neoproterozoic suture? *Geology* 34, 325–328.
- Nance, R.D., Murphy, J.B., Keppie, J.D., 2002. Cordilleran model for the evolution of Avalonia. *Tectonophysics* 352, 11–31.
- Nance, R.D., Gutiérrez-Alonso, G., Keppie, J.D., Linnemann, U., Murphy, J.B., Quesada, C., Strachan, R.A., 2010. Evolution of the Rheic Ocean. *Gondwana Research* 17 (2–3), 194–222 (this volume).
- Oliveira, V.M., 1984. Contribuição para o conhecimento geológico-mineiro da região do Alandroal-Juromenha (Alto Alentejo). *Estudos, Notas e Trabalhos do Serviço de Fomento Mineiro XXVI* (1–4), 103–126.
- Oliveira, J.T. (coord.), 1992. Carta Geológica de Portugal 1/500000: Notícia, Folha Sul. *Serviços Geológicos de Portugal*.
- Oliveira, J.T., Oliveira, V., Piçarra, J.M., 1991. Traços gerais da evolução tectonoestratigráfica da Zona de Ossa-Morena. *Cadernos Laboratório Xeológico Laxe, Coruña* 16, 221–250.
- Palacios, T., 1993. Acritarchs from the Volcanosedimentary Group Playón beds. *Lower–Upper Cambrian, Sierra Morena, southern Spain. Terra Nova Abstracts* 6, 3–4.
- Palme, H., O'Neill, H.S.C., 2004. Cosmochemical estimates of mantle composition. In: Holland, H.D., Turekian, K.K. (Eds.), *The Mantle and Core. Treatise on Geochemistry*, vol. 2. Elsevier-Pergamon, Oxford, pp. 1–38.
- Pearce, J.A., Cann, J.R., 1973. Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. *Earth Planetary Science Letters* 19, 290–300.
- Pearce, J.A., Harris, N.B.W., Tindle, A.G., 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology* 25, 956–983.
- Pereira, M.F., 1999. Caracterização da estrutura dos domínios setentrionais da Zona de Ossa-Morena e seu limite com a Zona Centro-Ibérica, no Nordeste Alentejano. Unpublished Tese de Doutoramento, Universidade de Évora, Portugal, 1–115.
- Pereira, M.F., Quesada, C., 2006. Ediacaran to Visean crustal growth processes in the Ossa-Morena zone (SW Iberia). *IGCP 497 Evora Meeting 2006: Conference Abstracts and Field Trip Guide. Publicaciones del Instituto Geológico y Minero de España, Madrid*, pp. 1–115.
- Pereira, M.F., Silva, J.B., 2002. Neoproterozoic–Paleozoic tectonic evolution of the Coimbra-Córdoba shear zone and related areas of the Ossa-Morena and Central-Iberian zones (Northeast Alentejo, Portugal). *Comunicações Instituto Geológico e Mineiro* 89, 47–62.
- Pereira, M.F., Silva, J.B., 2006. Nordeste Alentejano. In: Araújo, A., Dias, R. (Eds.), *Geologia de Portugal. Universidade de Évora*.
- Pereira, M.F., Chichorro, M., Linnemann, U., Eguluz, L., Silva, J.B., 2006. Inherited arc signature in Ediacaran and Early Cambrian basins of the Ossa-Morena zone (Iberian Massif, Portugal): paleogeographic link with European and North African Cadomian correlatives. *Precambrian Research* 144, 297–315.
- Pereira, M.F., Chichorro, M., Williams, I.S., Silva, J.B., 2008. Zircon U–Pb geochronology of paragneisses and biotite granites from the SW Iberian Massif (Portugal): evidence for a paleogeographic link between the Ossa-Morena Ediacaran basins and the West African craton. In: Ennih, N., Liegeois, J.P. (Eds.), *The Boundaries of the West African Craton: Geological Society of London Special Publication*, vol. 297, pp. 385–408.
- Pin, Ch., Santos Zalduegui, J.F., 1997. Sequential separation of light rare-earth elements, thorium and uranium by miniaturized extraction chromatography: application to isotopic analyses of silicate rocks. *Analytica Chimica Acta* 339, 79–89.
- Pin, Ch., Briot, D., Bassin, Ch., Poitrasson, D., 1994. Concomitant separation of Sr and Sm–Nd for isotopic analysis in silicate samples, based on specific extraction chromatography. *Analytica Chimica Acta* 298, 209–217.
- Quesada, C., 1990a. Precambrian terranes in the Iberian Variscan Foldbelt. In: Strachan, R.A., Taylor, G.K. (Eds.), *Avalonian and Cadomian Geology of the North Atlantic*. Blackie, New York, pp. 109–133.
- Quesada, C., 1990b. Precambrian successions in SW Iberia: their relationship to “Cadomian” orogenic events. *Geological Society (London) Special Publication* 51, 353–362.
- Quesada, C., 1991. Geological constraints on the Paleozoic tectonic evolution of tectonostratigraphic terranes in the Iberian Massif. *Tectonophysics* 185, 225–245.
- Quesada, C., 1997. Evolución geodinámica de la Zona de Ossa-Morena durante el ciclo Cadomiense. In: Araújo, A., Pereira, M.F. (Eds.), *Estudos sobre a geologia da Zona de Ossa-Morena (Maciço Ibérico)*. Universidade de Évora, pp. 205–230.
- Quesada, C., 2006. The Ossa-Morena zone of the Iberian Massif: a tectonostratigraphic approach to its evolution. *Zeitschrift der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften* 157 (4), 585–595.
- Quesada, C., Sánchez-García, T., 2002. Cartografía geológica continua de la Zona Ossa-Morena, Escala 1:50.000. Instituto Geológico y Minero de España.
- Quesada, C., Bellido, F., Dallmeyer, R.D., Gil Ibarquich, J.L., Oliveira, J.T., Pérez Estaún, A., Ribeiro, A., Robardet, M., Silva, J.B., 1991. Terranes within the Iberian Massif: correlations with West African sequences. In: Dallmeyer, R.D., Lecorché, J.P. (Eds.), *The West African orogens and Circum-Atlantic correlations*. Springer-Verlag, Berlin, pp. 267–294.
- Quesada, C., Sánchez-García, T., Bellido, F., López-Guijarro, R., Armendáriz, M., Braid, J., 2006. Introduction: the Ossa-Morena zone – from Neoproterozoic arc through Early Paleozoic rifting to late Paleozoic orogeny. In: Pereira, M.F., Quesada, C. (Eds.), *Ediacaran to Visean Crustal Growth Processes in the Ossa-Morena Zone (SW Iberia)*. IGCP 497 Evora Meeting 2006: Conference Abstracts and Field Trip Guide. Publicaciones del Instituto Geológico y Minero de España, Madrid, pp. 51–73.
- Ribeiro, A., Quesada, C., Dallmeyer, R.D., 1990. Geodynamic evolution of the Iberian Massif. In: Dallmeyer, R.D., Martínez-García, E. (Eds.), *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*. Springer Verlag, Berlin, pp. 399–409.
- Ribeiro, M.L., Munhá, J., Mata, J., Palacios, T., 1997. Vulcanismo na Zona de Ossa-Morena e seu enquadramento geodinâmico. In: Araújo, A., Pereira, M.F. (Eds.), *Estudos sobre a geologia da Zona de Ossa-Morena (Maciço Ibérico)*. Livro de homenagem ao Prof. Francisco Gonçalves. Universidade de Évora, pp. 37–56.
- Romeo, I., Lunar, R., Capote, R., Quesada, C., Piña, R., Dunning, G.R., Ortega, L., 2006. U/Pb age constraints on Variscan magmatism and Ni–Cu–PGE metallogeny in the Ossa-Morena zone (SW Iberia). *Journal of the Geological Society of London* 163, 1–9.
- Rudnick, R.L., Gao, S., 2004. Composition of the continental crust. In: Rudnick, R.L. (Ed.), *The Crust*. In: Holland, H.D., Turekian, K.K. (Eds.), *Treatise on Geochemistry*, vol. 3. Elsevier-Pergamon, Oxford, pp. 1–64.
- Sánchez-García, T., 2001. Vulcanismo cámbrico en la Unidad de Alconera (sector de Zafra-ZOM-Provincia de Badajoz). *Boletín Geológico y Minero* 112 (3), 89–102.
- Sánchez-García, T., Quesada, C., 2001. Variscan transpressional inversion of a Lower Paleozoic rifted margin (Ossa-Morena zone, SW Iberia). *IGCP project 453, meeting on Collisional orogens*, Sion. Extended Abstract 95–97.
- Sánchez-García, T., Bellido, F., Quesada, C., 2003. Geodynamic setting and geochemical signatures of Cambrian–Ordovician rift-related igneous rocks (Ossa-Morena zone, SW Iberia). *Tectonophysics* 365, 233–255.
- Sánchez-García, T., Quesada, C., Bellido, F., Dunning, G., González de Tanago, J., 2008a. Two-step magma flooding of the upper crust during rifting: the Early Paleozoic of the Ossa-Morena zone (SW Iberia). *Tectonophysics* 461, 72–90.
- Sánchez-García, T., Bellido, F., Pereira, M.F., López-Guijarro, R., Quesada, C., Chichorro, M., Silva, J.B., Pin, Ch., 2008b. Expresión magmática temprana de un rift intracontinental en el margen de Gondwana durante el Cámbrico Inferior: Zona de Ossa-Morena (SW Maciço Ibérico, Portugal, España). *Geo-Temas* 10, 1567–1572.
- Sun, S.S., McDonough, W.F., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: Saunders, A.D., Norry, M.J. (Eds.), *Magmatism in Ocean Basins: Geological Society, London, Special Publication*, vol. 42, pp. 429–448.
- Tanaka, T., Togashi, S., Kamioka, H., Amakawa, H., Kagami, H., Hamamoto, T., Yuhara, M., Orihashi, Y., Yoneda, S., Shimizu, H., Kunimaru, T., Takahashi, K., Yanagi, T., Nakano, T., Fujimaki, H., Shinjo, R., Asahara, Y., Tanimizu, M., Dragusanu, C., 2000. JNd-1: a neodymium isotopic reference in consistency with LaJolla neodymium. *Chemical Geology* 168, 279–281.
- Thirlwall, M.F., Singer, B.S., Marriner, G.F., 2000. 39Ar–40Ar ages and geochemistry of the basaltic shield stage of Tenerife, Canary Islands, Spain. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 103, 247–297.
- Whalen, J.B., Currie, K.L., Chappell, B., 1987. A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 95 (4), 407–419.
- Winchester, J.A., Floyd, P.A., 1977. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical Geology* 20 (4), 325–343.
- Zhou, J., Li, X.H., Ge, W., Li, Z.X., 2007. Age and origin of middle Neoproterozoic mafic magmatism in southern Yangtze Block and relevance to the break-up of Rodinia. *Gondwana Research* 12, 184–197.

# Early Cambrian granitoids of North Gondwana margin in the transition from a convergent setting to intra-continental rifting (Ossa-Morena Zone, SW Iberia)

T. Sánchez-García · M. F. Pereira ·  
F. Bellido · M. Chichorro · J. B. Silva ·  
P. Valverde-Vaquero · Ch. Pin · A. R. Solá

Received: 14 December 2012 / Accepted: 9 July 2013  
© Springer-Verlag Berlin Heidelberg 2013

**Abstract** Two distinct Cambrian magmatic pulses are recognized in the Ossa-Morena Zone (SW Iberia): an early rift-ER and a main rift-related event. This Cambrian magmatism is related to intra-continental rifting of North Gondwana that is thought to have culminated in the opening of the Rheic Ocean in Lower Ordovician times. New data of whole-rock geochemistry (19 samples), Sm–Nd–Sr isotopes (4 samples) and ID–TIMS U–Pb zircon geochronology (1 sample) of the Early Cambrian ER plutonic rocks of the Ossa-Morena Zone are presented in this contribution. The ER granitoids (Barreiros, Barquete, Calera, Salvatierra de los Barros and Tablada granitoid Massifs) are mostly peraluminous granites. The Sm–Nd isotopic data show moderate negative  $\epsilon_{\text{Ndt}}$  values ranging

from  $-3.5$  to  $+0.1$  and TDM ages greatly in excess of emplacement ages. Most ER granitoids are crustal melts. However, a subset of samples shows a transitional anorogenic alkaline tendency, together with more primitive isotopic signatures, documenting the participation of lower crust or mantle-derived sources and suggesting a local transient advanced stage of rifting. The Barreiros granitoid is intrusive into the Ediacaran basement of the Ossa-Morena Zone (Série Negra succession) and has yielded a crystallization age of  $524.7 \pm 0.8$  Ma consistent with other ages of ER magmatic pulse. This age: (1) constrains the age of the metamorphism developed in the Ediacaran back-arc basins before the intrusion of granites and (2) defines the time of the transition from the Ediacaran convergent setting to the Lower Cambrian intra-continental rifting in North Gondwana.

**Electronic supplementary material** The online version of this article (doi:10.1007/s00531-013-0939-8) contains supplementary material, which is available to authorized users.

T. Sánchez-García (✉) · F. Bellido  
IGME, C/Ríos Rosas, 23, 28003 Madrid, Spain  
e-mail: t.sanchez@igme.es

F. Bellido  
e-mail: f.bellido@igme.es

M. F. Pereira  
IDL, Departamento Geociências, ECT, Univ. Évora,  
Apt.94, 7001-554 Évora, Portugal  
e-mail: mpereira@uevora.pt

M. Chichorro  
CICEGe, FCT, Universidade Nova de Lisboa, Quinta da Torre,  
2829-516 Caparica, Portugal  
e-mail: ma.chichorro@fct.unl.pt

J. B. Silva  
IDL, Departamento Geologia, FCUL, Universidade de Lisboa,  
Lisboa, Portugal  
e-mail: jbsilva@fc.ul.pt

P. Valverde-Vaquero  
IGME, C/Calera, s/n, 28760 Tres Cantos, Spain  
e-mail: p.valverde@igme.es

Ch. Pin  
Département Géologie, CNRS, Univ. Blaise Pascal,  
Rue Kessler, 63038 Clermont-Ferrand, France  
e-mail: pin@opgc.univ-bpclermont.fr

A. R. Solá  
LNEG, Apartado 7586- Alfragide, 2610-999 Amadora, Portugal  
e-mail: rita.sola@ineti.pt

**Keywords** Whole-rock geochemistry · Sm–Nd and Rb–Sr isotopes · ID–TIMS zircon U–Pb geochronology · Early Cambrian granitoids · Ossa-Morena Zone · North Gondwana magmatism

## Introduction

The Ossa-Morena Zone (OMZ) (SW Iberia) contains a well-preserved geological record of the protracted evolutionary history of the North Gondwana margin in Ediacaran–Early Cambrian times (Quesada et al. 1991; Eguíluz et al. 2000; Sánchez-García et al. 2003, 2010; Pereira and Quesada 2006; Pereira et al. 2006, 2011; Linnemann et al. 2008). This period of time is marked by the late stage of the evolution of a Cadomian magmatic arc and related back-arc basins (ca. 590–545 Ma), followed by the onset of the Cambrian rifting and widespread sedimentation and magmatism (ca. 530–500 Ma), that led to the opening of the Rheic Ocean (Nance et al. 2002, 2010; Pereira and Quesada 2006; Murphy et al. 2006; Sánchez-García et al. 2008a; Pereira et al. 2012a, b). The Cambrian rifting event was separated into two magmatic pulses: (1) an early rift-related igneous event (ER) comprising felsic peraluminous magmatism associated with the development of core complexes in medium-to-upper crust levels at ca. 535–515 Ma, and (2) a main rift-related igneous event (RR), which produced a bimodal association of mafic (basalt) and felsic (rhyolite) rocks with minor amounts of intermediate (trachytoid) members at ca. 515–490 Ma (Sánchez-García et al. 2003, 2008a, 2010; Chichorro et al. 2008).

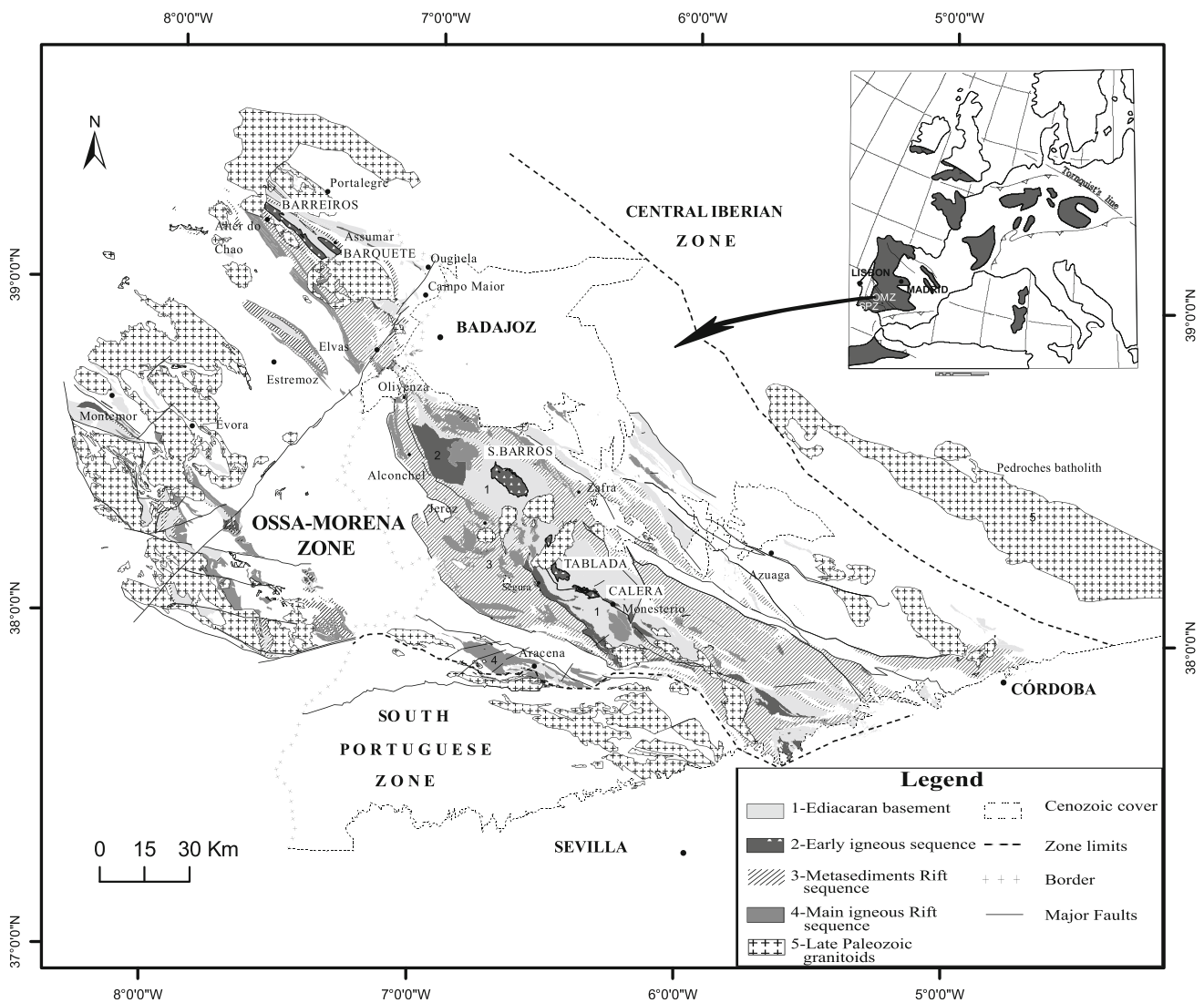
This contribution deals with a topic that was the subject of research of D. Keppie in the last decades, i.e., the timescale of tectonic processes of the circum-Atlantic orogens connected to the complex assembly of the Gondwanan supercontinent. In the Western segment of the European Variscan orogen, SW Iberia includes the Ossa-Morena Zone that represents a peri-Gondwanan terrane involved in the accretion of magmatic arcs to the margin of North Gondwana during the Ediacaran. Later, in Early Cambrian times, the end of the arc magmatism led, through a transient process, to intra-continental rift-related magmatism. During the last decade, our research group has worked on the stratigraphic, structural and magmatic features of the ER magmatic pulse (Quesada 2006; Sánchez-García et al. 2003, 2008a, b, 2010; Pereira et al. 2006, 2011; Pereira and Quesada 2006, Chichorro et al. 2008). We present new geochemical and geochronological data that improve the database of granitoids from the OMZ hosted by Ediacaran metamorphic rocks (Fig. 1 and provide a better understanding of the Early Cambrian calc-

alkaline magmatism during a transient change of tectonic setting in the Cadomian margin of Gondwana.

## Geological setting

In Ediacaran times, the tectonic setting of North Gondwana was marked by a period of magmatic arcs growth and their accretion to a continental margin (Cadomian orogeny; Quesada 1991; Nance et al. 2002; Sánchez-García et al. 2003, 2008a; Murphy et al. 2006; Pereira and Quesada 2006; Pereira et al. 2006, 2008, 2011, 2012a, b). The progressive decrease in the development of magmatic arcs and their accretion to the continental margin during the Ediacaran was followed by an Early Cambrian, the intra-continental rifting. This rifting process was responsible for the strong denudation of the North Gondwana Cadomian margin and for extensive crustal thinning with separation into subsiding and more stable sedimentary basins (Liñán and Quesada 1990; Linnemann et al. 2008; Sánchez-García et al. 2003, 2008a, b, 2010). The most plausible mechanism to cause the cessation of subduction and the onset of an extensional setting was probably the oblique collision of an ocean spreading ridge with the existing trench in the North Gondwana margin during the arc growth stage. Another alternative could have been the impingement of a mantle plume (Sánchez-García et al. 2003, 2008a, 2011) or the slab break-off (Nance et al. 2010) beneath the North Gondwana margin.

The arrival of large volumes of magma began with felsic and peraluminous magmatism during the Early Cambrian and marks the Early Rifting magmatic pulse. This magmatic pulse is represented by volcanism and plutonism and is coeval with widespread siliciclastic sedimentation unconformable over sedimentary and volcanic rocks of Ediacaran age (Série Negra succession) (Liñán 1978; Liñán and Quesada 1990). The fossil content of the siliciclastic sequence indicates an Early Cambrian age (Cordubian period, Liñán et al. 2002, and references therein). The underlying Ediacaran succession was deformed and metamorphosed before the deposition of the Early Cambrian materials and the intrusion of the Early Cambrian granites (Pereira and Quesada 2006; Pereira et al. 2006). However, there are no radiometric data that establish the exact age of these different events. The materials deposited in the Early Cambrian basins are mainly felsic volcanic rocks and conglomerates, arkoses, sandstones and mudstones. The Early Cambrian sedimentary and volcanic rocks were deformed under low-grade metamorphic conditions during the Variscan orogeny in Carboniferous times (Sánchez-García et al. 2003, 2008a, b, 2010; Pereira et al. 2006, 2011).



**Fig. 1** Geological sketch map of the Ossa-Morena Zone (OMZ in insert) modified after Gonçalves (1970, 1971); Gonçalves and Fernandes (1973); Gonçalves et al. (1972, 1975, 1978); Oliveira (1984, 1992); Pereira (1999); and Pereira and Silva (2002) and after

the geological map compilation of the Ossa-Morena Zone in Spain (Quesada and Sánchez-García 2002). The inset shows the map of western Europe with the location of studied area

### Field relationships, petrography and ages

This work is focused on five plutons from the OMZ located at south of the Coimbra-Córdoba shear zone, in Portugal (Barreiros and Barquete granitoids) and in Spain (Calera, Salvatierra de los Barros and Tablada granitoids). All of them are intrusive into the previously deformed and metamorphosed (Cadomian orogeny) Ediacaran Série Negra succession (see Fig. 1 for location). The foliation of these granitoids is the result of the Carboniferous deformation and metamorphism (Variscan orogeny; Quesada 1991).

### Barreiros tonalite–granite pluton

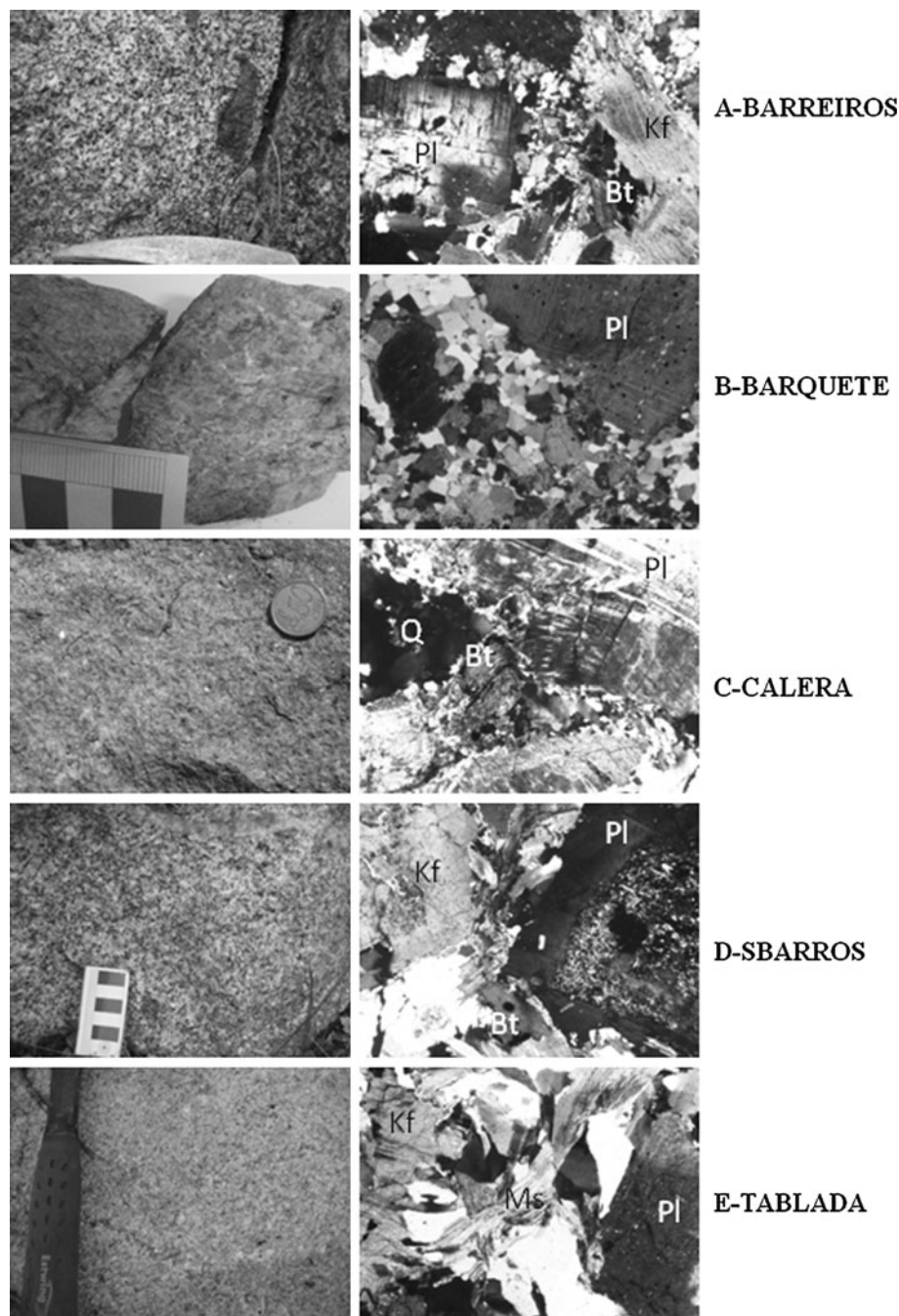
The Barreiros tonalite–granite pluton is an elongated body (26 km long and 2.5 km wide) located north-east of Monforte and Alter do Chao in Portugal (Fig. 1). This pluton includes centimetre-scale mafic microgranular enclaves and centimetre to metre-scale xenoliths of metamorphic rocks from the Série Negra succession. Locally, it is intruded by leucogranite dykes. The intrusion shows contact metamorphism with recrystallization accompanied by newly formed mica in the host rocks along the intrusive contact. In outcrop, these granitoids are similar to the

Salvatierra de los Barros intrusion in Spain and later described in this section. The common facies are biotite-rich, grey coloured, medium-grained size and locally containing sparse feldspar phenocrysts. The texture is hypidiomorphic, sometimes porphyritic (Fig. 2a). The main minerals are quartz, biotite, plagioclase and K-feldspar; K-feldspar can be absent in the mafic varieties. Accessory minerals may include apatite, titanite, zircon, amphibole and allanite, depending on the rock composition. Locally, the Barreiros granitoids show a foliation defined by stretched and polygonized quartz and biotite.

### Barquete granite pluton

The Barquete granite pluton is a 9.6 km long and 2 km wide massif located south-west of Assumar in Portugal (Fig. 1). This intrusion includes metre-scale xenoliths of metamorphic rocks from the Série Negra succession (Pereira et al. 2011). The Barquete granites are foliated and have a light colour and a coarse to fine-grained hypidiomorphic texture (Fig. 2b) with local micrographic varieties. Quartz, microcline, plagioclase, biotite and muscovite are the main minerals, with zircon, titanite, garnet, epidote

**Fig. 2** Field and petrographic appearance of the studied plutonic rocks. **a** Barreiros granite pluton. Deformed K-feldspar and plagioclase crystals with stretched and polygonized quartz and biotite. **b** Barquete granite pluton. Plagioclase phenocryst in a fine-medium-grained quartz and feldspar matrix. **c** Calera granite pluton. Cracked and deformed plagioclase and biotite phenocryst with quartz crystals with undulose extinction. **d** Salvatierra de los Barros granite pluton. Plagioclase (strongly sericitized core), K-feldspar, quartz and biotite. **e** Tablada granite pluton. Plagioclase, K-feldspar, quartz and flexured muscovite crystal



**Table 1** Summary of published ages for Early Rifting plutons of OMZ

	Age (Ma)	Method	Reference
Barreiros granite pluton	524.7 ± 0.8	ID–TIMS, Zircon, U–Pb	This work
Barquete granite pluton	526.4 ± 4.4	SHRIMP, Zircon, U–Pb	Pereira et al. (2011)
Cálera de Leon granite pluton	524 ± 4	Kober, Zircon, Pb–Pb	Salman (2004)
Salvatierra de los Barros granite pluton	516 + (9/–3)	ID–TIMS, Monazite, U–Pb	Ochsner (1993)
Tablada Bt–Ms granite pluton	512 + (8/–5)	ID–TIMS, Xenotime, U–Pb	Ochsner (1993)
Monesterio anatectic granodiorite	527 + (10/–7)	ID–TIMS, Xenotime, U–Pb	Ochsner (1993)
	533 ± 8	SHRIMP, Zircon, U–Pb	Ordóñez Casado (1998)
Mina Afortunada leucogranite	532 ± 8	SHRIMP, Zircon, U–Pb	Ordóñez Casado (1998)
	532 ± 4	ID–TIMS, Zircon, U–Pb	Sánchez-García et al. (2008a, b)
Cala porphyry	530 ± 3	SHRIMP, Zircon, U–Pb	Romeo et al. (2006)
Alcaçovas orthogneiss	526 ± 9.9	SHRIMP, Zircon, U–Pb	Chichorro et al. (2011)

and apatite as accessory/secondary minerals. Ribbons of recrystallized quartz grains together with aligned biotite crystals define the subsolidus tectonic foliation. Petrographically, these rocks are very similar to the Tablada granitoids later described in this section. The Barquete pluton contains highly differentiated granites, including sodium- and potassium-rich varieties. It shows a weak contact metamorphism producing mica recrystallization. The Barquete granite has a reported age of  $526 \pm 4$  Ma with zircon inheritance between ca. 0.61 and 2.4 Ga (U–Pb SHRIMP; Pereira et al. 2011, Table 1).

#### Calera granite pluton

The Calera granite pluton is an elongated massif (9.6 km long and 2 km wide) located in Calera de León north-west of the locality of Monesterio in Spain (Fig. 1). This pluton intrudes the Série Negra succession and shows a weak contact metamorphism characterized by mica recrystallization. These plutonic rocks are pink coloured, fine grained, biotite-rich granites. Leucocratic facies occur at the border of the pluton or as cross-cutting dykes. The texture of these granites is hypidiomorphic and the main minerals are quartz, K-feldspar, plagioclase and biotite. Fluorite, opaque minerals, zircon and titanite are accessory minerals (Fig. 2c). A solid-state overprint is defined by fractured feldspar grains, quartz with undulose extinction, formation of subgrains and quartz ribbons with dynamic recrystallization. Biotite, usually, is transformed into chlorite and muscovite aggregates. The Calera granite has zircon evaporation age of  $524 \pm 4$  Ma (Salman 2004, Table 1).

#### Salvatierra de los Barros granite-monzogranite pluton

The Salvatierra de los Barros granite-monzogranite pluton is an elongated massif (15 km long and 6 km wide) located

near Salvatierra de los Barros within the Olivenza-Monesterio Antiform in Spain (Fig. 1). This pluton intrudes into the Série Negra succession showing sharp contacts. Locally, the contact with the host rock shows mottled textures, evidencing contact metamorphism. These biotite-rich granitoids are light grey coloured, medium-coarse-grained size. The pluton includes scarce small (centimetre-scale) microgranular mafic enclaves and xenoliths of metamorphic rocks from the Série Negra succession, and it is intruded by leucogranite, aplite and mafic dykes. The Salvatierra de los Barros granites are composed of quartz, plagioclase, biotite and K-feldspar, with apatite, zircon, allanite, garnet, opaques and cordierite as accessory minerals. They have hypidiomorphic texture, but in places, the texture can be porphyritic or micrographic (Fig. 2d). A solid-state overprint is marked by quartz grains showing undulose extinction, subgrains and ribbons. The age of this rock is constrained by seven monazite fractions with an U–Pb upper intercept age of  $516.2 +9/–3$  Ma (see Ochsner 1993; Table 1).

#### Tablada leucogranite pluton

The Tablada leucogranite pluton is 11 km long and 6.1 km wide. It is located near Valencia del Ventoso in Spain and is intruded by a late Variscan pluton (Fig. 1). The Tablada leucogranite intrudes the Série Negra succession. It includes centimetre-scale xenoliths of metasedimentary rocks and shows a weak contact metamorphism with biotite and muscovite recrystallization along the southern contact and developing, and local spotted textures in the northern contact. These leucogranites are coarse to fine grained with a whitish colour and host small pegmatoid vugs and dykes. The major minerals are quartz, muscovite, plagioclase and K-feldspar, with minor amounts of biotite, apatite, zircon garnet and allanite (Fig. 2e). These leucogranites have a hypidiomorphic texture that locally develops a mylonitic

foliation with deformed quartz showing undulose extinction and subgrains. Locally, K-feldspar is absent due to superimposed albitization. The age of crystallization of the Tablada leucogranite was estimated at  $512 \pm 8/-5$  Ma, based on monazite and xenotime upper intercept ages (Ochsner 1993, Table 1).

### Whole-rock geochemistry: major and trace elements

The whole-rock geochemical results of nineteen samples from these Early Cambrian granitoids of the OMZ are listed in Table 2: Barreiros granite-tonalite pluton (4 samples: S41, S42, S43, S44), Barquete granite pluton (2 samples: S45, S46), Calera granite pluton (3 samples: S47, S48, S49), Salvatierra de los Barros granite-monzogranite pluton (5 samples: S50, S51, S52, S53, S54) and Tablada leucogranite pluton (5 samples: S55, S56, S57, S58, S59). These new results will be compared with the existing database of the Early Cambrian magmatism of the OMZ (shaded grey areas in the diagrams; Sánchez-García et al. 2003, 2008a, b, 2010; Bellido Mulas et al. 2007). The whole-rock geochemical data, major and trace elements, are listed in Table 2. Details of the analytical methods used (XRF, AAS and ICPMS), including sample preparation and limits of detection, are reported in the Appendix.

In the Pearce (1996) modified Nb/Y–Zr/TiO<sub>2</sub> classification diagram of Winchester and Floyd (1977), the Barreiros, Barquete, Salvatierra de los Barros, Calera and Tablada granitoids are plotted between the subalkaline and alkaline fields (Fig. 3a). They range in composition from granite to tonalite ( $79.01 < \text{SiO}_2 < 61.25$ ), although granite is the dominant composition (Table 2). Most samples plot in the subalkaline field, but two of them (Tablada leucogranites and Barquete granites) have a Nb/Y ratios greater than 1, which suggests an alkaline affinity and a possible deeper crustal/mantle source. Most of the studied samples plot in the calc-alkaline field in the AFM diagram (Irvine and Baragar 1971) and are silica oversaturated (quartz normative). These granitoids are mainly peraluminous (Aluminium Saturation Index ASI, Barreiros = 1.06; ASI Barquete = 1.09; ASI Calera = 1.03; ASI Salvatierra de los Barros = 1.09; ASI Tablada = 1.18). Only some Barreiros mafic granitoids are weakly aluminium undersaturated. It should be noted that Variscan metamorphism may have caused variations in Na/K ratios in some of these rocks and also in content of the more mobile elements.

The REE patterns are similar, but some differences are observed among the five plutons (Fig. 3b). All granitoids show low REE contents with a slightly higher degree of LREE fractionation (average  $\text{La}_n/\text{Sm}_n = 2.38$ ) than HREE (average  $\text{Gd}_n/\text{Yb}_n = 1.12$ ) and exhibit negative Eu-anomalies (average  $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.45$ ). These results suggest

crustal sources for their parental magmas. Two samples show a slight positive slope with greater enrichment in HREE than LREE that could suggest a previously depleted crustal source or the previous fractionation of LREE-enriched accessory phases (Fig. 3b). These magmatic rocks also exhibit negative Nb, Sr and Ti anomalies (Fig. 2c), with an average Nb/Th = 1.7, Nb/Y = 0.6 and Zr/Th = 12.5. Their Nb contents (average = 9.1 ppm; max = 15.0 ppm; min = 5.2 ppm) are close to the bulk continental crust values (BCC; Rudnick and Gao 2004). The depletion of Ti, Nb and Sr could be due to the presence of rutile and plagioclase in the restitic materials or simply reflect inheritance from a typical crustal source, relatively depleted in these elements. The Sr contents (average = 109.1 ppm; max = 370.8 ppm; min = 7.7 ppm) also resemble those of the BBC (Rudnick and Gao 2004), although there are a few samples with low values (see Table 2). The positive Zr anomaly (Fig. 3c) also supports a continental crustal source.

In the Ga/Al–Zr tectonic discrimination diagram of Whalen et al. (1987) (Fig. 3e), most of the granitoids plot in the orogenic field. However, all the samples of Calera granite pluton and some samples of the Barreiros and Salvatierra de los Barros plutons fall in the anorogenic field. Most of these anomalous samples also project outside the orogenic field in Y–Nb diagram of Pearce et al. (1984) (Fig. 3d).

### Sm–Nd and Rb–Sr isotopes

The new Sm–Nd and Rb–Sr isotopic data were obtained from four samples, which are representative of the Early Cambrian, ER granitoids of the OMZ: the Barreiros granite (S41), the Calera granite pluton (S47), the Salvatierra de los Barros granite-monzogranite pluton (S50) and the Tablada leucogranite pluton (S56). The analytical methods are reported in the Supplementary Section, while the Sm–Nd results are listed in Table 3, along with initial epsilon values and T<sub>DM</sub> model ages, calculated by using the model of DePaolo (1981) (Table 4).

The Barreiros, Salvatierra de los Barros and Tablada granitoids show moderately negative initial  $\epsilon_{\text{Nd}}$  values ranging from  $-3.6$  to  $-1.8$ , while the Calera granite has a very slightly positive value ( $+0.1$ ) (Fig. 4). No correlation is observed between  $\epsilon_{\text{Nd}_t}$  and content of SiO<sub>2</sub> or La/Yb, La/Sm, La/Nb or Th/Nb ratios. These mildly non-radiogenic to “neutral” isotope signatures imply derivation from average source materials that were only slightly enriched in Nd relative to Sm on a time-integrated basis. In other words, relatively young crustal materials were involved, and/or juvenile sources (with relatively low Nd/Sm ratios) played a significant role in the genesis of these rocks. This



**Table 2** Major and trace element and REE values of the ER plutonic rocks studied (major element as % and trace element and REE as ppm)

Sample Massif (%)	S41 Barreiros	S42 Barreiros	S43 Barreiros	S44 Barreiros	S45 Barquete	S46 Barquete	S47 Calera	S48 Calera	S49 Calera	
SiO <sub>2</sub>	67.68	79.01	61.25	70.33	76.21	76.61	78.15	75.08	77.97	
TiO <sub>2</sub>	0.60	0.02	0.68	0.50	0.16	0.10	0.07	0.22	0.10	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.42	13.02	19.34	14.75	13.75	12.96	11.72	12.66	11.97	
FeO	4.23	0.28	3.54	3.76	0.42	0.56	0.90	1.53	0.73	
MnO	0.08	0.02	0.05	0.07	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	
MgO	1.18	0.10	1.69	0.48	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	
CaO	3.45	0.85	4.80	1.83	1.33	0.63	0.37	0.64	0.11	
Na <sub>2</sub> O	4.10	5.68	4.79	5.01	4.78	3.08	3.55	3.17	3.72	
K <sub>2</sub> O	2.10	0.64	2.08	1.91	2.29	5.09	4.55	5.77	4.49	
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.11	0.05	0.25	0.09	0.06	0.09	0.05	0.01	0.05	
LOI	0.58	0.48	1.14	0.86	0.83	0.82	0.60	0.65	0.82	
Total	99.5	100.1	99.6	99.6	100.0	100.1	100.1	99.8	100.1	
ppm										
Sc	13.2	3.2	5.5	2.7	3.8	–	3.8	3.2	3.2	
V	42.8	6.2	77.2	21.8	8	4.5	–	10.7	–	
Ni	18.35	14.4	6.4	2.8	5	3.3	11.84	4.7	–	
Zn	61	6.2	50.9	47.3	8.9	11.3	10.93	12.9	6.1	
Rb	45.9	18.7	111.4	59.7	32.3	135.7	279.2	168.4	140.5	
Sr	231.8	85.7	370.8	127.2	121.4	71.1	7.7	72.2	24.3	
Y	27.3	109	14.2	22.8	31.5	5.92	110	66.2	55.2	
Zr	190	295.2	209.2	151.1	112.8	53.8	124.1	232.2	115.9	
Nb	9.6	5.7	6.8	14.3	9.5	5.2	11.8	10	8.5	
Ba	966.6	150.6	574.2	351.8	914.3	607	29.92	468.1	103.2	
La	28.3	6.18	5.99	2.98	23.5	3.8	21.5	41.9	17.3	
Ce	54.7	16.3	11.7	8.44	53.4	6.87	53.6	98.1	31.7	
Pr	6.88	2.06	1.53	1.01	6.72	0.85	7.33	11	4.51	
Nd	26.1	8.29	6.48	4.83	24	3.16	29.4	42.5	17.7	
Sm	5.49	3.61	1.63	2.18	5.73	0.78	9.05	9.75	4.63	
Eu	1.03	0.31	1.22	0.54	0.71	0.19	0.08	0.72	0.13	
Gd	5.71	7.03	2	3.46	5.62	0.82	11.7	10.2	5.5	
Tb	0.91	1.88	0.35	0.65	0.92	0.15	2.46	1.81	1.17	
Dy	5.31	15.67	2.27	4.34	5.78	1	17.2	11.2	8.51	
Ho	1.09	4	0.49	0.88	1.15	0.19	3.8	2.5	1.99	
Er	3.15	13.2	1.58	2.63	3.56	0.62	11.8	7.39	6.41	
Tm	0.44	2	0.24	0.37	0.49	0.09	1.73	1.1	1.02	
Lu	0.44	1.93	0.27	0.37	0.48	0.11	1.61	1.11	0.99	
Yb	2.9	12.64	1.75	2.43	3.11	0.67	11	7.1	6.77	
Th	6.8	26.4	–	4.4	18.3	3.3	33.4	19.7	25.8	
HFS	18,775.5	5,575.3	18,324.6	16,393.7	20,198.5	43,074.0	38,172.2	48,743.1	37,641.4	
LIL	4,297.6	797.6	5,395.6	3,584.1	1,378.8	1,605.4	889.3	1,677.8	1,002.9	
REE	142.4	95.1	37.5	35.1	135.2	19.3	182.3	246.4	108.3	
Coordinates										
UTMX	113,481	108,077	99,439	115,202	117,523	118,492	207,020	205,988	206,771	
UTMY	4,341,131	4,345,717	4,352,377	4,338,663	4,340,341	4,340,001	4,224,052	4,223,953	4,223,839	
Sample Massif (%)										
	S50 SBarros	S51 SBarros	S52 SBarros	S53 SBarros	S54 SBarros	S55 Tablada	S56 Tablada	S57 Tablada	S58 Tablada	S59 Tablada
SiO <sub>2</sub>	73.11	73.61	71.19	73.58	71.82	73.52	75.74	75.67	76.70	74.52
TiO <sub>2</sub>	0.19	0.17	0.29	0.21	0.25	0.06	0.04	0.03	0.14	0.13

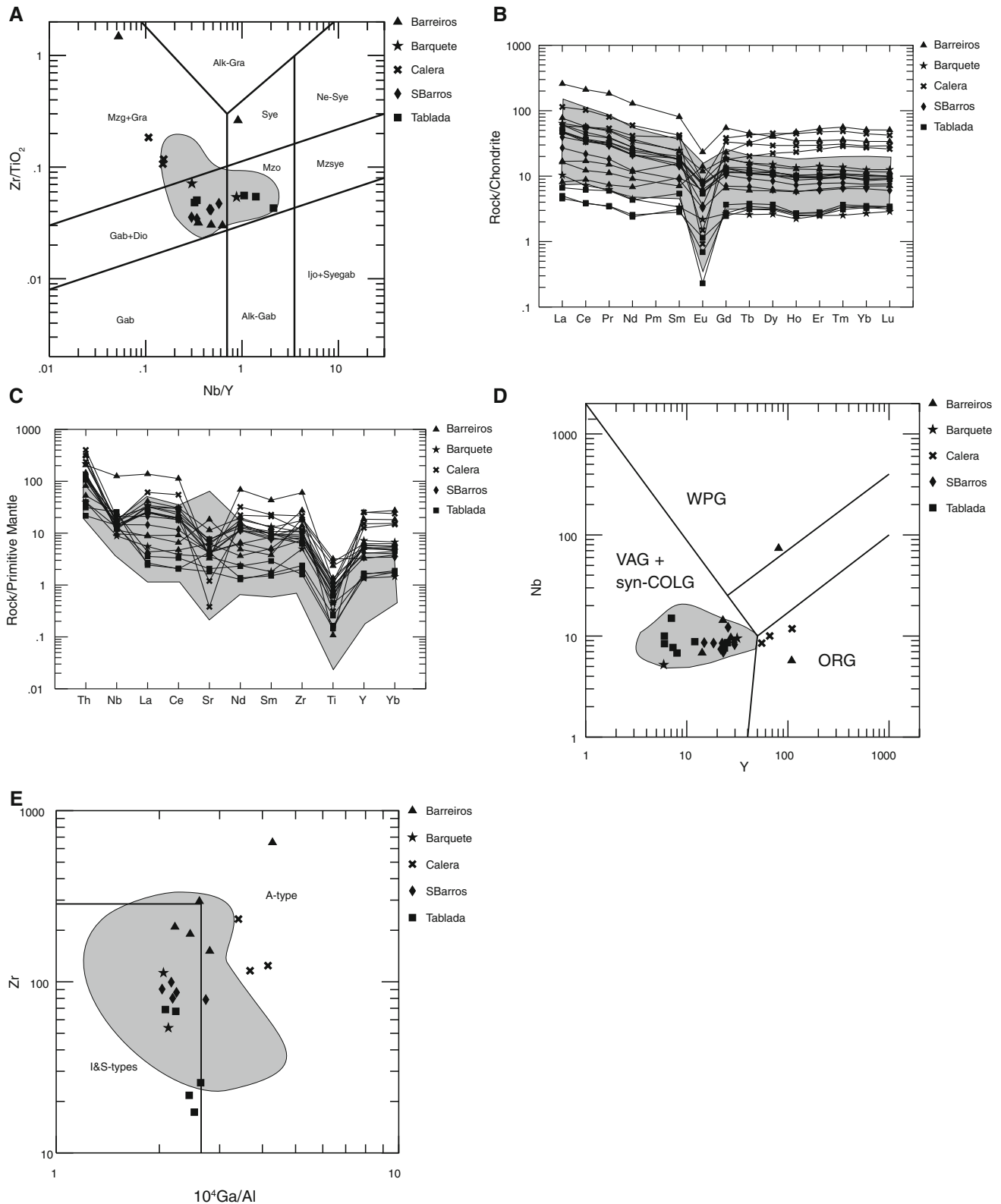
**Table 2** continued

Sample Massif (%)	S50 SBarros	S51 SBarros	S52 SBarros	S53 SBarros	S54 SBarros	S55 Tablada	S56 Tablada	S57 Tablada	S58 Tablada	S59 Tablada
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14.31	14.39	15.32	14.28	14.83	16.28	14.27	14.12	14.32	14.08
FeO	1.68	1.45	2.05	1.46	0.95	0.42	0.29	0.30	0.28	0.85
MnO	0.06	0.07	0.05	0.05	0.05	0.02	0.03	0.02	0.02	0.02
MgO	0.44	0.27	0.64	0.33	0.51	0.00	0.00	0.10	0.10	0.25
CaO	1.19	1.37	2.24	1.46	1.80	0.33	0.68	0.39	0.23	0.85
Na <sub>2</sub> O	4.05	3.64	3.70	3.57	3.51	3.41	4.63	4.59	6.86	4.25
K <sub>2</sub> O	4.00	4.19	3.77	4.19	4.37	4.87	3.58	4.24	0.64	4.14
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.05	0.06	0.08	0.11	0.07	0.06	0.08	0.07	0.07	0.08
LOI	0.79	0.63	0.45	0.61	0.76	1.01	0.63	0.56	0.74	0.75
Total	99.9	99.8	99.8	99.8	98.9	100.0	100.0	100.1	100.1	99.9
ppm										
Sc	7.7	5.4	6.8	4.1	4.7	5.3	2.7	3.5	4.6	3.9
V	21.8	14	26.4	14.7	20.6	–	–	–	11.9	13.3
Ni	17.45	18.45	4.9	3.1	–	16.15	14.8	–	–	–
Zn	26.9	38.2	43	42	44.7	29.9	12.7	8.3	1.9	9.6
Rb	251.5	184.8	140	168.2	157.1	201.8	121.1	159.8	23.7	113.8
Sr	79.9	88.5	151.5	103.7	133.3	36.7	87.3	41.9	83.8	154.3
Y	25.6	14.9	21.7	18.4	23	7.06	6.02	7.31	23.6	25.3
Zr	78.7	80	99.4	86.6	90.5	25.7	21.7	17.3	68.8	67.2
Nb	12.2	8.6	7.4	8.5	6.9	15	8.4	7.7	7.6	8.6
Ba	359.2	513.9	790.3	646	917.4	306.9	233.3	103.6	70.1	732.2
La	14.5	9.91	22.5	16.9	22.2	1.67	1.83	2.44	17.5	17.8
Ce	32.4	20.8	44.7	33.8	40.6	3.73	3.65	5.93	34.7	35.2
Pr	4.12	2.49	5.37	3.98	5.23	0.47	0.48	0.82	4.2	4.47
Nd	14.9	8.6	19.7	15	19.6	1.7	1.82	3.08	15.3	16.8
Sm	4.31	2.05	4.19	3.26	4.07	0.72	0.65	1.25	3.55	4.26
Eu	0.68	0.28	0.66	0.49	0.63	0.06	0.1	0.02	0.49	0.47
Gd	4.17	2.15	4.02	3.16	4.04	0.83	0.75	1.12	3.64	4.03
Tb	0.78	0.4	0.65	0.53	0.63	0.2	0.18	0.22	0.64	0.71
Dy	4.47	2.37	3.91	3.21	3.88	1.24	1.16	1.4	4.02	4.35
Ho	0.83	0.5	0.74	0.62	0.81	0.23	0.21	0.23	0.83	0.87
Er	2.46	1.51	2.26	1.93	2.34	0.7	0.63	0.68	2.37	2.61
Tm	0.38	0.23	0.34	0.28	0.35	0.13	0.11	0.12	0.35	0.39
Lu	0.38	0.23	0.35	0.29	0.35	0.13	0.12	0.13	0.34	0.38
Yb	2.61	1.59	2.21	1.85	2.23	0.87	0.82	0.8	2.11	2.54
Th	8.9	9.9	11.4	8.74	12	2.6	1.8	3.3	9	10.3
HFS	33,985.5	35,602.7	32,457.0	35,793.7	37,551.8	40,998.2	30,184.9	35,506.9	5,543.4	35,423.4
LIL	1,465.6	1,390.8	2,183.8	1,831.1	1,914.7	644.7	582.9	514.1	1,246.7	1,231.9
REE	86.9	53.11	111.6	85.3	106.9	12.7	12.5	18.2	90.0	94.8
Coordinates										
UTMX	1,74,985	1,76,010	1,83,501	1,81,326	1,81,388	1,94,674	1,97,973	1,95,541	1,92,357	1,92,357
UTMY	4,266,973	4,264,184	4,257,788	4,259,850	4,257,872	4,228,606	4,229,045	4,229,865	4,244,062	4,244,062

Fe<sub>i</sub> as Fe<sup>2+</sup>. UTM coordinates (Projection International Ellipsoid, Datum ED 50, Huso 29)

applies to the Calera granite, with  $\epsilon\text{Nd}_i = +0.1$ , reminiscent of those A-type granitoids derived from mafic protoliths. The corresponding TDM ages for all samples range from 1.3 to 2.6 Ga. These values are much older than the

volcanic rocks associated with this Cambrian early rift episode; see Sánchez-García et al. (2010), suggesting a dominant role of pre-existing crustal components. However, with the exception of the Barreiros granite (with



**Fig. 3** Geochemical features of the ER plutonic suite. **a**  $Zr/TiO_2$  versus silica diagram (Winchester and Floyd (1977) modified by Pearce (1996). **b** Chondrite-normalized REE patterns (normalizing values from Taylor and McLennan (1985). **c** Spider-diagram normalized to primitive mantle of Palme and O'Neill (2004). **d** Y–Nb tectonic environment discriminant diagram of Pearce et al. (1984).

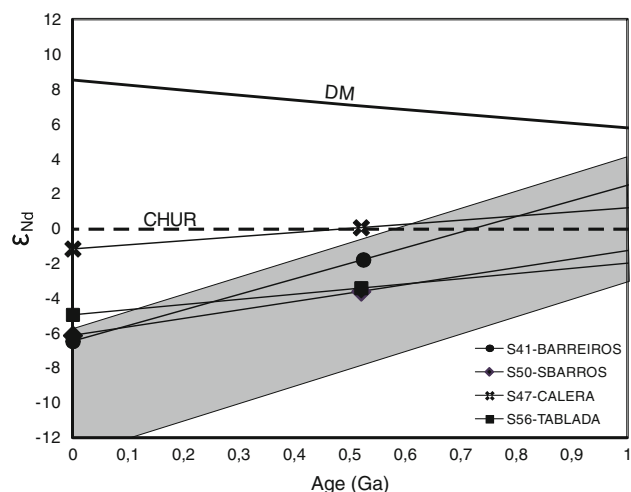
*WPG* within plate granites, *ORG* ocean ridge granites, *VAG + syn-COLG*, volcanic arc granites and syncollisional granites. **e** Tectonic discriminant diagram ( $Zr$  vs.  $10^4 Ga/Al$ ) of Whalen et al. (1987). *I&S-types* orogenic granite types, *A-type* Anorogenic granite types. Shaded areas field of previously published data from the same petrological unit (Sánchez-García et al. 2003, b, 2010)

**Table 3** Sm–Nd and Rb–Sr isotope data of studied plutons

Sample Massif	S41 Barreiros	S47 Calera	S50 S.Barros	S56 Tablada
Sm ( $\mu\text{g/g}$ )	6.17	9.69	4.32	0.735
Nd ( $\mu\text{g/g}$ )	29.3	32.7	16.4	2.55
$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	0.1271	0.1789	0.1596	0.1743
$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	0.5123	0.5126	0.5123	0.5128
$\epsilon\text{Nd}_{(0)}$	−6.5	−1.2	−6.2	−5.0
Age (Ma)	525	520	520	520
$\epsilon\text{Nd}_i$	−1.8	0.1	−3.6	−3.4
$T_{\text{DM}}$ (Ga)	1.3	2.0	2.0	2.6
Rb ( $\mu\text{g/g}$ )	33.9	147	81.6	15.3
Sr ( $\mu\text{g/g}$ )	130	41.3	83.6	247
$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	0.755	10.3	2.83	0.179
$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	0.7096	0.7550	0.7270	0.7072
$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$	0.7041	0.679	0.7060	0.7059

$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.127$ , and taking into account its youngest model age of 1.3 Ga), these samples show very high  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  ratios (0.16–0.18), suggesting that significant Sm/Nd fractionation occurred during magma genesis and evolution, which would indicate the separation of a LREE-enriched phase. This deviation from the simple two-stage evolution implied in the calculation of samarium–neodymium model ages leads us to consider the very old (>2 Ga)  $T_{\text{DM}}$  model ages as spurious and was devoid of any geological significance.

These results are broadly similar to those exhibited by the volcanic rocks related with the Early Rifting event (see Sánchez-García et al. 2010), as well as by other Early Cambrian plutonic rocks (Monesterio Granodiorite,  $\epsilon\text{Nd} = -4.43$  to  $-3.08$ , Salman 2004) and migmatites related to the same tectono-magmatic event (Monesterio

**Fig. 4**  $\epsilon\text{Nd}_{(t)}$  versus age diagram (DePaolo and Wasserburg 1976; DePaolo 1981). Data shown in Table 3. Shaded area field of previously published data from the same petrological unit

migmatites,  $\epsilon\text{Nd} = -6.1$  to  $-5.2$  and  $T_{\text{DM}} = 1.65$ – $1.35$  Ga, López-Guijarro et al. 2008).

#### Rb–Sr

With the exception of the Calera granite, with a very high Rb/Sr ratio, and which suffered obvious late-stage disturbance (as shown by the very low age-corrected  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  ratio), the granitoids give weakly radiogenic initial values (from 0.7040 in Barreiros to 0.7059 and 0.7060 in Tablada and Salvatierra de los Barros, respectively), negatively correlated with initial epsilon Nd values. Assuming that these relatively low initial Sr isotope signatures were not modified by late-stage disturbance, they would indicate relatively juvenile source materials, as also suggested by

**Table 4** CA ID–TIMS U–Pb zircon age data of Barreiros pluton

Sample	Weight ( $\mu\text{g}$ )	Concentration			Isotopic ratios							Apparent ages (Ma)			
		U (ppm)	Pb (ppm)	Common Pb (pg)	$\frac{^{206}\text{Pb}^*}{^{204}\text{Pb}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	% (2 $\sigma$ )	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	% (2 $\sigma$ )	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	% (2 $\sigma$ )	Rho	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$
Z1: 3 med.pr.	40	342	28.5	28.6	1,755	0.08441	0.45	0.6714	0.65	0.05769	0.47	0.69	522.4	521.6	518.0
Z2: 3 lar.pr.	50	39	3.5	13.4	541	0.08480	0.16	0.6767	0.78	0.05787	0.74	0.36	524.7	524.8	525.0
Z3: 1 s.xtl.	50	202	17.1	21.8	1,693	0.08480	0.38	0.6767	0.55	0.05788	0.40	0.68	524.7	524.8	525.2
Z4: 4 lar.pr.	40	210	18.4	46.7	719	0.08487	0.25	0.6778	0.32	0.05793	0.19	0.81	525.1	525.4	527.0

Z, zircon, number of crystals; med., medium (100–20  $\mu\text{m}$ ); lar., large (120–180  $\mu\text{m}$ ); pr., euhedral prisms (1:3 width/length ratio); s.xtl., single crystal (>180  $\mu\text{m}$ ). All fractions were chemically abraded [CA technique; Mattinson (2005)]. \* Ratio corrected for mass fractionation ( $0.11 \pm 0.02$  % AMU Pb;  $0.10 \pm 0.02$  % AMU U), spike contribution and analytical blank (6 pg Pb; 0.1 pg U). The other isotopic ratios are also corrected for initial common Pb after the model of Stacey and Kramers (1975). Rho, error correlation coefficient of the  $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$  and  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  ratios. Data reduced with PbMacDat (Isachsen et al. 2007; [www.earth-time.org](http://www.earth-time.org))

the low Rb/Sr ratios, suggestive of mafic to intermediate sources.

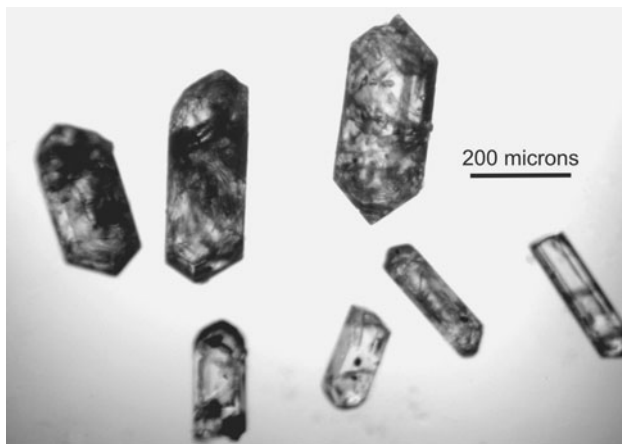
Overall, the Sr–Nd radiogenic isotope data suggest that the parental magmas of the ER granitoids were extracted from source reservoirs that contained an important component of relatively young, mafic to intermediate rocks.

### ID–TIMS zircon U–Pb geochronology

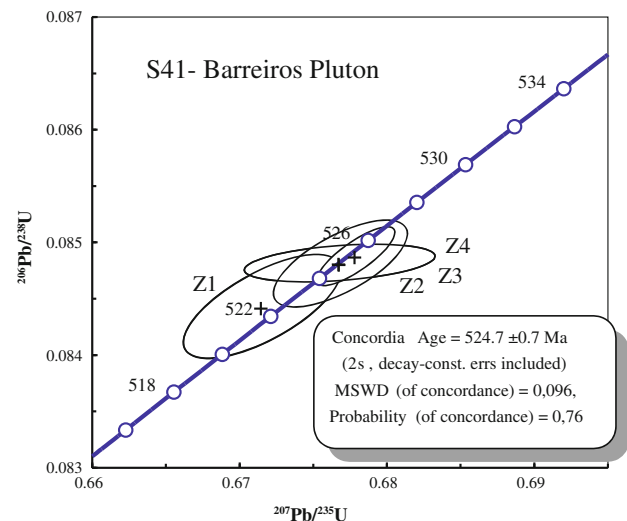
A sample of biotite-rich granite from the Barreiros granite–tonalite pluton was crushed and powdered, and zircon concentrates were obtained at the University of Évora (Portugal). The zircons for analysis were hand-picked and were subjected to chemical abrasion (CA; Mattinson 2005) before ID–TIMS analysed at the IGME laboratory in Tres Cantos (Spain) (See the additional items for analytical technique description).

The zircons selected for the analysis correspond to euhedral prisms and fragments of prisms with the G1–P1 morphology of Pupin (1980) (Fig. 5). The length/width ratio is approximately 3:1 for the large stubby crystals and 5:1 for the medium-sized crystals (ca. 200 microns long). The crystals selected for analysis had inclusions running through their cores, which would suggest syn-magmatic re-equilibration of the core and outer zones of the crystal (Fig. 5). This strategy was used to avoid the presence of older inherited cores.

Four zircon fractions were analysed. Three of them plot on concordia at ca. 525 Ma (Early Cambrian). Another one is slightly younger, with a small reverse discordia, but overlaps within analytical uncertainty with the other three fractions. These four fractions provide a “concordia” age of  $524.7 \pm 0.8$  Ma (Early Cambrian;  $n = 4$ ; MSWD = 0.1), which is considered the age of



**Fig. 5** Microphotographs of zircons from the Barreiros pluton, transmitted light, showing concentric zoning and multiple inclusions across the zoning and core



**Fig. 6** U–Pb concordia diagram, Barreiros intrusion. Data shown in Table 4

zircon crystallization and the best estimate for the age of granite intrusion (Fig. 6).

### Discussion

#### Age of plutonism

The new Early Cambrian CA ID–TIMS U–Pb zircon age (ca. 525 Ma; Fig. 6) for the Barreiros granite–tonalite pluton is consistent with other ages obtained from the Early Cambrian magmatism of the OMZ. It provides more accuracy for the time interval proposed in Sánchez-García et al. (2008a) and Chichorro et al. (2008) and a relevant update of the geochronological information in the geological map of Portugal. It reinforces the relevance of Early Rifting plutonism in the OMZ. The age of the Barreiros granite–tonalite pluton overlaps within error with other U–Pb ages previously obtained by other authors (Table 1): (1) the Monesterio anatectic granodiorite ( $527 \pm 10$ – $7$  Ma (xenotime), Ochsner 1993;  $533 \pm 8$  Ma (zircon), Ordóñez Casado 1998); (2) the porphyritic leucogranite (niosome) of Mina Afortunada migmatitic dome ( $532 \pm 4$  Ma (zircon) and  $515 \pm 9$ – $7$  Ma (monazite), Sánchez-García et al. 2008a); (3) the Cala porphyry ( $530 \pm 3$  Ma (zircon), Romeo et al. 2006); (4) the Alcaçovas orthogenesis ( $526 \pm 9.9$  Ma (zircon), Chichorro et al. 2008); and (5) the Barquete granite ( $526 \pm 4$  Ma (zircon), Pereira et al. 2011). Traditionally, this felsic Early Cambrian magmatism has been related, in the OMZ, to the late stages of the Cadomian orogeny (late extensional collapse; e.g., Sánchez Carretero et al. 1990; Quesada 1990, 1991, 1997; Bandrés et al. 2002, 2004). However, ca. 530–515 Ma radiometric ages (Table 1 and

references therein) of this magmatic record are younger than the basal siliciclastic sedimentary series of the unconformably overlying rift sequence (Sánchez-García et al. 2003) and the basal volcanic sequences of Bodonal ( $530 \pm 3$  Ma; U–Pb Romeo et al. 2006). Thus, the Early Cambrian plutonism took place after the final convergence of the Cadomian arcs in the North Gondwana margin. These Early Cambrian plutonic rocks formed as a consequence of an extensive partial melting produced in the lower and middle crust, triggered by the massive underplating of mantle-derived magmas probably in relation to the initiation of an intra-continental rifting (Sánchez-García et al. 2008a, 2010).

Evidence for the interaction of continental supracrustal versus subcrustal sources or mantle sources

The Barreiros, Salvatierra de los Barros, Tablada and Calera plutonic rocks are silica oversaturated, peraluminous, and show calc-alkaline affinity. The chemical variation from tonalite to granite is probably a function of the amount of restitic material entrained from their source and of their degree of crystal fractionation. The high-grade metamorphism and partial melting processes that took place in the Early Cambrian were possibly related with the generation of magmas that produced these granitoids. The Early Cambrian high T-metamorphism and extensive migmatization are well exposed in the Monesterio and Mina Afortunada migmatite complexes. The Nd model ages older than the emplacement age and the Th/Nb ratios close to the upper continental crust values suggest a dominant continental crust source, albeit of rather juvenile character.

The transition to alkaline character of some samples of the Barreiros, Tablada and Barquete plutons can be interpreted to be due to the participation of deeper crustal source materials in their parental magmas. This group of samples is probably the result of the evolution of their hybrid parental magmas dominated by feldspar fractionation during the Early Cambrian times (Sánchez-García et al. 2010).  $\epsilon\text{Nd}$  values of almost all the studied samples are negative and relatively low, except for the Calera pluton that is slightly positive. These values reflect the hybrid character of the parental magmas, suggesting a mixture of supracrustal and infracrustal materials. The influence of an infracrustal component is especially noticeable in the Calera pluton (according to Salman 2004) and to a lesser extent in the Barreiros pluton. All the geochemical characteristics outlined above suggest that these granitoids were mainly derived from the melting of an upper continental crustal source, although they also show some features that may indicate some lower crust or mantle contribution for some of them (Calera and Barreiros granitoids). Most of the samples of the Early Cambrian granitoids (this study) fall in the orogenic field, although

some of them are plotted in the ocean ridge granites (ORG) field (Fig. 3d). This result is consistent with previous published data (Sánchez-García et al. 2003, 2008a, b), but it is somewhat in disagreement with the interpreted anorogenic setting for the Early Cambrian times. The obtained orogenic character and calc-alkaline affinity of most of the Early Cambrian granitoids are interpreted to be the result of inheritance. We can suggest that the orogenic signature of these granitoids was probably inherited from crustal materials derived from subduction-related igneous rocks that formed during the development of Cadomian arcs (Sánchez-García et al. 2010; Nance et al. 2010; Linnemann et al. 2008; Pereira et al. 2011, 2012a). This inheritance may explain the apparent contradiction between the synorogenic character, inferred from geochemical features, and the intra-continental rifting environment (extensional/anorogenic setting) where they formed.

Transient change of tectonic setting in the North Gondwana margin

As reported before, the Early Cambrian magmatism of the OMZ has been traditionally considered to be related to the final pulses of the Cadomian orogeny (Sánchez Carretero et al. 1990; Ochsner 1993; Eguiluz et al. 1995; Ordóñez Casado 1998). Our data indicate that the Early Cambrian plutonic rocks of the OMZ intrude the Ediacaran *Série Negra* succession that represents back-arc basins along the Cadomian margin in the North Gondwana (Cadomian orogeny). These Early Cambrian granitoids have felsic to intermediate compositions with peraluminous to metaluminous calc-alkaline signature, and an orogenic affinity. However, the linkage between the geochemical signature and geodynamic setting is misleading and may possibly be explained as an inherited legacy from their protoliths (Cadomian basement). On the other hand, some samples also show a transition to alkaline compositions (Tablada leucogranite; Fig. 3a) and anorogenic affinities (Calera and Barreiros granitoids; Fig. 3e).

The involvement of continental crust in the generation of the Early Cambrian magmas in the OMZ can be framed within the onset of the intra-continental rifting. The geochemical variability of the Early Cambrian granitoids showing a dominant calc-alkaline and supposed orogenic signature together with magmas with alkaline composition and anorogenic signature can be explained by: (1) the extensive partial melting of the Cadomian basement (having an orogenic signature) and (2) the interaction of crustal- and mantle-derived magmas from an advanced stage of rifting.

The transition from active to passive setting in the northern Gondwana margin has also been documented by Slama et al. (2008) in Tepla-Barrandian unit in the Bohemian Massif where an important 520–510 Ma intrusive

pulse with *I*-type granitoids and gabbros has been documented by Zulauf et al. (1997) and Dörr et al. (1998, 2002). However, the lack of detailed geochemical and isotopic data from the Tepla-Barradian granitoids (see, Pin et al. 2007) precludes a clear link with the coeval granitoids in the Ossa-Morena Zone. Geochemical similarities can be established with the Orlica -Śnieżnik orthogneisses Massif (Bohemian Massif; e.g., Pin et al. 2007) with  $\epsilon\text{Nd}$  values between  $-6.4$  and  $-3.5$ . However, these metamorphosed peraluminous granitoids have protolith ages of ca. 500 Ma, which are coeval with the Cambro-Ordovician main rift-related magmatism in the OMZ. This might reflect the diachronism of rift-related magmatism that occurred in the North Gondwana margin during the Early Palaeozoic as revealed by Linnemann et al. (2008) in their comparison of Saxo-Thuringian and Ossa-Morena Zones. This diachronous cessation of arc magmatism and development of a continental transform margin in the formation of the Rheic Ocean was already shown by Murphy and Nance (1989), Nance et al. (2012).

The orogenic and calc-alkaline signature of the OMZ magmatism is represented: (1) in the Ediacaran back-arc basins that resulted from the denudation of the Cadomian and Pan-African magmatic arcs developed during the convergent setting of the North Gondwana margin, and (2) in the plutons and volcanism coeval with strong subsidence and inundation of the North Gondwana margin during the onset of an intra-continental rifting in the Early Cambrian times (Sánchez-García et al. 2003, 2008a, 2010; Pereira et al. 2011).

## Conclusions

The outstanding conclusions of this study are as follows:

1. The precise ID-TIMS U-Pb age of  $525 \pm 1$  Ma (Early Cambrian) measured for the Barreiros granite: (1) reinforces the relevance of the Early Cambrian plutonism associated with the initiation of intra-continental rifting according to the model previously discussed by the authors (Sánchez-García et al. 2003, 2008a, b, 2010; Chichorro et al. 2008; Pereira et al. 2011); (2) constrains the age of the deformation and metamorphism developed in the Ediacaran Série Negra host sedimentary and volcanic rocks (Cadomian basement) before the intrusion of granites; and (3) defines more precisely the time interval that characterizes the transition from the Ediacaran convergent setting to the Early Cambrian intra-continental rifting in the OMZ (North Gondwana margin).
2. The geochemical features of the Early Cambrian granitoids of the OMZ suggests: (1) low rate of

melting of materials mainly derived from the upper continental crust and (2) that the involvement of mantle melts in the parent magmas and their subsequent fractionation could be responsible for the presence of some granitoids showing anorogenic and alkaline (e.g. Calera pluton) affinities and more primitive isotopic signatures (e.g. Tablada and Barreiros plutons).

3. The orogenic signature of the Early Cambrian magmatism of the OMZ is probably inherited from the Cadomian/Pan-African basement source materials and, to a certain extent, from mantle melts participation.
4. The Early Cambrian magmatism of the OMZ reflects a transient change of tectonic setting in the North Gondwana margin. This change involves an initial stage of convergent margin with the development of magmatic arcs and back-arc basins during the Ediacaran, passing to a later stage of intra-continental rifting, dominated by a drastic crustal thinning, the onset of core complexes and coeval compartmentalization of the upper crust into subsiding and more stable Early Cambrian sedimentary basins.

**Acknowledgments** This study has been funded by the IGME (Project No. 348), the Spanish Ministry of Education and Science (Grants No. CGL2009-07073 and No. CGL2008-03046/BTE), GONDWANA (PTDC/CTE-GIX/110426/2009) and GOLD (PTDC/GEO-GEO/24462012) projects funded by Fundação para a Ciência e Tecnologia Portugal. This paper is a contribution to the project IGCP 597: Amalgamation and Breakup of Pangaea: the type example of the supercontinent cycle (UNESCO-IUGS). We would like to gratefully acknowledge the contribution of reviewers Ryszard Kryza and Václav Kachlík and guest editor Jaroslav Dostal for their very detailed and constructive reviews which helped to improve the original manuscript significantly.

## References

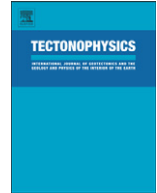
- Bandrés A, Eguiluz L, Gil Ibarguchi JI, Palacios T (2002) Geodynamic evolution of a Cadomian arc region: the northern Ossa-Morena Zone, Iberian Massif. *Tectonophysics* 352:105–120
- Bandrés A, Eguiluz L, Pin Ch, Paquette JL, Ordóñez B, Le Fèvre J, Ortega LA, Gil Ibarguchi JI (2004) The northern Ossa Morena Cadomian batholith (Iberian Massif): magmatic arc origin and early evolution. *Int J Earth Sci* 93:860–885
- Bellido Mulas F, Sánchez-García T, Díez Montes A (2007) Caracterización petrológica y geoquímica de los materiales volcánicos y volcanosedimentarios de las capas de Bodonal-Cala (Zona de Ossa-Morena, SW de España). VI Congreso Ibérico de Geoquímica, Vila Real (Portugal). Extended abstract 93–96
- Chichorro M, Pereira MF, Díaz-Azpiroz M, Williams IS, Fernández C, Pin Ch, Silva JB (2008) Cambrian ensialic rift-related magmatism in the Ossa-Morena Zone (Évora–Aracena metamorphic belt, SW Iberian Massif): Sm–Nd isotopes and SHRIMP zircon U–Th–Pb geochronology. *Tectonophysics* 461:91–113

- Chichorro M, Solá AR, Pereira MF, Linnemann U, Hofmann M, Silva JB (2011) Fragmentation of neoproterozoic magmatic arcs along the northern Gondwana margin in the Late Ediacaran (SW Iberia). In: Schmitt RS, Trouw R, Carvalho IS, Collins A (eds) Gondwana 14, Abstracts, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, Brazil, p 130. <http://www.lneg.pt/iedt/projectos/355/paginas/68>
- DePaolo DJ (1981) Neodymium isotopes in the Colorado front range and crustal mantle evolution in the Proterozoic. *Nature* 291:193–196
- DePaolo DJ, Wasserburg GJ (1976) Nd isotopic variations and petrogenetic models. *Geophys Res Lett* 3:249–252
- Dörr W, Fiala J, Vejnar Z, Zulauf G (1998) U-Pb zircon ages and structural development of metagranitoids of the Teplá crystalline complex: evidence for pervasive Cambrian plutonism within the Bohemian massif (Czech Republic). *Geol Rundsch* 87:135–149
- Dörr W, Zulauf G, Fiala J, Franke W, Vejnar Z (2002) Neoproterozoic to early Cambrian history of an active plate margin in the Teplá–Barrandian unit—a correlation of U–Pb isotopic dilution—TIMS ages (Bohemia, Czech Republic). *Tectonophysics* 352:65–85
- Eguiluz L, Apraiz A, Abalos B, Martínez-Torres LM (1995) Evolution de la zone d'Ossa Morena (Espagne) au cours du Proterozoïque supérieur: corrélations avec l'orogène cadomien Nord Armoricaïn. *Geologie de la France* 3:35–46
- Eguiluz L, Gil Ibarguchi JI, Abalos B, Apraiz A (2000) Superposed Hercynian and Cadomian orogenic cycles in the Ossa-Morena zone and related areas of the Iberian Massif. *Bull Geol Soc Am* 112:1398–1413
- Gonçalves F (1970) Carta Geológica de Portugal 1/50 000: Notícia Explicativa da folha 37-A, Elvas, Serviços Geológicos de Portugal 1–50
- Gonçalves F (1971) Subsídios para o Conhecimento Geológico do Nordeste Alentejano. *Memórias dos Serviços Geológicos de Portugal N°18 (Nova Série):* 1–62
- Gonçalves F, Fernandes AP (1973) Carta Geológica de Portugal 1/50 000: Notícia Explicativa da folha 32-B, Portalegre, Serviços Geológicos de Portugal 1–45
- Gonçalves F, Torre de Assunção C, Coelho AVP (1972) Carta Geológica de Portugal 1/50 000: Notícia Explicativa da folha 33-C, Campo Maior, Serviços Geológicos de Portugal 1–41
- Gonçalves F, Zbyszewsky G, Coelho AVP (1975) Carta Geológica de Portugal 1/50 000: Notícia Explicativa da folha 32-D, Sousel, Serviços Geológicos de Portugal 1–49
- Gonçalves F, Perdigão JC, Coelho AVP, Munhá JM (1978) Carta Geológica de Portugal 1/50 000: Notícia Explicativa da folha 33-A, Assumar, Serviços Geológicos de Portugal 1–49
- Irvine TN, Baragar WRA (1971) A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Can J Earth Sci* 8:523–548
- Isachsen CE, Coleman DS, Schmitz M (2007) PbMacDat program. Available at <http://www.earth-time.org>
- Jaffey AH, Flynn KF, Glendenin LE, Bentley WC, Essling AM (1971) Precision measurement of half-lives and specific activities of  $^{235}\text{U}$  and  $^{238}\text{U}$ . *Phys Rev C* 4(5):1889
- Krogh TE (1973) A low contamination method for hydrothermal decomposition of zircon and extraction of U and Pb for isotopic age determination. *Geochim Cosmochim Acta* 37:485–494
- Le Fèvre B, Pin C (2002) Isotope dilution with matrix element removal: a key for high precision, high-accuracy trace analysis of geological samples using ICP-MS. *Geostand News* 26:135–148
- Le Fèvre B, Pin C (2005) A straightforward separation scheme for concomitant Lu–Hf and Sm–Nd isotope ratio and isotope dilution analysis. *Anal Chim Acta* 543:209–221
- Liñán E (1978) Bioestratigrafía de la Sierra de Córdoba. Ph. D. Thesis Univ Granada 191:1–212
- Liñán E, Quesada C (1990) Rift phase (Cambrian) stratigraphy of the Ossa-Morena zone. In: Dallmeyer RD, Martínez García E (eds) Pre-Mesozoic geology of Iberia. Springer, Berlin, pp 259–266
- Liñán E, Gozalo R, Palacios T, Gámez-Vintaned JA, Ugidos JM, Mayoral E (2002) Cambrian. In: Gibbons W, Moreno T (eds) The geology of Spain. Geological Society, London, pp 17–29
- Linnemann U, Pereira MF, Jeffries T, Drost K, Gerdes A (2008) Cadomian Orogeny and the opening of the Rheic Ocean: new insights in the diachrony of geotectonic processes constrained by LA-ICP-MS U–Pb zircon dating (Ossa-Morena and Saxo-Thuringian Zones, Iberian and Bohemian Massifs). *Tectonophysics* 461:21–43
- López-Guijarro R, Armendáriz M, Quesada C, Fernández-Suárez J, Murphy JB, Pin Ch, Bellido F (2008) Ediacaran-Palaeozoic tectonic evolution of the Ossa Morena and Central Iberian zones (SW Iberia) as revealed by Sm–Nd isotope systematics. *Tectonophysics* 461:202–214
- Ludwig KR (2003) Isoplot/Ex 3.00. A geochronological toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronol Cent Special Publ 4
- Mattinson JM (2005) Zircon U-Pb chemical abrasion (“CA-TIMS”) method: combined annealing and multi-step partial dissolution analysis for improved precision and accuracy of zircon ages. *Chem Geol* 220(1–2):47–66
- Murphy JB, Nance RD (1989) Model for the evolution of the Avalonian–Cadomian belt. *Geology* 17:735–738
- Murphy JB, Gutiérrez-Alonso G, Nance RD, Fernández-Suárez J, Keppie JD, Quesada C, Strachan RA, Dostal J (2006) Origin of the Rheic Ocean: rifting along a Neoproterozoic suture? *Geology* 34:325–328
- Nance RD, Murphy JB, Keppie JD (2002) Cordilleran model for the evolution of Avalonia. *Tectonophysics* 352:11–31
- Nance RD, Gutiérrez-Alonso G, Keppie JD, Linnemann U, Murphy JB, Quesada C, Strachan RA (2010) Evolution of the Rheic Ocean. *Gondwana Res* 17:122–194
- Nance RD, Gutierrez-Alonso G, Keppie JD, Linnemann U, Murphy JB, Quesada C, Strachan RA, Woodcock NH (2012) A brief history of the Rheic Ocean. *Geosci Front* 3(2):125e135
- Ochsner A (1993) U-Pb geochronology of the Upper Proterozoic–Lower Paleozoic geodynamic evolution in the Ossa Morena Zone (SW Iberia): Constraints on the timing of the Cadomian Orogeny. Ph. D. Thesis. Geology, Swiss Federal Institute of Technology Zurich, ETH, pp 1–249
- Oliveira JT (coord.) (1992) Carta Geológica de Portugal 1/500 000: Notícia, Folha Sul, Serviços Geológicos de Portugal
- Oliveira VM (1984) Contribuição para o conhecimento geológico-mineiro da região do Alandroal-Juromenha (Alto Alentejo). *Estudos Notas e Trabalhos dos Serviços de Fomento Mineiro XXVI(1–4):*103–126
- Oliveira JT, Oliveira V, Piçarra JM (1991) Traços gerais da evolução tectono-estratigráfica da Zona de Ossa-Morena. *Cadernos Laboratório Xeológico Laxe, Coruña* 16:221–250
- Ordóñez Casado B (1998) Geochronological studies of the Pre-Mesozoic basement of the Iberian Massif: The Ossa Morena Zone and the Allochthonous Complexes within the Central Iberian Zone. Ph. D. Thesis. Geology Swiss Federal Institute of Technology Zurich, ETH, pp 1–207
- Palme H, O'Neill HSC (2004) Cosmochemical estimates of mantle composition. In: Carlson RW (ed) The mantle and core. Treatise on geochemistry, vol 2. Elsevier-Perigamon, Oxford, pp 1–38
- Pearce JA (1996) A user's guide to basalt discrimination diagrams. In: Bailes AH, Christiansen EH, Galley AG, Jenner GA, Keith, JD, Kerrich R, Lentz DR, Leshner CM, Lucas, SB, Ludden JN, Pearce JA, Peloquin SA, Stern RA, Stone WE, Syme EC, Swinden HS, Wyman DA (eds) Trace element geochemistry of volcanic rocks: applications for massive sulphide exploration, Short Course Notes, vol 12. Geological Association of Canada, pp 79–113



- Pearce JA, Harris NBW, Tindle AG (1984) Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *J Petrol* 25:956–983
- Pereira MF (1999) Caracterização da estrutura dos domínios setentrionais da Zona de Ossa-Morena e seu limite com a Zona Centro-Ibérica, no Nordeste Alentejano. Tese de Doutoramento, Universidade de Évora, Portugal (unpublished)
- Pereira MF, Silva JB (2002) Neoproterozoic-Paleozoic tectonic evolution of the Coimbra-Córdoba shear zone and related areas of the Ossa-Morena and Central-Iberian zones (northeast Alentejo, Portugal). *Comun IGM Lisboa* 89:47–62
- Pereira MF, Quesada C (2006) Ediacaran to Visean crustal growth processes in the Ossa-Morena Zone (SW Iberia). IGCP 497 Evora Meeting 2006: Conference abstracts and Field trip guide. Publicaciones del Instituto Geológico y Minero de España, Madrid, 1–115
- Pereira MF, Chichorro M, Linnemann U, Eguiluz L, Silva JB (2006) Inherited arc signature in Ediacaran and Early Cambrian basins of the Ossa-Morena Zone (Iberian Massif, Portugal): paleogeographic link with European and North African Cadomian correlatives. *Precambr Res* 144:297–315
- Pereira MF, Chichorro M, Williams IS, Silva JB (2008) Zircon U–Pb geochronology of paragneisses and biotite granites from the SW Iberian Massif (Portugal): evidence for a paleogeographic link between the Ossa-Morena Ediacaran basins and the West African craton. In: Ennih N, Liegeois JP (eds), *The boundaries of the West African Craton*, *Geol Soc Lond Special Publ* 297:385–408
- Pereira MF, Chichorro M, Solá AR, Silva JB, Sánchez-García T, Bellido F (2011) Tracing the Cadomian magmatism with detrital/inherited zircon ages by in-situ U–Pb SHRIMP geochronology (Ossa-Morena Zone, SW Iberian Massif). *Lithos* 123(1–4):204–217
- Pereira MF, Chichorro M, Johnston ST, Gutiérrez-Alonso G, Silva JB, Linnemann U, Hofmann M, Drost K (2012a) The missing Rheic Ocean magmatic arcs: provenance analysis of Late Paleozoic sedimentary clastic rocks of SW Iberia. *Gondwana Res* 22(3–4):882–891
- Pereira MF, Solá AR, Chichorro M, Lopes D, Gerdes E, Silva JB (2012b) North Gondwana assembly, break-up and paleogeography: U–Pb isotope evidence from detrital and igneous zircons of Ediacaran and Cambrian rocks of SW Iberia. *Gondwana Res* 22:866–881
- Pin Ch, Santos Zalduegui JF (1997) Sequential separation of light rare-earth elements, thorium and uranium by miniaturized extraction chromatography: application to isotopic analyses of silicate rocks. *Anal Chim Acta* 339:79–89
- Pin Ch, Kryza R, Oberc-Dziedzic T, Mazur S, Turniak K, Waldhausrová J (2007) The diversity and geodynamic significance of Late Cambrian (ca. 500 Ma) felsic anorogenic magmatism in the northern part of the Bohemian massif: a review based on Sm–Nd isotope and geochemical data. *Geol Soc Am Special Pap* 423:209–229
- Pupin JP (1980) Zircon and granite petrology. *Contrib Miner Petrol* 73:207–220
- Quesada C (1990) Precambrian successions in SW Iberia: their relationship to ‘Cadomian’ orogenic events. In: D’Lemos R, Strachan RA, Topley CG (eds) *The Cadomian orogeny*. *Geol Soc Special Publ* 51:353–362
- Quesada C (1991) Geological constraints on the Paleozoic tectonic evolution of tectonostratigraphic terranes in the Iberian Massif. *Tectonophysics* 185:225–245
- Quesada C (1997) Evolución geodinámica de la Zona de Ossa-Morena durante el ciclo Cadomiense. In: Araújo AA, Pereira MF (eds) *Estudo sobre a Geologia da Zona de Ossa-Morena (Maciço Ibérico)*. Livro de Homenagem ao Professor Francisco Gonçalves. University of Evora, pp 205–230
- Quesada C (2006) The Ossa-Morena zone of the Iberian Massif: a tectonostratigraphic approach to its evolution. *Z. dt. Ges. Geowiss* 157(4):585–595
- Quesada C, Sánchez-García T (2002) Cartografía geológica continua de la Zona Ossa-Morena, Escala 1:50.000. Instituto Geológico y Minero de España
- Quesada C, Bellido F, Dallmeyer RD, Gil Ibarra JI, Oliveira JT, Pérez Estaún A, Ribeiro A, Robardet M, Silva JB (1991) Terranes within the Iberian Massif: correlations with West African sequences. In: Dallmeyer RD, Lecorché JP (eds) *The West African orogens and Circum-Atlantic correlations*. Springer, Berlin, pp 267–294
- Romeo I, Lunar R, Capote R, Quesada C, Piña R, Dunning GR, Ortega L (2006) U/Pb age constraints on Variscan magmatism and Ni–Cu–PGE metallogeny in the Ossa-Morena Zone (SW Iberia). *J Geol Soc Lond* 163:1–9
- Rubio-Ordóñez A, Valverde-Vaquero P, Corretgé LG, Cuesta-Fernández LA, Gallastegui G, Fernández-González M, Gerdes M (2012) An early Ordovician tonalitic–granodioritic belt along the Schistose–Greywacke domain of the Central Iberian Zone (Iberian Massif, Variscan Belt). *Geol Mag* 149:927–939. doi:10.1017/S0016756811001129
- Rudnick RL, Gao S (2004) Composition of the continental crust. In: Rudnick RL (ed) *The crust treatise on geochemistry*, vol 3. Elsevier-Pergamon, Oxford, pp 1–64
- Salman K (2004) The timing of the Cadomian and Variscan cycles in the Ossa Morena Zone, SW Iberia: granitic magmatism from subduction to extension. *J Iber Geol* 30:119–132
- Sánchez Carretero R, Eguiluz L, Pascual E, Carracedo M (1990) Ossa-Morena Zone: igneous rocks. In: Dallmeyer RD, Martínez García E (eds) *Pre-Mesozoic geology of Iberia*. Springer, Berlin, pp 292–313
- Sánchez-García T, Pereira MF, Bellido F, Chichorro M, Silva JB, Valverde-Vaquero P, Pin C (2011) New geochemical and geochronological data of early Cambrian of SW Iberia: calc-alkaline magmatism in the transition from active to passive continental margin in North Gondwana. VII Hutton symposium on granites and related rocks, Avila, Extended Abstracts, 129–130. ISBN 13: 978-84-694-5253-0
- Sánchez-García T, Bellido F, Quesada C (2003) Geodynamic setting and geochemical signatures of Cambrian-Ordovician rift-related igneous rocks (Ossa-Morena Zone, SW Iberia). *Tectonophysics* 365:233–255
- Sánchez-García T, Quesada C, Bellido F, Dunning G, González de Tanago J (2008a) Two-step magma flooding of the upper crust during rifting: the Early Paleozoic of the Ossa-Morena Zone (SW Iberia). *Tectonophysics* 461:72–90
- Sánchez-García T, Bellido F, Pereira MF, López-Guijarro R, Quesada C, Chichorro M, Silva JB, Pin Ch (2008b) Expresión magmática temprana de un rift intracontinental en el margen de Gondwana durante el Cámbrico Inferior: Zona de Ossa-Morena (SW Macizo Ibérico, Portugal, España). *Geo-Temas* 10:1567–1572
- Sánchez-García T, Bellido F, Pereira MF, Chichorro M, Quesada C, Pin C, Silva JB (2010) Rift related volcanism predating the birth of the Rheic Ocean (Ossa-Morena Zone, SW Iberia). *Gondwana Res* 17(2–4):392–407
- Slama J, Dunkley DJ, Kachlik V, Kusiak MA (2008) Transition from island-arc to passive setting on the continental margin of Gondwana: U–Pb zircon dating of Neoproterozoic metaconglomerates from the SE margin of the Tepla–Barrandian Unit, Bohemian Massif. *Tectonophysics* 461:44–59
- Stacey JS, Kramers JD (1975) Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model. *Earth Planet Sci Lett* 26(2):207–221

- Tanaka T, Togashi S, Kamioka H, Amakawa H, Kagami H, Hamamoto T, Yuhara M, Orihashi Y, Yoneda S, Shimizu H, Kunimaru T, Takahashi K, Yanagi T, Nakano T, Fujimaki H, Shinjo R, Asahara Y, Tanimizu M, Dragusanu C (2000) JNd-1: a neodymium isotopic reference in consistency with LaJolla neodymium. *Chem Geol* 168:279–281
- Taylor SR, McLennan SM (1985) *The continental crust: its composition and evolution*. Blackwell Scientific Publication, Oxford, pp 1–312
- Whalen JB, Currie KL, Chappell B (1987) A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. *Contrib Miner Petrol* 95(4):407–419
- Winchester JA, Floyd PA (1977) Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chem Geol* 20(4):325–343
- Zulauf G, Dörr W, Fiala J, Vejnar Z (1997) Late Cadomian crustal tilting and Cambrian transtension in the Tepla'-Barrandian unit (Bohemian Massif, Central European Variscides). *Geol Rundsch* 86:571–584



# Age and characteristics of the Loma del Aire unit (SW Iberia): Implications for the regional correlation of the Ossa-Morena Zone



T. Sánchez-García<sup>a</sup>, C. Quesada<sup>a,e</sup>, F. Bellido<sup>a</sup>, G.R. Dunning<sup>b</sup>, Ch. Pin<sup>c</sup>, E. Moreno-Eiris<sup>d</sup>, A. Perejón<sup>d</sup>

<sup>a</sup> IGME, Ríos Rosas, n°23, 28003 Madrid, Spain

<sup>b</sup> Dept. Earth Sci., Memorial Univ. Newfoundland, St. John's, Nfld. A1B 3X5, Canada

<sup>c</sup> Dpt. Géologie, CNRS, Univ. Blaise Pascal, rue Kessler, 63038 Clermont-Ferrand, France

<sup>d</sup> Dpto. Paleontología, UCM, 28040 Madrid, Spain

<sup>e</sup> Dpto. Cristalografía y Mineralogía UCM, 28040 Madrid, Spain

## ARTICLE INFO

### Article history:

Received 10 September 2015

Received in revised form 19 February 2016

Accepted 26 February 2016

Available online 10 March 2016

### Keywords:

Geochemistry

U–Pb geochronology

Sm–Nd isotopes

Loma del Aire unit

Ossa-Morena Zone

Cadomian arc

## ABSTRACT

Finding of ca. 620 Ma old zircons in a volcanic rock of the Loma del Aire unit, one of many structural divisions in the Ossa Morena Zone, some years ago, attracted much attention to this unit, which would contain, if proven, the oldest rocks so far dated not only in Ossa Morena but also in the entire Iberian Massif. In this paper, new field, petrographic, whole-rock geochemical and Sm–Nd isotope data as well as new TIMS U–Pb zircon ages are presented, which collectively allow a much better characterization and dating as Cambrian of the rock sequence in the Loma del Aire unit; the previously found ca. 620 Ma old zircon population is now interpreted as xenocrysts incorporated in the Cambrian magma. Our data together with recently published provenance studies, bear important implications concerning the nature and evolution of the underlying lithospheric basement of the Ossa Morena Zone, which shares many characteristics with the Neoproterozoic peri-West-African craton arc systems currently exposed in the Precambrian inliers of the Moroccan Anti-Atlas, the North Armorican Zone of Brittany, Normandy and the Channel Islands (Cadomian Arc), and the Saxo-Thuringian and Teplá-Barrandian Zones of the Bohemian Massif. A correlation of the Ossa Morena zone with these arc systems in the Neoproterozoic and Early Paleozoic is thus proposed.

© 2016 Elsevier B.V. All rights reserved.

## 1. Introduction

It is currently agreed that the Variscan orogen in Western and Central Europe represents the eastern extremity of the broad Ouachita–Alleghanian–Variscan orogenic system that formed by the collision of Gondwana and Laurussia after closure of the Rheic Ocean in the Late Paleozoic (e.g. Winchester et al., 2002; Stampfli et al., 2002; Scotese, 2004; Murphy et al., 2006; Nance et al., 2010, 2012; Domeier and Torsvik, 2014). This collision was largely diachronous and culminated with the formation of Pangea in early Permian times (e.g. Warr, 2002; Murphy et al., 2009; Stampfli et al., 2013, and references therein). Significant advances in the last two decades, mainly in geochemistry, geochronology and provenance studies have allowed recognition of the cryptic suture zones (e.g. Clark et al., 1998; Sandeman et al., 2000; Franke, 2000; Nutman et al., 2001; Lardeaux et al., 2001; Matte, 2001; Kroner and Romer, 2013; Arenas et al., 2014, and references therein) and the various terranes of either Laurussian or Gondwanan derivation making up the Variscan orogen (e.g. Quesada 1991; Quesada et al., 1991;

Martínez Catalán et al., 1997, 2007, 2009; Franke, 2000; Matte, 2001; Stampfli et al., 2002, 2013; Simancas et al., 2003, 2005; Nance et al., 2010; Braid et al., 2011, 2012; Pereira et al., 2012a, b, c; Ballèvre et al., 2014). However, consensus is far from being achieved concerning the origin and nature of the various lithospheric terranes involved, mainly owing to the almost complete absence of basement exposures. In most Gondwanan-derived terranes no pre-Late Ediacaran rocks crop out in Europe. The exception is the North Armorican Zone of the French Armorican Massif, where a very complete record of arc-related igneous rocks covers most of the Cryogenian and Ediacaran Periods (Cadomian Arc; Brown et al., 1990; Chantraine et al., 2001; Nagy et al., 2002). This zone also includes the only exposure of Paleoproterozoic rocks in the entire Variscan belt (the ca. 2.0 Ga old Icart Gneiss of West-African affinities; Calvez and Vidal, 1978; Auvray et al., 1980; Vidal et al., 1981). Other than the North Armorican Zone, finding the source and deep nature of the lithospheric blocks involved in the Variscan orogen must be based on indirect observations such as inheritance or isotopic compositions.

Although with clear Gondwanan affinities, the Ossa Morena Zone of the southwestern Iberian Massif (Figs. 1 and 2) is bounded by two suture zones and thought to be one of such exotic (?) terranes whose correlation and nature is under discussion. It is widely agreed that the southern Ossa Morena Zone suture lies along the so-called Pulo do Lobo Zone

E-mail addresses: [t.sanchez@igme.es](mailto:t.sanchez@igme.es) (T. Sánchez-García), [quesada.cecilio@gmail.com](mailto:quesada.cecilio@gmail.com), [cquesada@ucm.es](mailto:cquesada@ucm.es) (C. Quesada), [ffbbmm50@gmail.com](mailto:ffbbmm50@gmail.com) (F. Bellido), [gunning@mun.ca](mailto:gunning@mun.ca) (G.R. Dunning), [c.pin@opgc.univ-bpclermont.fr](mailto:c.pin@opgc.univ-bpclermont.fr) (C. Pin), [eiris@ucm.es](mailto:eiris@ucm.es) (E. Moreno-Eiris), [aparqueo@ucm.es](mailto:aparqueo@ucm.es) (A. Perejón).

(Quesada, 1991; Fig. 2), formed in Variscan time, and records the closure of the Rheic Ocean (e.g. Quesada, 1991, 2006; Quesada et al., 1991; Pereira and Quesada, 2006; Azor et al., 2008; Braid et al., 2011, 2012). The much more cryptic northern suture lies and is reactivated along the Variscan Badajoz-Córdoba shear zone (Fig. 2) but its timing is largely debated. Some authors claim that it formed in Eo-Variscan times by closure of a narrow oceanic tract marginal to the main Rheic ocean (Azor et al., 1994, 2004; Simancas et al., 2001, 2003, 2005, 2009). Other authors propose a Neoproterozoic age for this northern Ossa Morena Zone suture and interpret that it formed in connection to an event of arc accretion to Gondwana mainland (Abalos and Eguiluz, 1990; Abalos et al., 1991; Quesada, 1990a, 1990b, 1991, 1997, 2006; Eguiluz et al., 2000). No matter the age of accretion of the Ossa Morena Zone to the other Gondwanan elements in the Iberian Massif (so-called Iberian Autochthon by Ribeiro et al., 1990a,b and Quesada, 1991), the critical point to assess is whether or not the lithospheric blocks underlying the two are different from one another. In this context, and given that the oldest rocks so far proven in the Iberian Massif are Late Ediacaran in age, finding any outcrop or evidence of pre-Late Ediacaran rocks or processes in any of the two terranes may be critical for correlation purposes and source identification.

In a previous systematic study of Precambrian and Paleozoic volcanic rocks in the Ossa Morena Zone we were able to date a population of igneous-looking euhedral prismatic zircon in a meta-rhyodacitic breccia of the so-called Loma del Aire Formation (Garrote, 1976). The age obtained ( $623 \pm 3$  Ma) by the TIMS U–Pb technique was a surprise for us since it is older by more than 40 Ma than any so far dated rock in the Iberian Massif, including the subduction-related Malcocinado formation of the Ossa Morena Zone (ca. 580–535 Ma old; e.g. Fricke, 1941; Sánchez-Carretero et al., 1989, 1990; Schäfer, 1990; Ochsner, 1993; Ordóñez, 1998; Pin et al., 2002; Bandrés et al., 2002, 2004; Salman, 2004; Carracedo Sánchez et al., 2007; López-Guijarro et al., 2008). This important finding was presented as a poster in a conference (Sánchez-García et al., 2007) and pushed us to further study the Loma del Aire unit. The ca. 620 Ma age is however very common in the Cadomian Arc sequence in Brittany and the Channel Islands,

especially in the so-called St. Brieuc unit of the North Armorican Zone (e.g. Brown et al., 1990; Chantraine et al., 2001; Nagy et al., 2002) and in the Neoproterozoic arc systems developed at or near the northern margin of the West-African craton currently exposed in the Moroccan Anti-Atlas (e.g. Saquaque et al., 1992; Aït Malek et al., 1998a, b; El Baghdadi et al., 2003; Inglis et al., 2005; Ennih and Liégeois, 2008; Ezzouhairi et al., 2008; Gasquet et al., 2008; Errami et al., 2009). The potential eastward extension of the North Armorican Zone in the Bohemian Massif corresponds to the Saxo-Thuringian and Teplá-Barrandian zones that have been traditionally correlated with the Ossa Morena Zone (e.g. Franke, 2000; Linnemann et al., 2000, 2008; Martínez Catalán, 2011; see Fig. 1). As in the latter, the exposed record in the Saxo-Thuringian and Teplá-Barrandian zones does not include rocks older than the Late Ediacaran.

Initially, we took the ca. 623 Ma age as that of the magmatic crystallization of the host meta-rhyodacitic breccia and speculated on the possibility that the unexposed basement of the Ossa-Morena Zone could hide an older part of the Cadomian Arc. This possibility was strengthened by some provenance studies published at the time and subsequently (e.g. Fernández-Suárez et al., 2002b; López-Guijarro et al., 2007; Pereira et al., 2008, 2011, 2012b), that show important Paleoproterozoic (ca. 2.0 Ga) and mainly Neoproterozoic (ca. 750–550 Ma) detrital zircon populations in the Late Ediacaran rocks of the Ossa Morena (the largely metasedimentary Serie Negra succession and the overlying, arc-related volcanosedimentary Malcocinado Formation). There is also a minor Late Archean (ca. 2.7 Ga) population and, very diagnostic, an almost absolute lack of Mesoproterozoic zircon grains. All these features are characteristic of the magmatic arcs that surrounded the West-African craton in the Neoproterozoic, such as the Cadomian arc (Aït Malek et al., 1998a, 1998b; Linnemann et al., 2000, 2004, 2007, 2008; Fernández-Suárez et al., 2002b; Walsh et al., 2002; Drost et al., 2004, 2007, 2011; Samson et al., 2005; D'Lemos et al., 2006; Abati et al., 2010). On the other hand, provenance studies in the Late Ediacaran sequences exposed in the other zones (Iberian Autochthon) of the Iberian Massif north of the Ossa Morena Zone (Fernández-Suárez et al., 2000, 2002a, 2014; Martínez Catalán et al., 2004; Pereira et al., 2012a;

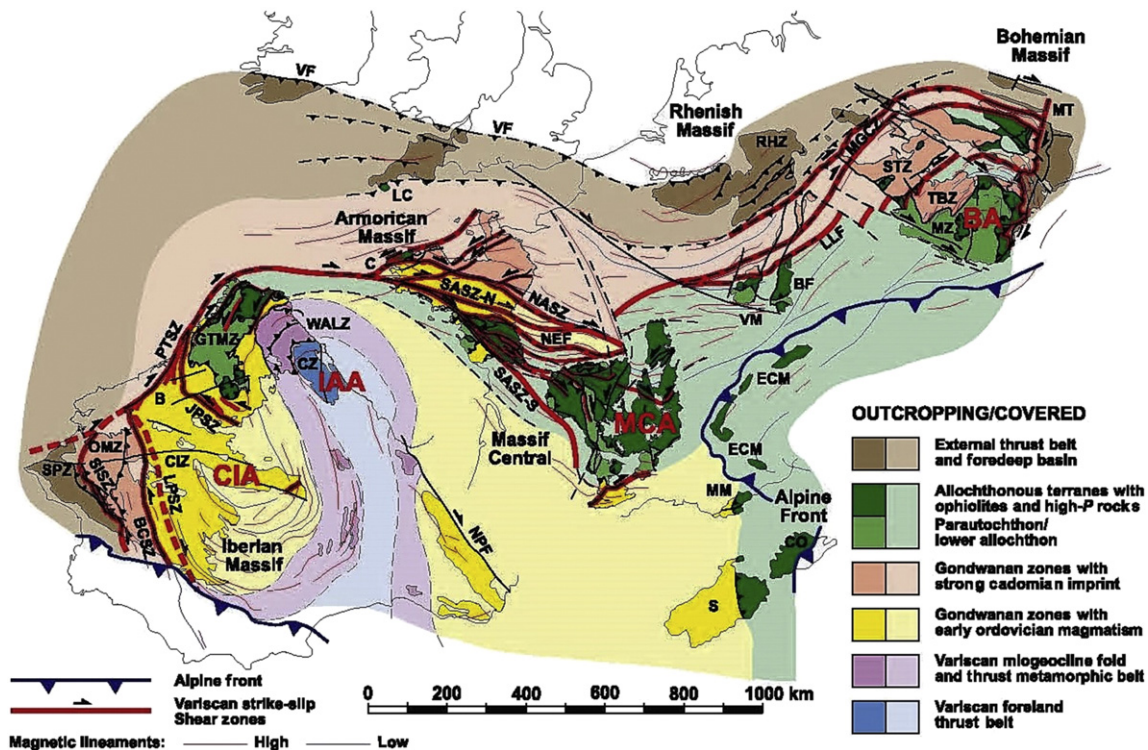


Fig. 1. Geological map of the European Variscan Belt (adapted from Martínez Catalán, 2011).

Gutiérrez-Alonso et al., 2015) systematically show a very distinctive Mesoproterozoic (ca. 1.0 Ga) detrital zircon population (the most abundant in many samples), extremely rare or absent in the West-African craton and its peripheral arcs, and also absent in the Neoproterozoic of Ossa Morena. This significant difference supports the presence of two distinct Neoproterozoic lithospheric elements in the basement of the Gondwanan part of the Iberian Massif: an Ossa Morena block, with peri-West-African craton arc affinity, and an Iberian Autochthon block, for which several authors suggest a position close to the boundary between the Arabian-Nubian shield and the Saharan metacraton in the Neoproterozoic (Bea et al., 2010; Villaseca et al., 2011; Meinhold et al., 2013; Neubauer, 2014). These data strengthen the interpretation of the boundary as a suture, although as stated above two alternative interpretations exist concerning the timing of their juxtaposition: either at the end of the Neoproterozoic (Abalos, 1992; Abalos et al., 1991; Quesada, 1990a, 1990b, 1991, 1997, 2006; Eguiluz et al., 2000) or in Eo-Variscan times (Azor et al., 1994, 2008; Simancas et al., 2001, 2003, 2005, 2009).

In order to find more evidence in support of our preliminary interpretation we initiated a new project with the aim of better characterizing the metavolcanic rocks in the Loma del Aire unit, obtaining new age data and comparing them with the younger arc-related sequences exposed in the Ossa Morena Zone (Malcocinado formation). The new age data determined and herein presented for the first time indicate that most metavolcanic rocks in the Loma del Aire unit are Cambrian in age, which was a second surprise, and forced us to include the rift-related Cambrian igneous rocks in the Ossa Morena (Sánchez-García et al., 2003, 2008a, 2008b, 2010) in our comparative study. This paper is aimed to show the main characteristics of the metavolcanic rocks in the Loma del Aire unit and compare them with those of different or similar age present in other units of the Ossa Morena Zone. Comparison is made through the analysis of the respective petrographic, geochemical and Sm–Nd isotope characteristics. In addition, the new TIMS U–Pb zircon data provide sound age constraints that facilitate the correlation of the rock succession in the Loma del Aire unit with the rift-related Cambrian sequences exposed in other units of the Ossa Morena Zone. Finally, the significance of the enigmatic ca. 620 Ma age initially obtained (Sánchez-García et al., 2007) is discussed and may still be very significant in terms of suggesting a peri-West-African location of the Ossa Morena Zone in the Neoproterozoic.

## 2. Regional setting

The Ossa-Morena Zone constitutes one of the major tectonic divisions in the southern part of the Iberian Massif, itself forming the southwestern extremity of the European Variscan Orogen (Fig. 1). First defined by Lotze (1945) on the basis of its singular stratigraphy and tectonic evolution as compared to other divisions of the Iberian Massif, it has since been the subject of much lively discussion, mainly concerning the location and significance of its boundaries and the relative importance of Neoproterozoic (Cadomian) orogenic processes as opposed to Late Paleozoic (Variscan) processes (Abalos, 1992; Abalos et al., 1991; Quesada, 1990a, 1990b, 1991, 1997, 2006; Azor et al., 1994, 2008; Eguiluz et al., 2000; Simancas et al., 2001, 2003, 2005, 2009). Several decades of intensive research together with systematic mapping performed by IGME and LNEG (Spanish and Portuguese Geological Surveys, respectively) have significantly improved our current understanding of the geology of the Ossa Morena Zone but consensus on the interpretation of its evolution is far from being achieved. The main reasons sustaining the discrepancies lie in several facts: 1) extreme structural complexity, 2) fragmentary stratigraphic record within many structural subdivisions, and 3) paucity of geochronological data.

As a whole the stratigraphy exposed within the Ossa Morena Zone comprises Neoproterozoic and Paleozoic meta/sedimentary and meta/volcanic successions intruded by a variety of meta/plutonic rocks.

Sedimentation/magmatism took place under time-evolving paleogeographic/paleotectonic regimes, including (Quesada, 1991, 2006; Chichorro et al., 2008; Pereira et al., 2011, 2012c; Álvaro et al., 2014): 1) Neoproterozoic (Late Ediacaran) arc growth and accretion (Cadomian orogeny), 2) Cambrian–Early Ordovician rifting, 3) Ordovician–Devonian passive margin evolution, and 4) Late Paleozoic convergence culminating in continent–continent collision (Variscan orogeny). The Neoproterozoic basement was variably reactivated during subsequent tectonic events, but in places the original features are still preserved. On the other hand, the Paleozoic record in the Ossa Morena Zone shows a complete Wilson cycle (Ribeiro et al., 1990a; Quesada, 1991). The so-called Variscan cycle initiated in the Early Cambrian with an important rifting event that led to opening a brand new ocean (Rheic Ocean) and culminated with its closure. The record of the rifting event in the Ossa Morena Zone is very complete (probably the most complete and varied in the whole Variscan Belt) and includes two successive periods of enhanced igneous activity (Sánchez-García et al., 2003, 2008a, 2008b, 2010). Remnants of the Rheic Ocean are interpreted to occur in the Pulo do Lobo Zone which delimits the Ossa Morena Zone southern margin (Fig. 2). After the opening of the Rheic ocean the Ossa Morena Zone underwent a passive margin evolution in the northern continental margin of Gondwana, which came to a halt in late Early Devonian time when progressive oceanic closure initiated the collision of Gondwana with Laurussia (Variscan orogeny) that lasted until the Early Permian (Quesada, 1991, 2006). Once the Variscan orogeny was over, the Ossa Morena Zone as well as most part of the Iberian Massif became consolidated and no significant penetrative reactivation has taken place since the Permian.

The latest event (Variscan orogeny) was dominated by (sinistral) transpressional processes in this part of the orogen (Burg et al., 1981; Ribeiro et al., 1990a; Quesada, 1991; Quesada and Dallmeyer, 1994) and is held responsible for the main structural traits of the Ossa Morena Zone, especially the extreme compartmentalization along NW–SE sinistral strike–slip fault zones into sigmoidal-shaped blocks; the resulting overall architecture being that of a huge strike–slip duplex (Fig. 2). This typically thick-skinned tectonic regime led to lateral juxtaposition of tectonic units that were originally separated from one another. Furthermore, variable transpressional uplift/erosion and/or subsidence of the different blocks during their Variscan displacement and deformation resulted in juxtaposition of different crustal levels across the strike–slip faults, which accounts for the fragmentary record exposed within each block.

The Loma del Aire unit (Garrote, 1976), is one of many fault-bounded structural units making up the Ossa-Morena Zone strike–slip duplex (Figs. 2 and 3). Its correlation, age and interpretation have been controversial owing to a lack of fossils and complex polyphase deformation, locally much more penetrative than in the adjacent units. The exposed record is composed of two laterally related successions: a metasedimentary siliciclastic succession predominant in the western part of the exposure, and a complex succession made of marbles and volcanic tuffs and lavas (Loma del Aire Formation; Garrote, 1976), better developed in the central and eastern parts of the unit (see inset in Fig. 3). Metamorphic grade is low or very low. A potential correlative of the Loma del Aire unit occurs north of the main outcrop at the southernmost belt of the Sierra Albarrana unit (Fig. 3). There, it consists of a volcanosedimentary succession (Encinaje member; Delgado Quesada, 1971) which overlies through an apparently conformable contact the so-called Azuaga Formation, also of controversial age (Neoproterozoic; Delgado Quesada, 1971; Abalos and Eguiluz, 1990; Abalos et al., 1991; Quesada, 1990a, 1990b, 2006; or Lower Cambrian, Apalategui et al., 1985a; Azor et al., 1994, 2004).

## 3. Loma del Aire unit

The Loma del Aire unit forms a NW–SE trending, sigmoidal shape outcrop, relatively close to the northern limit of the Ossa Morena

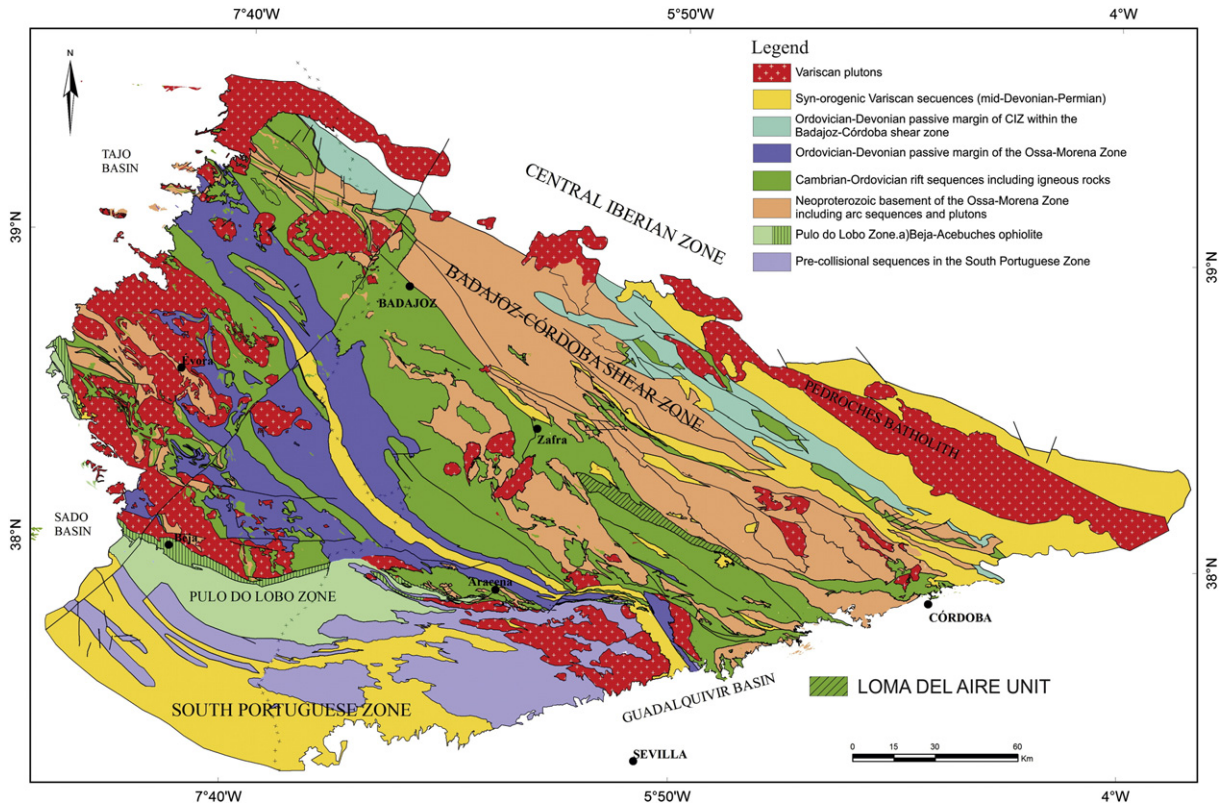


Fig. 2. Major divisions in the Ossa-Morena Zone defining a sinistral strike-slip duplex structure (adapted from Quesada, 2006).

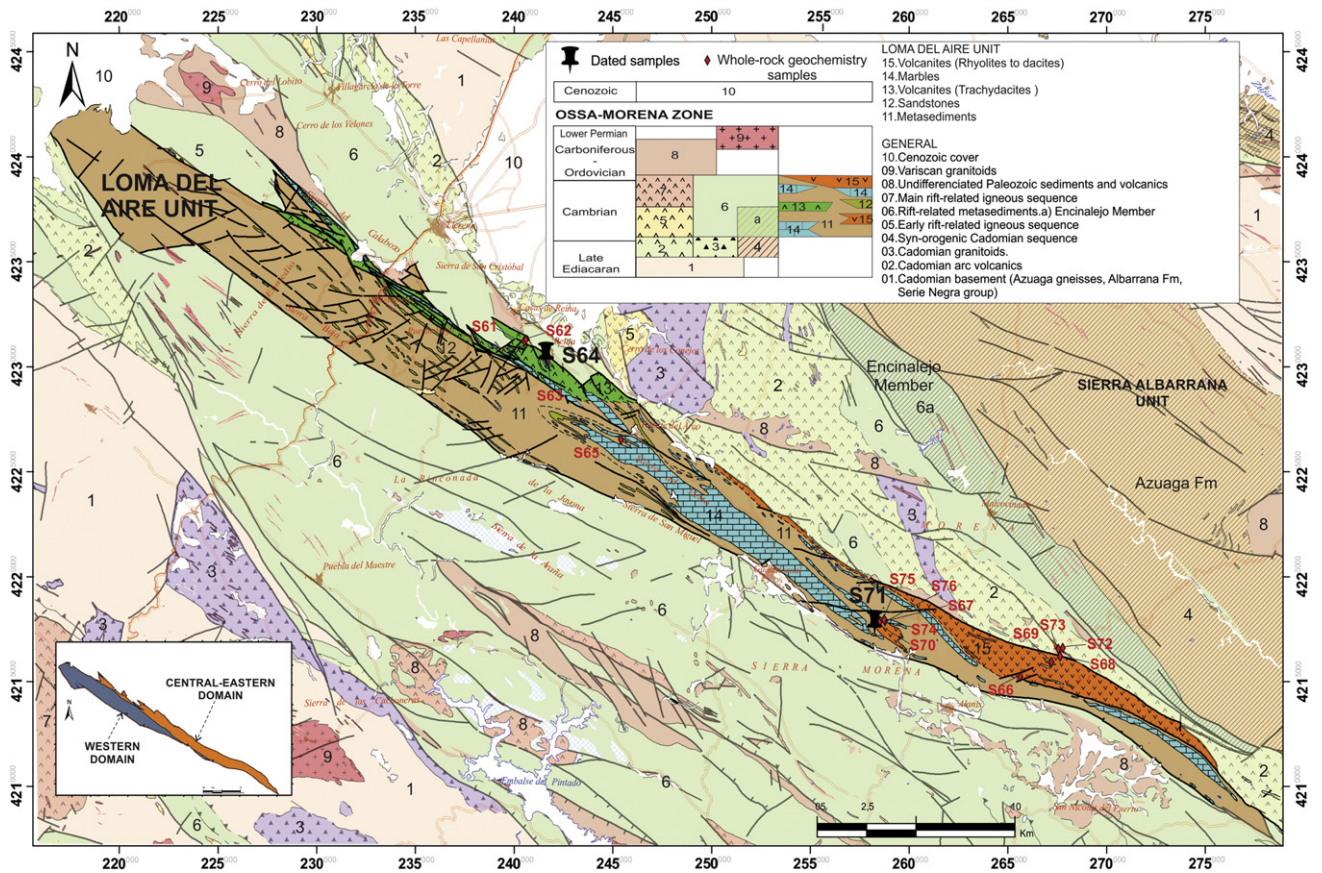


Fig. 3. Geological map of part of the Ossa Morena Zone highlighting the Loma del Aire unit. Inset: map distribution of structural domains within the Loma del Aire unit.

(Fig. 2) and bounded by sinistral strike-slip faults with a SW-verging thrust component. This extends for some 70 km in length with less than 5 km maximum width, from immediately east of Fuente de Cantos (Badajoz province) to a few kilometers east of San Nicolás del Puerto (Sevilla province), where it wedges out, westwards and eastwards, respectively (Fig. 3). In this paper no attention is paid to the potential correlative of the Loma del Aire Formation (Encinalejo member; Delgado Quesada, 1971) in the Sierra Albarrana unit (Fig. 3).

Two subunits or domains are to be considered: a predominantly metasedimentary western domain and a predominantly metavolcanosedimentary central-eastern domain (see inset in Fig. 3).

### 3.1. Field characteristics

Severe internal compartmentalization and complex polyphase deformation makes the establishment of a sound stratigraphy of the Loma del Aire unit extremely difficult. Continuous sections are no longer than a few tens of meters. In this context, the only division possible is that already outlined of a predominantly metasedimentary western domain and a predominantly metavolcanosedimentary central-eastern domain.

An apparently stratigraphic contact shows the metasedimentary succession predominant in the western domain laterally and towards the top of the predominantly metavolcanosedimentary succession (Loma del Aire formation) in the central-eastern domain (Apalategui et al., 2007). In lithological terms the metasedimentary succession is composed of a thin-bedded alternation of very fine-grained, white and ochre colored shales and sandstones with minor interbedded tuff lenses and some concordant rhyolitic sills. In the outcrops, these thin-bedded rocks show flat plane-parallel boundaries. The volumetrically subordinate volcanic rocks are mainly rhyolitic and are dominated by massive types, aphanitic to fine-grained in texture and light colored (green to pinkish). Porphyritic types are very scarce, with some quartz phenocrysts in these cases. This mostly metasedimentary succession is strongly deformed, showing at least two generations of folds and associated penetrative cleavage planes. Additionally, the structure is locally complicated by superimposed late-stage tectonic brecciation.

Four main lithological associations may be distinguished in the central-eastern domain of the Loma del Aire unit: i) planar, thin-bedded (cm-scale) alternations of black shales and marbles that locally show a chaotic organization, disharmonic folds and dismembered layers, suggesting slumping; ii) metric to decametric thick volcanic packages mainly interbedded in the previous facies with a decameter to hectometer lateral continuity; iii) decametric to kilometric long, metric to hectometric thick packages of thick-bedded massive and laminated white-pink marbles with minor metatuffaceous (felsic and intermediate) and metapelitic interbeds; and iv) centimetric metasandstone/shale alternations with turbiditic features.

The volcanic component within the Loma del Aire unit consists of lavas, breccias, and tuffs that appear interbedded mainly within the thin-bedded black shale-marble alternation of the central-eastern domain. Compositions range from andesite to rhyolite, with colors ranging from ochre to gray and purple. In the western domain, porphyritic types dominate albeit aphanitic types also occur. The porphyritic character is due to the presence of abundant millimeter-size plagioclase phenocrysts. Lithic fragments of porphyritic lavas with similar compositions to those of the surrounding matrix are also common. Irregular shaped lenses of very fine-grained volcaniclastic and epiclastic rocks can be seen intercalated with the lava and breccia deposits. Scarce green colored chert lenses appear in some outcrops.

In the central-eastern domain, mainly rhyolitic and dacitic rocks crop out, dominated by massive types, aphanitic to fine-grained and light colored (green to pinkish). Quartz-porphyritic types are very scarce.

As a whole, the rocks exposed within the Loma del Aire tectonic unit are affected by polyphase deformation, with at least two superimposed

phases of folding and their associated axial-plane cleavages, coeval with a regional metamorphism reaching low-to-very low grade at the exposed level of erosion.

### 3.2. Petrography of the Loma del Aire igneous rocks

In this study, 20 new igneous rock samples from the Loma del Aire unit are taken into account. Igneous rocks in the western domain are represented by submarine volcanic and volcaniclastic rocks with compositions varying between trachyandesite and rhyodacite. Within the lavas, both massive and brecciated types are common. The most common textures are porphyritic, with plagioclase and, in some cases, quartz phenocrysts. Altered amphibole phenocrysts also occur, and to a lesser extent, mica and possibly pyroxene phenocrysts. In some more differentiated (felsic) rocks a few altered phenocrysts appear that could be derived from the transformation of anorthoclase. The matrix texture can be microcrystalline, felted or trachytic, and is mainly composed of plagioclase microliths and varying proportions of quartz, opaque minerals and secondary minerals (phyllosilicates and epidote). It may show primary fluidal orientation, defined by the preferred alignment of plagioclase microliths. Among the accessory minerals apatite, opaque minerals and zircon are found.

Volcaniclastic rocks show tuffaceous or brecciated textures, and are comprised of a mass of monomictic lithic fragments and phenocrysts. Angular fragmented crystals are very common (quartz, plagioclase, amphibole). They have a fine or heterogranular matrix of fragmentary origin, whose composition is similar to that of the clasts. In these rocks the matrix is variably recrystallized and secondary carbonatization can be relatively significant. In addition, as a result of the Variscan deformation, variably oriented post-crystallization fabrics are defined and phenocrysts may be cracked and deformed.

In the central-eastern domain, igneous rocks show more varied compositions than those of the western domain. Some correspond to rhyolitic to dacitic porphyries and breccias. These rocks are very felsic, and are composed of quartz and plagioclase phenocrysts embedded in a matrix of microcrystalline quartz-feldspathic composition with subordinate proportions of sericite and chlorite. In some cases relics of biotite are preserved as well as microcrystals of muscovite and feldspar. This matrix can display primary fluidal orientation and their crystallinity is heterogeneous. Textures can be microcrystalline, felted or partially trachytic. Accessory minerals include opaque minerals, zircon, ankerite and hematite. The opaque minerals may form microphenocrysts in some cases. Discordant veinlets of potassium feldspar (adularia), which frequently contain titanite granules, are locally found in some of these rocks.

Another type of igneous rock in the central-eastern domain is a porphyritic rock with a subvolcanic aspect, very rich in subautomorphic and automorphic plagioclase crystals, with lesser amounts of potassium feldspar. They contain interstitial altered mafic minerals that in some cases appear to derive from amphibole. Potassium feldspar can replace plagioclase irregularly. Among the accessory phases, opaque minerals, titanite, apatite and zircon are found. In some interstitial domains, micro-granophytic intergrowths with some quartz can be observed.

Other types of metavolcanic rocks present in the Loma del Aire central-eastern domain are represented by volcanogenic sandstones and rhyolite/andesite tuffs, composed essentially of quartz, plagioclase and phyllosilicates (muscovite, sericite). Zircon, rutile, tourmaline, opaque and carbonates appear as the most common accessory minerals. Some of these rocks are andesitic crystal tuffs very rich in plagioclase crystals, with a fine-grained matrix composed mainly of plagioclase and chlorite. They can show an irregular and diffuse compositional banding.

Tuffs richer in chlorite-plagioclase matrix with foliated porphyroclastic fabrics and foliated trachyandesitic tuffs may also appear. These tuffs may contain some lithic fragments and their matrix is rich in plagioclase crystals. Irregular carbonate impregnations or

diffuse veins are not uncommon. Other tuffs are of albitic type, and have a very fine-grained heterogeneous matrix consisting essentially of quartz and albite. These rocks contain sparse mono and polycrystalline clasts mainly of albite, and abundant rusty ankerite microcrystals.

Among the metasedimentary rocks associated with these volcanic rocks, lenses of micro-breccias and purple shales with abundant fine-grained components and varying proportions of lithic fragments and soft clasts (sandstones, tuffs, siltstones and mudstones) are common. Among the clastic components, crystalline fragments of quartz and plagioclase and variable proportions of opaque minerals are found. These shales and microbreccias are mainly associated with the submarine volcanic breccias.

Other lithologies present are epiclastic tuffs, fine-grained sandstones and siltstones, mainly composed of angular and sub-rounded clasts of quartz and plagioclase, although subordinate detrital feldspar grains and mica plates appear in some case. Apatite, zircon, opaque minerals and tourmaline are found as accessory minerals. The proportion of fine matrix composed of phyllosilicates, quartz and feldspar is variable. The finer-grained interbeds consist of shales and siltstones, composed of variable proportions of sericite, chlorite, quartz and plagioclase, along with zircon, opaque minerals and tourmaline as accessory minerals.

As in the western domain these rocks are affected by polyphase Variscan deformation and metamorphism (low to very low grade) and show as a result several generations of variably defined tectonic fabrics, including a late-stage heterogeneous brittle brecciation.

The laminated marbles are affected by low grade metamorphism, resulting in a mosaic of fine crystals that largely replaced the original components of the carbonates. No bioclastic debris are observed, whereas a brecciated texture accentuated by numerous veins of diagenetic cements is remarkable.

## 4. Analytical results

### 4.1. Whole-rock geochemistry of the Loma del Aire igneous rocks

In this study we present new geochemical data (Table 1) of 16 volcanic rock samples belonging to the most representative lithologies within the Loma del Aire unit. Whole-rock analyses of the major and most trace elements were undertaken by XRF spectrometry at IGME Laboratories (Tres Cantos, Madrid) using a MagiX PAN analytical spectrometer equipped with a Rh tube. The major elements were analyzed on glass disks of powdered rocks fused with lithium tetraborate. Trace elements were analyzed in pressed pellets using PROTRACE software. Na contents were determined by AAS spectrometry in samples fused with lithium metaborate and dissolved with an acid solution. REE concentrations were determined by ICP-MS with an Agilent 7500 CE spectrometer from samples fused with lithium metaborate and dissolved with an acid solution. LOI were determined by ignition at 950 °C. The RMS (root mean square) relative to concentration varies between 1.65% (Fe) and 52% (P) for the major elements, between 1.8% (Rb) and 35% (Hf) for the trace elements, and is lower than 5% for the REE.

The principal geochemical characteristics of the volcanic rocks studied may be outlined as follows:

They are mostly silica-oversaturated ( $\text{SiO}_2 = 55.2\text{--}80.8\%$ ), metaluminous to peraluminous and Na-dominated (average  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} = 0.48$ ) (Table 1 and Fig. 4). Their geochemical compositions range between sub-alkaline (calcalkaline) basaltic andesites to rhyolites (Fig. 4A). Average REE contents are 130 ppm and display a gentle LREE enrichment respect to HREE ( $\text{La}/\text{Yb} = 4.9$ ). Eu anomalies vary from moderate negative values to weakly positive (Table 1 and Fig. 4B). Average Nb content is 9.7 ppm while average Y content is 34 ppm. It should be noted that despite an average Zr content of 241 ppm, some samples in the central-eastern domain show higher Zr contents (430 to 647 ppm) (Table 1). The geochemical characterization of the tectonic

setting of these rocks is not straightforward, as they overlap both anorogenic and orogenic fields in the Whalen et al.'s (1987) and Pearce et al.'s (1984) diagrams (Figs. 5A, 5B). However, all samples plot in the orogenic arc field in Wood's (1980) diagram (Fig. 5C).

### 4.2. U–Pb geochronology

The analyses presented in Table 2 were performed at the Geochronology Laboratory located in the Department of Earth Sciences, Memorial University of Newfoundland (Canada), according to the following sample preparation procedure and analytical technique.

The zircon fractions selected for ID-TIMS were pre-treated with the chemical abrasion (CA) method of Mattinson (2005). Zircon annealing was carried at 900 °C for 48 h and the chemical attack was done with conc. HF in Krogh-type minibombs at 180 °C for 12 h. Final zircon dissolution was achieved after placing the bomb at 200 °C for 72 h. The procedure for extraction and purification of Pb and U is a scaled-down version of that of Krogh (1973). A  $^{205}\text{Pb}\text{--}^{235}\text{U}$  spike was used to obtain the U/Pb ratios by isotope dilution (ID). Isotopic ratios were measured with a MAT262 TIMS multi-collector mass spectrometer equipped with an axial secondary electron multiplier (SEM) ion counter. The instrument is set up to do measurements both with static multiple Faraday detectors and in peak-jumping mode using the SEM. For static measurements the  $^{204}\text{Pb}$  was measured with the calibrated SEM (92–93% Yield calibration). The Pb measurements were done in the 1400–1560 °C range, and U was measured in the 1580–1600 °C interval. Data reduction was done using in-house software. All isotopic ratios are corrected for mass fractionation, blank and initial common Pb after the model of Stacey and Kramers (1975) and uncertainties are reported at the  $2\sigma$  level. Ages were calculated with the decay constants of Jaffey et al. (1971). The weighted average  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  ages and their uncertainties, reported at the 95% confidence interval, were calculated with IsoPlot 3.0 (Ludwig, 2001).

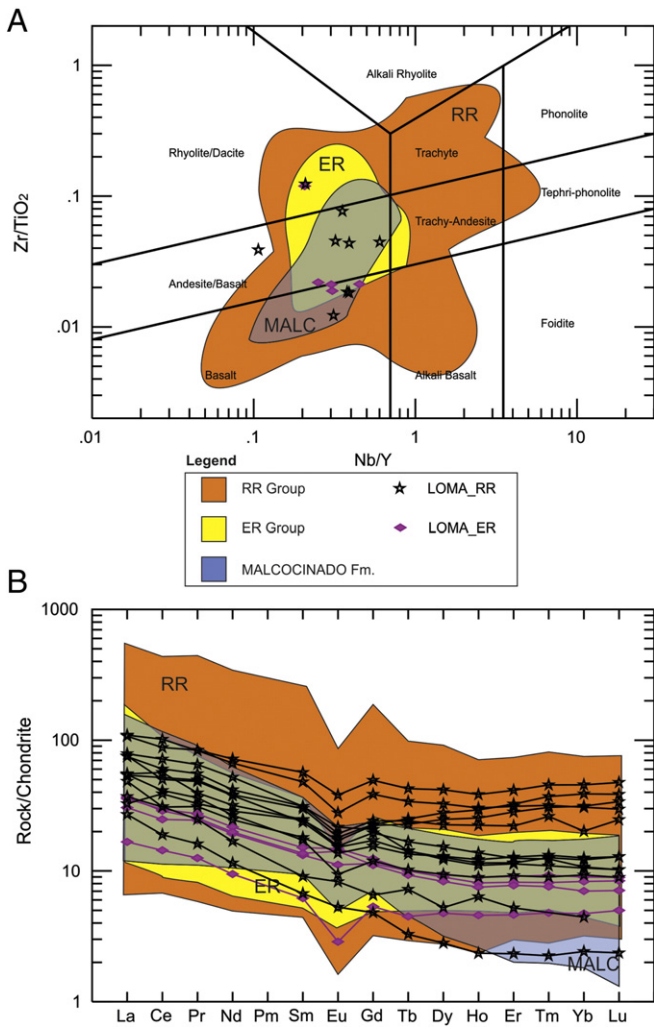
We analyzed two samples by the TIMS U–Pb technique: sample S64 and sample S71 (see Table 2 and Figs. 3, 6, 7 and 8). Sample S64 is a porphyritic trachydacite breccia in the western domain with plagioclase, amphibole and minor quartz phenocrysts (Fig. 6-A and B). This sample provided a  $526 \pm 2$  Ma age from triplicate concordant analyses (Fig. 7A), which is within the range found in previous works of our team for the so-called *Early Rift-related Igneous Event* (Sánchez-García et al., 2003, 2008a, 2008b, 2010).

Sample S71, from the central-eastern domain, is a brecciated trachydacite sill with plagioclase and quartz (minor) phenocrysts and some felsic and glassy rock fragments wrapped by a very penetratively deformed matrix made of secondary phyllosilicates and quartz ribbons (Fig. 6-C and D). A locally very intense, late stage brittle tectonic brecciation also affects this rock. Deposition as veinlets along the brittle fracture network of secondary K-feldspar (adularia), epidote and oxides accounts for the higher than average K and Fe contents of this sample (see Table 1). This sample yielded a complex set of zircon grains, among which, two optically indistinguishable, concordant zircon populations with highly contrasting ages deserve special attention. Both sets of zircon grains consist of igneous-like, clear euhedral prisms with no sign of recrystallization rims or resorption features (Fig. 8). The oldest fraction was the one we initially dated (Sánchez-García et al., 2007) and yielded a nearly concordant  $623 \pm 3$  Ma age (analyses Z1 and Z2 in Fig. 7B), which was previously misinterpreted as that of crystallization of the igneous protolith. The youngest zircon fraction yielded a nearly concordant  $505.4 \pm 2$  Ma age (analyses Z4 and Z5 in Fig. 7B) that is consistent with the age range established for the so-called *Main Rift-related Igneous Event* in our previous works on Cambrian–Ordovician, Ossa Morena Zone igneous rocks (Sánchez-García et al., 2003, 2008a, 2008b, 2010). Besides, the sample yielded another, highly discordant fraction (analysis Z3 in Fig. 7B) that probably represents inheritance from the magmatic source. A *Discordia* line through Z4 and Z5 (interpreted to reflect the crystallization age of this rock) and Z3 has



**Table 1**  
Major and trace elements data for the Loma del Aire Unit.

Sample	S61	S62	S63	S64	S65	S66	S67	S68	S69	S70	S71	S72	S73	S74	S75	S76
Massif	LOMA-ER	LOMA-ER	LOMA-ER	LOMA-ER	LOMA-ER	LOMA-RR	LOMA-RR	LOMA-RR	LOMA-RR	LOMA-RR	LOMA-RR	LOMA-RR	LOMA-RR	LOMA-RR	LOMA-RR	LOMA-RR
Lithology	Trachy-dacite	Trachy-dacite	Trachy-dacite breccia	Trachy-dacite breccia	Rhyolitic tuff	Felsic epiclastite	Brecciated Rhyolite	Andesitic tuff	Trachy-andesite tuff	Rhyolite	Brecciated trachydacite	Dacitic porphyry	Dacitic porphyry	Rhyolitic tuff	Rhyolitic tuff	Trachy rhyolite
SiO <sub>2</sub>	66.44	71.68	59.23	60.65	80.84	78.41	73.96	56.41	55.15	71.29	58.89	67.66	71.13	71.66	73.45	73.50
TiO <sub>2</sub>	0.63	0.52	0.59	0.47	0.13	0.52	0.15	1.15	1.08	0.61	0.88	0.96	0.51	0.63	0.42	0.56
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16.32	14.51	15.71	14.69	7.85	11.24	14.98	16.60	14.72	13.07	17.81	12.47	13.04	12.49	14.32	12.89
FeO	5.04	3.78	5.29	3.89	4.65	2.79	1.26	7.50	7.09	5.33	7.15	7.30	5.33	5.49	2.47	4.35
MnO	0.06	0.02	0.09	0.09	0.12	0.02	0.02	0.17	0.13	0.04	0.07	0.12	0.09	0.03	0.05	0.01
MgO	0.14	0.10	0.40	0.14	0.23	0.50	0.10	4.34	3.27	0.15	0.35	2.27	0.71	0.15	0.10	0.16
CaO	0.24	0.19	4.75	6.03	0.19	0.11	0.40	1.95	5.78	0.31	1.23	0.45	0.37	0.37	0.63	0.51
Na <sub>2</sub> O	8.05	8.18	4.83	6.10	1.70	1.52	7.36	3.99	6.82	5.12	2.55	4.61	4.61	4.45	6.67	4.68
K <sub>2</sub> O	1.27	0.17	3.55	1.85	1.56	2.85	0.68	0.02	1.22	2.17	3.25	0.49	2.27	2.90	0.74	1.62
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.09	0.09	0.09	0.08	0.25	0.05	0.05	0.25	0.25	0.05	0.17	0.20	0.06	0.02	0.05	0.03
PPC	1.14	0.43	4.86	5.60	1.97	1.68	1.05	6.75	6.37	1.25	3.72	2.26	1.30	1.22	0.93	1.21
Total	99.41	99.68	99.39	99.57	99.48	99.69	100.00	99.13	101.89	99.39	96.07	98.79	99.42	99.39	99.82	99.52
Ba	383.90	60.70	692.50	506.56	205.00	510.00	352.40	314.70	107.30	597.80	1200.00	302.90	719.00	–	–	342.00
Hf	–	–	–	–	2.80	6.00	–	–	7.60	11.90	0.90	12.50	21.00	–	–	4.50
Nb	5.90	4.10	5.40	4.30	7.10	9.00	3.00	7.00	9.90	25.00	11.00	19.10	18.00	–	–	7.30
Ni	18.90	19.00	22.50	15.84	19.00	27.00	16.80	54.60	37.90	19.30	12.00	21.80	22.00	8.00	4.00	10.00
Rb	31.10	5.10	82.90	47.40	69.00	93.00	15.40	33.90	1.50	43.10	70.00	11.10	32.00	34.00	17.00	62.00
Sr	173.00	86.10	212.90	286.30	69.00	54.00	380.70	129.90	251.70	89.70	186.00	60.80	43.00	72.00	288.00	127.00
Sc	8.30	3.90	11.80	11.00	5.00	6.00	3.70	20.60	20.80	11.40	25.00	17.70	10.00	–	–	9.00
Th	3.20	2.10	2.70	–	7.90	8.00	2.17	2.30	4.40	10.70	8.60	7.10	11.00	8.30	2.70	16.90
V	26.80	24.20	37.30	38.70	17.00	57.00	9.90	162.40	140.10	5.90	167.00	21.70	9.00	0.80	0.80	3.00
Zn	33.80	4.00	19.30	55.77	51.00	5.00	3.00	67.70	153.30	9.20	152.00	94.50	46.00	32.90	27.80	12.00
Zr	135.70	113.10	119.20	110.00	154.50	233.00	67.20	152.70	210.00	478.20	176.30	452.00	647.00	430.00	157.00	222.40
La	11.20	6.12	13.10	13.50	20.30	20.00	9.93	28.90	13.60	40.10	27.80	12.00	39.40	27.50	17.80	19.80
Ce	23.70	13.75	28.30	27.60	54.20	39.50	18.13	68.60	29.50	97.30	47.90	37.20	84.10	57.70	29.70	–
Pr	3.35	1.72	3.75	3.47	5.41	4.96	2.21	8.93	4.26	11.40	6.62	4.48	11.50	7.60	3.40	6.80
Nd	13.70	6.72	15.40	14.10	22.60	19.00	8.17	37.00	17.50	47.50	26.80	20.40	51.10	29.70	12.00	27.20
Sm	3.05	1.43	3.48	3.15	5.72	3.98	1.55	7.20	4.17	11.10	5.46	5.67	13.10	7.20	2.10	6.93
Eu	0.97	0.25	1.29	1.23	1.35	0.82	0.46	1.88	1.19	2.42	1.32	1.49	3.31	1.68	0.72	1.57
Gd	3.49	1.63	3.79	3.39	5.99	3.65	1.47	6.36	4.74	11.80	5.24	6.82	15.10	7.40	2.00	6.96
Tb	0.58	0.26	0.58	0.54	0.97	0.59	0.19	0.83	0.78	1.97	0.82	1.32	2.47	1.40	0.42	1.45
Dy	3.60	1.81	3.42	3.17	5.83	3.58	1.07	4.67	4.93	12.40	4.84	9.46	15.90	8.60	2.00	10.60
Ho	0.76	0.39	0.69	0.64	1.17	0.76	0.20	0.94	1.04	2.58	0.98	2.16	3.27	1.90	0.54	2.49
Er	2.26	1.15	2.04	1.93	3.11	2.29	0.58	2.82	3.18	7.77	2.87	7.03	10.30	5.50	1.30	8.08
Tm	0.33	0.17	0.29	0.27	0.44	0.32	0.08	0.39	0.47	1.13	0.45	1.09	1.62	0.93	–	1.32
Yb	2.23	1.17	2.06	1.74	2.66	2.31	0.60	2.61	3.12	7.61	3.02	7.76	11.30	5.00	1.10	9.63
Lu	0.34	0.19	0.32	0.27	0.39	0.34	0.09	0.39	0.49	1.13	0.49	1.29	1.81	0.94	–	1.47
Y	19.50	9.06	17.60	17.10	34.30	23.00	4.97	22.40	26.10	70.50	28.20	59.50	85.90	44.70	13.60	68.20
UTMXED50	240.451	240.537	241.554	241.552	245.350	265.582	258.719	267.590	267.156	258.272	258.200	267.720	267.498	258.450	258.700	258.700
UTMYED50	4231.174	4231.256	4230.530	4230.529	4226.500	4215.219	4217.870	4216.186	4215.918	4217.787	4217.750	4216.565	4216.522	4217.800	4217.925	4217.925



**Fig. 4.** Geochemical features of the volcanic rocks in the Loma del Aire unit plotted over the fields defined by other Neoproterozoic and Cambrian igneous rocks in the Ossa Morena Zone for comparison. A) Zr/Ti vs Nb/Y diagram (Winchester & Floyd, 1977, modified by Pearce, 1996). B) Chondrite-normalized REE patterns (normalizing values from Taylor and McLennan, 1985). Shaded areas correspond to compositional ranges of previously published data (Sánchez-García et al., 2003, 2008a, 20a0) according to the following legend, RR Group: Cambrian–Lower Ordovician Main rift-related igneous sequence, ER Group: Cambrian–Lower Ordovician Early rift-related igneous sequence, MALC- Late Ediacaran arc-related Malcocinado formation. Loma\_RR and Loma\_ER refer to rocks in the Loma del Aire unit assigned to the respective rift-related sequences.

an upper intercept with the *Concordia* curve at  $2257 \pm 117$  Ma (Fig. 7B; 70% probability of fit). We interpret this number as an approximation to the age of the crustal source of the magma from which this rock crystallized. Coexistence of the two apparently identical sets of zircon grains but with a ca. 115 Ma age difference plus another discordant fraction in the same sample poses a serious interpretation problem that will be addressed in the discussion section.

#### 4.3. Sm–Nd isotopes

Four samples from the Loma del Aire unit (see Fig. 3 for location) have been studied in this work for their Sm–Nd isotopic signatures, by using isotope dilution thermal ionization mass spectrometry techniques adapted from Le Fèvre and Pin (2005). Briefly, the samples were fused with a  $\text{LiBO}_2$  flux in an induction furnace; the resulting melt was quenched and dissolved in dilute HCl containing a mixed  $^{149}\text{Sm}$ – $^{150}\text{Nd}$  tracer. The resulting solution was passed through a conventional cation-exchange column to get rid of most unwanted elements, before a fraction containing the LREE was stripped with 5 M  $\text{HNO}_3$ . Then, Sm

and Nd were separated from other elements and from each other by extraction chromatographic techniques based on TRU and Ln resins, and measured by TIMS as described by Pin and Santos Zalduegui (1997), except that a Thermo Finnigan Triton instrument (GIS Laboratory, Nîmes University) was used for Nd analyses.

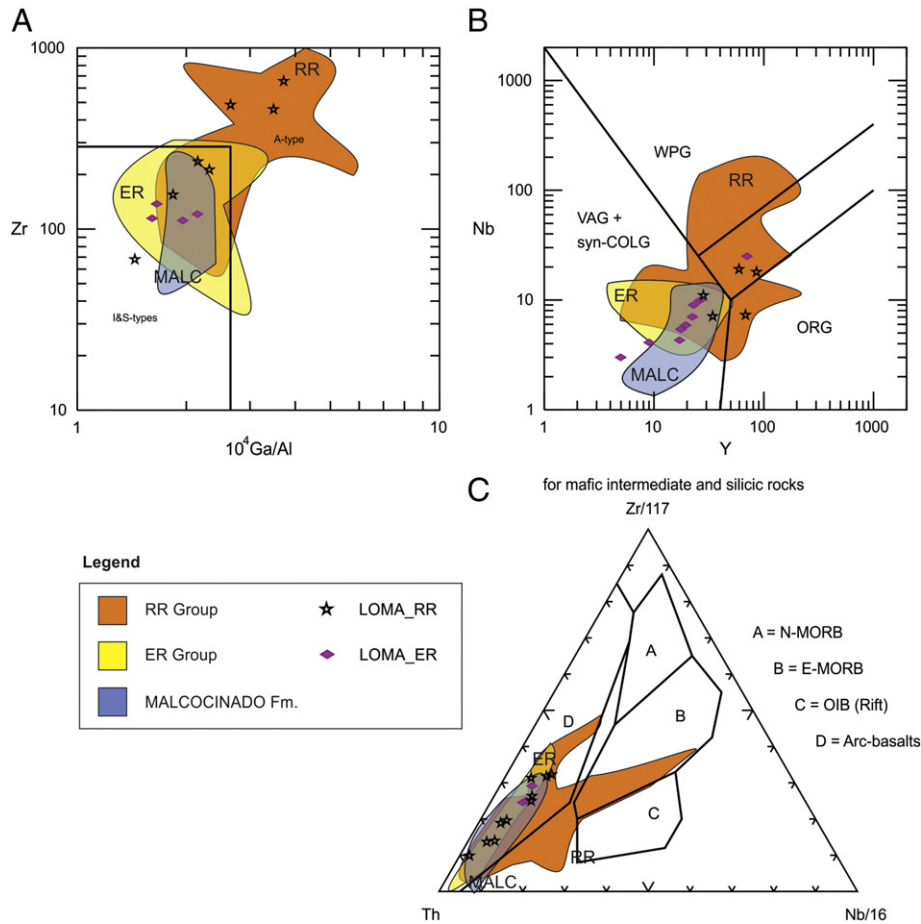
The results are listed in Table 3, together with the corresponding present-day and initial epsilon values calculated by using the CHUR (Chondritic Uniform Reservoir) parameters of Jacobsen and Wasserburg (1980) and the emplacement ages of ca. 505 or ca. 526 Ma, and depicted in Fig. 9. Depleted mantle model ages ( $T_{\text{DM}}$ ) calculated with the model of DePaolo (1981) are also given in Table 3. Two samples correspond to the dated trachydacite breccia (S64, ca. 526 Ma) and the brecciated trachydacite (S71, ca. 505 Ma), respectively. Besides these samples, a plagioclase-rich, andesite crystalline tuff (S68) and a felsic epiclastite (S66) have also been analyzed. The three purely igneous samples display positive initial epsilon values, ranging from +0.5 in the brecciated trachydacite S71 to +3.8 in the andesite tuff S68, through +1.4 in the trachydacite breccia S64. The felsic epiclastite S66 has a distinctly negative  $\epsilon_{\text{Nd}_{505 \text{ Ma}}}$  isotope signature (−4.1), implying that the averaged source of this volcanoclastic sample was enriched in LREE on a time-integrated basis. Along with the  $T_{\text{DM}}$  model age of 1.36 Ga, far in excess of the Cambrian deposition age, this negative value suggests that, even though volcanogenic components occur in this rock, it was probably overwhelmed by an epiclastic component dominated by old, recycled continental crust materials.

In contrast, the radiogenic Nd isotope signature of the three igneous rocks shows that, in spite of their distinct enrichment in LREE ( $0.114 < ^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} < 0.130$ ; Table 3), the magmas from which these samples crystallized were extracted from source reservoirs that were depleted in Nd relative to Sm (that is, depleted in LREE) on a time-integrated basis. This might reflect a depleted mantle source which suffered a recent enrichment event, as commonly observed in within-plate alkali basalts. However, the evolved chemical composition of the studied samples (dacitic to rhyolitic) clearly precludes a direct mantle derivation. Possibly, the dacitic liquids might have evolved from basaltic parental magmas through fractional crystallization. The ca. 0.75 Ga  $T_{\text{DM}}$  Nd model age of the most radiogenic sample studied in this work might tentatively be interpreted to provide, along with the ca. 0.62 Ga inherited zircons found in S71, a crude estimate for the extraction of the inferred crustal protoliths of the Loma del Aire volcanics from an ensimatic, arc-type, depleted mantle. The much older model ages (ca. 1 Ga) of the two less radiogenic samples reflect the increasing contribution of ancient, recycled crustal components.

#### 5. Discussion

As outlined in the introduction, the age and correlation of the rock sequences in the Loma del Aire unit have been controversial, being the subject of a lively debate since its definition by Garrote (1976). On the basis of the presence of abundant volcanic and subvolcanic rocks, some authors have considered the Loma del Aire Formation to be Neoproterozoic and correlative to the arc-related, volcanosedimentary Malcocinado Formation (Fricke, 1941), widespread across the Ossa Morena Zone (Apalategui et al., 1985a,b; Sánchez-Carretero et al., 1989, 1990; Quesada, 1990a,b, 1997). Other authors (Azor et al., 1994, 2004; Apalategui et al., 2007) have proposed an Early Cambrian age based on the presence in the Loma del Aire unit of important metacarbonates and siliciclastic metasediments; a rock association that characterizes the so-called Detrital–Carbonate Formation, Early Cambrian in age, widespread across the Ossa Morena Zone (Moreno Eiris, 1987; Liñán Guijarro and Quesada, 1990; Perejón, 1994).

Clearly, the new U–Pb zircon ages presented herein invalidate the first option, as in spite of the significant differences between the Loma del Aire unit (lack of fossils, more intense deformation) and the fossiliferous and well dated Cambrian formations in the Ossa Morena Zone, the



**Fig. 5.** Tectonic discrimination diagrams from volcanic rocks samples in the Loma del Aire unit plotted over the fields defined by other Neoproterozoic and Cambrian igneous rocks in the Ossa Morena Zone for comparison. A) Whalen et al. (1987). B) Y vs. Nb, Pearce et al. (1984). C) Wood (1980). Legend as in Fig. 4.

volcanic rocks dated herein are undoubtedly Cambrian in age. However, the remaining characteristics of the Loma del Aire unit outlined in the previous section, those of the volcanic rocks in particular, also share many similarities with both Neoproterozoic (Malcocinado Formation) and Cambrian (rift-related igneous sequences of Sánchez-García et al., 2003, 2008a, 2008b, 2010). These differences and similarities are the foundations sustaining the debate over the last decades, and are discussed next.

### 5.1. Comparison with other igneous rocks in Ossa Morena

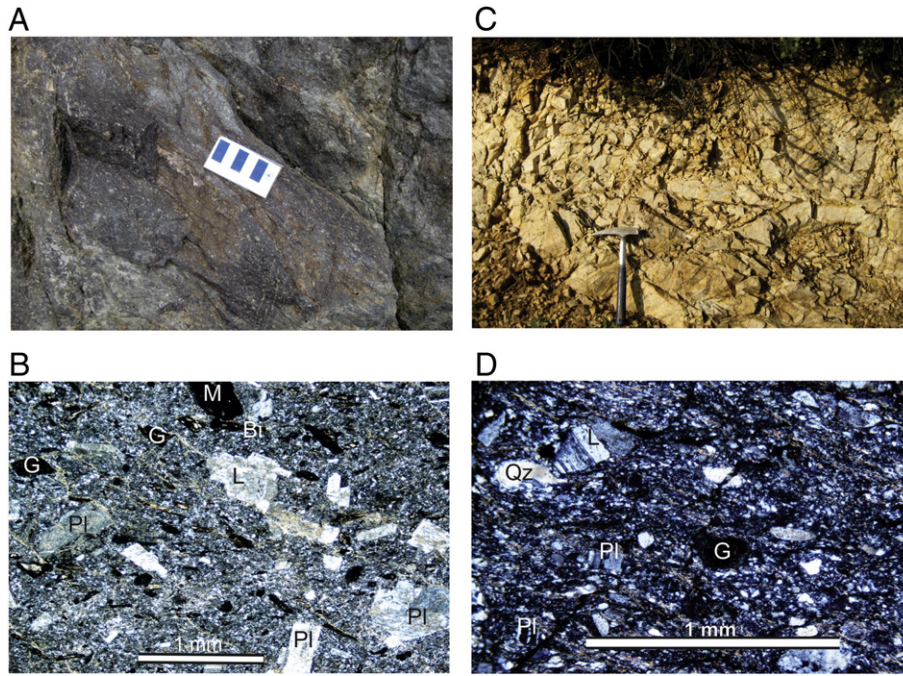
Possible correlatives in the Ossa Morena Zone of the igneous rocks of the Loma del Aire unit are: i) the Neoproterozoic Malcocinado Formation (Fricke, 1941), interpreted as subduction-related arc rocks (Sánchez-Carretero et al., 1989, 1990; Pin et al., 2002; Carracedo Sánchez et al., 2007), and ii) the rift-related Cambrian–Lower Ordovician rocks (Sánchez-García et al., 2003, 2008a, 2008b, 2010). On the

**Table 2**  
U–Pb data for rocks of the Loma del Aire Unit.

Fraction	Weight [mg]	Concentration		Measured			Corrected atomic ratios					Age [Ma]			
		U [ppm]	Pb rad	total common Pb [pg]	206Pb	208Pb	206Pb	207Pb	207Pb	207Pb	206Pb	207Pb	207Pb		
<i>S64 Trachydacite breccia</i>															
Z1 4 clr coarse prm E	0.006	427	35.2	3	4436	0.0678	0.08507	40	0.6796	28	0.05794	14	526	527	528
Z2 6 clr coarse prm E	0.009	213	17.5	8	1289	0.0662	0.08486	56	0.6758	44	0.05776	24	525	524	521
Z3 2 clr coarse prm E	0.003	214	17.7	4	801	0.0762	0.08487	70	0.6756	88	0.05774	64	525	524	520
<i>S71 Brecciated trachydacite</i>															
Z1 2 lrg clr stubby Ab	0.004	90	9.8	16	162	0.1936	0.10170	52	0.8548	184	0.06096	120	624	627	638
Z2 2 lrg clr stubby Ab	0.002	86	9.6	4	271	0.2228	0.10047	88	0.8101	216	0.05848	146	617	603	548
Z3 4 lrg euh prm E	0.004	41	4.4	7	167	0.1281	0.10397	70	1.1509	246	0.08028	154	638	778	1204
Z4 5 sharp euh prm E	0.005	125	10.5	8	411	0.1410	0.08155	40	0.6447	68	0.05734	54	505	505	505
Z5 3 sharp euh prm E	0.003	89	7.5	10	153	0.1379	0.08156	62	0.6517	186	0.05795	154	505	510	528

Notes: Z1 = zircon fraction 1; 2,3,4 = number of crystals in the fraction; Ab = sampled abraded (cf. Krogh 1982); clr = clear; lrg = large; euh = euhedral; prm = prism; E = chemically abraded (cf. Mattinson, 2005).

Atomic ratios have been corrected for spike, fractionation, laboratory procedure common lead blank of 2–3 picograms and initial common lead. Uncertainties (2 sigma) are reported after the isotopic ratios and refer to the final digits.



**Fig. 6.** Field photographs and photomicrographs of the two dated samples. A and B: Sample S64, C and D: Sample S71. Legend: B—biotite, G—volcanic glass, L—lithic fragment, M—mafic mineral, Pl—plagioclase.

basis of refined stratigraphy, geochemistry, Nd isotopes and geochronology, the latter authors were able to distinguish an *Early rift-related igneous event*, ca. 530–525 Ma in age, and a *Main rift-related igneous event*, ca. 517–500 Ma in age.

Concerning lithology, the spread of compositions in the Loma del Aire unit overlaps those of the potential correlatives, with the exception of the Cambrian *Early* event which is almost exclusively rhyolitic in composition. Therefore, little distinction is possible based on composition.

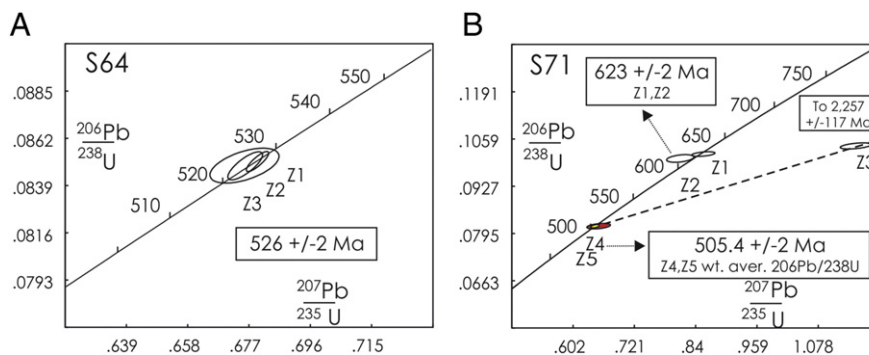
The situation is very similar concerning geochemistry. Our data from Loma del Aire samples also overlap the fields defined for all three possible correlatives (Figs. 4 and 5). For this comparison, published geochemical data from different authors have been used (Pin et al., 2002; Sánchez-García et al., 2003, 2008a, 2008b, 2010; Bellido Mulas et al., 2007; Carracedo Sánchez et al., 2007) as well as unpublished data from IGME.

There is consensus that the so-called Malcocinado Formation (Fricke, 1941) has a chemical signature typical of calc-alkaline subduction-related arc rocks (Sánchez-Carretero et al., 1989, 1990; Pin et al., 2002; Carracedo Sánchez et al., 2007, López-Guijarro et al., 2008). Available radiometric ages allow bracketing the igneous activity between ca. 580 and 535 Ma (Schäfer, 1990; Ochsner, 1993; Ordóñez, 1998; Bandrés et al., 2002, 2004; Salman, 2004). In the light of our

new U–Pb zircon ages this age interval precludes the correlation of the Loma del Aire rocks with the Malcocinado Formation. Even the ca. 620 Ma old zircon population in sample S71 is older by more than 40 Ma than the oldest rock dated so far in the Malcocinado Formation.

As for the Cambrian rift-related rocks, the geochemical characteristics of both groups, *Early* and *Main*, partly overlap each other and their overlapping area also overlaps that of the Malcocinado Formation (Figs. 4 and 5). This suggests a connection between all three groups of rocks, which has been interpreted to be the result of a common lithospheric source (Sánchez-García et al., 2003, 2008a, 2008b, 2010; Bellido Mulas et al., 2007). However, the rocks belonging to the *Main rift-related igneous event* show a much wider spread in composition and geochemical characteristics, including alkaline types, which suggests a contribution of magmas derived from other sources (depleted and OIB mantle sources, eventually contaminated during ascent by mixing/assimilation with/of crustal magmas or rocks; Sánchez-García et al., 2003, 2008a, 2008b, 2010).

Our samples from the Loma del Aire unit are not very distinctive among them or with the three aforementioned potential correlatives (see Figs. 4 and 5 and Table 4). Nevertheless, we can distinguish two groups of rocks within the Loma del Aire unit, one overlapping the *Early rift-related event* field (ER in Figs. 4 and 5) and other overlapping



**Fig. 7.** U–Pb concordia diagrams for the two dated samples. Data reported in Table 2.

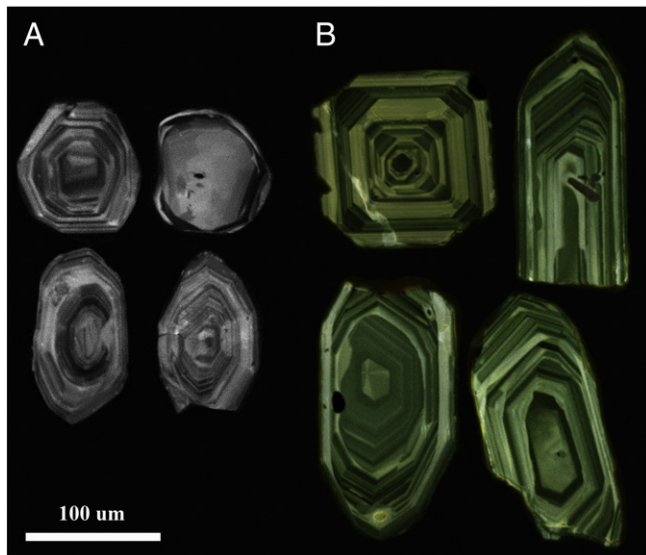


Fig. 8. Cathodoluminescence images of representative igneous zircon prisms from the brecciated trachydacite (S71) on the left, and trachydacite breccia (S64) on the right.

the *Main rift-related event* field (RR in Figs. 4 and 5). This distinction is consistent with the existence of two different ages in the rocks dated herein, especially because they are included within the age brackets defined in previous work for the two rift-related groups, respectively (Sánchez-García et al., 2003, 2008a, 2008b, 2010).

### 5.2. Significance of the U–Pb zircon ages

The two different Cambrian ages (ca. 526 Ma and ca. 505 Ma) yielded by the two analyzed samples are interpreted as crystallization ages of the respective protoliths and indicate the existence of a protracted history of igneous emplacement in the Loma del Aire unit. The fact that each of them falls within one of the age ranges established for the two rift-related events recognized elsewhere in the Ossa Morena Zone may be indicative that the two events might be also represented in the Loma del Aire unit. However, the high structural compartmentalization of this unit together with locally intense penetrative deformation prevents the clear identification of the two superposed sequences on stratigraphic grounds. The older rocks appear to be concentrated in the northwestern part of the central-eastern domain whereas younger rocks appear to prevail in the southeastern part of it.

The odd ca. 620 Ma old zircons in the same sample that yielded the ca. 505 Ma population represents a serious challenge to the interpretation of this rock. The pristine igneous appearance of the old zircon grains makes very unlikely that they represent inherited residues from the source of the host, ca. 505 Ma melt. The lack of any sign of reworking (dissolution surfaces, recrystallization rims or evidence of Pb-loss) points to a xenolithic nature, either as part of rhyolitic rock fragments or as xenocrysts, mechanically incorporated into the ca. 505 Ma magma during ascent through the crust. An implication that may be derived from the co-existence of the two zircon populations is that the faint felsic rock clasts seen in this rock (Fig. 6D) might likely represent rock fragments incorporated from the conduit walls during ascent.

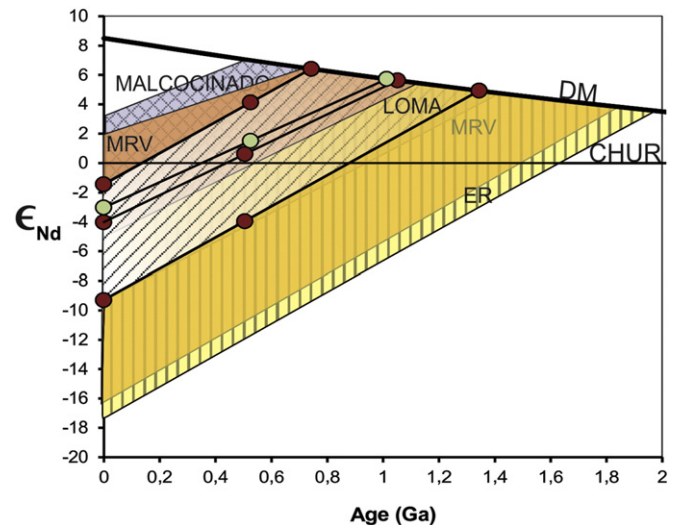


Fig. 9.  $\epsilon_{Nd}(t)$  versus age diagram (DePaolo and Wasserburg, 1976; DePaolo, 1981) of Loma del Aire samples plotted over the fields defined by other Neoproterozoic and Cambrian igneous rocks in the Ossa Morena Zone for comparison. Legend as in Fig. 4.

This interpretation explains the absence of discordant or mixed ages; the ca. 620 Ma zircons probably belonged to a felsic rock fragment whereas the younger ones crystallized from the magma now making the matrix of the host rock.

A second derivative of this odd situation is that it strongly suggests presence of a ca. 620 Ma old crust composed of calc-alkaline igneous rocks underneath the Loma del Aire unit and, by extension, the Ossa Morena Zone as a whole. This point is important for the regional correlation of this zone, which can be tentatively established as equivalent to the North Armorican Zone in Brittany, Normandy and the Channel Islands and the arc systems at the periphery of the West African craton currently exposed in the Moroccan Anti-Atlas, where coeval arc-related rocks are widespread (e.g. Brown et al., 1990; Saquaque et al., 1992; Aït Malek et al., 1998a, b; Chantraine et al., 2001; Nagy et al., 2002; El Baghdadi et al., 2003; Inglis et al., 2005; Ennih and Liégeois, 2008; Ezzouhairi et al., 2008; Gasquet et al., 2008; Errami et al., 2009).

Further support to the proposed correlation is given by recently published provenance studies in the Ossa Morena Zone and other Gondwanan-affinity zones in the Iberian Massif. The record of inherited zircons in Neoproterozoic and Early Paleozoic rocks, both igneous and detrital in the Ossa Morena Zone, shows two main peaks at the Neoproterozoic (ca. 750–540 Ma) and the Paleoproterozoic (ca. 2.0 Ga). There is also a minor Late Archean (ca. 2.7 Ga) population and, very diagnostic, an almost absolute lack of Mesoproterozoic zircon grains (e.g. Fernández-Suárez et al., 2002b; López-Guijarro et al., 2007; Pereira et al., 2008, 2011, 2012b). Again, this age distribution is characteristic of the magmatic arcs that surrounded the West-African craton in the Neoproterozoic, such as the Cadomian arc in Brittany and the arc systems at the periphery of the West African craton exposed in the Moroccan Anti-Atlas (Aït Malek et al., 1998a, b; Fernández-Suárez et al., 2002b; Walsh et al., 2002; Samson et al., 2005; D'Lemos et al., 2006; Abati et al., 2010). A similar age distribution has been described in the Neoproterozoic sequences of the Saxo-Thuringian and Teplá-Barrandian zones of the Bohemian Massif (Linnemann et al., 2000,

Table 3  
Sm–Nd isotope data.

Sample	Lithology	Age T (Ma)	Sm (ppm)	Nd (ppm)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	2 s.e.	$\epsilon_{Nd}(0)$	$\epsilon_{Nd}(T)$	$T_{DM}$
S64	Trachydacite breccia	526	3.58	16.7	0.1299	0.512482	3	–3.1	1.4	1.03
S66	Felsic epiclastite	505	3.67	19.4	0.1145	0.512161	3	–9.3	–4.1	1.36
S68	Andesitic tuff	505	7.20	38.1	0.1143	0.512563	2	–1.5	3.8	0.75
S71	Brecciated trachydacite	505	5.60	27.0	0.1254	0.512431	4	–4.1	0.5	1.06

**Table 4**  
Average geochemical data of the potential correlatives of the Loma del Aire unit.

Group	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	Zr	Nb	La/Yb	Eu	REE	Y
LOMA	5.08	1.66	241.14	9.72	4.89	0.80	129.86	34.04
RR	3.10	3.33	473.34	49.18	7.73	0.63	288.54	56.95
ER	2.64	4.32	177.66	8.81	7.55	0.53	134.62	26.38
MALC	4.60	1.72	128.98	5.90	5.92	0.83	100.02	22.13

2004, 2007, 2008; Drost et al., 2004, 2007, 2011). In turn, provenance studies in Late Ediacaran and Early Paleozoic sequences outcropping in the other Gondwanan-derived zones of the Iberian Massif north of the Ossa Morena Zone (Iberian Autochthon) systematically show (Fernández-Suárez et al., 2000, 2002a, 2014; Martínez Catalán et al., 2004; Pereira et al., 2012a; Gutiérrez-Alonso et al., 2015) a very distinctive Late Mesoproterozoic (ca. 1.0–1.2 Ga) detrital zircon population (the most abundant in many samples) and a longer record of Neoproterozoic grains (ca. 850–550 Ma) than that in Ossa Morena rocks. These zircon populations are extremely rare or absent in the West-African craton and its peripheral arcs, and also absent in the Neoproterozoic of Ossa Morena. This outstanding difference indicates the presence of two distinct Neoproterozoic lithospheric terranes in the basement of the Gondwanan part of the Iberian Massif: an Ossa Morena block, with peri-West-African craton arc affinity, and an Iberian Autochthon block, for which several authors suggest a position close to the boundary between the Arabian–Nubian shield and the Saharan metacraton in the Neoproterozoic (e.g. Bea et al., 2010; Villasaca et al., 2011; Meinhold et al., 2013; Neubauer, 2014).

### 5.3. Implications of the Sm–Nd results

Our limited Nd isotope results do not establish a clear difference among the samples that may help distinguishing the two Cambrian age groups described above within the Loma del Aire unit (see Fig. 9 and Table 3). The spread of  $\epsilon\text{Nd}_i$  values may be related to variable mixing of juvenile magmas derived from depleted mantle sources with others derived from enriched lithospheric mantle or crustal sources. In fact, the radiogenic Nd isotope signature of our igneous rocks shows that, in spite of their distinct enrichment in LREE ( $0.114 < {}^{147}\text{Sm}/{}^{144}\text{Nd} < 0.130$ ; see Table 3), the magmas from which these samples crystallized were extracted from source reservoirs that were depleted in Nd relative to Sm (that is, depleted in LREE) on a time-integrated basis. This might reflect a depleted mantle source which suffered a recent enrichment event, as commonly observed in within-plate alkali basalts. Indeed, Cambrian age basaltic lavas of typical within-plate affinity occur in profusion elsewhere in the Ossa-Morena Zone during the so-called *Main rift-related igneous event* (Sánchez-García et al., 2003, 2008a, 2008b, 2010). These rocks were extracted from mantle sources characterized by a long term depletion of the LREE (as documented by their Nd isotopes: one group with  $\epsilon\text{Nd}_i$  ca. +4, the other with  $+1 < \epsilon\text{Nd}_i < +2$ ; Sarríoanandía et al., 2012) which were enriched in incompatible elements at the time of, or shortly before, basaltic melt generation. However, the evolved chemical composition of the studied samples (dacitic to rhyolitic) clearly precludes a direct mantle derivation. Possibly, the dacitic and rhyolitic liquids might have evolved from basaltic parental magmas through fractional crystallization, eventually contaminated during ascent by mixing with crustal derived magmas and/or assimilation of crustal rocks. Although the limited number of samples analyzed does not allow us to get any detailed insight into the petrogenetic processes, it can be seen that assimilation coeval with fractional crystallization (AFC) was not the sole process involved, since sample S71 (with 58.9 wt.% SiO<sub>2</sub>) has a significantly less radiogenic Nd isotope signature ( $\epsilon\text{Nd}_i = +0.5$ ) than the chemically more evolved (60.7 wt.% SiO<sub>2</sub>) sample S64 ( $\epsilon\text{Nd}_i = +1.4$ ). Alternatively, and perhaps more plausibly in view of the local geological context, the apparent decoupling between

the observed LREE-enriched chemical features and the radiogenic Nd isotope signature (implying a secular LREE depletion of the ultimate source reservoir) might be explained in terms of inheritance from relatively recent, juvenile crustal protoliths, or incorporation/assimilation of country rocks, as also suggested by the presence of the  $623 \pm 3$  Ma old zircons in sample S71. Specifically, rocks similar to the broadly andesitic rocks of Late Ediacaran age that crop out in the Ossa Morena Zone (the arc-related Malcocinado Formation) and/or somewhat older rocks with similar compositions (the source of the ca. 620 Ma old zircons) might also occur in the basement underlying the Loma del Aire unit and could represent a potential source reservoir. Indeed, these outcropping volcanics are characterized by LREE-enrichment combined with positive initial  $\epsilon\text{Nd}$  values (Pin et al., 2002; López-Guijarro et al., 2008). During the Mid to Late Cambrian episodes of rifting, underplating and intrusion of within-plate basalts might have triggered partial melting of deep seated correlatives of these andesites *sensu lato*, thereby producing LREE-enriched felsic magmas with radiogenic Nd isotopes and broadly “orogenic arc” geochemical features. It is emphasized that, if this “crustal source” scenario is correct, the trace element geochemical features would be largely *inherited* from the Late Proterozoic igneous, lower crustal sources, and would not convey any useful information on the actual geodynamic setting that prevailed during the Cambrian igneous events (Pereira et al., 2006), as suggested for the Late Cambrian felsic anorogenic magmatism of the northern Bohemian Massif (Pin et al., 2007). In the same scenario, the ca. 0.75 Ga  $T_{\text{DM}}$  Nd model age of the most radiogenic sample studied in this work might tentatively be interpreted to provide a crude estimate for the extraction of the inferred crustal protoliths of the Loma del Aire volcanics from an ensimatic, arc-type, depleted mantle. This ca. 0.75 Ga model age is roughly coeval to initiation of subduction-related magmatism in the Cadomian and peri-West-African craton arcs (e.g. Brown et al., 1990; Saquaque et al., 1992; Ait Malek et al., 1998a, b; Chantaine et al., 2001; Nagy et al., 2002; El Baghdadi et al., 2003; Inglis et al., 2005; Ennih and Liégeois, 2008; Ezzouhairi et al., 2008; Gasquet et al., 2008; Errami et al., 2009) and we suggest that it might reinforce their proposed correlation with the Ossa Morena Zone. The much older model ages (ca. 1 Ga) of the two less radiogenic samples reflect the increasing contribution of ancient, recycled crustal components, either as interbedded clastic sediments in the Neoproterozoic lower crustal source, or as contaminant during ascent of the Loma del Aire magmas through the crust during the Cambrian igneous events, or both.

### 5.4. Geodynamic scenario

On the basis of numerous data obtained from the outcropping rocks, it is widely accepted that the geodynamic evolution of the Ossa Morena Zone during the Late Neoproterozoic through Early Paleozoic timespan records a rapid transition from a subduction-related regime to one dominated by intracontinental rifting processes (Sánchez-Carretero et al., 1989, 1990; Ribeiro et al., 1990a; Quesada, 1990a, 1990b, 1991, 1997, 2006; Abalos et al., 1991; Ochsner, 1993; Pin et al., 2002; Bandrés et al., 2002, 2004; Sánchez-García et al., 2003, 2008a, b, 2010; Salman, 2004; Etxebarria et al., 2006; López-Guijarro et al., 2008; Chichorro et al., 2008; Sarríoanandía et al., 2012; Álvaro et al., 2014). The rift event started in the Lower Cambrian, produced the breakup of a part of Gondwana (Avalonia *sensu lato*) and culminated in opening of the Rheic Ocean in Lower Ordovician times (Pin, 1990; Quesada, 1991, 2006; Pin and Marini, 1993; Linnemann et al., 2000, 2004, 2007, 2008; Sánchez-García et al., 2003, 2008a, 2008b, 2010; Drost et al., 2004, 2007, 2011; López-Guijarro et al., 2007; Nance et al., 2010).

Our new U–Pb zircon data indicate that the Loma del Aire volcanic rocks were erupted/deposited during the Cambrian; i.e. coeval to the aforementioned rift events. The two different crystallization ages obtained (ca. 526 Ma and ca. 505 Ma) fall within the age ranges of the so-called *Early* and *Main rift-related igneous events* described in the Ossa Morena Zone (Sánchez-García et al., 2003, 2008a, 2008b, 2010), respectively. However, no clear stratigraphic distinction is possible in the

field owing to structural complexity. Although not exposed at the surface, as we initially thought after obtaining the ca. 620 Ma age from sample S71 (Sánchez-García et al., 2007), the presence of this population of pristine igneous-looking zircons in this sample clearly proves the existence of igneous rocks of that age in the unexposed basement of the Loma del Aire unit, and probably the entire Ossa Morena Zone. This inference provides a link between this zone and the peri-West-African craton arc systems presently exposed in the Precambrian inliers of the Moroccan Anti-Atlas and the North Armoricain Zone of Brittany, Normandy and the Channel Islands. A situation similar to that of Ossa-Morena might occur in the Saxo-Thuringian and Teplá-Barrandian zones where, despite lacking exposure of pre-Late Ediacaran rocks, the provenance shown by both Neoproterozoic and Cambrian rocks is very similar to the one described above. With all these data in mind, the correlation of the Ossa Morena Zone with all these units in northern Africa and western and central Europe is strongly indicated. The correlation is also supported by the recently published provenance studies referred to above, which also indicate a different lithospheric root of the Ossa Morena Zone with respect to that of the other Gondwanan-related zones of the Iberian Massif. The mechanisms and timing of juxtaposition of the two lithospheric blocks are still a matter of debate, either in the Neoproterozoic (e.g. Abalos et al., 1991; Quesada, 1990a, 1990b, 1991, 1997, 2006; Eguiluz et al., 2000) or in Eo-Variscan times (Azor et al., 1994, 2008; Simancas et al., 2001, 2003, 2005, 2009), and require much more data to be unraveled.

- $623 \pm 3$  Ma old zircons in one sample interpreted as xenocrysts
- Ca. 2.3 Ga discordant zircons interpreted as inherited from the crustal source
- Nd isotopes suggest depleted-mantle source contaminated with young crust components.
- Correlation of the Ossa Morena Zone with the Cadomian Arc and correlatives

## Acknowledgment

We warmly thank M.F. Pereira, two anonymous reviewers and journal guest editor Brendan Murphy for their insightful comments and suggestions that have greatly improved the paper. We also thank the Spanish Ministry of Economy and Competitiveness for funding (Grant no. CGL2013-48877-P). Contribution to IGCP projects no. 597 (Pangea amalgamation and dispersal) and no. 648 (Supercontinent cycles and global geodynamics).

## References

- Abalos, B., 1992. Cinemática y mecanismos de la deformación en régimen de transpresión. Evolución estructural y metamórfica de la Zona de cizalla dúctil de Badajoz-Córdoba Thesis Universidad del País Vasco, Bilbao, pp. 1–430.
- Abalos, B., Eguiluz, L., 1990. El Corredor blastomilonítico de Badajoz-Córdoba: Un Complejo orogénico de subducción/colisión Durante La Orogenia Pan-Africana. Cinemática, dinámica E Historia de Levantamiento del Apilamiento de Unidades tectónicas. Geogaceta. Sociedad Geológica de España, pp. 73–76.
- Abalos, B., Gil Ibarra, J.L., Eguiluz, L., 1991. Cadomian subduction/collision and Variscan transpression in the Badajoz-Córdoba shear belt, southwest Spain. Tectonophysics 199, 51–72.
- Abati, J., Mohsine Aghzer, A., Gerdes, A., Ennih, N., 2010. Detrital zircon ages of Neoproterozoic sequences of the Moroccan Anti-Atlas belt. Precambrian Res. 181, 115–128.
- Ait Malek, H., Gasquet, D., Bertrand, J.M., Leterrier, J., 1998b. Eburnian and Panafrican granitoids from the Igherm, Kerdous and Bas-Draa Proterozoic inliers (Western Anti-Atlas, Morocco): U–Pb geochronology on zircon. C.R. Acad. Sci., Ser. IIa: Sci. Terre Planets 327, 819–826.
- Ait Malek, H., Gasquet, D., Bertrand, J.M., Leterrier, J., 1998a. Géochronologie U/Pb sur zircon des granitoïdes éburnéens et panafricains dans les boutonnières protérozoïques d'Igherm, du Kerdous et du Bas Drâa (Anti-Atlas occidental, Maroc). C. R. Acad. Sci. 327, 819–826.
- Álvaro, J.J., Bellido, F., Gasquet, D., Pereira, M.F., Quesada, C., Sánchez-García, T., 2014. Diachronism in the late Neoproterozoic–Cambrian arc-rift transition of North Gondwana: a comparison of Morocco and the Iberian Ossa-Morena zone. J. Afr. Earth Sci. 98, 113–132.
- Apalategui, O., Borrero, J., Garrote, A., Higuera, P., Roldán, F.J., Eguiluz, L., Cueto, L.A., Quesada, C., 1985b. Mapa Geológico Nacional a escala 1:50.000 (MAGNA). Memoria explicativa de la hoja 899 (Guadalcanal). IGME, Madrid.
- Apalategui, O., Contreras, F., Matas, J., Carvajal A., Galdón, V., Fernández Gianotti, J., 2007. Mapa Geológico Nacional a escala 1:50.000 (MAGNA). Memoria explicativa de la hoja 898 (Puebla del Maestre). IGME, Madrid.
- Apalategui, O., Higuera, P., Borrero, J., 1985a. División en grupos de rocas en Ossa-Morena Oriental. Temas Geol. Min. 7, 73–80.
- Arenas, R., Díez Fernández, R., Sánchez Martínez, S., Gerdes, A., Fernández-Suárez, J., Albert, R., 2014. Two-stage collision: exploring the birth of Pangea in the Variscan terranes. Gondwana Res. 25, 756–763.
- Auvray, B., Charlot, R., Vidal, P., 1980. Données nouvelles sur le Protérozoïque inférieur du domaine Nord-Armoricain (France): âge et signification. Can. J. Earth Sci. 17, 532–538.
- Azor, A., Expósito, I., González Lodeiro, F., Simancas, J.F., Martínez Poyatos, D., 2004. La Unidad Central o Contacto Entre las Zonas de Ossa-Morena y Centroibérica. En: "Geología de España". (J.A.Vera, ed), SGE-IGME, Madrid, 186–188.
- Azor, A., González Lodeiro, F., Simancas, J.F., 1994. Tectonic evolution of the boundary between the Central Iberian and Ossa-Morena zones (Variscan belt, Southwest Spain). Tectonics 13, 45–61.
- Azor, A., Rubatto, D., Simancas, J.F., González Lodeiro, F., Martínez Poyatos, D., Martín Parra, L.M., Matas, J., 2008. Rhenic Ocean ophiolitic remnants in Southern Iberia questioned by SHRIMP U–Pb zircon ages on the Beja-Acebuches amphibolites. Tectonics 27 (5), TC5006. <http://dx.doi.org/10.1029/2008TC002306>.
- Ballèvre, M., Martínez Catalán, J.R., López-Carmona, A., Pitra, P., Abati, J., Díez Fernández, R., Ducassou, C., Arenas, R., Bosse, V., Castiñeiras, P., Fernández-Suárez, J., Gómez Barreiro, J., Paquette, J.L., Peucat, J.J., Pujol, M., Ruffet, G., Sánchez Martínez, S., Martínez Catalán, J.R., Lardeaux, J.M., Janousek, V., Oggiano, G., 2014. Correlation of the nappe stack in the Ibero-Armorican Arc across the Bay of Biscay: a joint French-Spanish project. In: Schulmann, K. (Ed.), The Variscan Orogeny: Extent, Timescale and the Formation of the European Crust. Geological Society of London, Special Publication Vol. no. 405, pp. 77–113. <http://dx.doi.org/10.1144/SP405.13>.
- Bandrés, A., Eguiluz, L., Gil Ibarra, J.L., Palacios, T., 2002. Geodynamic evolution of a Cadomian arc region: the Northern Ossa-Morena zone, Iberian Massif. Tectonophysics 352, 105–120.
- Bandrés, A., Eguiluz, L., Pin, Ch., Paquette, J.L., Ordóñez, B., Le Fèvre, J., Ortega, L.A., Gil Ibarra, J.L., 2004. The Northern Ossa Morena Cadomian batholith (Iberian Massif): magmatic arc origin and early evolution. Int. J. Earth Sci. 93, 860–885.
- 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, 341–346.
- Bellido Mulas, F., Sánchez-García, T., Díez Montes, A., 2007. Caracterización petrológica y geoquímica de Los Materiales volcánicos y Volcanosedimentarios de las Capas de Bodonal-Cala (Zona de Ossa-Morena, SW de España). VI Congreso Ibérico de Geoquímica, Vila Real (Portugal). Extended Abstract, pp. 93–96.
- Braid, J.A., Murphy, J.B., Quesada, C., Bickerton, L., Mortensen, J.K., 2012. Probing the composition of unexposed basement, South Portuguese Zone, Southern Iberia: implications for the connections between the Appalachian and Variscan orogens. Can. J. Earth Sci. 49, 591–613.
- Braid, J.A., Murphy, J.B., Quesada, C., Mortensen, J.K., 2011. Tectonic escape of a crustal fragment during the closure of the Rhenic Ocean: U–Pb detrital zircon data from the Late Palaeozoic Pulo do Lobo and South Portuguese zones, Southern Iberia. J. Geol. Soc. Lond. 168, 383–392.
- Brown, M., Power, G.M., Topley, C.G., D'Lemos, R.S., 1990. Cadomian magmatism in the North Armoricain Massif. Geol. Soc. Lond. Spec. Publ. 51, 181–213.
- Burg, J.P., Iglesias, M., Laurent, Ph., Matte, Ph., Ribeiro, A., 1981. Variscan intracontinental deformation: the Coimbra-Córdoba shear zone (SW Iberian Peninsula). Tectonophysics 78, 161–177.
- Calvez, J.Y., Vidal, P.H., 1978. Two billion year old relics in the Hercynian Belt of Western Europe. Contrib. Mineral. Petrol. 65, 395–399.
- Carracedo Sánchez, M., Sarrionaindía, F., Gil Ibarra, J.L., 2007. Informe Sobre La petrogenesis, geoquímica Y geocronología de La Formación Malcocinado en El Sector de Bienvenida-Usagre (Hojas de Usagre, Llerena Y Zafra). Zona de Ossa-Morena, Provincia de Badajoz. Open-File Report, IGME, pp. 1–109.
- Chantraine, J., Egale, E., Thieblemont, D., Le Goff, E., Guerrot, C., Ballèvre, M., Guennoc, P., 2001. The Cadomian active margin (North Armoricain Massif, France): a segment of the North Atlantic Pan-African belt. Tectonophysics Vol. 331, 1–18.
- Chichorro, M., Pereira, M.F., Díaz-Azpiroz, M., Williams, I.S., Fernández, C., Pin, Ch., Silva, J.B., 2008. Cambrian ensialic rift-related magmatism in the Ossa-Morena zone (Évora-Aracena metamorphic belt, SW Iberian Massif): Sm–Nd isotopes and SHRIMP zircon U–Th–Pb geochronology. Tectonophysics 461, 91–113.
- Clark, A.H., Scott, D.J., Sandemann, H.A., Bromley, A.V., 1998. Siegenian generation of the Lizard ophiolite: U–Pb zircon age data for plagiogranite, Porthkerris, Cornwall. J. Geol. Soc. Lond. 155, 595–598.
- Delgado Quesada, M., 1971. Esquema geológico de la Hoja número 878 de Azuaga (Badajoz). Bol. Geol. Min. 82/III-IV, 419–422.
- D'Lemos, R.S., Inglis, J.D., Samson, S.D., 2006. A newly discovered orogenic event in Morocco: Neoproterozoic ages for supposed Eburnean basement of the Bou Azzer inlier, Anti-Atlas Mountains. Precamb. Res. Vol 147, 65–78.
- DePaolo, D.J., 1981. Neodymium isotopes in the Colorado Front Range and crust mantle evolution in the Proterozoic. Nature 291, 193–196.
- DePaolo, D.J., Wasserburg, G.J., 1976. Inferences about magma sources and mantle structure from variations of  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ . Geophysical Research Letters 3. <http://dx.doi.org/10.1029/GL003i012p00743>.
- Domeier, M., Torsvik, T.H., 2014. Plate tectonics in the late Paleozoic. Geosci. Front. 5, 303–350.

- Drost, K., Gerdes, A., Jeffries, T., Linnemann, U., Storey, C., 2011. Provenance of Neoproterozoic and early Paleozoic siliciclastic rocks of the Teplá-Barrandian unit (Bohemian Massif): evidence from U–Pb detrital zircon ages. *Gondwana Res.* 19, 213–231.
- Drost, K., Linnemann, U., McNaughton, N., Fatka, O., Kraft, P., Gehmlich, M., Tonk, C., Marek, J., 2004. New data on the Neoproterozoic–Cambrian geotectonic setting of the Teplá-Barrandian volcanosedimentary successions: geochemistry, U–Pb zircon ages, and provenance (Bohemian Massif, Czech Republic). *Int. J. Earth Sci.* 93, 742–757.
- Drost, K., Romer, R.L., Linnemann, U., Fatka, O., Kraft, P., Marek, J., 2007. Nd–Sr–Pb isotopic signatures of Neoproterozoic–Early Paleozoic siliciclastic rocks in response to changing geotectonic regimes: a case study from the Barrandian area (Bohemian Massif, Czech Republic). In: Linnemann, U., Nance, D., Kraft, P., Zulauf, G. (Eds.), *The Evolution of the Rheic Ocean: from Avalonian–Cadomian Active Margin to Alleghenian–Variscan Collision*. Geological Society of America, Special Paper Vol. 423, pp. 191–208.
- Eguiluz, L., Gil Ibarra, J.L., Abalos, B., Apraiz, A., 2000. Superposed Hercynian and Cadomian orogenic cycles in the Ossa Morena Zone and related areas of the Iberian Massif. *Geol. Soc. Am. Bull.* 112, 1398–1413.
- El Baghdadi, M., El Boukhari, A., Jouider, A., Benyousef, A., Nadem, S., 2003. Calcalkaline arc I-type granitoid associated with S-type granite in the Pan-African belt of Eastern Anti-Atlas (Saghar and Ougnat, South Morocco). *Gondwana Res.* 6, 557–572.
- Ennih, N., Liégeois, J.P. (Eds.), 2008. The Boundaries of the West African Craton. *Geol. Soc. Spec. Publ.*, London Vol. 297 (536 pp.).
- Erami, E., Bonin, B., Laduron, D., Lasri, L., 2009. Petrology and geodynamic significance of the post-collisional Pan-African magmatism in the Eastern Saghar area (Anti-Atlas, Morocco). *J. Afr. Earth Sci.* 55, 105–124.
- Etchebarria, M., Chalot-Prat, F., Apraiz, A., Eguiluz, L., 2006. Birth of a volcanic passive margin in Cambrian time: rift paleogeography of the Ossa-Morena Zone, SW Spain. *Precambrian Res.* 147, 366–386.
- Ezzouhairi, H., Ribeiro, M.L., Ait Ayad, N., Moreira, M.E., Charif, A., Ramos, J.M.F., de Oliveira, D.P.S., Coke, C., 2008. The magmatic evolution at the Moroccan outboard of the West African Craton between the Late Neoproterozoic and the Early Palaeozoic. In: Ennih, N., Liégeois, J.P. (Eds.), *The Boundaries of the West African Craton*. *Geol. Soc. Spec. Publ.*, London Vol. 297, pp. 329–343.
- Fernández-Suárez, J., Alonso, G.G., Cox, R., Jenner, G.A., 2002a. Assembly of the Armorica microplate: a strike-slip terrane delivery? Evidence from U–Pb ages of detrital zircons. *J. Geol.* 110, 619–626.
- Fernández-Suárez, J., Gutiérrez-Alonso, G., Jeffries, T.E., 2002b. The importance of along-margin terrane transport in Northern Gondwana: insights from detrital zircon parentage in Neoproterozoic rocks from Iberia and Brittany. *Earth Planet. Sci. Lett.* 204 (1–2), 75–88.
- Fernández-Suárez, J., Gutiérrez-Alonso, G., Jenner, G.A., Tubrett, M.N., 2000. New ideas on the Proterozoic–Early Palaeozoic evolution of NW Iberia: insights from U–Pb detrital zircon ages. *Precambrian Res.* 102, 185–206.
- Fernández-Suárez, J., Gutiérrez-Alonso, G., Pastor-Galán, D., Hofmann, M., Murphy, B., Linnemann, U., 2014. The Ediacaran–Early Cambrian detrital zircon record of NW Iberia: possible sources and paleogeographic constraints. *Int. J. Earth Sci.* 103, 1335–1357.
- Franke, W., 2000. The mid-European segment of the variscides: tectonostratigraphic units, terrane boundaries and plate tectonic evolution. In: *orogenic processes: quantification and modelling in the Variscan Belt* (W. Franke, V. Haak, O. Oncken, D. Tanner, eds). *Geol. Soc. Spec. Publ.* 179, 35–61.
- Fricke, W., 1941. *Die Geologie Der Grenzgebietes Zwischen Nordostlicher Sierra Morena and Extremadura*. Thesis Univ. Berlin (88 pp.).
- Garrote, A., 1976. Asociaciones minerales del núcleo metamórfico de Sierra Albarrana (Prov. de Córdoba). *Mem. Not. Univ. de Coimbra* 82, 17–40.
- Gasquet, D., Ennih, N., Liégeois, J.P., Soulaïmani, A., Michard, A., 2008. The Pan-African Belt: In: Michard, A., Chalouan, A., Saddiqi, O., de Lamotte, D. (Eds.), *Continental Evolution: The Geology of Morocco. Structure, Stratigraphy, and Tectonics of the African-Atlantic-Mediterranean Triple Junction*. Lecture Notes Earth Sciences Vol. 116, pp. 33–64.
- Gutiérrez-Alonso, G., Fernández-Suárez, J., Pastor-Galán, D., Johnston, S.T., Linnemann, U., Hofmann, M., Shaw, J., Colmenero, J.R., Hernández, P., 2015. Significance of detrital zircons in Siluro-Devonian rocks from Iberia. *J. Geol. Soc. Lond.* 172, 309–322.
- Inglis, J.D., D’Lemos, R.S., Samson, S.D., Admou, H., 2005. Geochronological constraints on the Late Precambrian intrusion, metamorphism, and tectonism in the Anti-Atlas Mountains. *J. Geol.* 113, 439–450.
- Jacobsen, S.B., Wasserburg, G.J., 1980. Sm–Nd evolution of chondrites. *Earth Planet. Sci. Lett.* 50, 139–155.
- Jaffey, A.H., Flynn, K.F., Glendenin, L.E., Bentley, W.C., Essling, A.M., 1971. Precision measurement of half-lives and specific activities of <sup>235</sup>U and <sup>238</sup>U. *Phys. Rev. C* 4 (5), 1889.
- Krogh, T.E., 1973. A low contamination method for hydrothermal decomposition of zircon and extraction of U and Pb for isotopic age determination. *Geochim. Cosmochim. Acta* 37, 485–494.
- Krogh, T.E., 1982. Improved accuracy of U–Pb zircon ages by the creation of more concordant systems using an air abrasion technique. *Geochim. Cosmochim. Acta* 46, 637–649.
- Kroner, U., Romer, R.L., 2013. Two plates—many subduction zones: the Variscan orogeny reimagined. *Gondwana Res.* 24, 298–329.
- Lardeaux, J.M., Ledru, P., Daniel, I., Duchene, S., 2001. The Variscan French Massif Central—a new addition to the ultra-high pressure metamorphic ‘club’: exhumation processes and geodynamic consequences. *Tectonophysics* 332, 143–167.
- Le Fèvre, B., Pin, C., 2005. A straightforward separation scheme for concomitant Lu–Hf and Sm–Nd isotope ratio and isotope dilution analysis. *Anal. Chim. Acta* 543, 209–221.
- Liñán Guijarro, E., Quesada, C., 1990. Rift phase (Cambrian) stratigraphy of the Ossa-Morena Zone. In: Dallmeyer, R.D., Martínez García, E. (Eds.), *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*. Springer-Verlag, Berlin, pp. 259–266.
- Linnemann, U., Gehmlich, M., Tichomirowa, M., Buschmann, B., Nasdala, L., Jonas, P., Lützner, H., Bombach, K., 2000. From Cadomian subduction to Early Palaeozoic rifting: the evolution of Saxo-Thuringia at the margin of Gondwana in the light of single zircon geochronology and basin development (Central European Variscides, Germany). In: Franke, W., Haak, V., Oncken, O., Tanner, D. (Eds.), *Orogenic Processes: Quantification and Modelling in the Variscan Belt*. Geological Society, London, Special Publications Vol. 179, pp. 131–153.
- Linnemann, U., Gerdes, A., Drost, K., Buschmann, B., 2007. The continuum between Cadomian orogenesis and opening of the Rheic Ocean: constraints from LA-ICP-MS U–Pb zircon dating and analysis of plate-tectonic setting (Saxo-Thuringian Zone, northeastern Bohemian Massif, Germany). In: Linnemann, U., Nance, D., Kraft, P., Zulauf, G. (Eds.), *The Evolution of the Rheic Ocean: from Avalonian–Cadomian Active Margin to Alleghenian–Variscan Collision*. Geological Society of America, Special Paper Vol. 423, pp. 61–96.
- Linnemann, U., McNaughton, N.J., Romer, R.L., Gehmlich, M., Drost, K., Tonk, C., 2004. West African provenance for Saxo-Thuringia (Bohemian Massif): did Armorica ever leave pre-Pangean Gondwana? U/Pb-SHRIMP zircon evidence and the Nd-isotopic record. *Int. J. Earth Sci.* 93, 683–705.
- Linnemann, U., Pereira, M.F., Jeffries, T., Drost, K., Gerdes, A., 2008. Cadomian orogeny and the opening of the Rheic Ocean: new insights in the diachrony of geotectonic processes constrained by LA-ICP-MS U–Pb zircon dating (Ossa-Morena and Saxo-Thuringian Zones, Iberian and Bohemian Massifs). *Tectonophysics* 461, 21–43.
- López-Guijarro, R., Armendáriz, M., Fernández-Suárez, J., Quesada, C., Murphy, J.B., Pin, C., Bellido, F., 2008. Late Neoproterozoic–Palaeozoic tectonic evolution of the Ossa Morena and Central Iberian zones (SW Iberia) as revealed by Sm–Nd isotope systematics. *Tectonophysics* 461, 202–214.
- López-Guijarro, R., Quesada, C., Fernández-Suárez, J., Jeffries, T., Pin, C., 2007. Age of the rift-drift transition of the Rheic Ocean in the Ossa-Morena Zone: K-bentonite in the Early Ordovician succession at “Venta Del Ciervo”. In: Arenas, R., Martínez-Catalán, J.R., Abati, J., Sánchez-Martínez, S. (Eds.), *The Rootless Variscan Suture of NW Iberia (Galicia, Spain)*. Field Trip Guide and Conference Abstracts. Publicaciones Del Instituto Geológico y Minero De España.
- Lotze, F., 1945. Zur Gliederung der Varisziden der Iberischen Meseta. *Geotekt. Forsch.* 6, 78–92.
- Ludwig, K.R., 2001. *Users Manual for Isoplot/Ex Rev. 2.49: A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel*. Berkeley Geochronology Center Spec. Publ. Vol. 1<sup>a</sup>, pp. 1–56.
- Martínez Catalán, J.R., 2011. Are the oroclines of the Variscan belt related to late Variscan strike-slip tectonics? *Terra Nova* 23, 241–247.
- Martínez Catalán, J.R., Arenas, R., Abati, J., Sánchez Martínez, S., Díaz García, F., Fernández Suárez, J., González Cuadra, P., Castiñeiras García, P., Gómez Barreiro, J., Díez Montes, A., González Clavijo, E., Rubio Pascual, F.J., Andonagui Moreno, P., Jeffries, T.E., Alcock, J.E., Díez Fernández, R., López Carmona, A., 2009. A rootless suture and the loss of the roots of a mountain chain: the Variscan belt of NW Iberia. *Compt. Rendus Geosci.* 341, 114–126.
- Martínez Catalán, J.R., Arenas, R., Díaz García, F., Abati, J., 1997. Variscan accretionary complex of Northwest Iberia: terrane correlation and succession of tectonothermal events. *Geology* 25 (12), 1103–1106. <http://dx.doi.org/10.1130/0091-7613>.
- Martínez Catalán, J.R., Arenas, R., Díaz García, F., González Cuadra, P., Gómez-Barreiro, J., Abati, J., Castiñeiras, P., Fernández-Suárez, J., Sánchez Martínez, S., Andonagui, P., González Clavijo, E., Díez Montes, A., Rubio Pascual, F.J., Valle Aguado, B., 2007. Space and time in the tectonic evolution of the Northwestern Iberian Massif: implications for the Variscan Belt. In: Hatcher Jr., R.D., Carlson, M.P., McBride, J.H., Martínez Catalán, J.R. (Eds.), *4-D Framework of Continental Crust*. Geological Society of America Memoir Vol. 200, pp. 403–423. [http://dx.doi.org/10.1130/2007.1200\(21\)](http://dx.doi.org/10.1130/2007.1200(21)).
- Martínez Catalán, J.R.M., Fernández-Suárez, J., Jenner, G.A., Belousova, E., Montes, A.D., 2004. Provenance constraints from detrital zircon U–Pb ages in the NW Iberian Massif: implications for Palaeozoic plate configuration and Variscan evolution. *J. Geol. Soc. Lond.* 161, 463–476.
- Matte, P., 2001. The Variscan collage and orogeny (480–290 Ma) and the tectonic definition of the Armorica microplate: a review. *Terra Nova* 13, 122–128.
- Mattinson, J.M., 2005. Zircon U–Pb chemical abrasion (“CA-TIMS”) method: combined annealing and multi-step partial dissolution analysis for improved precision and accuracy of zircon ages. *Chem. Geol.* 220 (1–2), 47–66.
- Meinhold, G., Morton, A.C., Avigad, D., 2013. New insights into peri-Gondwana paleogeography and the Gondwana superfan system from detrital zircon U–Pb ages. *Gondwana Res.* 23, 661–665.
- Moreno Eiris, E., 1987. Los montículos arrecifales de Algas y Arqueociatos del Cámbrico Inferior de Sierra Morena: I. Estratigrafía y facies. *Bol. Geol. Min.* 98, 295–317.
- Murphy, J.B., Gutiérrez-Alonso, G., Nance, R.D., Fernández-Suárez, J., Keppie, J.D., Quesada, C., Strachan, R.A., Dostal, J., 2006. Origin of the Rheic Ocean: rifting along a Neoproterozoic suture? *Geology* 34, 325–328.
- Murphy, J.B., Nance, R.D., Cawood, P.A., 2009. Contrasting modes of supercontinent formation and the conundrum of Pangea. *Gondwana Res.* 15, 408–420.
- Nagy, E.A., Samson, S.D., D’Lemos, R.S., 2002. U–Pb geochronological constraints on the timing of Brioverian sedimentation and regional deformation in the St. Brieuc region of the Neoproterozoic Cadomian orogen, Northern France. *Precambrian Res.* 116, 1–17.
- Nance, R.D., Gutiérrez-Alonso, G., Keppie, J.D., Linnemann, U., Murphy, J.B., Quesada, C., Strachan, R.A., Woodcock, N.H., 2010. Evolution of the Rheic Ocean. *Gondwana Res.* 17, 194–222.
- Nance, R.D., Gutiérrez-Alonso, G., Keppie, J.D., Linnemann, U., Murphy, J.B., Quesada, C., Strachan, R.A., Woodcock, N., 2012. A brief history of the Rheic Ocean. *Geosci. Front.* 3, 125–135.
- Neubauer, F., 2014. Gondwana-land goes Europe. *Aust. J. Earth Sci.* 107, 147–155.



- Nutman, A.P., Green, D.H., Cook, C.A., Styles, M.T., Holdsworth, R.E., 2001. SHRIMP U/Pb zircon dating of the exhumation of the Lizard peridotite and its emplacement over crustal rocks, Cornwall, England: constraints for tectonic models. *J. Geol. Soc. Lond.* 158, 809–820.
- Ochsner, A., 1993. U–Pb Geochronology of the Upper Proterozoic–Lower Paleozoic Geodynamic Evolution in the Ossa Morena Zone (SW Iberia): Constraints on the Timing of the Cadomian Orogeny Ph. D. Thesis Geology. Swiss Federal Institute of Technology Zurich, ETH, pp. 1–249.
- Ordóñez, B., 1998. Geochronological studies of the Pre-Mesozoic basement of the Iberian Massif: the Ossa Morena Zone and the allochthonous complexes within the Central Iberian Zone Ph. D. Thesis Geology. Swiss Federal Institute of Technology Zurich, ETH, pp. 1–207.
- Pearce, A.A., 1996. Sources and settings of granitic rocks. *Episodes* 120–125.
- Pearce, J.A., Harris, N.B.W., Tindle, A.G., 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *J. Petrol.* 25, 956–983.
- Pereira, M.F., Quesada, C., 2006. Ediacaran to Viséan Crustal Growth Processes in the Ossa Morena Zone (SW Iberia). *Publicaciones del Instituto Geológico y Minero de España, Madrid* (120 p.).
- Pereira, M.F., Chichorro, M., Johnston, S.T., Gutiérrez-Alonso, G., Silva, J.B., Linnemann, U., Drost, K., 2012c. The missing Rheic Ocean magmatic arcs: provenance analysis of Late Paleozoic sedimentary clastic rocks of SW Iberia. *Gondwana Res.* 22, 882–891.
- Pereira, M.F., Chichorro, M., Solá, A.R., Silva, J.B., Sánchez-García, T., Bellido, F., 2011. Tracing the Cadomian magmatism with detrital/inherited zircon ages by in-situ U–Pb SHRIMP geochronology (Ossa-Morena Zone, SW Iberian Massif). *Lithos* 123, 204–217.
- Pereira, M.F., Chichorro, M., Williams, I.S., Silva, J.B., 2008. Zircon U–Pb geochronology of paragneisses and biotite granites from the SW Iberia Massif (Portugal): evidence for a paleogeographic link between the Ossa-Morena Ediacaran basins and the West African craton. In: Ennih, N., Liégeois, J.P. (Eds.), *The Boundaries of the West African Craton*. *Geol. Soc. Spec. Publ.*, London Vol. 298, pp. 385–408.
- Pereira, M.F., Chichorro, M., Linnemann, U., Eguiluz, L., Silva, J.B., 2006. Inherited arc signature in Ediacaran and Early Cambrian basins of the Ossa-Morena zone (Iberian Massif, Portugal): paleogeographic link with European and North African Cadomian correlatives. *Precambrian Res.* 144, 297–315.
- Pereira, M.F., Linnemann, U., Hofmann, M., Chichorro, M., Solá, A.R., Medina, J., Silva, J.B., 2012a. The provenance of Late Ediacaran and Early Ordovician siliciclastic rocks in the Southwest Central Iberian Zone: constraints from detrital zircon data on Northern Gondwana margin evolution during the late Neoproterozoic. *Precambrian Res.* 192, 166–189.
- Pereira, M.F., Solá, A.R., Chichorro, M., Lopes, L., Gerdes, A., Silva, J.B., 2012b. North-Gondwana assembly, break-up and paleogeography: U–Pb isotope evidence from detrital and igneous zircons of Ediacaran and Cambrian rocks of SW Iberia. *Gondwana Res.* 22, 866–881.
- Perejón, A., 1994. Palaeogeographic and biostratigraphic distribution of archaeocyata in Spain. *Cour. Forschungsinst. Senckenberg* 172, 341–354.
- Pin, C., 1990. Variscan oceans: ages, origins and geodynamic implications inferred from geochemical and radiometric data. *Tectonophysics* 177, 215–227.
- Pin, C., Marini, F., 1993. Early Ordovician continental break-up in Variscan Europe: Nd–Sr isotope and trace element evidence from bimodal igneous associations of the Southern Massif Central, France. *Lithos* 29, 177–196.
- Pin, C., Santos Zalduegui, J.F., 1997. Sequential separation of light rare-earth elements, thorium and uranium by miniaturized extraction chromatography: application to isotopic analyses of silicate rocks. *Anal. Chim. Acta* 339, 79–89.
- Pin, C., Kryza, R., Oberc-Dziedzic, T., Mazur, S., Tumiak, K., Waldhausová, J., 2007. The diversity and geodynamic significance of Late Cambrian (ca. 500 Ma) felsic anorogenic magmatism in the northern part of the Bohemian Massif: a review based on Sm–Nd isotope and geochemical data. *Geol. Soc. Am. Spec. Pap.* 423, 209–230.
- Pin, C., Liñán, E., Pascual, E., Donaire, T., Valenzuela, A., 2002. Late Neoproterozoic crustal growth in the European Variscides: Nd isotope and geochemical evidence from the Sierra de Córdoba andesites (Ossa Morena Zone, Southern Spain). *Tectonophysics* 352, 133–151.
- Quesada, C., 1990a. Precambrian Terranes in the Iberian Variscan Foldbelt. In: Strachan, R.A., Taylor, G.K. (Eds.), *Avalonian and Cadomian Geology of the North Atlantic*. Blackie, New York, pp. 109–133.
- Quesada, C., 1990b. Precambrian successions in SW Iberia: their relationship to “Cadomian” orogenic events. *Geol. Soc. Lond. Spec. Publ.* 51, 353–362.
- Quesada, C., 1991. Geological constraints on the Paleozoic tectonic evolution of tectonostratigraphic terranes in the Iberian Massif. *Tectonophysics* 185, 225–245.
- Quesada, C., 1997. Evolución geodinámica de La Zona de Ossa-Morena Durante El Ciclo Cadomiense. In: Araujo, A., Pereira, M.F.C. (Eds.), *Estudios Sobre a geología Da Zona de Ossa Morena (Maciço Ibérico)*. Univ. Evora, Evora, Portugal, pp. 205–230.
- Quesada, C., 2006. The Ossa-Morena Zone of the Iberian Massif: a tectonostratigraphic approach to its evolution. *Z. Dtsch. Ges. Geowiss.* 157/4, 585–595.
- Quesada, C., Dallmeyer, R.D., 1994. Tectonothermal evolution of the Badajoz–Córdoba shear zone (SW Iberia): characteristics and 40Ar/39Ar mineral age constraints. *Tectonophysics* 231, 195–213.
- Quesada, C., Bellido, F., Dallmeyer, R.D., Gil Ibarra, J.I., Oliveira, J.T., Pérez Estaún, A., Ribeiro, A., Robardet, M., Silva, J.B., 1991. In: Dallmeyer, R.D., Lecorché, J.P. (Eds.), *Terranes within the Iberian Massif: correlations with West African sequences. The West-African Orogens and Circum-Atlantic Correlations*, Springer, Berlin, pp. 267–294.
- Ribeiro, A., Pereira, E., Dias, R., 1990b. In: Dallmeyer, R.D., Martínez García, E. (Eds.), *Structure in the Northwest of the Iberian Peninsula. Pre-Mesozoic Geology of Iberia*, Springer-Verlag, Berlin, pp. 220–236.
- Ribeiro, A., Quesada, C., Dallmeyer, R.D., 1990a. In: Dallmeyer, R.D., Martínez García, E. (Eds.), *Geodynamic evolution of the Iberian Massif. Pre-Mesozoic Geology of Iberia*, Springer-Verlag, Berlin, pp. 399–409.
- Salman, K., 2004. The timing of the Cadomian and Variscan cycles in the Ossa Morena Zone, SW Iberia: granitic magmatism from subduction to extension. *J. Iber. Geol.* 30, 119–132.
- Samson, S.D., D’Lemos, R.S., Miller, B.V., Hamilton, M.A., 2005. Neoproterozoic palaeogeography of the Cadomia and Avalon terranes: constraints from detrital zircon U–Pb ages. *J. Geol. Soc.* 162, 65–71.
- Sánchez-Carretero, R., Carracedo, M., Eguiluz, L., Garrote, A., Apalategui, O., 1989. El magmatismo calcoalcalino del Precámbrico terminal en la zona de Ossa-Morena (Maciço Ibérico). *Rev. Soc. Geol. Esp.* 2, 7–21.
- Sánchez-Carretero, R., Eguiluz, L., Pascual, E., Carracedo, M., 1990. Ossa-Morena Zone: igneous rocks. In: Dallmeyer, R.D., Martínez García, E. (Eds.), *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*. Springer-Verlag, Berlin, pp. 292–313.
- Sánchez-García, T., Bellido, F., Pereira, M.F., Chichorro, M., Quesada, C., Pin, C., Silva, J.B., 2010. Rift-related volcanism predating the birth of the Rheic Ocean (Ossa-Morena zone, SW Iberia). *Gondwana Res.* 17, 392–407.
- Sánchez-García, T., Bellido, F., Pereira, M.F., López-Guijarro, R., Quesada, C., Chichorro, M., Silva, J.B., Pin, C., 2008b. Expresión magmática temprana de un rift intracontinental en el margen de Gondwana durante el Cámbrico Inferior: Zona de Ossa-Morena (SW Maciço Ibérico, Portugal, España). *Geo-Temas* 10, 1567–1572.
- Sánchez-García, T., Bellido, F., Quesada, C., 2003. Geodynamic setting and geochemical signatures of Cambrian–Ordovician rift-related igneous rocks (Ossa-Morena Zone, SW Iberia). *Tectonophysics* 365, 233–255.
- Sánchez-García, T., Quesada, C., Bellido, F., Dunning, G., González de Tánago, J., 2008a. Two-step magma flooding of the upper crust during rifting: the Early Paleozoic of the Ossa-Morena Zone (SW Iberia). *Tectonophysics* 461, 72–90.
- Sánchez-García, T., Quesada, C., Dunning, G.R., Perejón, A., Bellido, F., Moreno-Eiris, E., 2007. New geochronological and geochemical data of the Loma Del Aire Unit, Ossa-Morena Zone, SW Spain. In: Arenas, R., Martínez-Catalán, J.R., Abati, J., Sánchez-Martínez, S. (Eds.), *The Rootless Variscan Suture of NW Iberia (Galicia, Spain)*. Field Trip Guide and Conference Abstracts. Publicaciones del Instituto Geológico y Minero de España.
- Sandeman, H.A., Clark, A.H., Scott, D.J., Malpas, J.G., 2000. The Kennack Gneiss of the Lizard Peninsula, Cornwall, S.W. England: commingling and mixing of mafic and felsic magmas during Givetian continental incorporation of the Lizard ophiolite. *J. Geol. Soc. Lond.* 157, 1227–1242.
- Saquaque, A., Benharref, M., Abia, H., Mrini, Z., Reuber, I., Karson, J.A., 1992. Evidence for a Panafrican volcanic arc and wrench fault tectonics in the Jbel Saghro, Anti-Atlas, Morocco. *Geol. Rundsch.* 81, 1–13.
- Sarrioadándia, F., Carracedo Sánchez, M., Eguiluz, L., Ábalos, B., Rodríguez, J., Pin, C., Gil Ibarra, J.I., 2012. Cambrian rift-related magmatism in the Ossa-Morena Zone (Iberian Massif): geochemical and geophysical evidence of Gondwana break-up. *Tectonophysics* 570–571, 135–150.
- Schäfer, H.J., 1990. Geochronological investigations in the Ossa Morena Zone, SW Spain Ph. D. Thesis Geology. Swiss Federal Institute of Technology Zurich, ETH, pp. 1–153.
- Scotese, C.R., 2004. A continental drift flipbook. *J. Geol.* 112, 729–741.
- Simancas, J.F., Azor, A., Martínez Poyatos, D., Tahiri, A., El Hadi, H., González, Lodeiro F., Pérez Estaún, A., Carbonell, R., 2009. Relationships of Southwest Iberia with the allochthons of Northwest Iberia and the Moroccan Variscides. *C.R. Geosciences* 341, 103–113.
- Simancas, J.F., Carbonell, R., González Lodeiro, F., Pérez Estaún, A., Juhlin, C., Ayarza, P., Kashubin, A., Azor, A., Martínez Poyatos, D., Almodóvar, G.R., Pascual, E., Sáez, R., Expósito, I., 2003. Crustal structure of the transpressional Variscan orogen of SW Iberia: SW Iberia deep seismic reflection profile (IBERSEIS). *Tectonics* 22 (6), 1062. <http://dx.doi.org/10.1029/2002TC001479>.
- Simancas, J.F., Martínez Poyatos, D., Expósito, I., Azor, A., González Lodeiro, F., 2001. The structure of a major suture zone in the SW Iberian Massif: the Ossa Morena/Central Iberian contact. *Tectonophysics* 332, 295–308.
- Simancas, J.F., Tahiri, A., Azor, A., González Lodeiro, F., Martínez Poyatos, D., El Hadi, H., 2005. The tectonic frame of the Variscan–Alleghean Orogen in Southern Europe and Northern Africa. *Tectonophysics* 398, 181–198.
- Stacey, J.S., Kramers, J.D., 1975. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model. *Earth Planet. Sci. Lett.* 26 (2), 207–211.
- Stampfli, G., Hochard, C., Vèrard, C., Wilhem, C., von Raumer, J., 2013. The formation of Pangea. *Tectonophysics* 593, 1–19.
- Stampfli, G.M., von Raumer, J.F., Borel, G.D., 2002. Paleozoic evolution of pre-Variscan terranes: from Gondwana to the Variscan collision. *Geol. Soc. Am. Spec. Pap.* 364, 263–280.
- Taylor, S.R., McLennan, S.M., 1985. *The Continental Crust: its Composition and Evolution*. Blackwell Scientific Publication, Oxford, pp. 1–312.
- Vidal, P., Auvray, B., Charlot, R., Cogné, J., 1981. Precadomian relics in the Armorican Massif: their age and role in the evolution of the western and Central European Cadomian–Hercynian belt. *Precambrian Res.* 14, 1–20.
- Villaseca, C., Belousova, E., Orejana, D., Castiñeiras, P., Pérez-Soba, C., 2011. Presence of Palaeoproterozoic and Archean components in the granulite-facies rocks of Central Iberia: the Hf isotopic evidence. *Precambrian Res.* 187, 143–154.
- Walsh, G.J., Aleinikoff, J.N., Benziane, F., Yazidi, A., Armstrong, T.R., 2002. U–Pb zircon geochronology of the Paleoproterozoic Tagragra de Tata inlier and its Neoproterozoic cover, Western Anti-Atlas, Morocco. *Precambrian Res.* 117, 1–20.
- Warr, L.N., 2002. The Variscan orogeny: the welding of Pangaea. In: Woodcock, N.H., Strachan, R.A. (Eds.), *Geological History of Britain and Ireland*. Blackwell Publishing, pp. 271–295.
- Whalen, J.B., Currie, K.L., Chappell, B., 1987. A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. *Contrib. Mineral. Petrol.* 95 (4), 407–419.
- 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.
- Winchester, J.A., Pharaoh, T.C., Verniers, J., 2002. Paleozoic amalgamation of Central Europe: an introduction and synthesis of new results from recent geological and geophysical investigations. In: Winchester, J.A., Pharaoh, T.C., Verniers, J. (Eds.), *Paleozoic Amalgamation of Central Europe*. Geological Society of London, Special Publication Vol. 201, pp. 1–18.
- Wood, D.A., 1980. The application of a Th–Hf–Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary volcanic province. *Earth Planet. Sci. Lett.* 50, 11–30.

**ANEXO II**

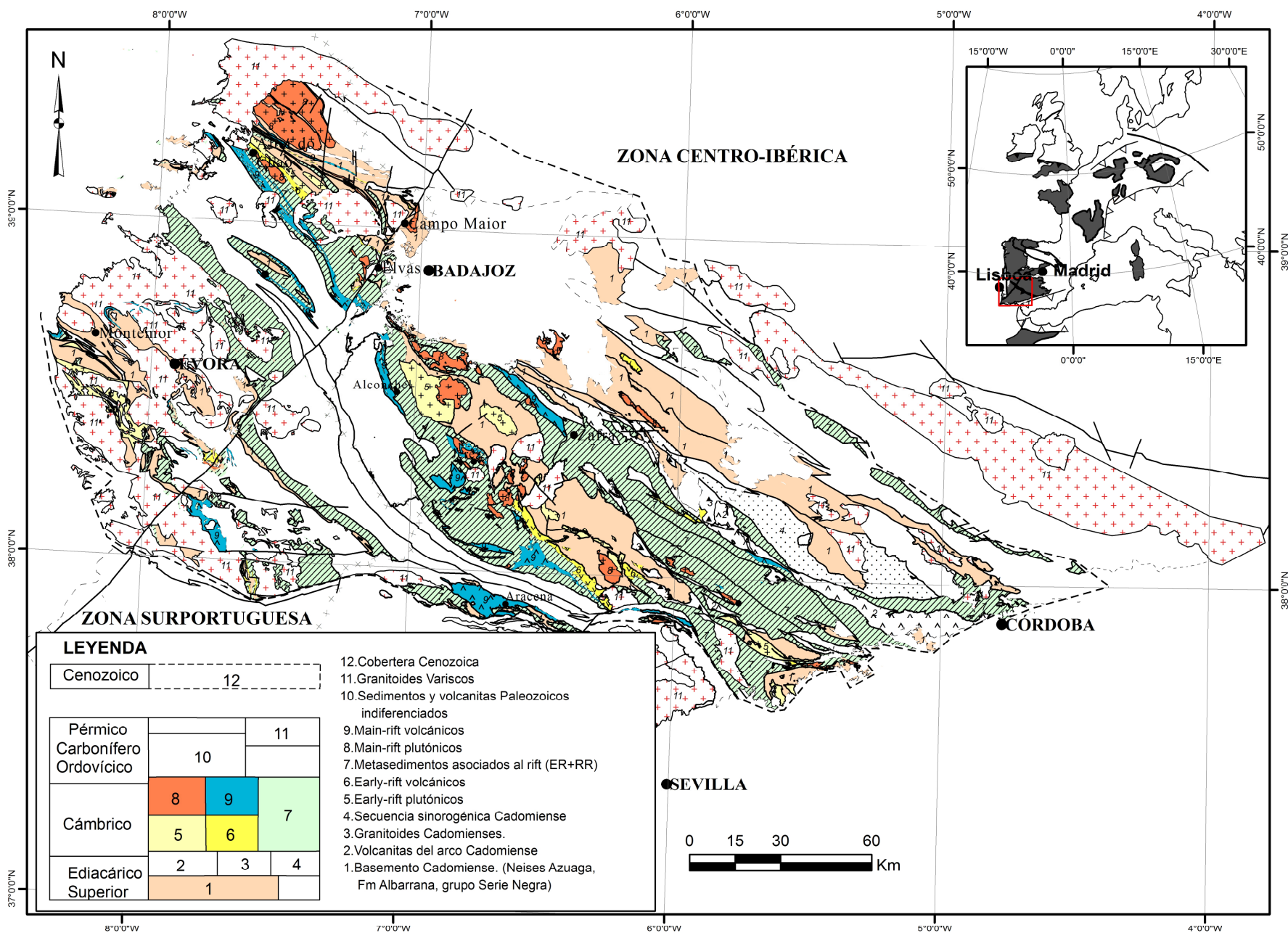
**MAPA GEOLÓGICO**



## ANEXO II. MAPA GEOLÓGICO

**Anexo II, Fig. I.** Mapa geológico de la Zona de Ossa-Morena (ZOM) diferenciando los materiales estudiados, adaptado de Gonçalves, 1970, 1971; Gonçalves and Fernandes, 1973; Gonçalves et al., 1972, 1975, 1978; Oliveira, 1984; Oliveira, 1992; Pereira, 1999; Pereira and Silva, 2002) y Mapa geológico compilado de la Zona de Ossa-Morena en España (Quesada and Sánchez-García, 2002); Pérez Domínguez y Hernán Reguera (1973); Apalategui Isasa et al. (in litt); Apraiz Atutxa et al. (in litt); Contreras Vázquez, et al. (in litt), Matas et al. (in litt); Roldán García (in litt. a, b). Sistema de proyección UTM, Datum europeo 1950, Huso 30. Longitudes referidas al meridiano de Greenwich.

**Anexo II, Fig. II.** Mapa geológico con indicación de las unidades y complejos ígneos, (enmarcados en un rectángulo). Igual sistema de proyección que Fig. I.



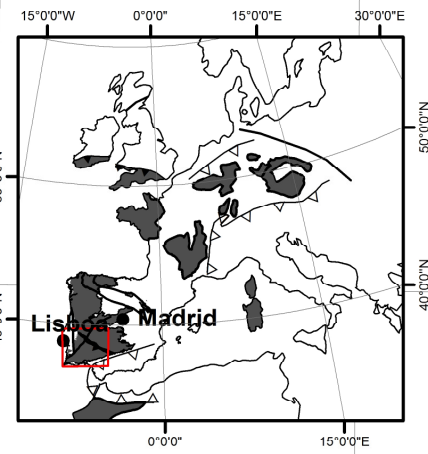
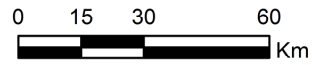
**ZONA CENTRO-IBÉRICA**

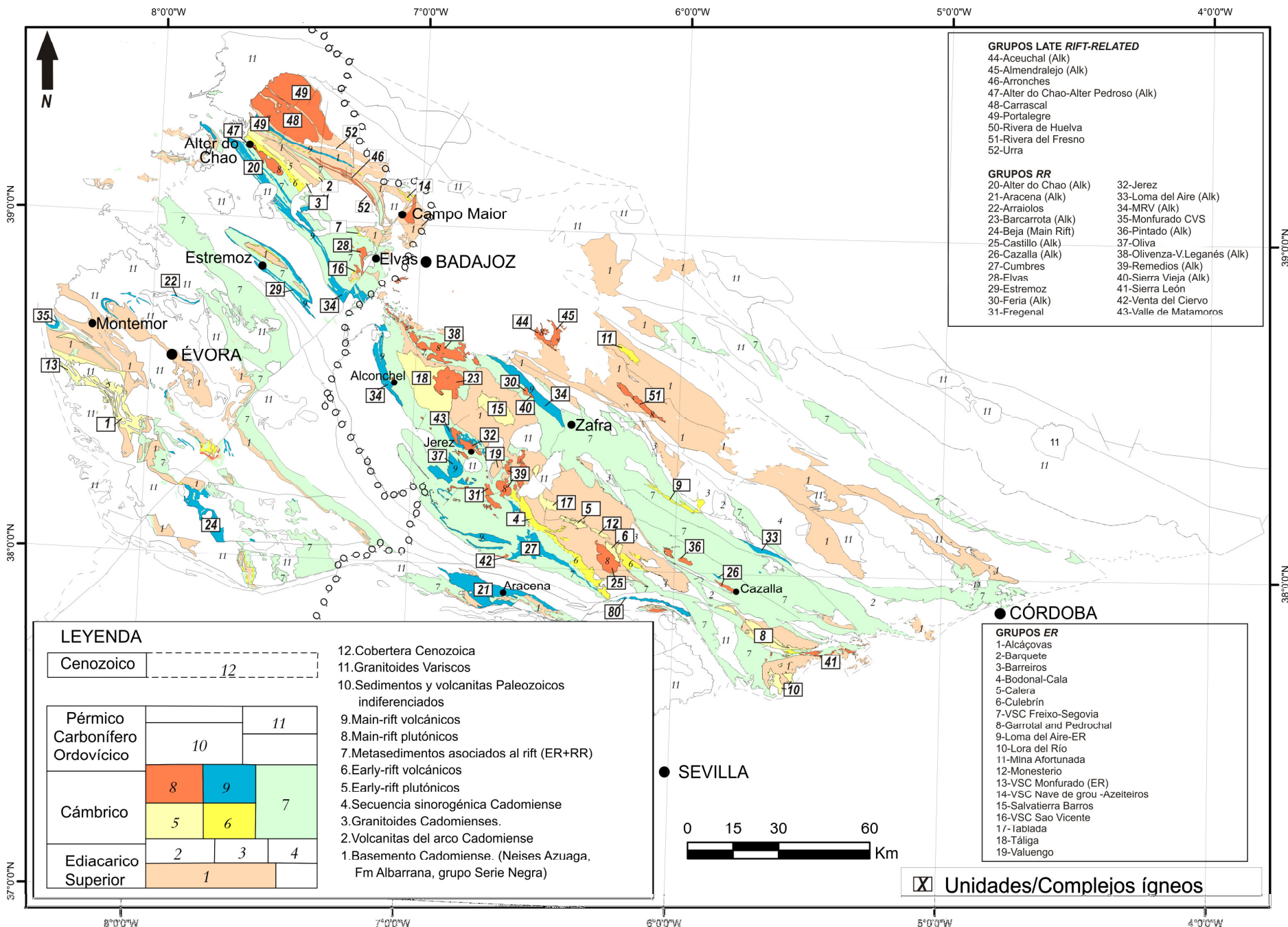
**ZONA SURPORTUGUESA**

**LEYENDA**

Cenozoico	12		
Pérmico Carbonífero Ordovícico	10		11
	8	9	7
Cámbrico	5	6	7
	2	3	4
Ediacárico Superior	1		

- 12. Cobertera Cenozoica
- 11. Granitoides Variscos
- 10. Sedimentos y volcanitas Paleozoicos indiferenciados
- 9. Main-rift volcánicos
- 8. Main-rift plutónicos
- 7. Metasedimentos asociados al rift (ER+RR)
- 6. Early-rift volcánicos
- 5. Early-rift plutónicos
- 4. Secuencia sinorogénica Cadomiense
- 3. Granitoides Cadomienses.
- 2. Volcanitas del arco Cadomiense
- 1. Basamento Cadomiense. (Neises Azuaga, Fm Albarrana, grupo Serie Negra)





- GRUPOS LATE RIFT-RELATED**
- 44-Aceuchal (Alk)
  - 45-Almendrales (Alk)
  - 46-Arronches
  - 47-Alter do Chao-Alter Pedroso (Alk)
  - 48-Carrascal
  - 49-Portalegre
  - 50-Rivera de Huelva
  - 51-Rivera del Fresno
  - 52-Urra
- GRUPOS RR**
- 20-Alter do Chao (Alk)
  - 21-Aracena (Alk)
  - 22-Arraiolos
  - 23-Barcarota (Alk)
  - 24-Beja (Main Rift)
  - 25-Castillo (Alk)
  - 26-Cazalla (Alk)
  - 27-Cumbres
  - 28-Elvas
  - 29-Estremoz
  - 30-Feria (Alk)
  - 31-Fregenal
  - 32-Jerez
  - 33-Loma del Aire (Alk)
  - 34-MRV (Alk)
  - 35-Monfurado CVS
  - 36-Pintado (Alk)
  - 37-Oliva
  - 38-Olivenza-V.Leganés (Alk)
  - 39-Remedios (Alk)
  - 40-Sierra Vieja (Alk)
  - 41-Sierra León
  - 42-Venta del Ciervo
  - 43-Valle de Matamoros

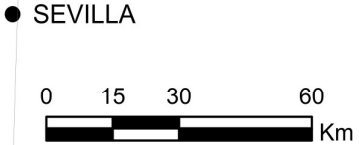
**LEYENDA**

Cenozoico				12
Pérmico	10		11	
	8	9	7	
Carbonífero	5		6	
Ordovícico	2		3	4
Cámbrico	1			
Ediacarico Superior	1			

- 12.Cobertera Cenozoica
- 11.Granitoides Variscos
- 10.Sedimentos y volcanitas Paleozoicos indiferenciados
- 9.Main-rift volcánicos
- 8.Main-rift plutónicos
- 7.Metasedimentos asociados al rift (ER+RR)
- 6.Early-rift volcánicos
- 5.Early-rift plutónicos
- 4.Secuencia sinorogénica Cadomiense
- 3.Granitoides Cadomienses.
- 2.Volcanitas del arco Cadomiense
- 1.Basamento Cadomiense. (Neises Azuaga, Fm Albarana, grupo Serie Negra)

- GRUPOS ER**
- 1-Alcákovas
  - 2-Barquete
  - 3-Barreiros
  - 4-Bodonal-Cala
  - 5-Calera
  - 6-Culebrín
  - 7-VSC Freixo-Segovia
  - 8-Garrothal and Pedrochal
  - 9-Loma del Aire-ER
  - 10-Lora del Rio
  - 11-Mina Afortunada
  - 12-Monesterio
  - 13-VSC Monfurado (ER)
  - 14-VSC Nave de grou -Azeiteiros
  - 15-Salvatierra Barros
  - 16-VSC Sao Vicente
  - 17-Iablada
  - 18-Táliga
  - 19-Valuengo

☒ Unidades/Complejos ígneos



## **ANEXO III**

### **DISTRIBUCIÓN LÁMINAS**





## ANEXO III- DISTRIBUCIÓN DE LÁMINAS

**Tabla I.** Distribución de las láminas delgadas de las rocas del Grupo ER utilizadas en el trabajo

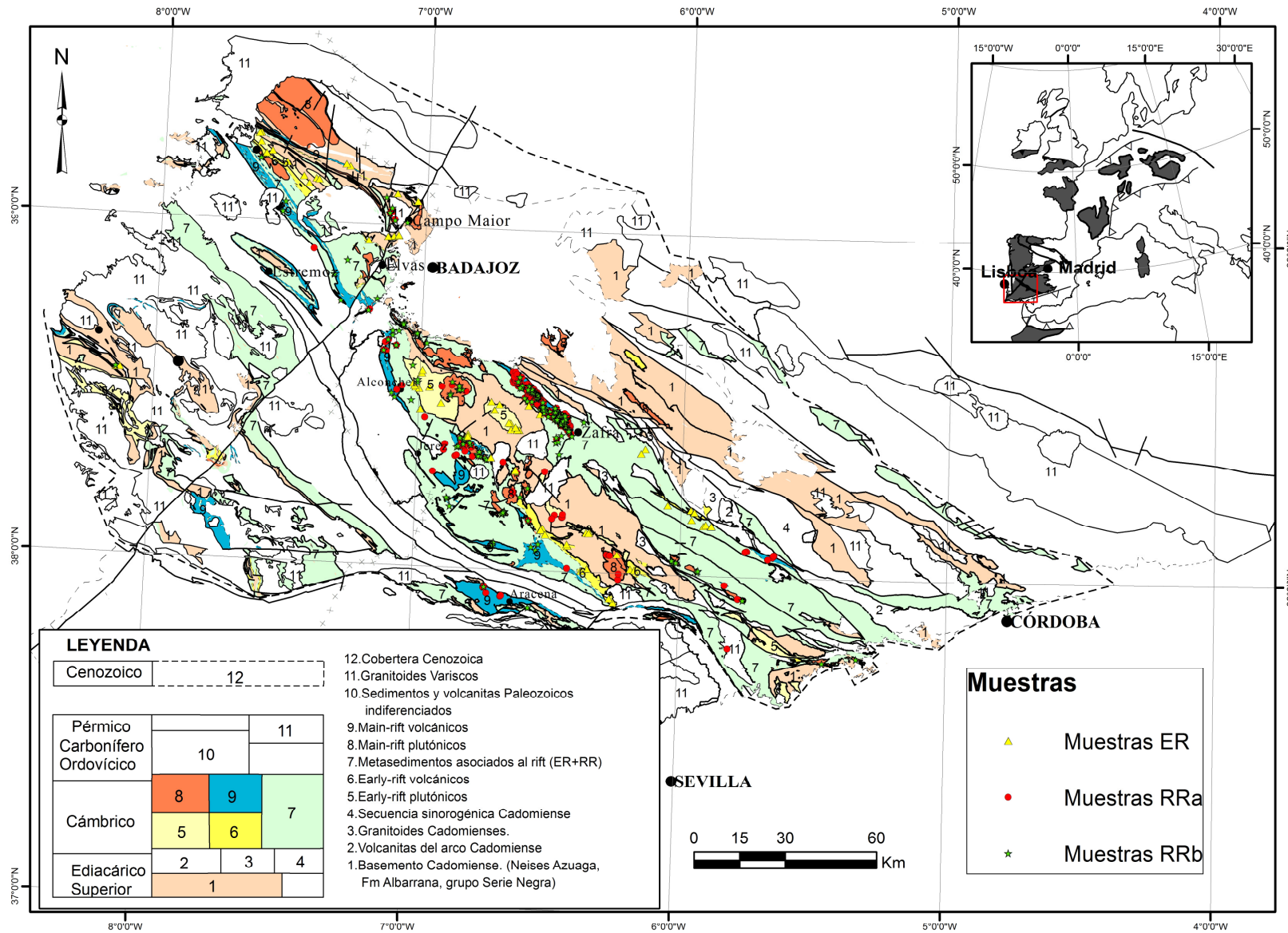
<b>ER</b>	<b>ER-VOL</b>	BODONAL	18	<b>32</b>	<b>65</b>
		PÓRFIDO CALA	2		
		LOMA-ER	6		
		NAVE DE GROU	3		
		FREIXO-SEGOVIA	3		
	<b>ER-PLU</b>	BARQUETE	2	<b>33</b>	
		BARREIROS	5		
		CALERA	3		
		SALVBARROS	9		
		TALIGA	6		
		TABLADA	8		

**Tabla II.** Distribución de las láminas delgadas de las rocas máficas del Grupo RR utilizadas en el trabajo

<b>RRb</b>	<b>OIB/ EMORB</b>	<b>MRP</b>	BARCARROTA	9	40	<b>189</b>	<b>221</b>
			CAZALLA	2			
			SIERRA LEÓN	2			
			LA LAPA	6			
			FERIA	3			
			JEREZ-FREGENAL	6			
			OLIVENZA & VLEGANES	7			
			PINTADO	5			
		<b>MRV</b>	ALCONERA	3	149		
			UDF	18			
	MRV		128				
	<b>NMORB</b>	<b>MRP</b>	JEREZ-FREGENAL	14	23	<b>32</b>	
			REMEDIOS	2			
			VMATAMOROS	7			
		<b>MRV</b>	UDF	4	9		
MRV			5				

**Tabla III.** Distribución de las láminas delgadas de las rocas ácidas e intermedias del Grupo RR utilizadas en el trabajo

RRa	MRP	BARCARROTA	6	65	<b>477</b>
		CAZALLA	5		
		CASTILLO	5		
		FERIA	24		
		JEREZ-FREGENAL	2		
		SIERRA VIEJA	11		
		OLIVENZA	2		
		REMEDIOS	3		
		V.MATAMOROS	7		
	MRV	ALCONERA	7	412	
		UDF	26		
		LOMA-AIRE-RR	12		
		MRV	367		



**Figura 4.I.** Mapa de muestras. Sistema de proyección UTM, Datum europeo 1950, Huso 30. Longitudes referidas al meridiano de Greenwich.

**ANEXO IV**

**GEOQUÍMICA DE ROCA TOTAL**



## **ANEXO IV – GEQUÍMICA DE ROCA TOTAL**

*Nota. - Puede haber alguna discrepancia en los números de muestra publicados y los que aparecen en los listados, al haber detectado alguna duplicidad en el número de la muestra. Se ha procedido a añadirle un sufijo a alguna de ellas para diferenciarlas.*

**Tabla I. Análisis químicos de roca total del grupo de rocas ER**

SUBGRUPO	ER-PLU	ER-PLU	ER-PLU	ER-PLU	ER-PLU	ER-PLU	ER-PLU	ER-PLU
UNIDAD	BARQUETE	BARQUETE	BARREIROS	BARREIROS	BARREIROS	BARREIROS	CALERA	CALERA
NUMERO	S45	S46	S43	S44	S41	S42	S47	S48
LITOLOGIA	Leucogr.	Gra.	Gra.Bt.	Gra.Bt.	Gra.Bt.-Amp	Leucogr.	Gra.Bt.	Gra.Bt.
SiO <sub>2</sub>	76,21	76,61	61,25	70,33	67,68	79,01	78,15	75,08
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,75	12,96	19,34	14,75	15,42	13,02	11,72	12,66
FeO	0,42	0,56	3,54	3,76	4,23	0,28	0,90	1,53
MnO	0,02	0,02	0,05	0,07	0,08	0,02	0,02	0,02
MgO	0,10	0,10	1,69	0,48	1,18	0,10	0,10	0,10
CaO	1,33	0,63	4,80	1,83	3,45	0,85	0,37	0,64
Na <sub>2</sub> O	4,78	3,08	4,79	5,01	4,10	5,68	3,55	3,17
K <sub>2</sub> O	2,29	5,09	2,08	1,91	2,10	0,64	4,55	5,77
TiO <sub>2</sub>	0,16	0,10	0,68	0,50	0,60	0,02	0,07	0,22
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,06	0,09	0,25	0,09	0,11	0,05	0,05	0,01
PPC	0,83	0,82	1,14	0,86	0,58	0,48	0,60	0,65
Total	99,96	100,06	99,61	99,59	99,53	100,15	100,07	99,84
Ba	914,30	607,00	574,20	351,80	966,60	150,60	29,92	468,10
Co	141,80	105,40	74,80	78,70	61,90	113,10	119,10	
Cr		20,20	14,80		33,10	25,20	17,61	
Hf		577,40	4,20		3,80	16,90	5,30	8,40
Nb	9,50	5,20	6,80	14,30	9,60	5,70	11,80	10,00
Ni	5,00	3,30	6,40	2,80	18,35	14,40	11,84	4,70
Rb	32,30	135,70	111,40	59,70	45,90	18,70	279,20	168,40
Sr	121,40	71,10	370,80	127,20	231,80	85,70	7,70	72,20
Ta					2,70		4,80	
Th	18,30	3,30		4,40	6,80	26,40	33,40	19,70
U		2,40				5,20	10,50	
V	8,00	4,50	77,20	21,80	42,80	6,20		10,70
Zr	112,80	53,80	209,20	151,10	190,00	295,20	124,10	232,20
La	23,50	3,80	5,99	2,98	28,30	6,18	21,50	41,90
Ce	53,40	6,87	11,70	8,44	54,70	16,30	53,60	98,10
PR	6,72	0,85	1,53	1,01	6,88	2,06	7,33	11,00
Nd	24,00	3,16	6,48	4,83	26,10	8,29	29,40	42,50
Sm	5,73	0,78	1,63	2,18	5,49	3,61	9,05	9,75
Eu	0,71	0,19	1,22	0,54	1,03	0,31	0,08	0,72
GD	5,62	0,82	2,00	3,46	5,71	7,03	11,70	10,20
Tb	0,92	0,15	0,35	0,65	0,91	1,88	2,46	1,81
DY	5,78	1,00	2,27	4,34	5,31	15,67	17,20	11,20
HO	1,15	0,19	0,49	0,88	1,09	4,00	3,80	2,50
ER	3,56	0,62	1,58	2,63	3,15	13,20	11,80	7,39
TM	0,49	0,09	0,24	0,37	0,44	2,00	1,73	1,10
Yb	3,11	0,67	1,75	2,43	2,90	12,64	11,00	7,10
Lu	0,48	0,11	0,27	0,37	0,44	1,93	1,61	1,11
Y	31,50	5,92	14,20	22,80	27,30	109,00	110,00	66,20
A/CNK	1,08	1,11	1,03	1,08	1,01	1,13	1,03	1,00
(La/Yb) <sub>N</sub>	5,38	4,04	2,44	0,87	6,95	0,35	1,39	4,20
(La/Sm) <sub>N</sub>	2,63	3,12	2,36	0,88	3,30	1,10	1,52	2,75
Eu/Eu*	0,24	0,46	1,35	0,41	0,36	0,13	0,02	0,14
(Gd/Yb) <sub>N</sub>	1,50	1,01	0,95	1,18	1,63	0,46	0,88	1,19
La/Nb	2,47	0,73	0,88	0,21	2,95	1,08	1,82	4,19
Th/Nb	1,93	0,63		0,31	0,71	4,63	2,83	1,97
Th/La	0,78	0,87		1,48	0,24	4,27	1,55	0,47
Nb/Y	0,30	0,88	0,48	0,63	0,35	0,05	0,11	0,15
Zr/Nb	11,87	10,35	30,76	10,57	19,79	51,79	10,52	23,22
Th/Yb	5,88	4,93		1,81	2,34	2,09	3,04	2,77
Nb/Yb	3,05	7,76	3,89	5,88	3,31	0,45	1,07	1,41



SUBGRUPO	ER-PLU	ER-PLU	ER-PLU	ER-PLU	ER-PLU	ER-PLU	ER-PLU	ER-PLU	ER-PLU
UNIDAD	CALERA	SALVBARROS	SALVBARROS	SALVBARROS	SALVBARROS	SALVBARROS	SALVBARROS	SALVBARROS	SALVBARROS
NUMERO	S49	S50	S51	S52	S53	S54	M10	M11	M12
LITOLOGIA	Gra.Bt.	Gra.Bt.	Gra.Bt.	Gra.Bt.	Gra.Bt.	Gra.Bt.	MzGra.	MzGra.	MzGra.
SiO <sub>2</sub>	77,97	73,11	73,61	71,19	73,58	71,82	70,38	70,93	<b>70,77</b>
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11,97	14,31	14,39	15,32	14,28	14,83	14,64	15,50	<b>14,95</b>
FeO	0,73	1,68	1,45	2,05	1,46	0,95	2,75	2,23	<b>2,53</b>
MnO	0,02	0,06	0,07	0,05	0,05	0,05	0,06	0,08	<b>0,06</b>
MgO	0,10	0,44	0,27	0,64	0,33	0,51	0,99	0,91	<b>1,00</b>
CaO	0,11	1,19	1,37	2,24	1,46	1,80	2,28	2,23	<b>2,14</b>
Na <sub>2</sub> O	3,72	4,05	3,64	3,70	3,57	3,51	4,14	3,45	<b>3,37</b>
K <sub>2</sub> O	4,49	4,00	4,19	3,77	4,19	4,37	3,19	3,45	<b>3,77</b>
TiO <sub>2</sub>	0,10	0,19	0,17	0,29	0,21	0,25	0,38	0,28	<b>0,33</b>
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,05	0,05	0,06	0,08	0,11	0,07	0,11	0,12	<b>0,11</b>
PPC	0,82	0,79	0,63	0,45	0,61	0,76			
<b>Total</b>	<b>100,07</b>	<b>99,87</b>	<b>99,84</b>	<b>99,77</b>	<b>99,84</b>	<b>98,90</b>	<b>99,70</b>	<b>99,76</b>	<b>99,72</b>
<b>Ba</b>	<b>103,20</b>	<b>359,20</b>	<b>513,90</b>	<b>790,30</b>	<b>646,00</b>	<b>917,40</b>	<b>512,00</b>	<b>614,00</b>	<b>529,00</b>
<b>Co</b>		<b>70,60</b>	<b>92,60</b>	<b>72,40</b>	<b>76,90</b>	<b>71,20</b>	<b>72,54</b>	<b>86,94</b>	<b>80,95</b>
<b>Cr</b>		<b>20,90</b>	<b>13,70</b>	<b>5,70</b>		<b>2,30</b>	<b>24,16</b>	<b>14,48</b>	<b>21,37</b>
<b>Hf</b>	<b>5,50</b>						<b>4,07</b>	<b>3,13</b>	<b>3,69</b>
<b>Nb</b>	<b>8,50</b>	<b>12,20</b>	<b>8,60</b>	<b>7,40</b>	<b>8,50</b>	<b>6,90</b>	<b>8,66</b>	<b>7,67</b>	<b>8,21</b>
<b>Ni</b>		<b>17,45</b>	<b>18,45</b>	<b>4,90</b>	<b>3,10</b>		<b>6,12</b>	<b>4,16</b>	<b>4,03</b>
<b>Rb</b>	<b>140,50</b>	<b>251,50</b>	<b>184,80</b>	<b>140,00</b>	<b>168,20</b>	<b>157,10</b>	<b>104,00</b>	<b>125,00</b>	<b>134,00</b>
<b>Sr</b>	<b>24,30</b>	<b>79,90</b>	<b>88,50</b>	<b>151,50</b>	<b>103,70</b>	<b>133,30</b>	<b>174,00</b>	<b>160,00</b>	<b>141,00</b>
<b>Ta</b>	<b>4,20</b>						<b>1,41</b>	<b>1,32</b>	<b>1,49</b>
<b>Th</b>	<b>25,80</b>	<b>8,90</b>	<b>9,90</b>	<b>11,40</b>	<b>8,74</b>	<b>12,00</b>	<b>12,71</b>	<b>10,60</b>	<b>13,01</b>
<b>U</b>		<b>7,80</b>	<b>3,40</b>	<b>4,05</b>	<b>4,35</b>	<b>5,05</b>	<b>6,59</b>	<b>4,71</b>	<b>5,42</b>
<b>V</b>		<b>21,80</b>	<b>14,00</b>	<b>26,40</b>	<b>14,70</b>	<b>20,60</b>	<b>37,00</b>	<b>24,00</b>	<b>32,00</b>
<b>Zr</b>	<b>115,90</b>	<b>78,70</b>	<b>80,00</b>	<b>99,40</b>	<b>86,60</b>	<b>90,50</b>	<b>141,00</b>	<b>103,00</b>	<b>118,00</b>
<b>La</b>	<b>17,30</b>	<b>14,50</b>	<b>9,91</b>	<b>22,50</b>	<b>16,90</b>	<b>22,20</b>	<b>22,46</b>	<b>21,56</b>	<b>22,83</b>
<b>Ce</b>	<b>31,70</b>	<b>32,40</b>	<b>20,80</b>	<b>44,70</b>	<b>33,80</b>	<b>40,60</b>	<b>49,51</b>	<b>44,69</b>	<b>50,67</b>
<b>PR</b>	<b>4,51</b>	<b>4,12</b>	<b>2,49</b>	<b>5,37</b>	<b>3,98</b>	<b>5,23</b>	<b>5,60</b>	<b>5,04</b>	<b>6,04</b>
<b>Nd</b>	<b>17,70</b>	<b>14,90</b>	<b>8,60</b>	<b>19,70</b>	<b>15,00</b>	<b>19,60</b>	<b>21,20</b>	<b>18,68</b>	<b>22,62</b>
<b>Sm</b>	<b>4,63</b>	<b>4,31</b>	<b>2,05</b>	<b>4,19</b>	<b>3,26</b>	<b>4,07</b>	<b>4,95</b>	<b>4,30</b>	<b>5,44</b>
<b>Eu</b>	<b>0,13</b>	<b>0,68</b>	<b>0,28</b>	<b>0,66</b>	<b>0,49</b>	<b>0,63</b>	<b>0,77</b>	<b>0,77</b>	<b>0,71</b>
<b>GD</b>	<b>5,50</b>	<b>4,17</b>	<b>2,15</b>	<b>4,02</b>	<b>3,16</b>	<b>4,04</b>	<b>4,65</b>	<b>3,90</b>	<b>4,97</b>
<b>Tb</b>	<b>1,17</b>	<b>0,78</b>	<b>0,40</b>	<b>0,65</b>	<b>0,53</b>	<b>0,63</b>	<b>0,76</b>	<b>0,64</b>	<b>0,81</b>
<b>DY</b>	<b>8,51</b>	<b>4,47</b>	<b>2,37</b>	<b>3,91</b>	<b>3,21</b>	<b>3,88</b>	<b>5,02</b>	<b>3,86</b>	<b>4,69</b>
<b>HO</b>	<b>1,99</b>	<b>0,83</b>	<b>0,50</b>	<b>0,74</b>	<b>0,62</b>	<b>0,81</b>	<b>1,02</b>	<b>0,81</b>	<b>1,01</b>
<b>ER</b>	<b>6,41</b>	<b>2,46</b>	<b>1,51</b>	<b>2,26</b>	<b>1,93</b>	<b>2,34</b>	<b>2,89</b>	<b>2,24</b>	<b>2,64</b>
<b>TM</b>	<b>1,02</b>	<b>0,38</b>	<b>0,23</b>	<b>0,34</b>	<b>0,28</b>	<b>0,35</b>	<b>0,45</b>	<b>0,35</b>	<b>0,41</b>
<b>Yb</b>	<b>6,77</b>	<b>2,61</b>	<b>1,59</b>	<b>2,21</b>	<b>1,85</b>	<b>2,23</b>	<b>2,74</b>	<b>2,23</b>	<b>2,62</b>
<b>Lu</b>	<b>0,99</b>	<b>0,38</b>	<b>0,23</b>	<b>0,35</b>	<b>0,29</b>	<b>0,35</b>	<b>0,42</b>	<b>0,35</b>	<b>0,41</b>
<b>Y</b>	<b>55,20</b>	<b>25,60</b>	<b>14,90</b>	<b>21,70</b>	<b>18,40</b>	<b>23,00</b>	<b>29,46</b>	<b>23,60</b>	<b>29,77</b>
<b>A/CNK</b>	<b>1,07</b>	<b>1,09</b>	<b>1,11</b>	<b>1,08</b>	<b>1,09</b>	<b>1,08</b>	<b>1,02</b>	<b>1,15</b>	<b>1,11</b>
<b>(La/Yb)<sub>N</sub></b>	<b>1,82</b>	<b>3,96</b>	<b>4,44</b>	<b>7,25</b>	<b>6,51</b>	<b>7,09</b>	<b>5,84</b>	<b>6,89</b>	<b>6,21</b>
<b>(La/Sm)<sub>N</sub></b>	<b>2,39</b>	<b>2,16</b>	<b>3,10</b>	<b>3,44</b>	<b>3,32</b>	<b>3,50</b>	<b>2,91</b>	<b>3,21</b>	<b>2,69</b>
<b>Eu/Eu*</b>	<b>0,05</b>	<b>0,31</b>	<b>0,26</b>	<b>0,31</b>	<b>0,29</b>	<b>0,30</b>	<b>0,31</b>	<b>0,35</b>	<b>0,25</b>
<b>(Gd/Yb)<sub>N</sub></b>	<b>0,67</b>	<b>1,32</b>	<b>1,12</b>	<b>1,51</b>	<b>1,42</b>	<b>1,50</b>	<b>1,41</b>	<b>1,45</b>	<b>1,58</b>
<b>La/Nb</b>	<b>2,04</b>	<b>1,19</b>	<b>1,15</b>	<b>3,04</b>	<b>1,99</b>	<b>3,22</b>	<b>2,60</b>	<b>2,81</b>	<b>2,78</b>
<b>Th/Nb</b>	<b>3,04</b>	<b>0,73</b>	<b>1,15</b>	<b>1,54</b>	<b>1,03</b>	<b>1,74</b>	<b>1,47</b>	<b>1,38</b>	<b>1,59</b>
<b>Th/La</b>	<b>1,49</b>	<b>0,61</b>	<b>1,00</b>	<b>0,51</b>	<b>0,52</b>	<b>0,54</b>	<b>0,57</b>	<b>0,49</b>	<b>0,57</b>
<b>Nb/Y</b>	<b>0,15</b>	<b>0,48</b>	<b>0,58</b>	<b>0,34</b>	<b>0,46</b>	<b>0,30</b>	<b>0,29</b>	<b>0,33</b>	<b>0,28</b>
<b>Zr/Nb</b>	<b>13,64</b>	<b>6,45</b>	<b>9,30</b>	<b>13,43</b>	<b>10,19</b>	<b>13,12</b>	<b>16,29</b>	<b>13,42</b>	<b>14,38</b>
<b>Th/Yb</b>	<b>3,81</b>	<b>3,41</b>	<b>6,23</b>	<b>5,16</b>	<b>4,72</b>	<b>5,38</b>	<b>4,64</b>	<b>4,76</b>	<b>4,97</b>
<b>Nb/Yb</b>	<b>1,26</b>	<b>4,67</b>	<b>5,41</b>	<b>3,35</b>	<b>4,59</b>	<b>3,09</b>	<b>3,16</b>	<b>3,44</b>	<b>3,14</b>

<b>SUBGRUPO UNIDAD NUMERO LITOLOGIA</b>	ER-PLU SALVBARROS	ER-PLU TABLADA	ER-PLU TABLADA	ER-PLU TABLADA	ER-PLU TABLADA	ER-PLU TABLADA	ER-PLU TABLADA	ER-PLU TABLADA	ER-PLU TABLADA
	<b>M13</b>	<b>S58</b>	<b>S59</b>	<b>S55</b>	<b>S56</b>	<b>S57</b>	<b>M13</b>	<b>M14</b>	<b>M15</b>
	Gra.	Gra. Ms-Bt.	Gra. Ms-Bt.	Gra. Ms	Gra. Ms	Gra. Ms	Gra.	MzGra.	Gra.
<b>SiO<sub>2</sub></b>	73,07	76,70	74,52	73,52	75,74	75,67	72,74	72,12	72,92
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	13,90	14,32	14,08	16,28	14,27	14,12	16,30	15,67	14,98
<b>FeO</b>	1,73	0,28	0,85	0,42	0,29	0,30	0,16	0,11	0,66
<b>MnO</b>	0,06	0,02	0,02	0,02	0,03	0,02	0,02	0,01	0,05
<b>MgO</b>	0,32	0,10	0,25			0,10	0,35	0,39	0,53
<b>CaO</b>	1,52	0,23	0,85	0,33	0,68	0,39	0,39	0,43	1,00
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	3,54	6,86	4,25	3,41	4,63	4,59	3,60	4,27	3,57
<b>K<sub>2</sub>O</b>	4,79	0,64	4,14	4,87	3,58	4,24	4,86	4,90	4,32
<b>TiO<sub>2</sub></b>	0,19	0,14	0,13	0,06	0,04	0,03	0,04	0,08	0,13
<b>P<sub>2</sub>O<sub>5</sub></b>	0,07	0,07	0,08	0,06	0,08	0,07	0,11	0,13	0,13
<b>PPC</b>		0,74	0,75	1,01	0,63	0,56			
<b>Total</b>	99,80	100,10	99,92	99,97	99,96	100,09	99,82	99,49	99,00
<b>Ba</b>	478,00	70,10	732,20	306,90	233,30	103,60	78,00	582,00	448,00
<b>Co</b>	104,07			88,70	102,80		118,61	107,11	87,76
<b>Cr</b>	12,63		3,80	13,90	8,10		6,90	6,99	9,53
<b>Hf</b>	2,86						1,74	2,28	2,48
<b>Nb</b>	8,48	7,60	8,60	15,00	8,40	7,70	9,99	6,78	8,78
<b>Ni</b>	2,69			16,15	14,80		0,26	3,60	0,99
<b>Rb</b>	168,00	23,70	113,80	201,80	121,10	159,80	200,00	137,00	179,00
<b>Sr</b>	105,00	83,80	154,30	36,70	87,30	41,90	22,00	103,00	87,00
<b>Ta</b>	1,87			6,10		7,00	3,13	1,66	1,93
<b>Th</b>	9,65	9,00	10,30	2,60	1,80	3,30	2,99	5,89	8,63
<b>U</b>	4,90			13,20	1,50		7,10	2,27	6,96
<b>V</b>	15,00	11,90	13,30				2,51	9,32	9,88
<b>Zr</b>	88,00	68,80	67,20	25,70	21,70	17,30	28,85	62,92	86,00
<b>La</b>	17,58	17,50	17,80	1,67	1,83	2,44	2,87	9,05	16,77
<b>Ce</b>	37,65	34,70	35,20	3,73	3,65	5,93	7,28	18,32	35,30
<b>PR</b>	4,18	4,20	4,47	0,47	0,48	0,82	0,81	2,11	3,99
<b>Nd</b>	15,28	15,30	16,80	1,70	1,82	3,08	3,39	7,38	15,53
<b>Sm</b>	3,37	3,55	4,26	0,72	0,65	1,25	1,04	1,71	3,30
<b>Eu</b>	0,45	0,49	0,47	0,06	0,10	0,02	0,03	0,33	0,37
<b>GD</b>	3,29	3,64	4,03	0,83	0,75	1,12	0,95	1,56	2,76
<b>Tb</b>	0,55	0,64	0,71	0,20	0,18	0,22	0,18	0,26	0,45
<b>DY</b>	3,55	4,02	4,35	1,24	1,16	1,40	1,20	1,70	2,67
<b>HO</b>	0,74	0,83	0,87	0,23	0,21	0,23	0,23	0,33	0,52
<b>ER</b>	2,08	2,37	2,61	0,70	0,63	0,68	0,62	0,97	1,43
<b>TM</b>	0,34	0,35	0,39	0,13	0,11	0,12	0,12	0,16	0,21
<b>Yb</b>	2,18	2,11	2,54	0,87	0,82	0,80	0,85	1,03	1,38
<b>Lu</b>	0,34	0,34	0,38	0,13	0,12	0,13	0,13	0,15	0,21
<b>Y</b>	22,41	23,60	25,30	7,06	6,02	7,31	6,00	8,00	12,00
<b>A/CNK</b>	1,01	1,16	1,08	1,42	1,12	1,10	1,37	1,20	1,21
<b>(La/Yb)<sub>N</sub></b>	5,75	5,91	4,99	1,37	1,59	2,17	2,41	6,29	8,66
<b>(La/Sm)<sub>N</sub></b>	3,34	3,16	2,68	1,49	1,80	1,25	1,77	3,38	3,26
<b>Eu/Eu*</b>	0,26	0,26	0,22	0,15	0,28	0,03	0,06	0,38	0,23
<b>(Gd/Yb)<sub>N</sub></b>	1,25	1,43	1,32	0,79	0,76	1,16	0,92	1,26	1,66
<b>La/Nb</b>	2,07	2,30	2,07	0,11	0,22	0,32	0,29	1,33	1,91
<b>Th/Nb</b>	1,14	1,18	1,20	0,17	0,21	0,43	0,30	0,87	0,98
<b>Th/La</b>	0,55	0,51	0,58	1,56	0,98	1,35	1,04	0,65	0,51
<b>Nb/Y</b>	0,38	0,32	0,34	2,12	1,40	1,05	1,67	0,85	0,73
<b>Zr/Nb</b>	10,38	9,05	7,81	1,71	2,58	2,25	2,89	9,28	9,79
<b>Th/Yb</b>	4,43	4,27	4,06	2,99	2,20	4,13	3,52	5,75	6,25
<b>Nb/Yb</b>	3,89	3,60	3,39	17,24	10,24	9,63	11,77	6,61	6,36

<b>SUBGRUPO UNIDAD NUMERO LITOLOGIA</b>	ER-PLU TALIGA <b>M16</b> MzGra.	ER-PLU TALIGA <b>M17</b> MzGra.	ER-PLU TALIGA <b>M18</b> Grd.	ER-PLU TALIGA <b>M19</b> MzGra.	ER-PLU TALIGA <b>M20</b> Gra.	ER-VOL CALAPORF <b>M4</b> Pfdo..Rio.	ER-VOL CALAPORF <b>M156</b> Pfdo.Rio.	ER-VOL ER-VOL <b>S1</b> Poide. Dac.	ER-VOL ER-VOL <b>M157</b> Rio.
<b>SiO<sub>2</sub></b>	71,75	69,92	67,67	69,74	73,24	70,36	70,76	68,00	80,75
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	15,40	14,15	15,55	14,43	13,80	14,47	14,06	14,84	11,53
<b>FeO</b>	0,96	2,13	2,38	2,43	0,41	2,53	3,10	5,15	0,27
<b>MnO</b>	0,02	0,03	0,04	0,04	0,02	0,05	0,05	0,10	0,02
<b>MgO</b>	0,59	0,82	1,07	0,98	0,29	1,45	0,58	1,93	0,10
<b>CaO</b>	0,89	2,09	2,11	2,05	0,69	0,30	0,07	0,61	0,39
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	4,04	3,23	3,30	2,61	3,71	2,16	0,28	2,79	5,70
<b>K<sub>2</sub>O</b>	3,65	4,79	5,06	4,84	4,85	6,16	8,74	2,69	0,25
<b>TiO<sub>2</sub></b>	0,29	0,49	0,52	0,51	0,12	0,49	0,38	0,78	0,44
<b>P<sub>2</sub>O<sub>5</sub></b>	0,19	0,12	0,14	0,15	0,14	0,14	0,05	0,10	0,10
<b>PPC</b>						1,66	1,63	2,44	0,54
<b>Total</b>	99,07	98,82	98,73	98,78	99,21	99,77	99,70	99,43	100,09
<b>Ba</b>	592,00	592,00	1336,00	1124,00	325,00	995,20	583,60	955,20	435,00
<b>Co</b>	66,91	74,05	50,77	84,35	87,62	94,80	59,70	34,70	53,60
<b>Cr</b>	16,92	29,60	36,17	32,54	12,14	53,00	32,00	96,50	38,00
<b>Hf</b>	3,02	2,48	1,98	2,70	2,30	5,10	4,90	5,50	5,00
<b>Nb</b>	10,07	9,89	9,48	9,81	10,25	10,60	8,70	12,30	7,00
<b>Ni</b>	4,91	10,92	12,19	10,82	2,21	9,60	6,00	48,70	36,00
<b>Rb</b>	92,00	92,00	103,00	104,00	199,00	113,20	228,40	74,90	6,10
<b>Sr</b>	145,00	145,00	154,00	146,00	57,00	48,90	19,30	135,90	116,30
<b>Ta</b>	1,25	0,92	0,78	1,01	1,67	0,40	0,60		2,10
<b>Th</b>	8,59	14,75	14,07	13,70	7,68	16,20	12,30	9,00	5,90
<b>U</b>	2,26	2,52	2,32	5,39	9,00	2,10	2,80	1,30	0,50
<b>V</b>	21,97	42,23	50,08	45,47	10,15	37,00	33,00	97,90	30,00
<b>Zr</b>	134,00	134,00	185,00	203,00	80,00	209,60	165,10	219,20	195,90
<b>La</b>	17,59	38,19	38,17	37,52	15,19	44,30	45,30	28,20	6,35
<b>Ce</b>	38,21	79,88	78,99	79,53	31,62	88,70	67,30	60,00	16,50
<b>PR</b>	4,49	9,32	9,24	9,28	3,59	10,40	7,15	6,58	1,93
<b>Nd</b>	16,89	35,72	34,56	35,14	13,31	39,70	28,80	26,70	7,95
<b>Sm</b>	4,00	7,52	7,20	7,08	2,98	8,40	5,76	5,09	1,92
<b>Eu</b>	0,49	1,02	1,26	1,23	0,33	1,01	0,92	1,23	0,41
<b>GD</b>	3,63	6,48	5,63	6,05	2,76	7,95	5,54	4,94	2,20
<b>Tb</b>	0,67	1,08	0,89	0,94	0,49	1,24	0,83	0,67	0,37
<b>DY</b>	4,24	6,38	4,75	4,96	3,16	7,61	5,00	4,05	2,37
<b>HO</b>	0,91	1,27	0,90	0,99	0,65	1,45	1,01	0,78	0,52
<b>ER</b>	2,41	3,20	2,12	2,53	1,80	4,40	3,05	2,35	1,61
<b>TM</b>	0,35	0,45	0,30	0,38	0,28	0,63	0,44	0,34	0,24
<b>Yb</b>	2,33	2,65	1,84	2,31	1,70	3,82	2,73	2,23	1,70
<b>Lu</b>	0,34	0,37	0,24	0,34	0,25	0,55	0,41	0,33	0,23
<b>Y</b>	12,00	26,00	17,00	39,00	16,00	40,00	31,00	19,40	13,50
<b>A/CNK</b>	1,26	0,99	1,06	1,09	1,09	1,34	1,40	1,72	1,11
<b>(La/Yb)<sub>N</sub></b>	5,38	10,26	14,77	11,55	6,37	8,26	11,82	9,01	2,66
<b>(La/Sm)<sub>N</sub></b>	2,82	3,26	3,40	3,40	3,27	3,38	5,04	3,55	2,12
<b>Eu/Eu*</b>	0,24	0,27	0,36	0,35	0,22	0,23	0,31	0,47	0,39
<b>(Gd/Yb)<sub>N</sub></b>	1,29	2,03	2,53	2,17	1,35	1,73	1,68	1,84	1,07
<b>La/Nb</b>	1,75	3,86	4,02	3,82	1,48	4,18	5,21	2,29	0,91
<b>Th/Nb</b>	0,85	1,49	1,48	1,40	0,75	1,53	1,41	0,73	0,84
<b>Th/La</b>	0,49	0,39	0,37	0,37	0,51	0,37	0,27	0,32	0,93
<b>Nb/Y</b>	0,84	0,38	0,56	0,25	0,64	0,27	0,28	0,63	0,52
<b>Zr/Nb</b>	13,31	13,55	19,51	20,68	7,81	19,77	18,98	17,82	27,99
<b>Th/Yb</b>	3,69	5,57	7,64	5,92	4,52	4,24	4,51	4,04	3,47
<b>Nb/Yb</b>	4,32	3,73	5,15	4,24	6,04	2,77	3,19	5,52	4,12

SUBGRUPO	ER-VOL	ER-VOL	ER-VOL	ER-VOL	ER-VOL	ER-VOL	ER-VOL	ER-VOL	ER-VOL
UNIDAD	ER-VOL	ER-VOL	ER-VOL	ER-VOL	Bodonal- Cala	Bodonal- Cala	Bodonal- Cala	Bodonal- Cala	Bodonal- Cala
NUMERO	<b>M158</b>	<b>S2b</b>	<b>M159</b>	<b>S3</b>	<b>M3</b>	<b>M1</b>	<b>M6</b>	<b>M2</b>	<b>S4</b>
LITOLOGIA	Toba	Rio.	Poide.Dac.	Rio.	Rio.	Rio.	Rio.	Rio.	Rio.
<b>SiO<sub>2</sub></b>	74,16	80,75	68,00	77,56	75,36	74,16	70,74	69,90	76,24
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	13,90	11,53	14,84	11,26	13,70	12,36	14,60	15,94	12,29
<b>FeO</b>	1,76	0,27	5,15	1,73	0,98	2,62	1,73	3,14	1,23
<b>MnO</b>	0,00	0,02	0,10	0,04	0,05	0,05	0,05	0,05	0,03
<b>MgO</b>	0,49	0,10	1,93	0,38	0,43	0,29	0,29	0,99	0,10
<b>CaO</b>	0,10	0,39	0,61	2,13	0,17	0,04	0,07	0,13	0,67
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	2,56	5,70	2,79	4,80	2,48	0,26	0,35	1,31	7,33
<b>K<sub>2</sub>O</b>	4,53	0,25	2,69	0,36	5,03	9,02	11,05	3,23	0,31
<b>TiO<sub>2</sub></b>	0,46	0,44	0,78	0,36	0,29	0,14	0,16	0,65	0,70
<b>P<sub>2</sub>O<sub>5</sub></b>	0,03	0,10	0,10	0,11	0,13	0,05	0,05	0,07	0,16
<b>PPC</b>	1,88	0,54	2,44	1,08	1,34	0,81	0,81	4,31	0,90
<b>Total</b>	99,87	100,09	99,43	99,81	99,94	99,80	99,91	99,70	99,96
<b>Ba</b>	806,10	435,00	955,20	56,10	688,90	1078,90	980,40	418,30	55,30
<b>Co</b>	42,60	53,60	34,70	69,00	79,30	113,70	98,00	40,90	91,40
<b>Cr</b>	33,50	38,00	96,50	31,00	21,00	15,00	13,00	61,00	80,90
<b>Hf</b>	6,40	5,00	5,50	2,00	3,40	4,90	7,60	5,60	3,30
<b>Nb</b>	12,10	7,00	12,30	6,40	8,60	7,90	9,70	11,20	11,50
<b>Ni</b>	10,50	36,00	48,70	5,30	1,00	2,80	2,30	6,50	12,70
<b>Rb</b>	153,70	6,10	74,90	8,50	124,80	106,90	132,90	103,60	8,70
<b>Sr</b>	77,80	116,30	135,90	94,50	71,70	48,30	58,70	28,10	77,20
<b>Ta</b>	1,40	2,10			1,00		1,10	0,80	1,00
<b>Th</b>	11,40	5,90	9,00	7,20	10,50	12,70	15,00	10,30	9,50
<b>U</b>	0,80	0,50	1,30	1,00	4,70	1,60	4,80	5,10	1,40
<b>V</b>	59,20	30,00	97,90	26,30	16,00	2,00	4,00	90,00	70,50
<b>Zr</b>	256,60	195,90	219,20	144,50	136,50	222,60	271,00	223,40	291,90
<b>La</b>	31,20	6,35	28,20	4,17	23,30	45,60	37,20	31,80	18,90
<b>Ce</b>	56,70	16,50	60,00	8,63	52,40	89,60	102,00	66,40	36,20
<b>PR</b>	6,59	1,93	6,58	1,12	4,27	8,59	7,52	7,28	4,30
<b>Nd</b>	23,70	7,95	26,70	4,56	17,40	35,90	32,20	30,10	17,00
<b>Sm</b>	4,41	1,92	5,09	1,20	4,16	7,95	7,71	7,05	3,59
<b>Eu</b>	1,06	0,41	1,23	0,37	0,33	1,10	0,94	1,01	1,12
<b>GD</b>	4,67	2,20	4,94	1,49	4,43	7,09	7,52	6,65	3,54
<b>Tb</b>	0,75	0,37	0,67	0,28	0,80	1,07	1,21	1,05	0,53
<b>DY</b>	4,77	2,37	4,05	1,90	5,40	6,47	7,63	6,30	3,13
<b>HO</b>	0,98	0,52	0,78	0,41	1,12	1,32	1,55	1,21	0,63
<b>ER</b>	2,91	1,61	2,35	1,28	3,48	4,10	4,79	3,51	1,97
<b>TM</b>	0,42	0,24	0,34	0,20	0,51	0,61	0,71	0,52	0,28
<b>Yb</b>	2,78	1,70	2,23	1,47	3,17	4,05	4,70	3,33	1,93
<b>Lu</b>	0,41	0,23	0,33	0,24	0,45	0,60	0,70	0,50	0,31
<b>Y</b>	24,40	13,50	19,40	10,00	33,10	38,30	45,00	33,30	14,20
<b>A/CNK</b>	1,50	1,11	1,72	0,93	1,40	1,21	1,15	2,71	0,90
<b>(La/Yb)<sub>N</sub></b>	7,99	2,66	9,01	2,02	5,23	8,02	5,64	6,80	6,97
<b>(La/Sm)<sub>N</sub></b>	4,53	2,12	3,55	2,23	3,59	3,68	3,09	2,89	3,37
<b>Eu/Eu*</b>	0,45	0,39	0,47	0,56	0,15	0,27	0,24	0,28	0,60
<b>(Gd/Yb)<sub>N</sub></b>	1,39	1,07	1,84	0,84	1,16	1,45	1,33	1,66	1,52
<b>La/Nb</b>	2,58	0,91	2,29	0,65	2,71	5,77	3,84	2,84	1,64
<b>Th/Nb</b>	0,94	0,84	0,73	1,13	1,22	1,61	1,55	0,92	0,83
<b>Th/La</b>	0,37	0,93	0,32	1,73	0,45	0,28	0,40	0,32	0,50
<b>Nb/Y</b>	0,50	0,52	0,63	0,64	0,26	0,21	0,22	0,34	0,81
<b>Zr/Nb</b>	21,21	27,99	17,82	22,58	15,87	28,18	27,94	19,95	25,38
<b>Th/Yb</b>	4,10	3,47	4,04	4,90	3,31	3,14	3,19	3,09	4,92
<b>Nb/Yb</b>	4,35	4,12	5,52	4,35	2,71	1,95	2,06	3,36	5,96

<b>SUBGRUPO</b>	ER-VOL	ER-VOL	ER-VOL	ER-VOL	ER-VOL	ER-VOL	ER-VOL	ER-VOL	ER-VOL
<b>UNIDAD</b>	Bodonal-	Bodonal-	Bodonal-	Bodonal-	LOMA-AIRE	LOMA-AIRE	LOMA-AIRE	LOMA-AIRE	LOMA-AIRE
<b>NUMERO</b>	<b>M5</b>	<b>M9</b>	<b>M7</b>	<b>M8</b>	<b>S61</b>	<b>S63</b>	<b>S64</b>	<b>S62</b>	<b>S65</b>
<b>LITOLOGIA</b>	Rio.	Rio.	Rio.	Rio.	Trq.Dac.	AutoBch.Trq.	Autobch. Trq.Dac	AutoBch.Trq.Rio.	Toba
<b>SiO<sub>2</sub></b>	72,01	77,62	72,06	74,40	66,44	59,23	60,65	71,68	80,84
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	15,10	10,93	14,32	14,54	16,32	15,71	14,69	14,51	7,85
<b>FeO</b>	1,49	2,21	2,00	1,30	5,04	5,29	3,89	3,78	4,65
<b>MnO</b>	0,05	0,05	0,05	0,05	0,06	0,09	0,09	0,02	0,12
<b>MgO</b>	0,94	0,59	1,62	0,98	0,14	0,40	0,14	0,10	0,23
<b>CaO</b>	0,17	0,21	0,46	0,17	0,24	4,75	6,03	0,19	0,19
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	1,24	0,32	2,90	1,59	8,05	4,83	6,10	8,18	1,70
<b>K<sub>2</sub>O</b>	6,07	5,99	3,35	4,22	1,27	3,55	1,85	0,17	1,56
<b>TiO<sub>2</sub></b>	0,38	0,36	0,34	0,33	0,63	0,59	0,47	0,52	0,13
<b>P<sub>2</sub>O<sub>5</sub></b>	0,05	0,14	0,13	0,08	0,09	0,09	0,08	0,09	0,25
<b>PPC</b>	2,41	1,38	2,59	2,24	1,14	4,86	5,60	0,43	1,97
<b>Total</b>	99,90	99,81	99,82	99,90	99,41	99,39	99,57	99,68	99,48
<b>Ba</b>	631,60	347,00	450,20	239,10	383,90	692,50	506,56	60,70	205,00
<b>Co</b>	102,30	69,30	43,40	35,60	29,50	12,30	19,20	56,30	7,00
<b>Cr</b>	31,00	38,00	21,00	36,00	22,10	35,70	20,24	9,70	117,00
<b>Hf</b>	5,50	4,70	5,50	5,10					2,80
<b>Nb</b>	9,00	7,60	8,70	8,50	5,90	5,40	4,30	4,10	7,10
<b>Ni</b>	4,70	3,50	3,70	6,30	18,90	22,50	15,84	19,00	19,00
<b>Rb</b>	105,30	141,80	90,40	106,50	31,10	82,90	47,40	5,10	69,00
<b>Sr</b>	42,80	34,20	37,20	26,60	173,00	212,90	286,30	86,10	69,00
<b>Ta</b>	2,30	1,10	1,40	1,60	3,20	3,10	3,50		1,00
<b>Th</b>	12,90	9,00	13,60	11,60	3,20	2,70		2,10	7,90
<b>U</b>	2,90	1,90	3,40	2,40	1,10			0,93	2,90
<b>V</b>	25,00	19,00	20,00	17,00	26,80	37,30	38,70	24,20	17,00
<b>Zr</b>	177,90	197,40	160,30	148,50	135,70	119,20	110,00	113,10	154,50
<b>La</b>	43,30	24,10	26,90	33,50	11,20	13,10	13,50	6,12	20,30
<b>Ce</b>	72,60	47,10	61,80	71,30	23,70	28,30	27,60	13,75	54,20
<b>PR</b>	8,08	4,14	5,35	6,60	3,35	3,75	3,47	1,72	5,41
<b>Nd</b>	33,00	17,10	22,30	27,30	13,70	15,40	14,10	6,72	22,60
<b>Sm</b>	6,91	3,81	5,03	6,14	3,05	3,48	3,15	1,43	5,72
<b>Eu</b>	0,95	0,56	0,38	0,70	0,97	1,29	1,23	0,25	1,35
<b>GD</b>	6,54	4,13	4,99	6,22	3,49	3,79	3,39	1,63	5,99
<b>Tb</b>	1,02	0,73	0,87	1,04	0,58	0,58	0,54	0,26	0,97
<b>DY</b>	6,38	4,59	5,88	6,60	3,60	3,42	3,17	1,81	5,83
<b>HO</b>	1,28	0,92	1,23	1,34	0,76	0,69	0,64	0,39	1,17
<b>ER</b>	3,76	2,62	3,77	3,98	2,26	2,04	1,93	1,15	3,11
<b>TM</b>	0,52	0,38	0,54	0,56	0,33	0,29	0,27	0,17	0,44
<b>Yb</b>	3,19	2,26	3,30	3,43	2,23	2,06	1,74	1,17	2,66
<b>Lu</b>	0,44	0,34	0,47	0,48	0,34	0,32	0,27	0,19	0,39
<b>Y</b>	37,10	26,00	35,00	37,30	19,50	17,60	17,10	9,06	34,30
<b>A/CNK</b>	1,69	1,48	1,55	1,94	1,08	0,77	0,64	1,04	1,63
<b>(La/Yb)<sub>N</sub></b>	9,67	7,59	5,81	6,96	3,58	4,53	5,53	3,73	5,44
<b>(La/Sm)<sub>N</sub></b>	4,02	4,05	3,43	3,50	2,35	2,41	2,75	2,74	2,27
<b>Eu/Eu*</b>	0,27	0,28	0,15	0,22	0,59	0,70	0,73	0,32	0,45
<b>(Gd/Yb)<sub>N</sub></b>	1,70	1,52	1,25	1,50	1,30	1,53	1,62	1,16	1,87
<b>La/Nb</b>	4,81	3,17	3,09	3,94	1,90	2,43	3,14	1,49	2,86
<b>Th/Nb</b>	1,43	1,18	1,56	1,36	0,54	0,50		0,51	1,11
<b>Th/La</b>	0,30	0,37	0,51	0,35	0,29	0,21		0,34	0,39
<b>Nb/Y</b>	0,24	0,29	0,25	0,23	0,30	0,31	0,25	0,45	0,21
<b>Zr/Nb</b>	19,77	25,97	18,43	17,47	23,00	22,07	25,58	27,59	21,76
<b>Th/Yb</b>	4,04	3,98	4,12	3,38	1,43	1,31		1,79	2,97
<b>Nb/Yb</b>	2,82	3,36	2,64	2,48	2,65	2,62	2,47	3,50	2,67

**Tabla II. Análisis químicos de roca total del grupo de rocas máficas de afinidad OIB/EMORB del Grupo RR**

SUBGRUPO	MRP	MRP	MRP	MRP	MRP	MRP	MRP	MRP	MRP
UNIDAD	BARCARROTA	BARCARROTA	BARCARROTA	BARCARROTA	BARCARROTA	BARCARROTA	BARCARROTA	BARCARROTA	BARCARROTA
NUMERO	M102	M103	M104	M105	M106	M107	M108	M109	M110
LITOLOGIA	Gab.	Gab.	Gab.	Gab.	Gab.	Gab.	Gab.	Gab.	Gab.
SiO <sub>2</sub>	45,55	45,80	47,70	48,51	48,01	48,41	48,93	48,89	44,36
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,44	13,96	15,72	15,20	17,33	15,79	14,70	14,45	17,27
FeO	10,73	10,62	5,63	9,86	8,29	8,64	11,94	12,08	13,29
MnO	0,17	0,16	0,15	0,18	0,14	0,14	0,15	0,14	0,15
MgO	5,22	6,14	5,38	8,12	8,44	9,16	5,29	5,97	5,22
CaO	9,20	6,90	7,62	11,83	11,74	11,65	7,38	9,08	8,27
Na <sub>2</sub> O	3,05	3,13	3,88	2,45	2,20	2,03	3,38	3,28	3,64
K <sub>2</sub> O	1,00	1,79	1,76	0,28	0,47	0,36	2,13	1,22	1,03
TiO <sub>2</sub>	4,37	3,96	2,76	1,34	1,05	0,98	3,06	2,62	4,30
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,41	0,33	0,43	0,09	0,10	0,07	0,33	0,20	0,34
PPC									
Total	96,22	95,90	92,34	98,90	99,07	99,02	98,66	98,66	98,52
Ba	228,00	185,00	194,00	64,00	30,00	72,00	196,00	130,00	218,00
Co	59,49	63,98	57,32	46,00	44,00	42,00	43,00	50,00	49,00
Cr	19,64	64,06	57,31	201,00	248,00	269,00	38,00	60,00	12,00
Hf	4,03	4,19	3,88						
Nb	31,92	32,08	31,35	10,00	10,00	10,00	42,00	27,00	40,00
Ni	17,60	84,57	59,47	84,00	106,00	112,00	51,00	46,00	52,00
Rb	18,00	36,00	34,00	11,00	15,00	11,00	55,00	32,00	18,00
Sr	538,00	415,00	468,00	112,00	165,00	151,00	454,00	378,00	632,00
Ta	2,28	2,28	2,23						
Th	2,18	3,29	3,57						
U	0,58	0,94	1,13						
V	336,67	253,48	197,65	222,00	165,00	170,00	185,00	297,00	267,00
Zr	179,00	181,00	229,00	66,00	66,00	57,00	194,00	147,00	170,00
La	23,16	26,29	29,66	5,00	7,00	5,00	29,00	23,00	23,00
Ce	52,03	57,67	65,31	5,00	6,00	5,00	50,00	35,00	40,00
PR	6,94	7,30	8,26						
Nd	29,67	31,25	35,88						
Sm	6,89	7,11	7,89						
Eu	2,32	1,93	2,27						
GD	5,98	6,32	7,18						
Tb	0,91	1,00	1,13						
DY	5,18	5,68	6,72						
HO	0,95	1,14	1,26						
ER	2,24	2,69	3,12						
TM	0,31	0,38	0,44						
Yb	1,93	2,28	2,60						
Lu	0,28	0,33	0,36						
Y	20,00	21,00	25,00	23,00	16,00	17,00	24,00	21,00	18,00
A/CNK	0,63	0,71	0,71	0,59	0,68	0,63	0,69	0,62	0,78
(La/Yb) <sub>N</sub>	8,62	8,27	8,17						
(La/Sm) <sub>N</sub>	2,17	2,39	2,43						
Eu/Eu*	0,67	0,54	0,57						
(Gd/Yb) <sub>N</sub>	2,57	2,30	2,28						
La/Nb	0,73	0,82	0,95	0,50	0,70	0,50	0,69	0,85	0,58
Th/Nb	0,07	0,10	0,11						
Th/La	0,09	0,12	0,12						
Nb/Y	1,60	1,53	1,25	0,43	0,63	0,59	1,75	1,29	2,22
Zr/Nb	5,61	5,64	7,31	6,60	6,60	5,70	4,62	5,44	4,25
Th/Yb	1,13	1,44	1,37						
Nb/Yb	16,57	14,08	12,04						

SUBGRUPO	MRP	MRP	MRP	MRP	MRP	MRP	MRP	MRP	MRP	MRP
UNIDAD	CAZALLA	CAZALLA	LA LAPA	LA LAPA	LA LAPA	FERIA	FERIA	FERIA	JEREZ-FREGENAL	JEREZ-FREGENAL
NUMERO	M193	M194	M134	M116	M117	M118	M114	M115	M119	M195
LITOLOGIA	Gab.	Gab.	Gab.	Gab.	Mz.Gab.	Sie.Gab	MzGAB.	MzDio.	Gab.	MzDio.
SiO <sub>2</sub>	49,25	50,25	46,23	47,20	49,34	37,42	46,26	40,68	48,66	50,94
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12,02	13,87	13,64	13,82	13,85	14,84	15,94	9,20	12,85	13,32
FeO	8,65	12,45	10,94	10,16	11,12	14,82	10,90	36,24	12,43	12,95
MnO	0,13	0,18	0,20	0,21	0,17	0,07	0,05	0,14	0,05	0,07
MgO	8,37	3,75	8,62	7,53	4,70	6,33	4,59	0,10	4,43	3,84
CaO	12,70	7,45	11,27	11,44	8,45	5,71	4,41	1,72	8,74	6,23
Na <sub>2</sub> O	2,13	4,73	2,08	2,39	4,00	3,87	6,05	5,55	4,34	6,12
K <sub>2</sub> O	0,73	0,91	0,79	1,24	1,29	0,54	0,33	0,10	1,57	0,16
TiO <sub>2</sub>	1,40	3,49	1,95	2,14	3,59	6,33	3,91	0,63	3,81	3,27
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,13	0,58	0,22	0,25	0,65	0,22	0,55	0,08	0,52	0,49
PPC	3,11	0,97	2,71	0,25		8,23	5,82	1,74	1,22	1,16
Total	89,97	100,01	98,64	96,61	97,17	98,36	98,79	96,18	98,62	98,56
Ba	188,30	376,20	192,20	204,00	255,00	163,00	111,00	13,00	133,00	186,00
Co	52,00	53,20	62,60	44,00	38,00	41,00	29,00	28,00	48,00	60,00
Cr	360,30		534,70	344,00	29,00	24,00	41,00	18,00	34,00	27,00
Hf			4,10							
Nb	10,30	28,40	8,60	10,00	18,00	10,00	10,00	10,00	18,00	13,00
Ni	30,20	14,90	132,80	94,00	15,00	31,00	37,00	23,00	13,00	31,00
Rb	22,70	23,70	23,30	25,00	24,00	16,00	11,00	10,00	33,00	6,00
Sr	325,80	658,40	442,20	424,00	457,00	97,00	50,00	28,00	810,00	261,00
Ta	8,50									
Th	1,68	2,00	1,50	0,68	2,70	0,63	2,80	7,10		
U	0,64	2,50								
V	432,20	163,40	257,00	220,00	261,00	490,00	269,00	28,00	346,00	347,00
Zr	103,60	213,30	65,40	54,00	172,00	123,00	237,00	148,00	186,00	270,00
La	10,60	25,00	7,10	11,30	27,30	20,20	38,60	8,40	30,90	24,10
Ce	24,40	56,90	16,30	21,20	63,50	43,00	84,30	17,80	67,80	63,30
PR	3,76	6,97	2,46	3,10	7,90	5,40	10,00	2,10	9,10	8,80
Nd	16,60	27,90	11,10	14,60	37,70	24,00	44,70	9,10	41,40	40,60
Sm	3,89	5,52	2,85	3,40	8,60	5,10	8,60	1,80	10,80	11,40
Eu	1,26	1,88	1,20	1,30	2,40	1,30	1,60	0,27	3,80	3,20
GD	4,00	5,31	3,10			4,30		1,60	11,00	12,00
Tb	0,57	0,73	0,47	0,52	1,00	0,67	0,78	0,25	1,90	2,10
DY	3,21	4,08	2,69	3,00	5,60	4,10	4,20	1,70	11,70	13,70
HO	0,62	0,78	0,50	0,55	1,00	0,74	0,79	0,35	2,20	2,70
ER	1,63	2,22	1,30	1,30	2,50	1,90	2,20	1,00	6,00	7,60
TM	0,21	0,32	0,17	0,20	0,28	0,20	0,24	0,20	0,84	1,17
Yb	1,36	1,98	0,99	0,83	1,90	1,10	1,70	0,82	5,30	7,30
Lu	0,19	0,30	0,14	0,20	0,21	0,20	0,20	0,20	0,79	1,12
Y	13,90	20,50	12,20	16,80	30,30	19,70	21,20	10,90	59,00	63,90
A/CNK	0,44	0,62	0,55	0,53	0,59	0,86	0,87	0,74	0,52	0,62
(La/Yb) <sub>N</sub>	5,59	9,06	5,14	9,77	10,31	13,17	16,29	7,35	4,18	2,37
(La/Sm) <sub>N</sub>	1,76	2,92	1,61	2,15	2,05	2,56	2,90	3,01	1,85	1,36
Eu/Eu*	0,62	0,66	0,79			0,51		0,30	0,67	0,53
(Gd/Yb) <sub>N</sub>	2,43	2,22	2,59			3,23		1,61	1,72	1,36
La/Nb	1,03	0,88	0,83	1,13	1,52	2,02	3,86	0,84	1,72	1,85
Th/Nb	0,16	0,07	0,17	0,07	0,15	0,06	0,28	0,71		
Th/La	0,16	0,08	0,21	0,06	0,10	0,03	0,07	0,85		
Nb/Y	0,74	1,39	0,70	0,60	0,59	0,51	0,47	0,92	0,31	0,20
Zr/Nb	10,06	7,51	7,60	5,40	9,56	12,30	23,70	14,80	10,33	20,77
Th/Yb	1,24	1,01	8,60	0,82	1,42	0,57	1,65	8,66		
Nb/Yb	7,57	14,34	9,60	12,05	9,47	9,09	5,88	12,20	3,40	1,78

SUBGRUPO UNIDAD	MRP JEREZ-FREGENAL	MRP JEREZ-FREGENAL	MRP OLIVENZA & VLEGANES	MRP OLIVENZA & VLEGANES	MRP OLIVENZA & VLEGANES	MRP OLIVENZA & VLEGANES	MRP OLIVENZA & VLEGANES	MRP OLIVENZA & VLEGANES	MRP OLIVENZA & VLEGANES	MRP OLIVENZA & VLEGANES	MRP PINTADO
NUMERO	M126	M127	M128	M129	M130	M131	M120	M121	M122	M123	
LITOLOGIA	Gab.	Gab.Dio.	Gab.	Gab.	Gab.	Gab.	Gab.	Gab.	Gab.	Gab.	Gab.
SiO <sub>2</sub>	51,20	50,36	45,54	47,24	43,67	48,80	48,53	44,58	48,44	49,41	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,30	13,82	14,25	17,11	14,07	15,16	16,23	13,72	16,29	13,66	
FeO	8,62	9,13	12,90	7,06	12,43	7,41	6,98	13,92	9,30	11,21	
MnO	0,18	0,16	0,16	0,10	0,15	0,11	0,11	0,18	0,15	0,24	
MgO	5,52	7,26	5,00	11,06	5,77	10,03	9,76	5,12	5,91	5,27	
CaO	11,33	11,67	10,41	12,43	12,23	13,41	13,40	9,58	11,31	8,32	
Na <sub>2</sub> O	3,52	3,03	2,45	2,06	2,93	1,97	2,01	2,66	2,57	3,42	
K <sub>2</sub> O	0,37	0,32	1,39	0,19	0,85	0,32	0,31	1,45	1,21	1,32	
TiO <sub>2</sub>	1,80	1,79	4,40	0,69	5,04	0,94	0,89	5,15	1,47	4,09	
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,15	0,15	0,30	0,04	0,17	0,07	0,11	0,36	0,17	0,22	
PPC	0,98		1,77	1,22	1,32						
Total	98,96	99,08	98,57	99,21	98,61	99,17	99,29	98,46	98,96	98,75	
Ba	87,00	80,00	249,00	71,00	195,00	78,00	95,00	247,00	231,00	243,00	
Co	52,00	47,00	56,00	53,00	65,00	52,00	44,00	50,00	38,00	32,00	
Cr	33,00	172,00	4,00	680,00	67,00	939,00	976,00	6,00	141,00	77,00	
Hf											
Nb	10,00	10,00	24,00	10,00	24,00	10,00	10,00	26,00	10,00	22,00	
Ni	24,00	41,00	10,00	116,00	35,00	44,00	43,00	10,00	38,00	10,00	
Rb	11,00	9,00	24,00	7,00	19,00	8,00	8,00	23,00	32,00	36,00	
Sr	232,00	235,00	655,00	467,00	574,00	439,00	469,00	721,00	387,00	584,00	
Ta											
Th											
U											
V	291,00	249,00	401,00	118,00	413,00	150,00	143,00	388,00	200,00	290,00	
Zr	109,00	115,00	138,00	25,00	115,00	51,00	47,00	175,00	102,00	154,00	
La	8,60	9,00	24,30	6,70	17,20	8,00	7,00	24,00	8,00	23,00	
Ce	22,80	9,00	54,50	14,70	39,50	11,00	9,00	37,00	10,00	34,00	
PR	3,60		7,30	1,80	5,50						
Nd	17,40		31,90	8,10	25,00						
Sm	5,40		8,00	1,80	6,50						
Eu	1,90		2,60	0,70	2,20						
GD	6,00		6,70		5,30						
Tb	1,10		1,00	0,20	0,90						
DY	7,40		5,80	1,60	4,80						
HO	1,50		1,00	0,20	0,90						
ER	4,10		2,40	0,40	2,00						
TM											
Yb			1,30		1,70						
Lu	0,60		0,30		0,20						
Y	36,60	27,00	27,60	8,90	23,90	7,00	7,00	20,00	20,00	20,00	
A/CNK (La/Yb) <sub>N</sub>	0,57	0,52	0,58 13,41	0,65	0,50 7,26	0,54	0,58	0,59	0,62	0,62	
(La/Sm) <sub>N</sub>	1,03		1,96	2,40	1,71						
Eu/Eu* (Gd/Yb) <sub>N</sub>	0,66		0,65 4,26		0,68 2,58						
La/Nb	0,86	0,90	1,01	0,67	0,72	0,80	0,70	0,92	0,80	1,05	
Th/Nb											
Th/La											
Nb/Y	0,27	0,37	0,87	1,12	1,00	1,43	1,43	1,30	0,50	1,10	
Zr/Nb	10,90	11,50	5,75	2,50	4,79	5,10	4,70	6,73	10,20	7,00	
Th/Yb	1,25	1,25									
Nb/Yb			18,46		14,12						



SUBGRUPO	MRP	MRP	MRP	MRP	MRP	MRP	MRV	MRV	MRV	MRV
UNIDAD	PINTADO	PINTADO	PINTADO	PINTADO	SIERRA LEÓN	SIERRA LEÓN	ALCONERA	ALCONERA	ALCONERA	UDF
NUMERO	M124	M125	M196	M197	M111	M112	M82	M83	M84	S37
LITOLOGIA	Dio.	Gab.	Gab.	Dio.	Gab.	Gab.	And.Bas.	And.	Bas.	And.Bas.
SiO <sub>2</sub>	50,93	49,66	48,11	51,83	44,58	48,15	52,00	42,79	46,43	50,88
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	19,49	15,17	15,79	18,57	12,95	17,10	13,94	8,78	14,06	14,02
FeO	6,58	9,03	10,42	8,39	12,45	7,75	7,19	11,53	12,50	15,05
MnO	0,12	0,18	0,27	0,15	0,21	0,14	0,13	0,20	0,20	0,13
MgO	3,36	6,98	4,75	2,71	6,29	8,98	8,79	15,05	6,53	4,22
CaO	8,07	9,88	9,29	6,48	9,93	13,01	7,56	10,14	7,36	2,41
Na <sub>2</sub> O	4,69	2,61	2,94	3,99	3,32	2,28	2,91	0,66	3,22	3,90
K <sub>2</sub> O	1,43	1,78	1,15	2,51	0,36	0,09	1,56	0,71	1,64	0,19
TiO <sub>2</sub>	2,33	1,41	4,02	2,26	3,07	0,85	0,89	1,91	3,37	2,76
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,22	0,16	0,23	0,26	0,19	0,05	0,09	0,22	0,44	0,67
PPC					2,27	0,77	4,13	3,73	2,85	4,12
Total	99,26	99,00	98,83	99,11	95,61	99,14	99,20	98,72	98,62	98,34
Ba	213,00	252,00	252,00	497,00	66,00	147,00			550,00	102,70
Co	21,00	33,00	27,00	17,00	91,00	68,00	39,70	34,20	52,00	30,30
Cr	45,00	228,00	45,00	15,00	109,00	491,00	289,00	284,00	32,00	44,10
Hf					0,00	0,00				11,10
Nb	23,00	12,00	20,00	19,00	4,00	2,00			30,00	13,10
Ni	10,00	18,00	10,00	10,00	67,00	142,00	43,20	45,50	72,00	21,30
Rb	53,00	56,00	26,00	61,00	10,50	2,20	45,00	43,00	30,00	7,50
Sr	707,00	516,00	492,00	636,00	362,00	92,00	331,00	141,00	761,00	971,90
Ta					2,00	2,00				2,60
Th					3,00	2,00	4,10	4,00	4,30	3,60
U					1,70	2,00	1,76	1,17		3,10
V	194,00	177,00	266,00	134,00	588,00	187,00	83,10	69,80	233,00	271,10
Zr	109,00	88,00	118,00	131,00	171,00		88,00	93,00	197,00	304,00
La	20,00	15,00	20,00	19,00	8,50	3,60	9,10	12,60	27,90	20,70
Ce	31,00	22,00	29,00	32,00	23,20	7,20	18,10	26,90	64,80	50,00
PR					4,00	1,20	2,40	3,70	8,20	7,30
Nd					19,60	5,10	9,40	15,60	40,10	35,10
Sm					6,30	1,90	2,10	3,40	9,80	9,91
Eu					1,90	0,51	0,74	1,27	3,20	2,74
GD					7,40	2,50	2,10		9,90	11,80
Tb					1,40	0,53	0,44	0,60	1,30	2,02
DY					9,20	3,90	2,10	2,80	8,20	12,50
HO					1,70	0,69	0,56	0,65	1,30	2,63
ER					5,00	2,00	1,30	1,50	3,60	7,60
TM					0,82	0,30	0,32	0,32	0,38	1,05
Yb					4,40	1,60	0,97	0,89	2,40	6,70
Lu					0,77	0,29	0,31	0,29	0,28	1,01
Y	14,00	12,00	16,00	15,00	48,50	20,60	14,40	15,00	29,00	61,00
A/CNK (La/Yb) <sub>N</sub>	0,81	0,63	0,69	0,88	0,54	0,62	0,69	0,43	0,69	1,28
(La/Sm) <sub>N</sub>					1,39	1,61	6,73	10,16	8,34	2,22
Eu/Eu*					0,87	1,22	2,80	2,39	1,84	1,35
(Gd/Yb) <sub>N</sub>					0,55	0,48	0,68		0,63	0,51
La/Nb	0,87	1,25	1,00	1,00	1,39	1,29	1,79		3,41	1,46
Th/Nb					2,13	1,80			0,93	1,58
Th/La					0,75	1,00			0,14	0,27
Nb/Y	1,64	1,00	1,25	1,27	0,35	0,56	0,45	0,32	0,15	0,17
Zr/Nb	4,74	7,33	5,90	6,89	0,08	0,10			1,03	0,21
Th/Yb					42,75				6,57	23,21
Nb/Yb					0,68	1,25	4,23	4,49	1,79	0,54
					0,91	1,25			12,50	1,96

SUBGRUPO UNIDAD NUMERO	MRV UDF S34	MRV UDF M88	MRV UDF S36	MRV UDF S35	MRV UDF M89	MRV UDF M86	MRV UDF M87	MRV UDF M85	MRV MRV S21	MRV MRV S24
LITOLOGIA	Bas.	Bas.	Toba Bas.	Trq.Bas.	Bas.	Bas.	Bas.	Toba Trq.And.Bas.	Bas.	And.Bas.
SiO <sub>2</sub>	44,85	44,37	49,26	52,01	40,99	47,87	46,50	46,25	47,19	47,92
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12,97	9,70	14,09	16,22	12,15	13,74	14,65	13,66	10,06	12,73
FeO	9,89	7,84	11,55	11,21	12,38	13,13	12,58	11,53	10,15	12,39
MnO	0,28	0,14	0,34	0,15	0,30	0,13	0,14	0,13	0,16	0,19
MgO	14,31	4,25	5,56	3,03	4,70	5,90	5,21	3,60	6,83	2,18
CaO	10,05	14,85	6,18	3,10	8,36	3,68	5,29	4,94	10,60	7,67
Na <sub>2</sub> O	0,71	2,84	2,54	6,32	1,25	2,58	3,17	1,56	2,90	3,40
K <sub>2</sub> O	0,66	0,50	0,23	0,35	2,57	1,39	1,55	3,50	0,61	0,72
TiO <sub>2</sub>	1,22	1,96	2,24	2,14	2,55	3,70	3,29	3,21	1,98	3,09
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,10	0,35	0,26	1,18	0,47	0,46	0,67	0,54	0,21	0,47
PPC	3,84	14,85	6,46	3,05	12,92	5,99	5,57	9,80	4,08	7,85
Total	98,88	101,66	98,70	98,75	98,63	98,55	98,62	98,72	94,76	98,62
Ba	61,50	61,00	44,70	91,00	295,00	372,00	498,00	435,00	187,80	851,20
Co	82,00	39,00	41,40	31,40	62,40	45,00	37,00	37,00	62,50	52,50
Cr	909,00	237,00	114,00	7,00	46,00	2,00	2,00	29,00	321,00	33,00
Hf	0,40		4,30	13,60	6,30				3,50	8,30
Nb	5,30	19,00	7,40	65,90	34,90	21,00	20,00	40,00	16,80	27,40
Ni	409,40	94,00	45,10	5,90	23,00	92,00	58,00	30,00	74,60	12,20
Rb	23,20	13,00	15,00	7,90	130,60	52,00	84,00	113,00	7,90	34,30
Sr	281,60	187,00	274,10	101,60	69,80	145,00	389,00	53,00	219,20	78,00
Ta			2,50	4,40	3,50				1,40	3,40
Th	1,40	23,40	1,90	7,00	6,90	1,70	2,90	5,90	3,80	4,60
U	1,10		1,50	2,20	1,20				0,70	0,10
V	174,00	170,00	311,60	71,00	273,00	263,00	197,00	249,00	218,00	295,00
Zr	83,80	130,00	203,90	509,20	285,50	170,00	160,00	306,00	169,20	280,40
La	8,40	115,00	10,10	46,90	24,20	18,00	13,20	34,10	23,00	31,70
Ce	19,00	260,00	25,90	114,00	56,60	40,40	35,00	78,70	49,50	70,90
PR	2,52	27,80	4,18	14,20	6,83	5,40	4,40	11,80	6,13	8,45
Nd	12,00	118,00	20,00	64,80	28,70	26,60	20,60	44,80	26,40	39,40
Sm	2,79	26,80	5,84	14,30	6,56	6,20	4,40	9,50	5,46	8,84
Eu	0,96	4,90	1,72	4,55	2,12	1,90	1,40	2,50	1,86	2,60
GD	3,13	25,30	7,14	14,40	6,98	6,20	4,50	8,30	5,59	8,56
Tb	0,50	3,70	1,24	2,01	0,99	0,81	0,61	1,10	0,82	1,29
DY	3,07	23,80	8,03	11,30	5,26	5,20	3,90	6,60	4,87	7,89
HO	0,58	4,10	1,68	2,11	0,98	0,85	0,63	1,10	0,93	1,51
ER	1,64	12,30	4,98	5,62	2,69	2,40	1,70	3,20	2,46	4,31
TM	0,23	1,50	0,71	0,73	0,34	0,26	0,20	0,37	0,35	0,63
Yb	1,45	10,10	4,69	4,51	2,31	1,40	0,85	2,20	2,18	3,81
Lu	0,23	1,30	0,71	0,64	0,31	0,21	0,20	0,33	0,34	0,60
Y	15,40	90,90	45,70	55,80	25,10	23,30	13,50	28,10	23,50	42,90
A/CNK	0,64	0,30	0,90	0,99	0,61	1,11	0,89	0,89	0,41	0,63
(La/Yb) <sub>N</sub>	4,16	8,17	1,54	7,46	7,51	9,22	11,14	11,12	7,57	5,97
(La/Sm) <sub>N</sub>	1,94	2,77	1,12	2,12	2,38	1,87	1,94	2,32	2,72	2,31
Eu/Eu*	0,64	0,36	0,53	0,61	0,61	0,59	0,61	0,52	0,65	0,57
(Gd/Yb) <sub>N</sub>	1,79	2,07	1,26	2,64	2,50	3,66	4,38	3,12	2,12	1,86
La/Nb	1,58	6,05	1,36	0,71	0,69	0,86	0,66	0,85	1,37	1,16
Th/Nb	0,26	1,23	0,26	0,11	0,20	0,08	0,15	0,15	0,23	0,17
Th/La	0,17	0,20	0,19	0,15	0,29	0,09	0,22	0,17	0,17	0,15
Nb/Y	0,34	0,21	0,16	1,18	1,39	0,90	1,48	1,42	0,71	0,64
Zr/Nb	15,81	6,84	27,55	7,73	8,18	8,10	8,00	7,65	10,07	10,23
Th/Yb	0,97	2,32	0,41	1,55	2,99	1,21	3,41	2,68	1,74	1,21
Nb/Yb	3,66	1,88	1,58	14,61	15,11	15,00	23,53	18,18	7,71	7,19

SUBGRUPO UNIDAD NUMERO	MRV S9	MRV MRV S30	MRV MRV S18	MRV MRV M198	MRV MRV S20	MRV MRV S23	MRV MRV S25	MRV MRV S28	MRV MRV S29	MRV MRV M90
LITOLOGIA	Bas.	Hialoc. Bas.	And.Bas.	Trq.	Bas.	Bas.	Bas.	Bas.	And.Bas.	And.Bas.
SiO <sub>2</sub>	52,63	48,93	46,88	52,41	46,20	45,72	45,07	47,82	50,80	47,69
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,64	15,84	14,54	14,52	17,21	16,88	16,25	15,75	18,49	13,64
FeO	10,19	12,42	11,85	10,97	9,52	12,03	12,35	12,03	8,85	13,59
MnO	0,23	0,05	0,33	0,28	0,13	0,20	0,18	0,19	0,18	0,19
MgO	2,64	2,57	6,45	3,09	3,71	5,86	7,40	6,72	2,01	1,67
CaO	4,89	4,18	10,14	4,13	8,43	7,31	8,09	8,55	4,19	6,25
Na <sub>2</sub> O	3,87	7,21	3,20	4,84	4,28	3,94	3,42	3,38	6,75	3,70
K <sub>2</sub> O	4,01	0,93	0,39	2,30	0,72	0,22	0,24	0,39	1,33	0,26
TiO <sub>2</sub>	1,76	2,26	2,93	2,56	2,38	2,68	2,54	2,35	3,01	3,27
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,87	1,01	0,42	1,14	0,28	0,54	0,33	0,26	0,69	0,38
PPC	2,14	3,65	1,58	2,54	6,06	3,50	2,77	1,19	2,68	7,85
Total	98,87	99,06	98,71	98,78	98,90	98,87	98,62	98,62	98,97	98,49
Ba	1064,30	212,80	268,30	809,00	200,40	87,80	94,90	80,20	625,70	910,00
Co	32,30	26,70	49,10	12,00	49,70	69,50	78,50	61,30	39,20	71,80
Cr	12,00	7,40	146,70	23,00	76,00	192,00	56,00	76,60	11,60	56,00
Hf	11,60	15,60	2,90		4,70	2,60	1,50		3,80	4,90
Nb	68,30	78,50	31,40	59,00	24,00	23,30	21,60	22,40	36,30	35,10
Ni	4,40	10,90	62,80	10,00	33,50	89,30	70,20	67,80	6,60	33,00
Rb	54,40	9,00	10,60	29,00	17,60	5,40	6,90	12,30	28,00	8,70
Sr	437,40	197,20	358,10	556,00	526,20	343,70	648,40	444,10	347,90	221,90
Ta	2,30	4,80	5,00		1,80	0,30			3,30	1,30
Th	8,70	9,50	1,70		2,90	4,30	4,60	1,30	3,40	4,80
U	2,00	3,00	0,90		2,80	1,70	3,40		1,60	1,60
V	43,00	115,00	349,20	68,00	218,00	232,00	285,00	276,90	156,70	250,00
Zr	538,70	650,70	211,40	229,00	223,00	201,40	173,60	171,20	249,80	229,30
La	68,10	77,20	23,70		24,60	24,50	24,00	14,20	19,00	35,30
Ce	159,00	159,00	53,20		54,10	56,50	48,60	30,70	49,70	77,00
PR	17,90	19,90	7,40		7,24	6,98	5,92	4,49	7,21	9,70
Nd	82,50	81,30	33,50		31,30	33,70	28,10	19,30	32,10	37,70
Sm	16,70	16,80	8,30		6,75	7,58	6,24	4,67	7,72	7,64
Eu	5,05	4,50	2,98		2,16	2,73	2,15	1,63	2,82	2,76
GD	15,47	16,40	8,96		6,51	7,32	5,96	5,04	7,75	8,23
Tb	2,24	2,26	1,37		0,97	1,04	0,89	0,79	1,13	1,14
DY	12,90	12,40	7,66		5,51	5,89	5,20	4,62	6,33	5,67
HO	2,33	2,28	1,45		0,97	1,04	0,95	0,87	1,16	1,02
ER	6,49	6,20	3,84		2,72	2,77	2,59	2,42	3,03	2,78
TM	0,90	0,84	0,50		0,36	0,37	0,36	0,32	0,39	0,35
Yb	5,44	5,18	3,19		2,18	2,10	2,12	2,01	2,37	
Lu	0,81	0,76	0,46		0,32	0,34	0,34	0,29	0,33	0,30
Y	66,10	63,40	35,60	49,00	23,70	28,70	26,90	22,70	29,50	25,00
A/CNK	0,80	0,77	0,60	0,81	0,74	0,84	0,79	0,73	0,92	0,77
(La/Yb) <sub>N</sub>	8,98	10,69	5,33		8,09	8,37	8,12	5,07	5,75	
(La/Sm) <sub>N</sub>	2,63	2,97	1,84		2,35	2,09	2,48	1,96	1,59	2,98
Eu/Eu*	0,59	0,52	0,68		0,62	0,70	0,67	0,66	0,70	0,68
(Gd/Yb) <sub>N</sub>	2,35	2,62	2,32		2,47	2,88	2,33	2,07	2,71	
La/Nb	1,00	0,98	0,75		1,03	1,05	1,11	0,63	0,52	1,01
Th/Nb	0,13	0,12	0,05		0,12	0,18	0,21	0,06	0,09	0,14
Th/La	0,13	0,12	0,07		0,12	0,18	0,19	0,09	0,18	0,14
Nb/Y	1,03	1,24	0,88	1,20	1,01	0,81	0,80	0,99	1,23	1,40
Zr/Nb	7,89	8,29	6,73	3,88	9,29	8,64	8,04	7,64	6,88	6,53
Th/Yb	1,60	1,83	0,53		1,33	2,05	2,17	0,65	1,43	
Nb/Yb	12,56	15,15	9,84		11,01	11,10	10,19	11,14	15,32	

SUBGRUPO UNIDAD NUMERO	MRV S27	MRV MRV S26 Hialoc. Bas.	MRV MRV S31	MRV MRV S32	MRV MRV M91	MRV MRV M92	MRV MRV M93	MRV MRV M95	MRV MRV M96	MRV MRV M97
LITOLOGIA	Bas.	Bas.	Bas.	Bas.	Bas.	And.Bas.	And.Bas.	Bas.	Bas.	Trq.And.Bas.
SiO <sub>2</sub>	48,24	45,86	43,73	39,13	43,13	48,13	48,34	45,40	42,70	46,02
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,06	14,21	14,46	13,53	13,15	12,95	14,10	13,51	11,65	12,88
FeO	12,60	10,14	14,28	15,12	6,64	8,87	14,31	14,26	14,99	12,32
MnO	0,23	0,12	0,16	0,15	0,42	0,38	0,11	0,14	0,14	0,14
MgO	4,34	7,27	5,20	3,74	5,44	4,20	3,68	4,65	2,12	2,83
CaO	4,82	7,30	6,16	8,04	9,28	6,15	2,98	4,74	9,21	6,09
Na <sub>2</sub> O	5,48	2,05	4,54	3,07	2,87	3,02	2,32	2,49	2,56	5,10
K <sub>2</sub> O	0,04	1,34	0,29	1,07	0,26	1,15	1,20	1,33	0,22	0,58
TiO <sub>2</sub>	3,44	2,95	4,36	4,54	4,36	4,30	4,49	4,23	2,91	3,60
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,80	0,56	0,54	0,61	0,42	0,74	0,41	0,40	0,35	0,67
PPC	3,55	7,07	4,48	9,18		4,26	6,48	7,27	11,49	8,42
Total	98,60	98,88	98,19	98,16	89,87	94,16	98,41	98,42	98,34	98,64
Ba	11,70	204,80	114,50	131,30	422,00	172,00	255,00	115,00	647,00	78,00
Co	52,10	56,70	48,20	34,20	61,53	39,00	46,00	42,00	60,00	31,00
Cr	9,00	47,00	6,30	6,60	17,40	3,00	35,00	39,00	37,00	27,00
Hf	8,80	6,30	7,60	5,10	4,05					
Nb	53,50	33,10	46,10	45,70	28,70	31,00	40,00	30,00	21,00	25,00
Ni	6,20	54,40	21,80	20,10	16,58	17,00	40,00	43,00	43,00	25,00
Rb	1,10	22,00	5,30	23,90	6,00	25,00	34,00	23,00	12,00	15,00
Sr	136,00	213,70	237,30	176,70	245,00	516,00	367,00	157,00	64,00	101,00
Ta	1,30	1,50	6,90	6,00	2,01					
Th	5,00	4,50	4,70	3,10	1,86	3,60	2,50	1,90	1,20	3,40
U	2,10	1,10	1,20		0,63					
V	183,00	240,00	326,60	329,60	405,55	283,00	302,00	281,00	173,00	210,00
Zr	392,30	236,60	301,40	249,60	197,00	261,00	247,00	214,00	182,00	165,00
La	32,90	30,90	25,70	24,60	23,62	30,50	16,30	14,90	10,00	18,30
Ce	79,40	70,70	61,20	58,70	51,90	79,20	48,10	42,70	27,10	51,20
PR	9,87	8,34	8,23	8,00	7,09	12,30	8,50	5,30	3,40	6,80
Nd	43,60	38,60	35,80	34,90	30,80	50,30	29,90	26,40	17,00	33,10
Sm	9,22	8,02	8,26	8,01	7,22	11,10	6,20	5,40	3,60	7,80
Eu	2,92	2,41	2,71	2,50	2,19	3,10	1,90	1,60	1,10	2,80
GD	8,63	7,40	8,50	7,90	6,08	10,30	6,20	5,40	4,10	7,80
Tb	1,21	1,07	1,22	1,15	1,01	1,30	0,81	0,70	0,60	0,98
DY	6,77	5,90	6,67	6,38	4,85	8,20	5,30	4,60	4,20	6,00
HO	1,22	1,08	1,22	1,19	0,99	1,30	0,81	0,71	0,67	0,94
ER	3,27	2,87	3,27	3,20	2,29	3,70	2,20	1,90	1,80	2,50
TM	0,43	0,41	0,42	0,42	0,30	0,37	0,20	0,20	0,20	0,22
Yb	2,68	2,28	2,54	2,52	1,87	2,10				
Lu	0,37	0,37	0,36	0,37	0,22	0,29	0,20	0,20	0,20	0,20
Y	31,80	30,90	30,90	29,50	23,00	34,40	22,50	20,00	19,50	17,00
A/CNK	0,84	0,79	0,76	0,65	0,60	0,74	1,34	0,95	0,55	0,64
(La/Yb) <sub>N</sub>	8,81	9,72	7,26	7,00	9,05	10,42				
(La/Sm) <sub>N</sub>	2,30	2,49	2,01	1,98	2,11	1,77	1,70	1,78	1,79	1,51
Eu/Eu*	0,62	0,59	0,63	0,60	0,61	0,55	0,59	0,57	0,57	0,69
(Gd/Yb) <sub>N</sub>	2,66	2,68	2,77	2,59	2,69	4,06				
La/Nb	0,61	0,93	0,56	0,54	0,82	0,98	0,41	0,50	0,48	0,73
Th/Nb	0,09	0,14	0,10	0,07	0,06	0,12	0,06	0,06	0,06	0,14
Th/La	0,15	0,15	0,18	0,13	0,08	0,12	0,15	0,13	0,12	0,19
Nb/Y	1,68	1,07	1,49	1,55	1,25	0,90	1,78	1,50	1,08	1,47
Zr/Nb	7,33	7,15	6,54	5,46	6,86	8,42	6,18	7,13	8,67	6,60
Th/Yb	1,87	1,97	1,85	1,23	1,00	1,71				
Nb/Yb	19,96	14,52	18,15	18,13	15,32	14,76				

SUBGRUPO	MRV	MRV	MRV	MRV	MRV	MRV
UNIDAD	MRV	MRV	MRV	MRV	MRV	MRV
NUMERO	M98	M99	M100	M101	S19	S22
LITOLOGIA	Trq.And.Bas.	Trq.Bas.	Trq.Bas.	Trq.Bas.	Bas.	Bas.
SiO <sub>2</sub>	51,45	45,50	42,52	46,48	43,71	42,45
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12,55	15,44	11,55	14,85	14,16	15,17
FeO	11,37	11,43	12,02	11,93	12,72	11,42
MnO	0,24	0,13	0,17	0,37	0,21	0,10
MgO	2,53	3,53	5,00	4,85	5,53	1,64
CaO	3,24	7,24	8,22	7,48	6,97	11,50
Na <sub>2</sub> O	3,49	3,49	2,47	3,25	2,43	5,42
K <sub>2</sub> O	2,69	1,07	2,21	1,69	0,02	1,26
TiO <sub>2</sub>	2,35	3,00	3,65	3,63	3,30	3,13
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,90	0,93	0,49	0,76	0,49	0,58
PPC	4,93	6,95	10,38	3,39	9,02	6,09
Total	95,74	98,72	98,67	98,67	98,56	98,75
Ba	492,00	198,00	583,00	667,00	102,00	298,60
Co	22,00	28,00	37,00	37,00	69,60	77,80
Cr	4,00	5,00	38,00	90,00	30,00	110,00
Hf					5,20	5,00
Nb	58,00	34,00	25,00	27,00	31,90	23,90
Ni	10,00	18,00	39,00	50,00	32,40	44,70
Rb	38,00	18,00	36,00	32,00	3,80	31,70
Sr	523,00	337,00	166,00	675,00	269,10	172,40
Ta					1,30	
Th	4,80	4,10	3,20	4,20	3,60	2,80
U					2,80	0,90
V	55,00	131,00	243,00	214,00	255,00	192,00
Zr	420,00	233,00	196,00	183,00	267,30	182,50
La	55,20	38,10	26,40	38,30	31,80	28,50
Ce	125,00	88,90	63,10	89,30	72,30	58,20
PR	12,90	10,20	7,70	10,80	8,75	7,08
Nd	65,30	49,80	37,80	53,70	37,90	30,80
Sm	14,40	11,00	8,50	12,30	7,94	6,46
Eu	4,70	3,70	2,90	4,60	2,57	2,27
GD	13,30	10,60	8,50	12,00	7,71	6,33
Tb	1,70	1,40	1,10	1,50	1,14	0,95
DY	10,50	8,20	7,10	9,10	6,64	5,44
HO	1,80	1,30	1,10	1,50	1,25	0,96
ER	5,00	3,50	3,00	3,90	3,48	2,56
TM	0,55	0,31	0,25	0,35	0,50	0,34
Yb	3,70	2,00	1,50	2,10	2,99	2,01
Lu	0,47	0,22	0,20	0,24	0,48	0,31
Y	43,00	31,90	26,70	34,40	31,60	23,80
A/CNK	0,86	0,77	0,54	0,72	0,85	0,49
(La/Yb) <sub>N</sub>	10,70	13,66	12,62	13,08	7,63	10,17
(La/Sm) <sub>N</sub>	2,47	2,24	2,01	2,01	2,59	2,85
Eu/Eu*	0,64	0,65	0,66	0,72	0,63	0,68
(Gd/Yb) <sub>N</sub>	2,97	4,38	4,69	4,73	2,13	2,61
La/Nb	0,95	1,12	1,06	1,42	1,00	1,19
Th/Nb	0,08	0,12	0,13	0,16	0,11	0,12
Th/La	0,09	0,11	0,12	0,11	0,11	0,10
Nb/Y	1,35	1,07	0,94	0,78	1,01	1,00
Zr/Nb	7,24	6,85	7,84	6,78	8,38	7,64
Th/Yb	1,30	2,05	2,13	2,00	1,20	1,39
Nb/Yb	15,68	17,00	16,67	12,86	10,67	11,89

Tabla III. Análisis químicos de roca total del grupo de rocas máficas de afinidad NMORB del grupo RR

SUBGRUPO	MRP	MRP	MRP	MRP	MRP	MRP	MRP	MRP
UNIDAD	JEREZ-FREGENAL	JEREZ-FREGENAL	JEREZ-FREGENAL	JEREZ-FREGENAL	JEREZ-FREGENAL	JEREZ-FREGENAL	JEREZ-FREGENAL	JEREZ-FREGENAL
NUMERO	M135	M136	M137	M140	M133	M132	M141	M142
LITOLOGIA	Kom.	Kom.	Gab.kom.	Kom.	Gab.	Gab.	Gab.	Gab.
SiO <sub>2</sub>	47,38	48,72	48,35	48,00	47,08	46,99	48,40	47,31
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,08	15,75	14,99	14,80	15,68	17,64	16,49	17,36
FeO	4,31	8,33	10,64	10,19	9,77	7,81	7,39	8,44
MnO	0,13	0,24	0,16	0,11	0,16	0,13	0,13	0,16
MgO	8,34	5,66	7,51	7,47	7,98	8,91	8,46	7,58
CaO	16,48	14,71	10,04	10,64	11,38	12,16	13,57	12,27
Na <sub>2</sub> O	1,93	3,06	3,09	3,46	2,48	1,92	2,35	2,49
K <sub>2</sub> O	0,44	0,20	0,47	0,10	0,59	0,39	0,07	0,15
TiO <sub>2</sub>	0,80	1,18	1,98	1,55	1,53	0,91	0,94	1,08
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,06	0,19	0,16	0,11	0,10	0,05	0,05	0,07
PPC		1,05	1,44	2,43	2,17	2,26	1,33	2,14
<b>Total</b>	<b>96,16</b>	<b>100,24</b>	<b>98,82</b>	<b>101,24</b>	<b>98,91</b>	<b>99,18</b>	<b>99,17</b>	<b>99,06</b>
<b>Ba</b>	<b>69,00</b>	<b>84,55</b>	<b>61,00</b>	<b>27,66</b>	<b>86,13</b>	<b>172,40</b>	<b>49,00</b>	
<b>Co</b>	<b>33,82</b>	<b>64,35</b>	<b>50,00</b>	<b>56,54</b>	<b>56,30</b>	<b>59,90</b>	<b>41,00</b>	
<b>Cr</b>	<b>309,82</b>	<b>225,51</b>	<b>214,00</b>	<b>261,68</b>	<b>421,40</b>	<b>527,80</b>	<b>481,00</b>	
<b>Hf</b>	<b>1,71</b>	<b>2,57</b>		<b>1,88</b>	<b>3,40</b>	<b>4,20</b>		
<b>Nb</b>	<b>1,89</b>	<b>4,27</b>	<b>10,00</b>	<b>1,92</b>	<b>3,00</b>	<b>1,40</b>	<b>10,00</b>	
<b>Ni</b>	<b>113,07</b>	<b>66,34</b>	<b>68,00</b>	<b>72,15</b>	<b>62,65</b>	<b>79,80</b>	<b>83,00</b>	
<b>Rb</b>	<b>16,00</b>	<b>5,25</b>	<b>14,00</b>	<b>2,91</b>	<b>13,20</b>	<b>15,30</b>	<b>7,00</b>	
<b>Sr</b>	<b>751,00</b>	<b>1373,21</b>	<b>320,00</b>	<b>1597,94</b>	<b>514,60</b>	<b>247,30</b>	<b>220,00</b>	
<b>Ta</b>	<b>0,23</b>	<b>0,56</b>		<b>0,27</b>	<b>3,10</b>	<b>2,70</b>		
<b>Th</b>	<b>0,99</b>	<b>2,15</b>		<b>0,57</b>	<b>0,80</b>	<b>0,16</b>		
<b>U</b>	<b>0,48</b>	<b>0,90</b>		<b>0,22</b>	<b>1,20</b>	<b>0,06</b>		
<b>V</b>	<b>189,51</b>	<b>187,30</b>	<b>279,00</b>	<b>277,01</b>	<b>284,90</b>	<b>203,00</b>	<b>195,00</b>	
<b>Zr</b>	<b>45,00</b>	<b>129,00</b>	<b>111,00</b>	<b>111,00</b>	<b>105,20</b>	<b>46,90</b>	<b>50,00</b>	
<b>La</b>	<b>3,92</b>	<b>8,72</b>	<b>7,60</b>	<b>4,19</b>	<b>4,13</b>	<b>0,80</b>	<b>3,90</b>	<b>3,20</b>
<b>Ce</b>	<b>10,37</b>	<b>21,72</b>	<b>20,80</b>	<b>11,71</b>	<b>12,90</b>	<b>3,66</b>	<b>7,10</b>	<b>9,20</b>
<b>PR</b>	<b>1,59</b>	<b>3,23</b>	<b>3,20</b>	<b>1,94</b>	<b>2,16</b>	<b>0,76</b>	<b>1,30</b>	<b>1,50</b>
<b>Nd</b>	<b>8,07</b>	<b>15,21</b>	<b>16,40</b>	<b>10,19</b>	<b>10,70</b>	<b>4,13</b>	<b>7,20</b>	<b>7,50</b>
<b>Sm</b>	<b>2,65</b>	<b>4,44</b>	<b>5,10</b>	<b>3,32</b>	<b>3,46</b>	<b>1,58</b>	<b>2,40</b>	<b>2,70</b>
<b>Eu</b>	<b>1,03</b>	<b>1,43</b>	<b>1,80</b>	<b>1,20</b>	<b>1,34</b>	<b>0,67</b>	<b>0,60</b>	<b>1,20</b>
<b>Gd</b>	<b>3,09</b>	<b>4,98</b>	<b>6,00</b>	<b>4,33</b>	<b>4,30</b>	<b>2,14</b>	<b>2,70</b>	<b>3,00</b>
<b>Tb</b>	<b>0,57</b>	<b>0,88</b>	<b>1,10</b>	<b>0,77</b>	<b>0,80</b>	<b>0,41</b>	<b>0,60</b>	<b>0,66</b>
<b>DY</b>	<b>3,99</b>	<b>5,88</b>	<b>7,50</b>	<b>5,05</b>	<b>5,07</b>	<b>2,68</b>	<b>4,30</b>	<b>4,70</b>
<b>Ho</b>	<b>0,89</b>	<b>1,26</b>	<b>1,50</b>	<b>1,11</b>	<b>1,08</b>	<b>0,57</b>	<b>0,80</b>	<b>0,95</b>
<b>ER</b>	<b>2,52</b>	<b>3,65</b>	<b>3,90</b>	<b>3,14</b>	<b>3,18</b>	<b>1,65</b>	<b>2,30</b>	<b>2,60</b>
<b>Tm</b>	<b>0,38</b>	<b>0,51</b>	<b>0,61</b>	<b>0,45</b>	<b>0,45</b>	<b>0,24</b>		<b>0,37</b>
<b>Yb</b>	<b>2,25</b>	<b>3,06</b>	<b>4,00</b>	<b>2,59</b>	<b>2,87</b>	<b>1,52</b>	<b>2,30</b>	<b>3,30</b>
<b>Lu</b>	<b>0,33</b>	<b>0,44</b>	<b>0,59</b>	<b>0,35</b>	<b>0,43</b>	<b>0,23</b>	<b>0,30</b>	<b>0,38</b>
<b>Y</b>	<b>23,41</b>	<b>35,46</b>	<b>37,00</b>	<b>30,34</b>	<b>27,70</b>	<b>14,40</b>	<b>22,60</b>	<b>26,40</b>
<b>A/CNK</b>	<b>0,45</b>	<b>0,49</b>	<b>0,63</b>	<b>0,59</b>	<b>0,62</b>	<b>0,69</b>	<b>0,58</b>	<b>0,65</b>
<b>(La/Yb)<sub>N</sub></b>	<b>1,25</b>	<b>2,04</b>	<b>1,36</b>	<b>1,16</b>	<b>1,03</b>	<b>0,38</b>	<b>1,22</b>	<b>0,70</b>
<b>(La/Sm)<sub>N</sub></b>	<b>0,96</b>	<b>1,27</b>	<b>0,96</b>	<b>0,82</b>	<b>0,77</b>	<b>0,33</b>	<b>1,05</b>	<b>0,77</b>
<b>Eu/Eu*</b>	<b>0,72</b>	<b>0,60</b>	<b>0,65</b>	<b>0,64</b>	<b>0,70</b>	<b>0,74</b>	<b>0,46</b>	<b>0,83</b>
<b>(Gd/Yb)<sub>N</sub></b>	<b>1,14</b>	<b>1,35</b>	<b>1,24</b>	<b>1,38</b>	<b>1,24</b>	<b>1,16</b>	<b>0,97</b>	<b>0,75</b>
<b>La/Nb</b>	<b>2,08</b>	<b>2,04</b>	<b>0,76</b>	<b>2,18</b>	<b>1,38</b>	<b>0,57</b>	<b>0,39</b>	
<b>Th/Nb</b>	<b>0,53</b>	<b>0,50</b>		<b>0,30</b>	<b>0,27</b>	<b>0,11</b>		
<b>Th/La</b>	<b>0,25</b>	<b>0,25</b>		<b>0,14</b>	<b>0,19</b>	<b>0,20</b>		
<b>Nb/Y</b>	<b>0,08</b>	<b>0,12</b>	<b>0,27</b>	<b>0,06</b>	<b>0,11</b>	<b>0,10</b>	<b>0,44</b>	
<b>Zr/Nb</b>	<b>23,83</b>	<b>30,22</b>	<b>11,10</b>	<b>57,78</b>	<b>35,07</b>	<b>33,50</b>	<b>5,00</b>	
<b>Th/Yb</b>	<b>0,44</b>	<b>0,70</b>		<b>0,22</b>	<b>0,28</b>	<b>0,11</b>		
<b>Nb/Yb</b>	<b>0,84</b>	<b>1,39</b>	<b>2,50</b>	<b>0,74</b>	<b>1,05</b>	<b>0,92</b>	<b>4,35</b>	

SUBGRUPO	MRP JEREZ- FREGENAL	MRP JEREZ- FREGENAL	MRP JEREZ- FREGENAL	MRP JEREZ- FREGENAL	MRP REMEDIOS	MRP REMEDIOS	MRP VMATAMOROS	MRP VMATAMOROS	MRP VMATAMOROS
<b>UNIDAD</b>	<b>M143</b>	<b>M144</b>	<b>M145</b>	<b>M146</b>	<b>M665</b>	<b>M666</b>	<b>M147</b>	<b>M149</b>	<b>M151</b>
<b>NUMERO</b>	Gab.	Gab.	Gab.	Gab.	Gab.	Gab.	Kom.	Kom.	Gab.
<b>LITOLOGIA</b>	Gab.	Gab.	Gab.	Gab.	Gab.	Gab.	Kom.	Kom.	Gab.
<b>SiO<sub>2</sub></b>	47,75	48,70	47,74	47,06	46,57	48,56	46,32	43,06	47,99
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	16,38	14,47	16,52	16,94	13,63	14,94	17,54	10,36	16,47
<b>FeO</b>	8,25	8,73	9,20	9,43	8,71	6,36	6,88	10,06	8,71
<b>MnO</b>	0,14	0,15	0,17	0,17	0,24	0,13	0,13	0,17	0,16
<b>MgO</b>	9,49	9,26	7,70	7,86	6,64	6,42	10,50	22,55	8,66
<b>CaO</b>	12,60	13,63	12,46	11,53	11,40	9,08	11,82	7,01	11,78
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	2,12	2,21	2,22	2,44	2,94	2,80	1,98	1,48	3,01
<b>K<sub>2</sub>O</b>	0,05	0,06	0,10	0,11	0,70	1,09	0,32	0,05	0,13
<b>TiO<sub>2</sub></b>	0,89	1,06	1,09	1,19	2,32	1,97	0,68	0,62	1,23
<b>P<sub>2</sub>O<sub>5</sub></b>	0,06	0,05	0,08	0,12	0,19	0,18	0,03	0,03	0,06
<b>PPC</b>					0,95	2,43	3,02	3,53	0,85
<b>Total</b>	99,08	99,35	98,98	98,95	94,27	93,96	101,94	102,54	99,04
<b>Ba</b>	44,00	30,00	22,00	21,00	116,90	99,90	67,67	25,16	37,00
<b>Co</b>	41,00	42,00	40,00	41,00	52,30	43,40	63,06	105,53	58,00
<b>Cr</b>	544,00	490,00	246,00	262,00	151,70	175,70	283,08	1598,67	261,00
<b>Hf</b>					5,40	3,20	0,97	1,07	
<b>Nb</b>	10,00	10,00	10,00	10,00	4,00	4,40	0,87	0,59	10,00
<b>Ni</b>	111,00	84,00	74,00	84,00	47,40	60,00	210,47	964,23	97,00
<b>Rb</b>	5,00	3,00	5,00	6,00	7,80	44,20	13,79	2,16	7,00
<b>Sr</b>	181,00	125,00	131,00	158,00	229,80	292,30	172,97	108,24	133,00
<b>Ta</b>					2,50	0,90	0,34	0,14	
<b>Th</b>					1,30	2,30	0,33	0,18	
<b>U</b>					1,00	0,60	0,05	0,07	
<b>V</b>	151,00	204,00	190,00	192,00	389,50	305,70	132,61	113,48	199,00
<b>Zr</b>	43,00	55,00	49,00	59,00	171,70	148,80	43,00	43,00	82,00
<b>La</b>	5,00	5,00	5,00	5,00	7,70	7,38	1,21	1,37	3,10
<b>Ce</b>	5,00	5,00	5,00	5,00	20,90	19,10	3,80	4,16	9,80
<b>PR</b>					3,57	3,21	0,69	0,76	1,80
<b>Nd</b>					18,60	16,20	4,08	4,09	10,20
<b>Sm</b>					5,96	5,09	1,67	1,44	3,60
<b>Eu</b>					2,22	1,83	0,67	0,52	1,21
<b>Gd</b>					7,47	6,24	2,12	1,79	4,30
<b>Tb</b>					1,31	1,06	0,37	0,31	0,80
<b>DY</b>					8,61	6,88	2,40	2,08	5,50
<b>Ho</b>					1,79	1,44	0,55	0,45	1,10
<b>ER</b>					5,34	4,23	1,54	1,29	3,00
<b>Tm</b>					0,72	0,56	0,23	0,19	0,48
<b>Yb</b>					4,71	3,70	1,26	1,17	3,00
<b>Lu</b>					0,71	0,56	0,17	0,17	0,45
<b>Y</b>	14,00	19,00	19,00	21,00	46,90	36,90	14,92	12,00	24,50
<b>A/CNK</b>	0,62	0,51	0,63	0,68	0,52	0,67	0,70	0,68	0,62
<b>(La/Yb)<sub>N</sub></b>					1,17	1,43	0,69	0,84	0,74
<b>(La/Sm)<sub>N</sub></b>					0,83	0,94	0,47	0,62	0,56
<b>Eu/Eu*</b>					0,67	0,65	0,71	0,66	0,61
<b>(Gd/Yb)<sub>N</sub></b>					1,31	1,40	1,39	1,26	1,19
<b>La/Nb</b>	0,50	0,50	0,50	0,50	1,93	1,68	1,40	2,34	0,31
<b>Th/Nb</b>					0,33	0,52	0,38	0,31	
<b>Th/La</b>					0,17	0,31	0,27	0,13	
<b>Nb/Y</b>	0,71	0,53	0,53	0,48	0,09	0,12	0,06	0,05	0,41
<b>Zr/Nb</b>	4,30	5,50	4,90	5,90	42,93	33,82	49,71	73,38	8,20
<b>Th/Yb</b>					0,28	0,62	0,26	0,15	
<b>Nb/Yb</b>					0,85	1,19	0,69	0,50	3,33

SUBGRUPO	MRP	MRP	MRP	MRP	MRV	MRV	MRV	MRV	MRV
UNIDAD	VMATAMOROS	VMATAMOROS	VMATAMOROS	VMATAMOROS	UDF	UDF	UDF	UDF	MRV
NUMERO	M152	M153	M150	M148	S38	S39	M154	S40	M199
LITOLOGIA	Gab.	Gab.	Kom.	Kom.	Bas	Trq.AndBas	Bas.	Bas.	Bas.
SiO <sub>2</sub>	48,09	45,65	41,96	44,94	48,61	46,91	49,52	47,15	47,84
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,60	18,58	8,23	21,18	13,45	16,89	14,77	17,04	16,89
FeO	10,79	6,28	10,34	5,31	12,03	7,75	9,32	9,21	8,41
MnO	0,20	0,11	0,16	0,08	0,22	0,14	0,13	0,15	0,16
MgO	7,46	10,74	24,08	10,95	6,03	8,75	7,23	8,49	8,59
CaO	11,30	12,49	6,31	10,27	9,83	12,15	10,96	9,18	13,08
Na <sub>2</sub> O	2,84	1,90	1,23	1,72	3,02	2,63	3,80	2,51	1,89
K <sub>2</sub> O	0,32	0,16	0,05	0,71	0,23	0,24	0,17	0,71	0,19
TiO <sub>2</sub>	1,89	0,60	0,72	0,44	2,24	1,22	1,41	1,23	0,88
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,14	0,02	0,03	0,07	0,21	0,08	0,06	0,08	0,02
PPC	1,16	2,76			2,80	2,38	1,60	3,23	1,13
<b>Total</b>	<b>98,80</b>	<b>99,30</b>	<b>98,89</b>	<b>99,64</b>	<b>98,67</b>	<b>99,14</b>	<b>98,97</b>	<b>98,98</b>	<b>99,07</b>
<b>Ba</b>	129,00	48,00	14,00	113,00	954,10	27,60	346,00	338,30	66,70
<b>Co</b>	51,00	42,00	74,00	34,00	64,70	57,70	38,00	45,60	64,30
<b>Cr</b>	194,00	202,00	1310,00	188,00	169,00	299,00	187,00	348,40	447,00
<b>Hf</b>					1,20			3,90	3,00
<b>Nb</b>	10,00	10,00	10,00	10,00	3,70	1,10	10,00	2,00	
<b>Ni</b>	58,00	199,00	991,00	183,00	44,70	124,80	35,00	109,10	161,90
<b>Rb</b>	7,00	9,00	4,00	28,00	4,00	3,50	6,00	21,70	3,50
<b>Sr</b>	227,00	196,00	83,00	193,00	214,70	265,80	407,00	421,70	93,80
<b>Ta</b>									2,40
<b>Th</b>					1,80	1,20		0,40	
<b>U</b>					1,10	0,70			0,90
<b>V</b>	277,00	108,00	96,00	82,00	342,00	198,00	255,00	205,50	217,00
<b>Zr</b>	104,00	40,00	47,00	33,00	145,70	80,20	60,00	80,20	28,30
<b>La</b>	6,30	1,50	5,00	5,00	8,70	2,79	5,20	4,71	0,39
<b>Ce</b>	17,10	4,50	5,00	5,00	20,40	8,75	10,10	11,80	2,44
<b>PR</b>	3,00	0,80			3,27	1,55	2,10	1,89	0,55
<b>Nd</b>	16,20	4,70			17,60	8,65	12,70	9,56	3,96
<b>Sm</b>	5,30	1,30			5,70	2,90	4,60	3,08	1,81
<b>Eu</b>	1,90	0,72			1,95	1,12	1,60	1,19	0,77
<b>Gd</b>	6,00	1,70			7,23	3,89	4,70	3,88	2,73
<b>Tb</b>	1,10	0,45			1,22	0,66	1,00	0,69	0,53
<b>DY</b>	7,30	2,70			8,21	4,42	6,30	4,40	3,50
<b>Ho</b>	1,40	0,48			1,73	0,90	1,30	0,88	0,76
<b>ER</b>	4,20	1,10			5,09	2,69	3,60	2,59	2,27
<b>Tm</b>	0,59	0,16			0,73	0,37	0,55	0,36	0,33
<b>Yb</b>	3,70	1,00			4,66	2,40	2,30	2,34	2,10
<b>Lu</b>	0,58	0,16			0,68	0,35	0,54	0,35	0,32
<b>Y</b>	35,70	14,20	11,00	8,00	45,90	23,20	35,30	21,50	20,00
<b>A/CNK</b>	0,57	0,71	0,61	0,95	0,58	0,63	0,56	0,79	0,60
<b>(La/Yb)<sub>N</sub></b>	1,22	1,08			1,34	0,83	1,62	1,44	0,13
<b>(La/Sm)<sub>N</sub></b>	0,77	0,74			0,99	0,62	0,73	0,99	0,14
<b>Eu/Eu*</b>	0,67	0,98			0,61	0,68	0,66	0,69	0,72
<b>(Gd/Yb)<sub>N</sub></b>	1,34	1,41			1,28	1,34	1,69	1,37	1,08
<b>La/Nb</b>	0,63	0,15	0,50	0,50	2,35	2,54	0,52	2,36	
<b>Th/Nb</b>					0,49	1,09		0,20	
<b>Th/La</b>					0,21	0,43		0,08	
<b>Nb/Y</b>	0,28	0,70	0,91	1,25	0,08	0,05	0,28	0,09	
<b>Zr/Nb</b>	10,40	4,00	4,70	3,30	39,38	72,91	6,00	40,10	
<b>Th/Yb</b>					0,39	0,50		0,17	
<b>Nb/Yb</b>	2,70	10,00			0,79	0,46	4,35	0,85	



SUBGRUPO	MRV	MRV	MRV	MRV
UNIDAD	MRV	MRV	MRV	MRV
NUMERO	M202	M200	M201	M203
LITOLOGIA	Bas.	Trq.Bas	Bas.	Bas.
SiO <sub>2</sub>	48,57	47,58	49,11	49,18
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,93	13,48	14,73	15,15
FeO	11,45	10,90	9,52	10,23
MnO	0,25	0,19	0,19	0,19
MgO	7,48	8,28	8,51	7,72
CaO	10,54	10,88	12,21	11,24
Na <sub>2</sub> O	2,95	4,61	2,05	2,78
K <sub>2</sub> O	0,63	0,67	0,48	0,21
TiO <sub>2</sub>	1,50	0,81	0,73	1,18
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,29	0,11	0,03	0,05
PPC	1,14	1,28	1,38	0,99
Total	98,74	98,79	98,95	98,92
Ba	259,00	115,20	239,00	910,90
Co	72,90	70,00	59,90	50,40
Cr	310,00	383,00	404,00	337,30
Hf	5,10	3,10	2,60	
Nb	2,90	1,90	1,10	0,56
Ni	79,80	159,70	92,40	92,00
Rb	14,60	9,70	10,00	5,10
Sr	292,00	255,90	201,80	183,10
Ta	1,90	1,10	3,80	
Th	1,40	1,90	0,30	0,13
U	1,50	0,30	1,30	
V	281,00	227,00	232,00	314,10
Zr	103,60	66,30	38,40	46,90
La	5,68	3,17	2,33	1,22
Ce	15,10	8,50	5,63	4,24
PR	2,39	1,41	0,87	0,83
Nd	13,20	7,90	4,66	5,53
Sm	3,99	2,51	1,58	2,38
Eu	1,27	0,82	0,63	1,00
Gd	5,15	2,95	2,28	3,56
Tb	0,92	0,56	0,46	0,67
DY	5,85	3,43	2,98	4,84
Ho	1,24	0,72	0,65	1,06
ER	3,62	2,14	1,97	3,20
Tm	0,52	0,33	0,30	0,46
Yb	3,36	2,08	1,89	3,00
Lu	0,51	0,32	0,30	0,45
Y	30,70	17,90	15,20	25,00
A/CNK	0,60	0,50	0,60	0,60
(La/Yb) <sub>N</sub>	1,21	1,09	0,88	0,29
(La/Sm) <sub>N</sub>	0,92	0,82	0,95	0,33
Eu/Eu*	0,57	0,60	0,68	0,71
(Gd/Yb) <sub>N</sub>	1,27	1,17	1,00	0,98
La/Nb	2,00	1,70	2,10	2,18
Th/Nb	0,50	1,00	0,30	0,23
Th/La	0,20	0,60	0,10	0,11
Nb/Y	0,10	0,10	0,10	0,02
Zr/Nb	35,70	34,90	34,90	83,75
Th/Yb				0,04
Nb/Yb				0,19

Tabla IV. Análisis químicos de roca total del grupo de rocas ácidas e intermedias del grupo RR

SUBGRUPO	MRP	MRP	MRP	MRP	MRP	MRP	MRP	MRP	MRP
UNIDAD	BARCARROTA	BARCARROTA	BARCARROTA	BARCARROTA	BARCARROTA	BARCARROTA	CASTILLO	CASTILLO	CASTILLO
NUMERO	M67	M69	M70	M66	M65	M68	M191	M71	M192
LITOLOGIA	QzDio.	Diorita	Gra.	Gra. Sie.	MzSie.	Tonalita	Gra. Amp-Bt.	Gra. Amp-Bt.	Gra.Bt
SiO <sub>2</sub>	58,57	54,16	74,86	74,06	68,34	61,62	69,93	71,23	71,21
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,36	14,40	12,35	13,64	14,29	14,81	14,04	13,85	13,84
FeO	4,62	5,25	0,41	0,74	2,54	3,88	3,79	3,48	3,49
MnO	0,13	0,15		0,02	0,08	0,10	0,07	0,05	0,05
MgO	1,75	2,95	0,05	0,24	0,07	1,43	0,10	0,10	0,10
CaO	4,20	5,83	0,51	0,51	1,02	3,14	1,45	1,10	0,96
Na <sub>2</sub> O	4,70	4,80	5,61	3,02	4,33	5,12	4,52	4,23	4,23
K <sub>2</sub> O	3,66	2,04	4,41	5,64	5,93	3,35	4,97	4,88	4,93
TiO <sub>2</sub>	1,66	2,32	0,19	0,17	0,32	1,21	0,30	0,28	0,27
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,31	0,45	0,02	0,06	0,04	0,35	0,05	0,05	0,05
PPC							0,49	0,52	0,64
Total	95,04	93,75	98,65	98,70	97,64	95,92	99,71	99,76	99,76
Ba	275,00	182,00	96,00	137,00	191,00	182,00	1196,70	1282,32	1136,80
Co	51,86	57,52	139,08	108,16	68,89	64,59		66,00	
Cr	18,47	17,31	7,58	6,97	8,14	14,11		13,35	
Hf	3,65	3,44	5,18	3,08	4,55	4,90	13,80	14,20	13,90
Nb	51,76	41,14	35,69	13,57	41,11	49,19	72,20	71,40	72,70
Ni	4,72	3,51	0,84	1,05	0,97	2,49		12,32	
Rb	34,00	42,00	81,00	93,00	94,00	77,00	139,10	130,50	113,30
Sr	269,00	364,00	28,00	22,00	15,00	248,00	100,80	99,70	86,30
Ta	2,27	2,73	2,85	1,26	2,53	2,97	9,40	6,10	4,80
Th	3,51	5,65	9,05	3,92	11,57	8,63	22,20	19,50	18,30
U	1,12	1,94	2,25	1,15	3,10	2,50		4,80	
V	98,84	156,96	5,43	5,86	2,90	51,59		5,10	3,40
Zr	540,00	319,00	197,00	351,00	801,00	303,00	543,30	623,30	514,00
La	58,66	44,86	46,89	41,69	96,71	57,27	106,00	99,90	45,50
Ce	127,84	99,91	111,31	91,27	188,86	125,69	224,00	178,00	126,00
PR	16,63	12,53	14,57	11,38	23,11	15,87	27,00	27,00	14,02
Nd	70,88	51,53	60,80	46,71	89,29	64,98	106,00	105,00	56,30
Sm	14,28	11,22	13,94	8,42	15,54	13,49	22,40	21,80	13,80
Eu	2,25	2,46	0,60	0,79	1,54	2,08	2,84	3,25	1,90
GD	12,92	10,34	12,05	6,57	12,65	12,54	21,00	21,60	13,60
Tb	2,01	1,65	1,94	1,01	1,90	2,07	3,21	3,27	2,22
DY	9,56	9,47	11,46	4,91	9,70	11,80	18,40	18,50	13,50
HO	1,88	1,86	2,17	0,91	1,91	2,20	3,65	3,52	2,68
ER	4,68	4,56	5,39	2,18	4,65	5,58	10,20	9,93	7,66
TM	0,63	0,63	0,74	0,30	0,71	0,80	1,42	1,33	1,10
Yb	4,16	3,88	4,58	1,97	4,74	4,91	8,88	8,53	7,13
Lu	0,57	0,53	0,65	0,26	0,78	0,66	1,34	1,27	1,07
Y	33,00	38,00	45,00	17,00	39,00	45,00	92,70	82,90	66,40
A/CNK	3,03	2,62	5,02	6,17	4,44	3,47	0,91	5,00	0,99
(La/Yb) <sub>N</sub>	10,12	8,29	7,35	15,18	14,65	8,37	8,56	8,40	4,58
(La/Sm) <sub>N</sub>	2,65	2,58	2,17	3,20	4,02	2,74	3,05	2,96	2,13
Eu/Eu*	0,31	0,43	0,09	0,19	0,20	0,30	0,25	0,29	0,27
(Gd/Yb) <sub>N</sub>	2,57	2,20	2,18	2,76	2,21	2,11	1,96	2,09	1,58
La/Nb	1,13	1,09	1,31	3,07	2,35	1,16	1,47	1,40	0,63
Th/Nb	0,07	0,14	0,25	0,29	0,28	0,18	0,31	0,27	0,25
Th/La	0,06	0,13	0,19	0,09	0,12	0,15	0,21	0,20	0,40
Nb/Y	1,57	1,08	0,79	0,80	1,05	1,09	0,78	0,86	1,09
Zr/Nb	10,43	7,75	5,52	25,87	19,48	6,16	7,52	8,73	7,07
Th/Yb	0,85	1,46	1,98	1,99	2,44	1,76	2,50	2,29	2,57
Nb/Yb	12,45	10,60	7,80	6,89	8,68	10,02	8,13	8,37	10,20

<b>SUBGRUPO</b>	MRP	MRP	MRP	MRP	MRP	MRP	MRP	MRP	MRP
<b>UNIDAD</b>	Cazalla	Cazalla	FERIA	FERIA	FERIA	FERIA	FERIA	JEREZ-FREGENAL	OLIVENZA
<b>NUMERO</b>	<b>M189</b>	<b>M190</b>	<b>M186</b>	<b>M188</b>	<b>M73</b>	<b>M72</b>	<b>M187</b>	<b>M75</b>	<b>M77</b>
<b>LITOLOGIA</b>	Anf.	Gra.	Alb.	Rio.	Rio.	Sie.	Trq.Dac.	Gra.	Sie.
<b>SiO<sub>2</sub></b>	57,66	72,43	70,91	67,44	72,20	59,27	57,52	74,74	64,59
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	15,20	14,76	13,53	13,84	15,01	14,45	14,25	12,13	15,19
<b>FeO</b>	6,22	1,78	4,72	5,35	2,22	9,22	6,42	0,35	4,64
<b>MnO</b>	0,11	0,02	0,18	0,05	0,04	0,16	0,09	0,01	0,03
<b>MgO</b>	5,80	0,10	0,27	0,46	0,10	0,97	1,28	0,09	0,48
<b>CaO</b>	5,88	0,17	0,11	1,39	0,31	3,24	4,58	0,26	2,08
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	3,11	5,90	6,03	5,53	7,81	6,58	7,66	6,77	3,69
<b>K<sub>2</sub>O</b>	2,58	3,62	1,08	2,80	0,51	2,80	0,43	0,05	6,08
<b>TiO<sub>2</sub></b>	0,97	0,26	0,26	0,56	0,70	1,26	1,47	0,65	0,64
<b>P<sub>2</sub>O<sub>5</sub></b>	0,15	0,05	0,03	0,12	0,09	0,36	0,42	0,08	0,12
<b>PPC</b>	1,62	0,86	2,37	1,88	0,87	0,67	5,18		
<b>Total</b>	93,08	98,18	99,47	99,41	99,86	98,97	99,29	95,72	99,48
<b>Ba</b>	548,00	463,80	124,00	386,00	86,00	353,00	139,00	11,00	661,00
<b>Co</b>	52,00	105,70	5,00	5,00	40,00	17,00	9,00	3,31	26,00
<b>Cr</b>	288,00		78,00	77,00	6,00	2,00	44,00	84,76	24,00
<b>Hf</b>								9,78	
<b>Nb</b>	10,00	61,90	46,00	38,00	44,00	44,00	27,00	12,15	10,00
<b>Ni</b>	114,00	4,10	10,00	10,00	10,00	10,00	10,00	4,65	10,00
<b>Rb</b>	111,00	38,50	35,00	37,00	16,00	33,00	16,00	7,00	79,00
<b>Sr</b>	285,00	57,20	33,00	70,00	120,00	135,00	115,00	35,00	140,00
<b>Ta</b>	2,00							0,84	
<b>Th</b>	9,00	18,50			0,93	6,00		11,88	
<b>U</b>	5,00	2,80						7,47	
<b>V</b>	133,00		6,00	12,00	20,00	22,00	98,00	34,63	42,00
<b>Zr</b>		681,70	474,00	475,00	581,00	330,00	365,00	373,00	149,00
<b>La</b>	19,90	133,00			6,90	20,00		2,74	22,00
<b>Ce</b>	40,40	243,00			15,20	66,30		9,36	39,00
<b>PR</b>	5,70	29,20			2,00	6,90		1,89	
<b>Nd</b>	21,40	109,00			8,30	34,10		10,27	
<b>Sm</b>	3,90	18,90			1,30	8,50		3,61	
<b>Eu</b>	1,30	2,87			0,26	2,50		0,85	
<b>GD</b>	4,60	15,30			1,30			4,22	
<b>Tb</b>	0,80	2,02			0,20	1,10		0,77	
<b>DY</b>	5,10	10,60			1,20	6,40		5,51	
<b>HO</b>	0,85	1,94			0,22	1,20		1,28	
<b>ER</b>	2,30	5,53			0,63	3,20		3,87	
<b>TM</b>	0,39	0,74			0,20	0,39		0,64	
<b>Yb</b>	2,10	5,02				2,90		4,15	
<b>Lu</b>	0,35	0,73			0,20	0,38		0,66	
<b>Y</b>	25,90	43,10	26,00	36,00	8,50	35,10	36,00	34,43	24,00
<b>A/CNK</b>	0,82	1,06	1,20	0,95	5,18	3,00	0,67	6,41	3,93
<b>(La/Yb)<sub>N</sub></b>	6,80	19,00				4,95		0,47	
<b>(La/Sm)<sub>N</sub></b>	3,29	4,54			3,43	1,52		0,49	
<b>Eu/Eu*</b>	0,61	0,31			0,38			0,43	
<b>(Gd/Yb)<sub>N</sub></b>	1,81	2,52						0,84	
<b>La/Nb</b>	1,99	2,15			0,16	0,45		0,23	2,20
<b>Th/Nb</b>	0,90	0,30			0,02	0,14		0,98	
<b>Th/La</b>	0,45	0,14			0,13	0,30		4,33	
<b>Nb/Y</b>	0,39	1,44	1,77	1,06	5,18	1,25	0,75	0,35	0,42
<b>Zr/Nb</b>		11,01	10,30	12,50	13,20	7,50	13,52	30,71	14,90
<b>Th/Yb</b>	4,29	3,69				2,07		2,86	
<b>Nb/Yb</b>	4,76	12,33				15,17		2,93	

SUBGRUPO	MRP	MRP	MRP	MRV	MRV	MRV	MRV	MRV	MRV
UNIDAD	OLIVENZA	SVIEJA	SVIEJA	ALCONERA	ALCONERA	ALCONERA	ALCONERA	ALCONERA	ALCONERA
NUMERO	M76	S2	M80	M27	M25	M22	M23	M26	M24
LITOLOGIA	Sie.	Gra.	Gra.	And.	Rio.	Rio.	Rio.	Trq.And.	Trq.And.
SiO <sub>2</sub>	64,19	75,08	73,76	57,86	71,42	74,14	72,25	59,72	59,78
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,81	9,64	9,54	14,12	13,23	12,38	13,58	15,66	15,03
FeO	4,18	5,06	5,66	6,28	2,97	1,01	1,29	5,65	6,07
MnO	0,03	0,05	0,12	0,17	0,02	0,04	0,02	0,11	0,12
MgO	0,59	0,10	0,04	7,25	0,08	0,10	0,16	3,21	3,28
CaO	1,83	0,17	0,24	3,69	0,51	2,58	2,33	4,91	4,51
Na <sub>2</sub> O	0,42	4,34	4,84	3,56	3,32	6,77	6,89	3,38	3,55
K <sub>2</sub> O	10,47	4,47	4,53	1,78	6,37	0,05	0,48	3,26	3,72
TiO <sub>2</sub>	0,58	0,26	0,26	0,73	0,20	0,56	0,53	0,94	0,99
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,12	0,02	0,03	0,10	0,01	0,14	0,10	0,18	0,17
PPC		0,37	0,38	3,76	1,54	2,18	2,23	2,34	2,32
<b>Total</b>	<b>99,53</b>	<b>99,56</b>	<b>99,39</b>	<b>99,29</b>	<b>99,68</b>	<b>99,96</b>	<b>99,85</b>	<b>99,38</b>	<b>99,54</b>
<b>Ba</b>	<b>475,00</b>	<b>24,00</b>	<b>13,00</b>	<b>472,00</b>	<b>1112,00</b>		<b>63,00</b>	<b>895,00</b>	<b>918,00</b>
<b>Co</b>	<b>21,00</b>	<b>2,00</b>	<b>3,00</b>	<b>33,00</b>	<b>45,00</b>	<b>0,80</b>	<b>2,00</b>	<b>32,00</b>	<b>37,00</b>
<b>Cr</b>	<b>19,00</b>	<b>59,00</b>	<b>110,00</b>	<b>332,00</b>	<b>3,00</b>	<b>64,10</b>	<b>83,00</b>	<b>50,00</b>	<b>57,00</b>
<b>Hf</b>		<b>15,00</b>					<b>0,90</b>		
<b>Nb</b>	<b>10,00</b>	<b>269,30</b>	<b>246,00</b>		<b>14,00</b>		<b>11,00</b>		
<b>Ni</b>	<b>10,00</b>	<b>10,00</b>	<b>10,00</b>	<b>193,00</b>	<b>10,00</b>	<b>8,60</b>	<b>10,00</b>	<b>24,00</b>	<b>29,00</b>
<b>Rb</b>	<b>123,00</b>	<b>237,00</b>	<b>271,00</b>	<b>45,00</b>	<b>150,00</b>	<b>7,00</b>	<b>35,00</b>	<b>69,00</b>	<b>77,00</b>
<b>Sr</b>	<b>53,00</b>	<b>3,00</b>	<b>4,00</b>	<b>211,00</b>	<b>47,00</b>	<b>92,00</b>	<b>128,00</b>	<b>320,00</b>	<b>274,00</b>
<b>Ta</b>		<b>15,60</b>					<b>4,70</b>		
<b>Th</b>		<b>45,40</b>		<b>17,70</b>	<b>35,60</b>	<b>9,80</b>	<b>8,60</b>	<b>22,80</b>	<b>22,50</b>
<b>U</b>		<b>12,00</b>				<b>1,38</b>	<b>1,50</b>		
<b>V</b>	<b>33,00</b>	<b>2,00</b>	<b>4,00</b>	<b>107,00</b>	<b>3,00</b>	<b>0,80</b>	<b>39,00</b>	<b>113,00</b>	<b>119,00</b>
<b>Zr</b>	<b>149,00</b>	<b>2125,20</b>	<b>1806,00</b>	<b>148,00</b>	<b>351,00</b>	<b>281,00</b>	<b>176,30</b>	<b>198,00</b>	<b>202,00</b>
<b>La</b>	<b>22,00</b>	<b>264,00</b>		<b>27,60</b>	<b>69,40</b>	<b>33,90</b>	<b>38,40</b>	<b>37,40</b>	<b>84,70</b>
<b>Ce</b>	<b>37,00</b>	<b>532,00</b>		<b>54,60</b>	<b>99,00</b>	<b>60,70</b>	<b>76,30</b>	<b>76,20</b>	<b>74,30</b>
<b>PR</b>		<b>56,10</b>		<b>6,70</b>	<b>12,80</b>	<b>7,30</b>	<b>8,42</b>	<b>8,80</b>	<b>8,40</b>
<b>Nd</b>		<b>228,00</b>		<b>28,30</b>	<b>53,80</b>	<b>26,40</b>	<b>29,10</b>	<b>38,80</b>	<b>35,90</b>
<b>Sm</b>		<b>41,60</b>		<b>5,90</b>	<b>10,80</b>	<b>5,00</b>	<b>5,54</b>	<b>8,40</b>	<b>7,00</b>
<b>Eu</b>		<b>2,43</b>		<b>1,30</b>	<b>1,30</b>	<b>1,08</b>	<b>1,17</b>	<b>1,90</b>	<b>1,50</b>
<b>GD</b>		<b>38,30</b>		<b>5,90</b>	<b>9,90</b>	<b>4,40</b>	<b>5,09</b>	<b>7,80</b>	<b>6,50</b>
<b>Tb</b>		<b>6,26</b>		<b>0,81</b>	<b>1,30</b>	<b>0,72</b>	<b>0,82</b>	<b>1,10</b>	<b>0,90</b>
<b>DY</b>		<b>37,10</b>		<b>5,50</b>	<b>9,00</b>	<b>3,60</b>	<b>5,15</b>	<b>7,20</b>	<b>6,30</b>
<b>HO</b>		<b>7,26</b>		<b>1,00</b>	<b>1,60</b>	<b>0,84</b>	<b>0,99</b>	<b>1,30</b>	<b>1,10</b>
<b>ER</b>		<b>20,60</b>		<b>3,10</b>	<b>5,20</b>	<b>2,10</b>	<b>2,82</b>	<b>4,00</b>	<b>3,40</b>
<b>TM</b>		<b>2,98</b>		<b>0,36</b>	<b>0,58</b>	<b>0,43</b>	<b>0,40</b>	<b>0,48</b>	<b>0,33</b>
<b>Yb</b>		<b>18,70</b>		<b>2,40</b>	<b>4,10</b>	<b>0,00</b>	<b>2,61</b>	<b>3,30</b>	<b>2,30</b>
<b>Lu</b>		<b>2,66</b>		<b>0,32</b>	<b>0,56</b>	<b>0,43</b>	<b>0,38</b>	<b>0,45</b>	<b>0,29</b>
<b>Y</b>	<b>22,00</b>	<b>185,00</b>	<b>182,00</b>	<b>22,40</b>	<b>38,60</b>	<b>19,60</b>	<b>26,40</b>	<b>28,60</b>	<b>25,90</b>
<b>A/CNK</b>	<b>4,18</b>	<b>6,11</b>	<b>5,55</b>	<b>3,99</b>	<b>5,38</b>	<b>4,67</b>	<b>4,49</b>	<b>3,31</b>	<b>3,31</b>
<b>(La/Yb)<sub>N</sub></b>		<b>10,13</b>		<b>8,25</b>	<b>12,14</b>		<b>10,55</b>	<b>8,13</b>	<b>26,42</b>
<b>(La/Sm)<sub>N</sub></b>		<b>4,10</b>		<b>3,02</b>	<b>4,15</b>	<b>4,38</b>	<b>4,47</b>	<b>2,87</b>	<b>7,81</b>
<b>Eu/Eu*</b>		<b>0,11</b>		<b>0,42</b>	<b>0,24</b>	<b>0,43</b>	<b>0,42</b>	<b>0,44</b>	<b>0,42</b>
<b>(Gd/Yb)<sub>N</sub></b>		<b>1,69</b>		<b>2,03</b>	<b>2,00</b>		<b>1,61</b>	<b>1,96</b>	<b>2,34</b>
<b>La/Nb</b>	<b>2,20</b>	<b>0,98</b>			<b>4,96</b>		<b>3,49</b>		
<b>Th/Nb</b>		<b>0,17</b>			<b>2,54</b>		<b>0,78</b>		
<b>Th/La</b>		<b>0,17</b>		<b>0,64</b>	<b>0,51</b>	<b>0,29</b>	<b>0,22</b>	<b>0,61</b>	<b>0,27</b>
<b>Nb/Y</b>	<b>0,45</b>	<b>1,46</b>	<b>1,35</b>		<b>0,36</b>		<b>0,42</b>		
<b>Zr/Nb</b>	<b>14,90</b>	<b>7,89</b>	<b>7,34</b>		<b>25,07</b>		<b>16,03</b>		
<b>Th/Yb</b>		<b>2,43</b>		<b>7,38</b>	<b>8,68</b>		<b>3,30</b>	<b>6,91</b>	<b>9,78</b>
<b>Nb/Yb</b>		<b>14,40</b>			<b>3,41</b>		<b>4,21</b>		

SUBGRUPO	MRV	MRV	MRV	MRV	MRV	MRV	MRV	MRV	MRV
UNIDAD	ALCONERA	LOMA-AIRE-RR	LOMA-AIRE-RR	LOMA-AIRE-RR	LOMA-AIRE-RR	LOMA-AIRE-RR	LOMA-AIRE-RR	LOMA-AIRE-RR	LOMA-AIRE-RR
NUMERO	M21	S72	S76	S70	S73	S71	S66	S74	S68
LITOLOGIA	Trq.And.Bas.	Dac.	Rio.	Rio.	Rio.	Bch.Trq.Dac.	Toba epicl.	Rio.	Toba and.
SiO <sub>2</sub>	53,87	67,66	73,50	71,29	71,13	58,89	78,41	71,66	56,41
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,21	12,47	12,89	13,07	13,04	17,81	11,24	12,49	16,60
FeO	6,81	7,30	4,35	5,33	5,33	7,15	2,79	5,49	7,50
MnO	0,12	0,12	0,01	0,04	0,09	0,07	0,02	0,03	0,17
MgO	8,90	2,27	0,16	0,15	0,71	0,35	0,50	0,15	4,34
CaO	4,87	0,45	0,51	0,31	0,37	1,23	0,11	0,37	1,95
Na <sub>2</sub> O	3,82	4,61	4,68	5,12	4,61	2,55	1,52	4,45	3,99
K <sub>2</sub> O	1,74	0,49	1,62	2,17	2,27	3,25	2,85	2,90	0,02
TiO <sub>2</sub>	0,90	0,96	0,56	0,61	0,51	0,88	0,52	0,63	1,15
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,10	0,20	0,03	0,05	0,06	0,17	0,05	0,02	0,25
PPC	3,91	2,26	1,21	1,25	1,30	3,72	1,68	1,22	6,75
Total	99,25	98,79	99,52	99,39	99,42	96,07	99,69	99,39	99,13
Ba		302,90	342,00	597,80	719,00	1200,00	510,00		314,70
Co	34,20	19,70	4,00	31,20	50,00	7,00	45,00	3,10	23,90
Cr	284,00	8,20	43,00	19,40	10,00	70,00	35,00	13,80	72,70
Hf		12,50	4,50	11,90	21,00	0,90	6,00		
Nb		19,10	7,30	25,00	18,00	11,00	9,00		7,00
Ni	45,50	21,80	10,00	19,30	22,00	12,00	27,00	8,00	54,60
Rb	43,00	11,10	62,00	43,10	32,00	70,00	93,00	34,00	33,90
Sr	141,00	60,80	127,00	89,70	43,00	186,00	54,00	72,00	129,90
Ta			2,60	2,80	4,00	4,70	2,50		
Th	4,00	7,10	16,90	10,70	11,00	8,60	8,00	8,30	2,30
U	1,17	1,40	3,30	2,10	2,00	1,50	2,00	2,35	
V	69,80	21,70	3,00	5,90	9,00	167,00	57,00	0,80	162,40
Zr	93,00	452,00	222,40	478,20	647,00	176,30	233,00	430,00	152,70
La	8,90	12,00	19,80	40,10	39,40	27,80	20,00	27,50	28,90
Ce	18,10	37,20	110,00	97,30	84,10	47,90	39,50	57,70	68,60
PR	2,40	4,48	6,80	11,40	11,50	6,62	4,96	7,60	8,93
Nd	9,80	20,40	27,20	47,50	51,10	26,80	19,00	29,70	37,00
Sm	2,10	5,67	6,93	11,10	13,10	5,46	3,98	7,20	7,20
Eu	0,61	1,49	1,57	2,42	3,31	1,32	0,82	1,68	1,88
GD	2,10	6,82	6,96	11,80	15,10	5,24	3,65	7,40	6,36
Tb	0,43	1,32	1,45	1,97	2,47	0,82	0,59	1,40	0,83
DY	2,00	9,46	10,60	12,40	15,90	4,84	3,58	8,60	4,67
HO	0,57	2,16	2,49	2,58	3,27	0,98	0,76	1,90	0,94
ER	1,40	7,03	8,08	7,77	10,30	2,87	2,29	5,50	2,82
TM	0,35	1,09	1,32	1,13	1,62	0,45	0,32	0,93	0,39
Yb		7,76	9,63	7,61	11,30	3,02	2,31	5,00	2,61
Lu	0,35	1,29	1,47	1,13	1,81	0,49	0,34	0,94	0,39
Y	14,40	59,50	68,20	70,50	85,90	28,20	23,00	44,70	22,40
A/CNK	3,17	7,57	7,08	6,29	6,64	5,92	13,56	6,44	5,57
(La/Yb) <sub>N</sub>		1,11	1,47	3,78	2,50	6,60	6,21	3,95	7,94
(La/Sm) <sub>N</sub>	2,74	1,37	1,84	2,33	1,94	3,29	3,24	2,47	2,59
Eu/Eu*	0,56	0,48	0,43	0,41	0,47	0,47	0,41	0,45	0,52
(Gd/Yb) <sub>N</sub>		0,73	0,60	1,28	1,11	1,44	1,31	1,22	2,02
La/Nb		0,63	2,71	1,60	2,19	2,53	2,22		4,13
Th/Nb		0,37	2,32	0,43	0,61	0,78	0,89		0,33
Th/La	0,45	0,59	0,85	0,27	0,28	0,31	0,40	0,30	0,08
Nb/Y		0,32	0,11	0,35	0,21	0,39	0,39		0,31
Zr/Nb		23,66	30,47	19,13	35,94	16,03	25,89		21,81
Th/Yb		0,91	1,75	1,41	0,97	2,85	3,46	1,66	0,88
Nb/Yb		2,46	0,76	3,29	1,59	3,64	3,90		2,68

<b>SUBGRUPO</b>	MRV	MRV	MRV	MRV	MRV	MRV	MRV	MRV	MRV
<b>UNIDAD</b>	LOMA-AIRE-RR	UDF	UDF	UDF	UDF	UDF	UDF	UDF	UDF
<b>NUMERO</b>	<b>S69</b>	<b>S4</b>	<b>M181</b>	<b>M182</b>	<b>M184</b>	<b>S15</b>	<b>S7</b>	<b>S17</b>	<b>S16</b>
<b>LITOLOGIA</b>	Toba and.	Dac.	Toba.And.	Qz.Anf.	Rio.	Rio.	Rio.	Rio.	Rio.
<b>SiO<sub>2</sub></b>	55,15	65,46	72,28	59,46	69,96	76,11	76,80	77,14	72,70
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	14,72	15,88	15,79	14,52	14,88	12,77	11,92	11,49	13,74
<b>FeO</b>	7,09	5,48	11,59	9,25	3,83	1,46	2,42	2,43	2,24
<b>MnO</b>	0,13	0,02	0,37	0,08	0,02	0,03	0,09	0,05	0,05
<b>MgO</b>	3,27	2,38	7,00	4,76	0,10	0,09	0,79	1,28	1,22
<b>CaO</b>	5,78	0,18	0,87	1,99	0,12	0,39	0,65	0,02	0,13
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	6,82	0,09	3,16	1,01	7,02	3,36	3,22	0,38	0,26
<b>K<sub>2</sub>O</b>	1,22	6,18	0,22	4,06	2,51	4,56	2,43	4,68	7,26
<b>TiO<sub>2</sub></b>	1,08	0,54	2,10	0,96	0,51	0,12	0,23	0,16	0,20
<b>P<sub>2</sub>O<sub>5</sub></b>	0,25		0,17	0,11	0,05	0,01	0,05	0,05	0,05
<b>PPC</b>	6,37	3,20	5,17	2,77	0,75	0,97	1,16	2,15	2,01
<b>Total</b>	101,89	99,41	118,71	98,97	99,75	99,87	99,77	99,83	99,86
<b>Ba</b>	107,30	485,30	140,80	239,92	358,40	498,80	569,90	537,40	606,20
<b>Co</b>	27,60	11,10	44,70	33,60	81,60	64,90	16,30	114,70	162,40
<b>Cr</b>	74,00	34,00	326,30	9,23	10,58	25,80	18,00	23,00	46,00
<b>Hf</b>	7,60	7,60	8,60		30,60	7,50	7,20	10,10	10,90
<b>Nb</b>	9,90	6,40	6,50	5,70	86,00	82,20	7,40	13,00	14,30
<b>Ni</b>	37,90	8,00	46,30	15,76	13,88		1,80	0,90	1,20
<b>Rb</b>	1,50	91,90	9,40	101,20	37,80	121,50	62,00	64,50	70,30
<b>Sr</b>	251,70	4,10	209,80	117,10	69,10	58,50	28,70	20,40	22,70
<b>Ta</b>		1,50	4,10	3,70	3,70	6,80			0,70
<b>Th</b>	4,40	9,30	2,40	3,60	14,50	18,20	8,00	23,70	25,10
<b>U</b>		1,10		1,60	2,60	2,90	0,90	3,40	4,80
<b>V</b>	140,10	37,00	356,50	11,50	2,30	0,60	9,00	4,00	3,00
<b>Zr</b>	210,00	250,30	147,90	261,40	1412,80	304,70	277,10	305,00	361,00
<b>La</b>	13,60	15,00	7,71	13,70	35,00	117,00	25,10	28,20	29,00
<b>Ce</b>	29,50	63,10	19,50	32,30	103,00	134,00	57,70	62,20	51,50
<b>PR</b>	4,26		3,03	4,63	12,50	28,20		7,34	6,89
<b>Nd</b>	17,50	12,40	14,10	21,90	50,30	112,00	24,60	31,60	29,20
<b>Sm</b>	4,17	5,60	4,23	6,50	11,20	26,10	3,80	8,04	6,99
<b>Eu</b>	1,19		1,42	2,20	2,36	2,61		0,47	0,34
<b>GD</b>	4,74		5,00	8,45	11,70	27,10		9,43	8,09
<b>Tb</b>	0,78		0,92	1,48	2,17	4,40		1,91	1,61
<b>DY</b>	4,93		5,72	9,64	14,10	23,30		14,00	12,10
<b>HO</b>	1,04		1,22	2,06	2,95	4,30		3,01	2,72
<b>ER</b>	3,18		3,56	6,17	8,84	11,80		9,66	9,08
<b>TM</b>	0,47		0,51	0,88	1,25	1,58		1,35	1,37
<b>Yb</b>	3,12		3,20	5,84	8,18	9,95		9,07	9,46
<b>Lu</b>	0,49		0,48	0,92	1,26	1,38		1,29	1,35
<b>Y</b>	26,10	37,50	30,70	52,00	70,90	113,00	65,20	80,70	72,70
<b>A/CNK</b>	2,39	9,13	2,25	1,50	1,03	6,81	8,43	13,49	8,55
<b>(La/Yb)<sub>N</sub></b>	3,13		1,73	1,68	3,07	8,43		2,23	2,20
<b>(La/Sm)<sub>N</sub></b>	2,11	1,73	1,18	1,36	2,02	2,89	4,26	2,26	2,68
<b>Eu/Eu*</b>	0,53		0,61	0,60	0,40	0,19		0,11	0,09
<b>(Gd/Yb)<sub>N</sub></b>	1,26		1,29	1,20	1,18	2,25		0,86	0,71
<b>La/Nb</b>	1,37	2,34	1,19	2,40	0,41	1,42	3,39	2,17	2,03
<b>Th/Nb</b>	0,44	1,45	0,37	0,63	0,17	0,22	1,08	1,82	1,76
<b>Th/La</b>	0,32	0,62	0,31	0,26	0,41	0,16	0,32	0,84	0,87
<b>Nb/Y</b>	0,38	0,17	0,21	0,11	1,21	0,73	0,11	0,16	0,20
<b>Zr/Nb</b>	21,21	39,11	22,75	45,86	16,43	3,71	37,45	23,46	25,24
<b>Th/Yb</b>	1,41		0,75	0,62	1,77	1,83		2,61	2,65
<b>Nb/Yb</b>	3,17		2,03	0,98	10,51	8,26		1,43	1,51

<b>SUBGRUPO</b>	MRV	MRV	MRV	MRV	MRV	MRV	MRV	MRV	MRV
<b>UNIDAD</b>	UDF	UDF	UDF	UDF	UDF	MRV	MRV	MRV	MRV
<b>NUMERO</b>	<b>S13</b>	<b>M29</b>	<b>M28</b>	<b>S14</b>	<b>M183</b>	<b>S11</b>	<b>M46</b>	<b>S7</b>	<b>M62</b>
<b>LITOLOGIA</b>	Rio.	Trq.And.	Trq.Dac.	Trq.	Toba Rio.	Alb.	And.	Bch.And.	Are..vol.
<b>SiO<sub>2</sub></b>	77,42	58,70	61,09	67,80	75,77	71,06	54,17	59,82	75,26
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	12,05	12,21	13,52	15,88	11,44	13,96	12,24	15,63	9,62
<b>FeO</b>	2,52	7,31	7,31	3,02	2,61	3,95	12,07	10,18	4,62
<b>MnO</b>	0,02	0,31	0,27	0,01	0,05	0,07	0,18	0,09	0,04
<b>MgO</b>	0,10	0,82	0,45	0,21	0,81	0,10	1,10	2,67	0,38
<b>CaO</b>	0,25	3,91	2,66	0,18	0,86	0,30	4,46	1,66	0,23
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	5,03	2,27	3,64	2,17	4,25	3,99	3,49	2,00	1,32
<b>K<sub>2</sub>O</b>	1,08	6,30	4,37	9,41	1,47	4,92	0,87	3,75	5,87
<b>TiO<sub>2</sub></b>	0,21	0,75	0,96	0,16	0,52	0,25	3,27	1,01	0,73
<b>P<sub>2</sub>O<sub>5</sub></b>	0,10	0,12	0,20	0,01	0,10	0,01	0,93	0,11	0,08
<b>PPC</b>	1,00	6,01	4,73	0,81	1,83	0,97	5,87	2,02	1,35
<b>Total</b>	99,79	98,71	99,19	99,66	99,71	99,57	98,66	98,93	99,49
<b>Ba</b>	166,70	1019,00	564,00	1921,20	218,70	614,00	147,00	311,50	1238,00
<b>Co</b>	22,40	20,00	24,00	43,60	44,90	2,00	48,00	43,80	76,00
<b>Cr</b>	13,00	3,00	3,00	18,90	61,80	84,00	33,00	19,00	2,00
<b>Hf</b>	20,00			16,40	4,00	12,60		22,90	
<b>Nb</b>	25,60	55,00	59,00	80,90	8,60	170,60	32,00	86,70	32,00
<b>Ni</b>	3,90	10,00	10,00	6,40	8,00	10,00	37,00	7,40	10,00
<b>Rb</b>	47,70	110,00	10,00	156,30	44,20	116,00	24,00	86,80	97,00
<b>Sr</b>	83,70	36,00	37,00	146,00	67,80	77,00	118,00	136,70	54,00
<b>Ta</b>	2,20			4,60		12,30		2,40	
<b>Th</b>	23,90	10,80	11,80	18,90	5,70	32,20	2,60	12,50	15,00
<b>U</b>	8,20			1,20	0,80	8,10		1,30	
<b>V</b>	3,00	5,00	6,00	7,60	57,60	2,00	231,00	25,00	24,00
<b>Zr</b>	586,60	520,00	26,00	506,60	199,70	1373,70	237,00	941,10	468,00
<b>La</b>	40,00	55,80	58,60	86,10	17,90	83,30	14,80	51,10	61,30
<b>Ce</b>	114,00	125,00	136,00	183,00	37,00	162,00	42,10	138,00	132,00
<b>PR</b>	14,00	17,80	18,60	21,70	4,22	18,20	5,20	14,20	13,40
<b>Nd</b>	60,10	68,30	72,00	86,80	16,00	65,20	27,40	64,40	65,10
<b>Sm</b>	15,50	14,80	16,10	18,40	3,10	12,20	6,30	14,30	13,20
<b>Eu</b>	1,44	3,10	3,80	3,21	0,81	2,43	1,90	3,75	4,70
<b>GD</b>	18,20	13,50	14,50	18,20	2,95	11,50	6,30	13,30	10,30
<b>Tb</b>	3,57	1,90	2,00	2,97	0,47	1,75	0,77	2,04	1,10
<b>DY</b>	25,40	12,20	13,20	18,00	2,45	9,85	5,00	13,00	6,40
<b>HO</b>	5,65	2,00	2,20	3,54	0,50	1,88	0,78	2,57	1,00
<b>ER</b>	17,90	6,30	7,00	10,50	1,48	5,40	2,20	8,02	3,00
<b>TM</b>	2,89	0,77	0,86	1,55	0,22	0,78	0,20	1,22	0,31
<b>Yb</b>	18,60	5,20	5,80	10,70	1,45	4,93	0,56	8,06	2,20
<b>Lu</b>	2,77	0,70	0,79	1,59	0,24	0,73	0,20	1,23	0,30
<b>Y</b>	166,60	51,30	56,90	88,30	12,60	55,00	22,30	72,50	22,40
<b>A/CNK</b>	7,81	3,33	3,93	4,82	1,13	5,72	3,66	5,77	8,42
<b>(La/Yb)<sub>N</sub></b>	1,54	7,70	7,25	5,77	8,85	12,12	18,96	4,55	19,99
<b>(La/Sm)<sub>N</sub></b>	1,67	2,43	2,35	3,02	3,73	4,41	1,52	2,31	3,00
<b>Eu/Eu*</b>	0,17	0,41	0,47	0,34	0,51	0,39	0,58	0,51	0,73
<b>(Gd/Yb)<sub>N</sub></b>	0,81	2,15	2,07	1,41	1,68	1,93	9,31	1,37	3,87
<b>La/Nb</b>	1,56	1,01	0,99	1,06	2,08	0,49	0,46	0,59	1,92
<b>Th/Nb</b>	0,93	0,20	0,20	0,23	0,66	0,19	0,08	0,14	0,47
<b>Th/La</b>	0,60	0,19	0,20	0,22	0,32	0,39	0,18	0,24	0,24
<b>Nb/Y</b>	0,15	1,07	1,04	0,92	0,68	3,10	1,43	1,20	1,43
<b>Zr/Nb</b>	22,91	9,45	0,44	6,26	23,22	8,05	7,41	10,85	14,63
<b>Th/Yb</b>	1,28	2,08	2,03	1,77	3,93	6,53	4,64	1,55	6,82
<b>Nb/Yb</b>	1,38	10,58	10,17	7,56	5,93	34,60	57,14	10,76	14,55

<b>SUBGRUPO</b>	MRV	MRV	MRV	MRV	MRV	MRV	MRV	MRV	MRV
<b>UNIDAD</b>	MRV	MRV	MRV	MRV	MRV	MRV	MRV	MRV	MRV
<b>NUMERO</b>	<b>M56</b>	<b>M48</b>	<b>M32</b>	<b>S9</b>	<b>M174</b>	<b>M176</b>	<b>M31</b>	<b>S6A</b>	<b>S10</b>
<b>LITOLOGIA</b>	Dac.	Dac.	Dac.- Rio.	Ign.Rio.	Ign.Rio.	Ign.Rio.	Ign.Rio..Rio. K	Toba.	Rio.
<b>SiO<sub>2</sub></b>	65,74	61,31	70,29	69,39	71,08	75,83	72,46	77,74	77,82
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	9,98	14,00	8,98	14,03	10,49	11,49	12,40	10,29	9,83
<b>FeO</b>	8,30	8,43	8,31	4,54	7,82	3,53	5,15	3,85	3,12
<b>MnO</b>	0,28	0,09	0,33	0,03	0,21	0,01	0,05	0,08	0,11
<b>MgO</b>	0,06	1,57	0,38	0,19	0,15	0,16	0,17	0,34	0,10
<b>CaO</b>	2,92	1,72	0,11	0,03	0,04	0,04	0,01	0,48	0,03
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	3,30	3,84	0,51	0,16	0,20	0,18	0,14	3,46	0,14
<b>K<sub>2</sub>O</b>	3,87	3,02	6,06	8,82	6,65	6,43	6,89	1,67	7,22
<b>TiO<sub>2</sub></b>	0,63	1,15	0,34	0,38	0,34	0,24	0,34	0,31	0,30
<b>P<sub>2</sub>O<sub>5</sub></b>	0,01	0,31	0,01	0,02	0,04	0,05	0,05	0,05	0,06
<b>PPC</b>	4,01	3,63	3,77	1,91	2,10	1,65	1,81	1,37	1,02
<b>Total</b>	99,09	99,07	99,09	99,50	99,13	99,60	99,47	99,63	99,75
<b>Ba</b>	130,00	598,00	534,00	688,00	498,00	783,00	395,00	502,50	592,00
<b>Co</b>	38,00	17,00	2,00	2,00	5,00	5,00	35,70	64,10	8,00
<b>Cr</b>	2,00	3,00	104,00	39,00	72,00	50,00	15,00	20,00	91,00
<b>Hf</b>			7,70	6,40			31,00	44,90	8,30
<b>Nb</b>	109,00	68,00	119,60	92,10	105,00	57,00	96,00	150,60	101,20
<b>Ni</b>	10,00	10,00	10,00	10,00	10,00	10,00	12,00	5,20	10,00
<b>Rb</b>	54,00	52,00	110,00	183,00	127,00	133,00	162,10	48,20	134,00
<b>Sr</b>	93,00	49,00		1,00	13,00	9,00	5,60	59,40	11,00
<b>Ta</b>			6,70	6,80			8,10	8,50	7,10
<b>Th</b>	26,50	15,00	19,30	18,40			22,10	22,70	20,10
<b>U</b>			5,10	5,50			7,80	5,30	4,20
<b>V</b>	3,00	19,00	2,00	2,00	7,00	11,00	2,00	5,00	2,00
<b>Zr</b>	1003,00	534,00	851,20	957,60	929,00	477,00	1074,90	1662,50	918,70
<b>La</b>	138,00	58,00	124,00	140,00			48,00	127,00	172,00
<b>Ce</b>	297,00	128,00	271,00	298,00			103,00	285,00	331,00
<b>PR</b>	31,80	12,70	27,40	34,10			13,70	34,40	41,30
<b>Nd</b>	131,00	62,30	103,00	135,00			54,00	141,00	169,00
<b>Sm</b>	27,70	12,90	19,80	26,70			12,00	29,80	30,90
<b>Eu</b>	4,70	2,90	1,81	5,27			1,91	3,14	5,35
<b>GD</b>	25,50	11,70	18,50	24,20			11,60	28,60	25,00
<b>Tb</b>	3,60	1,60	3,00	3,71			1,89	4,41	3,27
<b>DY</b>	23,10	11,70	18,50	20,60			11,60	27,70	17,10
<b>HO</b>	4,00	1,90	3,67	3,78			2,28	5,30	3,16
<b>ER</b>	12,00	6,10	10,20	9,84			6,87	15,60	8,60
<b>TM</b>	1,40	0,49	1,41	1,35			0,96	2,30	1,22
<b>Yb</b>	9,50	4,10	8,91	8,06			6,22	14,60	7,29
<b>Lu</b>	1,20	0,40	1,32	1,15			0,89	2,16	1,05
<b>Y</b>	96,60	56,60	92,00	198,70	74,00	41,00	55,10	144,00	85,20
<b>A/CNK</b>	4,41	4,83	9,25	7,04	1,38	1,57	9,40	9,30	9,63
<b>(La/Yb)<sub>N</sub></b>	10,42	10,15	9,98	12,46			5,54	6,24	16,92
<b>(La/Sm)<sub>N</sub></b>	3,22	2,90	4,04	3,39			2,58	2,75	3,59
<b>Eu/Eu*</b>	0,33	0,44	0,18	0,39			0,31	0,20	0,35
<b>(Gd/Yb)<sub>N</sub></b>	2,22	2,36	1,72	2,48			1,54	1,62	2,84
<b>La/Nb</b>	1,27	0,85	1,04	1,52			0,50	0,84	1,70
<b>Th/Nb</b>	0,24	0,22	0,16	0,20			0,23	0,15	0,20
<b>Th/La</b>	0,19	0,26	0,16	0,13			0,46	0,18	0,12
<b>Nb/Y</b>	1,13	1,20	1,30	0,46	1,42	1,39	1,74	1,05	1,19
<b>Zr/Nb</b>	9,20	7,85	7,12	10,40	8,85	8,37	11,20	11,04	9,08
<b>Th/Yb</b>	2,79	3,66	2,17	2,28			3,55	1,55	2,76
<b>Nb/Yb</b>	11,47	16,59	13,42	11,43			15,43	10,32	13,88



<b>SUBGRUPO</b>	MRV	MRV	MRV	MRV	MRV	MRV	MRV	MRV	MRV
<b>UNIDAD</b>	MRV	MRV	MRV	MRV	MRV	MRV	MRV	MRV	MRV
<b>NUMERO</b>	<b>S11A</b>	<b>M47</b>	<b>M55</b>	<b>M57</b>	<b>M59</b>	<b>M60</b>	<b>M45</b>	<b>M58</b>	<b>M44</b>
<b>LITOLOGIA</b>	Rio. Bch.	Rio.	Rio.	Rio.	Rio.	Rio.	Rio.	Rio.	Rio.
<b>SiO<sub>2</sub></b>	74,88	72,89	71,11	70,26	70,69	70,75	66,84	70,97	74,32
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	12,74	12,25	9,15	9,47	7,64	7,93	8,38	10,66	7,24
<b>FeO</b>	1,99	4,94	7,95	7,72	7,08	8,74	6,92	7,00	9,94
<b>MnO</b>	0,04	0,13	0,18	0,10	0,07	0,18	0,23	0,14	0,39
<b>MgO</b>	0,22	0,10	0,42	0,10	1,04	0,48	1,15	0,10	0,10
<b>CaO</b>	1,26	0,25	0,81	2,41	2,08	0,83	2,92	0,19	0,08
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	2,14	7,37	2,43	4,08	1,67	2,27	0,18	3,71	0,05
<b>K<sub>2</sub>O</b>	4,61	0,01	3,13	1,36	4,80	4,33	4,57	4,27	0,34
<b>TiO<sub>2</sub></b>	0,19	0,13	0,50	0,61	0,43	0,45	0,51	0,65	0,33
<b>P<sub>2</sub>O<sub>5</sub></b>	0,05	0,01	0,01	0,01	0,01	0,05	0,02	0,01	0,01
<b>PPC</b>	1,65	1,49	3,44	3,02	3,73	3,07	7,53	1,63	3,26
<b>Total</b>	99,76	99,56	99,13	99,15	99,23	99,08	99,23	99,32	96,05
<b>Ba</b>	341,80	56,00	149,00	80,00	66,00	97,00	379,00	195,00	185,00
<b>Co</b>	75,60	57,00	40,00	39,00	74,00	103,00	19,00	60,00	52,00
<b>Cr</b>	34,70	3,00	2,00	2,00	4,00	3,00	21,00	3,00	3,00
<b>Hf</b>	8,90								
<b>Nb</b>	66,80	120,00	166,00	132,00	124,00	111,00	73,00	138,00	145,00
<b>Ni</b>	2,10	10,00	10,00	10,00	10,00	10,00	10,00	10,00	10,00
<b>Rb</b>	114,40	5,00	93,00	15,00	58,00	47,00	110,00	47,00	91,00
<b>Sr</b>	42,10	52,00	34,00	29,00	9,00	11,00	20,00	18,00	12,00
<b>Ta</b>	3,40								
<b>Th</b>	17,60	20,40	22,20	23,30	22,70	22,90	11,00	27,00	19,40
<b>U</b>	2,50								
<b>V</b>	4,60	6,00	4,00		3,00		18,00	3,00	4,00
<b>Zr</b>	291,40	239,00	1232,00	1047,00	1239,00	1194,00	556,00	1059,00	890,00
<b>La</b>	74,10	52,70	162,00	167,00	156,00	145,00	35,00	193,00	29,70
<b>Ce</b>	129,00	135,00	360,00	324,00	355,00	326,00	96,80	418,00	81,40
<b>PR</b>	16,40	13,40	40,90	36,90	40,60	37,30	14,30	45,40	12,20
<b>Nd</b>	58,80	64,70	171,00	150,00	172,00	160,00	57,20	183,00	43,50
<b>Sm</b>	12,60	17,90	37,30	30,70	37,70	36,50	11,60	36,30	10,00
<b>Eu</b>	1,08	0,43	5,30	5,20	5,40	5,40	1,50	6,10	0,73
<b>GD</b>	13,60	18,90	34,50	27,80	35,80	35,40	11,50	31,70	11,70
<b>Tb</b>	2,16	3,00	4,80	3,60	5,10	5,10	1,58	4,10	2,10
<b>DY</b>	13,00	20,70	30,80	22,60	33,60	32,70	10,60	25,00	16,40
<b>HO</b>	2,62	3,40	5,40	3,90	5,80	5,70	1,80	4,30	3,00
<b>ER</b>	7,69	10,30	16,10	11,70	17,00	17,20	5,40	12,90	9,80
<b>TM</b>	1,10	1,00	1,90	1,40	2,00	2,10	0,55	1,50	1,10
<b>Yb</b>	7,03	7,20	13,00	9,20	13,40	14,00	3,40	10,00	7,50
<b>Lu</b>	1,02	0,72	1,70	1,20	1,70	1,80	0,45	1,20	0,98
<b>Y</b>	78,40	100,00	129,00	93,20	134,00	133,00	41,80	107,00	67,00
<b>A/CNK</b>	6,94	5,79	8,03	5,59	6,03	7,13	6,35	6,42	
<b>(La/Yb)<sub>N</sub></b>	7,56	5,25	8,94	13,02	8,35	7,43	7,38	13,84	2,84
<b>(La/Sm)<sub>N</sub></b>	3,80	1,90	2,80	3,51	2,67	2,56	1,95	3,43	1,92
<b>Eu/Eu*</b>	0,16	0,05	0,28	0,33	0,28	0,29	0,25	0,33	0,13
<b>(Gd/Yb)<sub>N</sub></b>	1,60	2,17	2,20	2,50	2,21	2,09	2,80	2,62	1,29
<b>La/Nb</b>	1,11	0,44	0,98	1,27	1,26	1,31	0,48	1,40	0,20
<b>Th/Nb</b>	0,26	0,17	0,13	0,18	0,18	0,21	0,15	0,20	0,13
<b>Th/La</b>	0,24	0,39	0,14	0,14	0,15	0,16	0,31	0,14	0,65
<b>Nb/Y</b>	0,85	1,20	1,29	1,42	0,93	0,83	1,75	1,29	2,16
<b>Zr/Nb</b>	4,36	1,99	7,42	7,93	9,99	10,76	7,62	7,67	6,14
<b>Th/Yb</b>	2,50	2,83	1,71	2,53	1,69	1,64	3,24	2,70	2,59
<b>Nb/Yb</b>	9,50	16,67	12,77	14,35	9,25	7,93	21,47	13,80	19,33

<b>SUBGRUPO</b>	MRV	MRV	MRV	MRV	MRV	MRV	MRV	MRV	MRV
<b>UNIDAD</b>	MRV	MRV	MRV	MRV	MRV	MRV	MRV	MRV	MRV
<b>NUMERO</b>	<b>M43</b>	<b>M40</b>	<b>M180</b>	<b>S6</b>	<b>M39</b>	<b>M41</b>	<b>S5</b>	<b>S6</b>	<b>M179</b>
<b>LITOLOGIA</b>	Rio.	Rio.	Rio.	Rio.	Rio.	Rio.	Rio.	Ign.Rio.	Rio.
<b>SiO<sub>2</sub></b>	73,11	77,96	72,25	71,23	70,85	75,99	71,37	69,47	68,66
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	12,86	8,96	13,91	14,54	13,69	10,35	13,44	14,20	8,74
<b>FeO</b>	2,32	5,76	0,31	3,92	4,31	4,11	4,18	3,88	8,89
<b>MnO</b>	0,01	0,07	0,01	0,01	0,04	0,02	0,05	0,03	0,43
<b>MgO</b>	0,06	0,10	0,05	0,21	0,17	0,10	0,99	0,28	0,56
<b>CaO</b>	0,07	0,05	0,05	0,02	0,10	0,06	0,21	0,06	0,11
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	0,15	0,05	0,24	0,08	0,12	1,21	3,73	0,93	0,39
<b>K<sub>2</sub>O</b>	8,60	3,69	10,58	7,07	7,54	6,17	4,08	8,60	6,22
<b>TiO<sub>2</sub></b>	0,36	0,38	0,24	0,32	0,32	0,34	0,31	0,30	0,33
<b>P<sub>2</sub>O<sub>5</sub></b>	0,06	0,01	0,03	0,03	0,02	0,01	0,05	0,06	0,01
<b>PPC</b>	2,16	2,49	1,11	2,00	2,36	1,32	1,19	1,77	4,67
<b>Total</b>	99,75	99,52	98,78	99,43	99,52	99,67	99,59	99,58	99,01
<b>Ba</b>	550,00	200,00	1218,70	298,00	278,00	395,00	390,70	811,00	570,00
<b>Co</b>	37,00	67,00	44,40	5,00	24,00	59,00	29,10	5,00	5,00
<b>Cr</b>	3,00	2,00	17,20	48,00	2,00	2,00	17,00	72,00	122,00
<b>Hf</b>			12,60				32,50		
<b>Nb</b>	112,00	142,00	57,60	61,00	69,00	103,00	131,50	60,00	111,00
<b>Ni</b>	10,00	10,00	16,40	12,00	10,00	10,00	6,80	10,00	10,00
<b>Rb</b>	134,00	75,00	202,30	190,00	152,00	103,00	59,90	161,00	120,00
<b>Sr</b>	6,00	5,00	18,80	7,00	8,00	9,00	107,10	17,00	10,00
<b>Ta</b>			5,10				8,70		
<b>Th</b>	19,70	20,60	13,40		17,70	20,60	23,00		
<b>U</b>			2,30				5,10		
<b>V</b>	6,00	3,00	3,30	12,00	11,00	5,00	1,00	9,00	4,00
<b>Zr</b>	1061,00	911,00	517,30	590,00	588,00	901,00	1241,50	561,00	794,00
<b>La</b>	159,00	50,70	60,10		62,40	61,50	100,00		4,00
<b>Ce</b>	248,00	112,00	125,00		152,00	153,00	225,00		1,00
<b>PR</b>	60,80	17,90	15,00		20,30	21,70	26,80		
<b>Nd</b>	244,00	69,40	56,20		76,90	82,00	108,00		
<b>Sm</b>	59,50	15,90	10,90		16,50	18,70	19,70		
<b>Eu</b>	7,50	1,40	2,13		2,50	3,10	2,08		
<b>GD</b>	53,70	15,20	10,30		15,00	18,00	17,00		
<b>Tb</b>	5,70	2,40	1,51		2,00	2,50	2,66		
<b>DY</b>	33,50	18,10	8,49		13,30	17,50	16,40		
<b>HO</b>	5,00	3,20	1,63		2,20	3,00	3,10		
<b>ER</b>	15,30	10,70	4,80		7,10	9,80	9,15		
<b>TM</b>	1,70	1,30	0,68		0,81	1,10	1,34		
<b>Yb</b>	10,10	8,50	4,34		5,30	7,20	8,37		
<b>Lu</b>	1,30	1,10	0,63		0,70	0,93	1,22		
<b>Y</b>	109,00	76,90	43,20	41,00	56,50	74,80	77,80	53,00	83,00
<b>A/CNK</b>	7,57	18,70	1,17	1,86	8,30	8,66	6,53	6,35	1,15
<b>(La/Yb)<sub>N</sub></b>	11,29	4,28	9,93		8,45	6,13	8,57		
<b>(La/Sm)<sub>N</sub></b>	1,73	2,06	3,56		2,44	2,12	3,28		
<b>Eu/Eu*</b>	0,25	0,17	0,38		0,30	0,32	0,21		
<b>(Gd/Yb)<sub>N</sub></b>	4,40	1,48	1,96		2,34	2,07	1,68		
<b>La/Nb</b>	1,42	0,36	1,04		0,90	0,60	0,76		0,04
<b>Th/Nb</b>	0,18	0,15	0,23		0,26	0,20	0,17		
<b>Th/La</b>	0,12	0,41	0,22		0,28	0,33	0,23		
<b>Nb/Y</b>	1,03	1,85	1,33	1,49	1,22	1,38	1,69	1,13	1,34
<b>Zr/Nb</b>	9,47	6,42	8,98	9,67	8,52	8,75	9,44	9,35	7,15
<b>Th/Yb</b>	1,95	2,42	3,09		3,34	2,86	2,75		
<b>Nb/Yb</b>	11,09	16,71	13,27		13,02	14,31	15,71		

<b>SUBGRUPO</b>	MRV	MRV	MRV	MRV	MRV	MRV	MRV	MRV	MRV
<b>UNIDAD</b>	MRV	MRV	MRV	MRV	MRV	MRV	MRV	MRV	MRV
<b>NUMERO</b>	<b>M178</b>	<b>S8A</b>	<b>M36</b>	<b>M30</b>	<b>M173</b>	<b>S12</b>	<b>M35</b>	<b>M175</b>	<b>M49</b>
<b>LITOLOGIA</b>	Rio.	Rio.	Ign.Rio.	Ign.Rio.	Toba	Trq.	Trq.And.	Trq.And.	Trq.And.Bas.
<b>SiO<sub>2</sub></b>	69,37	77,64	69,40	73,77	66,45	58,35	64,33	61,63	53,59
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	13,64	10,99	11,53	12,46	15,95	15,47	14,74	14,45	11,32
<b>FeO</b>	3,53	3,05	7,35	4,52	1,97	10,98	7,22	6,44	19,10
<b>MnO</b>	0,01	0,02	0,01	0,02	0,01	0,27	0,13	0,19	0,07
<b>MgO</b>	0,19	0,10	0,36	0,17	0,46	0,42	0,13	0,88	0,03
<b>CaO</b>	0,06	0,03	0,08	0,04	0,08	0,74	0,16	0,88	1,82
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	0,27	4,23	0,16	0,12	0,53	3,92	3,60	5,49	5,14
<b>K<sub>2</sub>O</b>	10,63	3,07	7,21	6,73	11,94	5,96	5,48	3,55	1,04
<b>TiO<sub>2</sub></b>	0,24	0,17	0,60	0,33	0,74	1,12	0,91	0,67	3,42
<b>P<sub>2</sub>O<sub>5</sub></b>	0,07	0,05	0,04	0,01	0,10	0,33	0,17	0,20	0,82
<b>PPC</b>	1,61	0,48	2,45	1,36	1,56	1,16	2,34	4,72	1,54
<b>Total</b>	99,62	99,83	99,19	99,52	99,78	98,72	99,20	99,09	97,88
<b>Ba</b>	1075,00	507,90	621,00	418,00	1384,00	3662,60	572,00	295,00	39,00
<b>Co</b>	4,00	72,00	3,00	2,00	11,00	22,20	3,00	6,00	21,00
<b>Cr</b>	48,00	14,00	42,00	91,00	107,00	8,40	37,00	48,00	2,00
<b>Hf</b>		19,00	10,00	5,90		6,20	0,70		
<b>Nb</b>	47,00	103,80	26,60	90,70	19,00	40,50	3,40	40,00	19,00
<b>Ni</b>	11,00	5,80	10,00	10,00	30,00	10,70	10,00	11,00	10,00
<b>Rb</b>	207,00	37,50	111,00	158,00	308,00	65,80	99,00	61,00	27,00
<b>Sr</b>	26,00	29,90	10,00		32,00	250,80		28,00	31,00
<b>Ta</b>		8,90	4,90	5,00		4,10	1,20		
<b>Th</b>		16,90	11,40	20,60		4,50	3,00		6,00
<b>U</b>		3,10	3,40	5,90		0,20	1,20		
<b>V</b>	6,00	2,00	2,00	2,00	64,00	6,10	2,00	6,00	100,00
<b>Zr</b>	481,00	564,10	596,80	1036,80	361,00	259,60	73,50	567,00	299,00
<b>La</b>		88,20	185,00	99,20		28,10	66,00		8,30
<b>Ce</b>		183,00	284,00	181,00		66,70	145,00		27,60
<b>PR</b>		19,10	45,60	23,80		8,65	16,50		3,70
<b>Nd</b>		66,50	182,00	89,00		35,80	65,20		20,10
<b>Sm</b>		8,85	33,50	18,40		7,45	13,10		5,30
<b>Eu</b>		0,74	4,41	2,92		5,62	3,35		2,30
<b>GD</b>		7,32	30,60	16,70		7,35	12,60		7,40
<b>Tb</b>		1,14	4,34	2,73		1,05	1,95		1,00
<b>DY</b>		7,33	24,80	16,30		5,97	11,50		7,70
<b>HO</b>		1,58	4,59	3,27		1,13	2,20		1,20
<b>ER</b>		5,12	12,80	9,10		3,18	6,18		3,50
<b>TM</b>		0,82	1,78	1,32		0,44	0,90		0,17
<b>Yb</b>		5,61	11,00	8,18		2,86	5,82		1,50
<b>Lu</b>		0,84	1,56	1,17		0,47	0,86		0,20
<b>Y</b>	30,00	51,60	120,00	81,20	23,00	29,00	59,60	48,00	34,50
<b>A/CNK</b>	1,13	7,51	8,45	9,78	1,15	4,10	5,30	1,00	4,16
<b>(La/Yb)<sub>N</sub></b>		11,28	12,06	8,70		7,05	8,13		3,97
<b>(La/Sm)<sub>N</sub></b>		6,43	3,57	3,48		2,43	3,25		1,01
<b>Eu/Eu*</b>		0,17	0,26	0,31		1,46	0,50		0,75
<b>(Gd/Yb)<sub>N</sub></b>		1,08	2,30	1,69		2,13	1,79		4,08
<b>La/Nb</b>		0,85	6,95	1,09		0,69	19,41		0,44
<b>Th/Nb</b>		0,16	0,43	0,23		0,11	0,88		0,32
<b>Th/La</b>		0,19	0,06	0,21		0,16	0,05		0,72
<b>Nb/Y</b>	1,57	2,01	0,22	1,12	0,83	1,40	0,06	0,83	0,55
<b>Zr/Nb</b>	10,23	5,43	22,44	11,43	19,00	6,41	21,62	14,18	15,74
<b>Th/Yb</b>		3,01	1,04	2,52		1,57	0,52		4,00
<b>Nb/Yb</b>		18,50	2,42	11,09		14,16	0,58		12,67

<b>SUBGRUPO</b>	MRV	MRV	MRV	MRV	MRV	MRV	MRV	MRV	MRV
<b>UNIDAD</b>	MRV	MRV	MRV	MRV	MRV	MRV	MRV	MRV	MRV
<b>NUMERO</b>	<b>M37</b>	<b>M33</b>	<b>M61</b>	<b>S8</b>	<b>M64</b>	<b>M63</b>	<b>M51</b>	<b>M172</b>	<b>M54</b>
<b>LITOLOGIA</b>	Trq.Dac.	Trq.Dac.	Trq.	Trq.	Trq.	Trq.	Trq.	Trq.	Trq.
<b>SiO<sub>2</sub></b>	56,95	67,81	65,59	69,47	64,88	55,63	63,64	62,91	64,22
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	13,85	12,51	11,05	14,20	12,38	13,02	13,75	14,63	10,92
<b>FeO</b>	6,82	7,45	8,11	3,87	6,07	9,57	6,18	9,74	13,24
<b>MnO</b>	0,22	0,27	0,23	0,03	0,16	0,28	0,18	0,01	0,03
<b>MgO</b>	0,84	0,10	0,10	0,28	0,46	1,04	0,60	0,27	0,10
<b>CaO</b>	4,25	0,09	1,40	0,06	2,14	1,65	0,64	0,37	0,05
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	4,93	3,92	2,71	0,93	4,69	3,60	5,12	2,55	0,11
<b>K<sub>2</sub>O</b>	3,82	4,95	7,38	8,60	3,99	6,53	3,69	5,02	8,34
<b>TiO<sub>2</sub></b>	1,73	0,61	0,65	0,30	0,49	0,99	0,91	1,06	0,32
<b>P<sub>2</sub>O<sub>5</sub></b>	0,54	0,02	0,01	0,06	0,04	0,23	0,19	0,24	0,01
<b>PPC</b>	5,29	1,50	1,97	1,77	4,03	3,40	4,42	2,05	1,30
<b>Total</b>	99,24	99,23	99,19	99,57	99,32	95,93	99,32	98,85	98,64
<b>Ba</b>	340,00	163,00	154,00	811,00	266,00	1148,00	289,00	862,00	529,00
<b>Co</b>	22,00	2,00	54,00	5,00	32,00	17,00	28,00	6,00	20,00
<b>Cr</b>	4,00	71,00	5,00	72,00	4,00	6,00	4,00	58,00	3,00
<b>Hf</b>		6,30							
<b>Nb</b>	72,00	109,40	134,00	60,00	93,00	84,00	65,00	33,00	64,00
<b>Ni</b>	10,00	10,00	10,00	10,00	10,00	11,00	10,00	10,00	10,00
<b>Rb</b>	80,00	83,00	92,00	161,00	52,00	64,00	59,00	149,00	126,00
<b>Sr</b>	67,00	8,00	41,00	17,00	25,00	78,00	28,00	32,00	15,00
<b>Ta</b>		6,20							
<b>Th</b>	9,40	17,10	4,10		20,30	13,30	9,50		22,40
<b>U</b>		5,60							
<b>V</b>	40,00	2,00	3,00	9,00	7,00	15,00	5,00	23,00	25,00
<b>Zr</b>	551,00	881,90	900,00	561,00	689,00	674,00	595,00	485,00	568,00
<b>La</b>	53,40	121,00	30,60		92,10	75,60	34,20		118,00
<b>Ce</b>	129,00	261,00	74,10		197,00	159,00	78,00		201,00
<b>PR</b>	18,20	28,60	9,00		20,30	15,80	8,10		18,90
<b>Nd</b>	72,40	112,00	44,80		88,10	71,60	37,00		74,70
<b>Sm</b>	15,60	21,50	10,20		18,80	14,30	8,00		15,00
<b>Eu</b>	3,80	3,07	4,20		3,80	5,20	1,80		3,20
<b>GD</b>	14,00	19,40	10,00		17,50	13,10	7,50		17,10
<b>Tb</b>	1,80	2,87	1,30		2,50	1,90	1,00		2,70
<b>DY</b>	12,00	16,60	7,70		16,10	13,00	6,90		18,20
<b>HO</b>	2,00	3,11	1,20		2,80	2,40	1,20		3,20
<b>ER</b>	6,20	8,53	3,30		8,70	7,50	3,70		9,70
<b>TM</b>	0,71	1,14	0,27		1,00	0,88	0,45		1,20
<b>Yb</b>	4,70	7,26	1,60		7,10	6,10	3,00		7,80
<b>Lu</b>	0,63	1,07	0,20		0,95	0,83	0,41		0,99
<b>Y</b>	49,70	79,90	27,50	53,00	60,80	53,80	21,90	36,00	82,20
<b>A/CNK</b>	2,85	5,67	4,38	6,35	4,08	3,48	4,69	1,42	6,91
<b>(La/Yb)<sub>N</sub></b>	8,15	11,95	13,72		9,30	8,89	8,18		10,85
<b>(La/Sm)<sub>N</sub></b>	2,21	3,63	1,94		3,16	3,41	2,76		5,08
<b>Eu/Eu*</b>	0,48	0,28	0,80		0,40	0,72	0,44		0,40
<b>(Gd/Yb)<sub>N</sub></b>	2,46	2,21	5,17		2,04	1,78	2,07		1,81
<b>La/Nb</b>	0,74	1,11	0,23		0,99	0,90	0,53		1,84
<b>Th/Nb</b>	0,13	0,16	0,03		0,22	0,16	0,15		0,35
<b>Th/La</b>	0,18	0,14	0,13		0,22	0,18	0,28		0,19
<b>Nb/Y</b>	1,45	1,37	4,87	1,13	1,53	1,56	2,97	0,92	0,78
<b>Zr/Nb</b>	7,65	8,06	6,72	9,35	7,41	8,02	9,15	14,70	8,88
<b>Th/Yb</b>	2,00	2,36	2,56		2,86	2,18	3,17		2,87
<b>Nb/Yb</b>	15,32	15,07	83,75		13,10	13,77	21,67		8,21

<b>SUBGRUPO</b>	MRV	MRV	MRV	MRV	MRV	MRV	MRP/Pgr.	MRP/Pgr.	MRP/Pgr.
<b>UNIDAD</b>	MRV	MRV	MRV	MRV	MRV	MRV	CAZALLA	CAZALLA	CAZALLA
<b>NUMERO</b>	<b>M38</b>	<b>M53</b>	<b>M52</b>	<b>M34</b>	<b>M177</b>	<b>M42</b>	<b>M170</b>	<b>M171</b>	<b>M169</b>
<b>LITOLOGIA</b>	Trq.	Trq.	Trq.	Trq.	Trq.	Ign. Reom.Trq.	Pgr.	Pgr.	Pgr.
<b>SiO<sub>2</sub></b>	61,38	66,58	59,35	71,89	66,20	71,62	83,67	78,76	59,89
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	13,99	11,51	8,67	13,53	11,74	11,72	9,63	13,93	14,74
<b>FeO</b>	8,87	7,66	18,19	2,07	9,81	3,42	0,21	0,15	10,16
<b>MnO</b>	0,03	0,34	0,13	0,02	0,11	0,04	0,02	0,02	0,10
<b>MgO</b>	0,12	0,10	0,10	0,10	0,06	0,10	0,10	0,10	0,54
<b>CaO</b>	0,90	0,42	0,05	0,03	0,05	0,06	0,18	0,10	4,17
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	2,63	3,61	0,12	0,26	0,88	0,19	5,61	7,10	7,25
<b>K<sub>2</sub>O</b>	7,45	6,50	8,20	10,81	7,72	11,02	0,01	0,03	0,45
<b>TiO<sub>2</sub></b>	1,60	0,66	0,30	0,23	0,47	0,34	0,25	0,14	1,13
<b>P<sub>2</sub>O<sub>5</sub></b>	0,56	0,01	0,03	0,01	0,07	0,01	0,05	0,05	0,20
<b>PPC</b>	1,51	1,87	2,94	0,93	1,81	1,22	0,37	0,46	0,25
<b>Total</b>	99,02	99,26	98,08	99,88	98,92	99,73	99,89	100,69	88,71
<b>Ba</b>	522,00	146,00	893,00	1550,00	554,00	726,00	11,70	15,10	50,00
<b>Co</b>	30,00	38,00	43,00	2,00	12,00	59,00	209,90	176,80	22,40
<b>Cr</b>	5,00	8,00	2,00	72,00	87,00	4,00	16,70	5,30	
<b>Hf</b>				3,36				11,20	
<b>Nb</b>	53,00	96,00	40,00	55,50	117,00	107,00	7,30	56,10	49,30
<b>Ni</b>	10,00	10,00	16,00	10,00	11,00	10,00	4,00		11,10
<b>Rb</b>	112,00	80,00	106,00	129,00	152,00	161,00	0,90	1,00	3,30
<b>Sr</b>	25,00	22,00	8,00	13,00	15,00	11,00	53,60	35,10	93,80
<b>Ta</b>				3,80					3,50
<b>Th</b>	9,60	20,20	12,20	14,90		19,90	7,60	11,70	8,50
<b>U</b>				3,46				2,20	1,50
<b>V</b>	38,00	5,00	3,00	2,00	14,00	3,00	12,20		4,40
<b>Zr</b>	527,00	772,00	526,00	538,56	853,00	1008,00	121,50	347,50	438,40
<b>La</b>	49,40	119,00	89,80	61,30		96,70	4,73	48,40	23,70
<b>Ce</b>	129,00	241,00	189,00	124,00		243,00	9,79	81,80	64,10
<b>PR</b>	18,70	26,30	19,40	14,10		33,30	1,21	13,20	8,60
<b>Nd</b>	77,70	111,00	84,20	55,40		132,00	4,78	50,90	39,40
<b>Sm</b>	17,40	23,50	18,10	10,20		30,80	1,16	11,00	9,58
<b>Eu</b>	4,10	3,10	6,10	1,96		4,70	0,28	1,17	3,36
<b>GD</b>	14,50	21,40	15,80	8,66		30,70	1,33	10,70	9,76
<b>Tb</b>	1,80	3,00	2,10	1,34		3,60	0,25	1,76	1,52
<b>DY</b>	11,20	18,00	13,50	7,68		21,30	1,73	10,40	8,68
<b>HO</b>	1,80	3,10	2,10	1,54		3,40	0,35	1,99	1,65
<b>ER</b>	5,70	9,20	6,50	4,40		10,50	1,16	5,58	4,74
<b>TM</b>	0,64	1,10	0,52	0,64		1,20	0,18	0,77	0,63
<b>Yb</b>	4,10	7,60	4,10	3,93		8,00	1,20	4,49	4,21
<b>Lu</b>	0,56	1,00	0,37	0,63		1,00	0,18	0,61	0,64
<b>Y</b>	45,30	77,60	59,10	42,90	73,00	82,20	9,29	48,20	40,00
<b>A/CNK</b>	4,38	4,85	6,48	5,90	1,19	5,80	1,01	1,17	0,74
<b>(La/Yb)<sub>N</sub></b>	8,64	11,23	15,71	11,19		8,67	2,83	7,73	4,04
<b>(La/Sm)<sub>N</sub></b>	1,83	3,27	3,20	3,88		2,03	2,63	2,84	1,60
<b>Eu/Eu*</b>	0,47	0,26	0,67	0,39		0,29	0,45	0,21	0,67
<b>(Gd/Yb)<sub>N</sub></b>	2,93	2,33	3,19	1,82		3,17	0,92	1,97	1,92
<b>La/Nb</b>	0,93	1,24	2,25	1,10		0,90	0,65	0,86	0,48
<b>Th/Nb</b>	0,18	0,21	0,31	0,27		0,19	1,04	0,21	0,17
<b>Th/La</b>	0,19	0,17	0,14	0,24		0,21	1,61	0,24	0,36
<b>Nb/Y</b>	1,17	1,24	0,68	1,29	1,60	1,30	0,79	1,16	1,23
<b>Zr/Nb</b>	9,94	8,04	13,15	9,70	7,29	9,42	16,64	6,19	8,89
<b>Th/Yb</b>	2,34	2,66	2,98	3,79		2,49	6,33	2,61	2,02
<b>Nb/Yb</b>	12,93	12,63	9,76	14,12		13,38	6,08	12,49	11,71

<b>SUBGRUPO</b>	MRP/Pgr.	MRP/Pgr.	MRP/Pgr.	MRP/Pgr.	MRP/Pgr.	MRP/Pgr.	MRP/Pgr.	MRP/Pgr.	MRP/Pgr.
<b>UNIDAD</b>	FERIA	FERIA	FERIA	FERIA	FERIA	FERIA	REMEDIOS	REMEDIOS	REMEDIOS
<b>NUMERO</b>	<b>M185</b>	<b>M168</b>	<b>M165</b>	<b>S5</b>	<b>M166</b>	<b>M167</b>	<b>M78</b>	<b>M79</b>	<b>S3b</b>
<b>LITOLOGIA</b>	Alb.	Alb.	Pgr.	Pgr.	Pgr.	Pgr.	Pgr.	Pgr.	Pgr.
<b>SiO<sub>2</sub></b>	67,59	73,64	71,42	72,72	71,86	56,57	79,12	77,98	77,74
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	14,14	14,13	14,36	14,18	14,38	14,52	12,46	13,03	13,12
<b>FeO</b>	3,16	2,03	0,28	2,97	0,37	9,71	0,48	0,03	1,02
<b>MnO</b>	0,10	0,03	0,07	0,09	0,06	0,12			0,02
<b>MgO</b>	0,44	0,10	0,05	0,18	0,10	0,23	0,09	0,18	0,10
<b>CaO</b>	1,62	0,57	0,16	0,06	0,18	3,89	0,08	0,13	0,21
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	4,96	7,98	8,21	7,19	8,05	8,41	7,02	7,75	6,83
<b>K<sub>2</sub>O</b>	3,32	0,10	0,11	0,43	0,05	0,10	0,07	0,05	0,13
<b>TiO<sub>2</sub></b>	0,70	0,26	0,62	0,27	0,24	1,48	0,23	0,20	0,21
<b>P<sub>2</sub>O<sub>5</sub></b>	0,18	0,05	0,12	0,01	0,05	0,44			0,06
<b>PPC</b>	0,69	1,05	0,65	1,58	0,92	3,46			0,52
<b>Total</b>	96,91	99,94	96,04	99,68	96,26	98,93	100,34	99,85	99,96
<b>Ba</b>	605,70	91,30	26,40	30,00	109,00	27,20	11,00	10,00	15,00
<b>Co</b>	49,90		72,90	2,00			203,03	118,19	2,00
<b>Cr</b>	7,00	18,30	13,00	84,00	10,40	11,60	3,24	6,86	80,00
<b>Hf</b>	9,00	12,80	10,00	4,10	11,70	11,10	7,11	5,56	4,50
<b>Nb</b>	45,00	57,80	46,90	74,90	40,90	42,70	10,57	9,18	7,30
<b>Ni</b>	4,60	15,30	5,40	10,00	25,50	22,60	0,55	0,99	10,00
<b>Rb</b>	58,50	3,60	4,70	25,00	2,40	3,50	6,00	5,00	16,00
<b>Sr</b>	155,00	55,10	37,50	38,00	83,50	53,70	34,00	54,00	63,00
<b>Ta</b>	1,80	5,80	3,30	5,20	6,70	7,30	1,94	1,48	2,60
<b>Th</b>	9,50	12,40	10,80	15,50	10,90	9,10	1,39	14,57	16,90
<b>U</b>	2,90		1,10	3,90	2,30		1,19	2,31	3,30
<b>V</b>	16,70	6,00	11,40	2,00	8,30	90,80	5,00	4,95	3,00
<b>Zr</b>	466,00	531,30	514,90	667,50	559,10	432,90	275,00	226,00	22,40
<b>La</b>	58,30	33,80	59,50	45,50	22,70	55,70	1,72	17,77	30,00
<b>Ce</b>	113,00	69,00	133,00	105,00	51,50	113,00	4,49	41,41	88,30
<b>PR</b>	14,30	9,19	13,90	12,70	7,15	13,80	0,68	5,44	9,41
<b>Nd</b>	56,70	37,60	54,40	51,40	29,30	55,10	2,53	21,41	33,90
<b>Sm</b>	11,60	8,29	11,50	10,30	6,60	10,80	1,01	4,95	8,26
<b>Eu</b>	2,94	1,64	2,98	1,92	1,42	2,60	0,05	0,23	0,48
<b>GD</b>	11,20	8,13	10,60	9,40	6,50	9,99	1,37	4,16	7,98
<b>Tb</b>	1,60	1,31	1,53	1,46	1,08	1,32	0,37	0,79	1,54
<b>DY</b>	9,02	7,69	8,45	8,81	6,40	7,03	2,93	5,55	9,94
<b>HO</b>	1,70	1,49	1,58	1,73	1,25	1,36	0,74	1,16	2,11
<b>ER</b>	4,84	4,23	4,56	4,97	3,63	3,97	2,02	3,19	6,54
<b>TM</b>	0,62	0,58	0,64	0,72	0,51	0,53	0,32	0,50	1,00
<b>Yb</b>	4,11	3,60	4,13	4,48	3,25	3,38	1,83	3,06	6,63
<b>Lu</b>	0,60	0,52	0,62	0,70	0,49	0,50	0,24	0,38	1,00
<b>Y</b>	45,10	38,70	41,00	42,30	32,30	35,40	18,76	3,53	51,20
<b>A/CNK</b>	0,96	0,99	1,03	5,87	1,06	0,69	6,72	5,98	6,61
<b>(La/Yb)<sub>N</sub></b>	10,17	6,73	10,33	7,29	5,01	11,82	0,67	4,17	3,25
<b>(La/Sm)<sub>N</sub></b>	3,24	2,63	3,34	2,85	2,22	3,33	1,10	2,32	2,34
<b>Eu/Eu*</b>	0,49	0,38	0,51	0,37	0,42	0,47	0,08	0,09	0,11
<b>(Gd/Yb)<sub>N</sub></b>	2,25	1,87	2,12	1,74	1,65	2,45	0,62	1,13	1,00
<b>La/Nb</b>	1,30	0,58	1,27	0,61	0,56	1,30	0,16	1,94	4,11
<b>Th/Nb</b>	0,21	0,21	0,23	0,21	0,27	0,21	0,13	1,59	2,32
<b>Th/La</b>	0,16	0,37	0,18	0,34	0,48	0,16	0,81	0,82	0,56
<b>Nb/Y</b>	1,00	1,49	1,14	1,77	1,27	1,21	0,56	2,60	0,14
<b>Zr/Nb</b>	10,36	9,19	10,98	8,91	13,67	10,14	26,03	24,62	3,07
<b>Th/Yb</b>	2,31	3,44	2,62	3,46	3,35	2,69	0,76	4,77	2,55
<b>Nb/Yb</b>	10,95	16,06	11,36	16,72	12,58	12,63	5,77	3,00	1,10

SUBGRUPO	MRP/Pgr.	MRP/Pgr.	MRP/Pgr.	MRP/Pgr.	MRP/Pgr.	MRV/Pgr.	MRV/Pgr.	MRV/Pgr.	MRV/Pgr.	MRV/Pgr.
UNIDAD	VMATAMOROS	VMATAMOROS	VMATAMOROS	VMATAMOROS	VMATAMOROS	LOMA-AIRE-RR	LOMA-AIRE-RR	MRV	MRV	MRV
NUMERO	M162	M163	M81	M161	M160	S67	S75	M164	S10A	M50
LITOLOGIA	Pgr.	Pgr.	Pgr.	Pgr.	Pgr.	Rio. Bch.	Rio.	Trq.	Trq.And.	Rio.
SiO <sub>2</sub>	78,85	73,57	72,37	70,29	68,76	73,96	73,45	64,31	54,44	70,69
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11,96	15,48	15,67	13,29	12,94	14,98	14,32	14,13	16,75	12,95
FeO	0,68	0,72	1,36	2,67	3,53	1,26	2,47	8,77	12,33	3,76
MnO		0,01	0,01	0,02	0,13	0,02	0,05	0,08	0,07	0,03
MgO	0,10	0,09	0,40	0,10	0,31	0,10	0,10		1,58	0,10
CaO	0,10	0,37	0,54	2,18	2,20	0,40	0,63	0,32	1,48	0,36
Na <sub>2</sub> O	7,63	7,76	6,55	8,24	7,64	7,36	6,67	8,51	7,84	7,67
K <sub>2</sub> O	0,01	0,58	1,04	0,01	0,05	0,68	0,74	0,72	0,50	0,26
TiO <sub>2</sub>	0,21	0,34	0,34	0,69	0,65	0,15	0,42	0,92	1,89	1,09
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,01	0,06	0,07	0,16	0,12	0,05	0,05	0,22	0,91	0,27
PPC	0,47	0,95	1,50	2,16	3,27	1,05	0,93	1,03	0,84	2,50
<b>Total</b>	<b>100,02</b>	<b>99,93</b>	<b>99,85</b>	<b>99,81</b>	<b>99,61</b>	<b>100,00</b>	<b>99,82</b>	<b>98,99</b>	<b>98,62</b>	<b>99,68</b>
<b>Ba</b>	21,00	107,30	291,00	35,70	31,30	352,40		37,00	365,90	24,00
<b>Co</b>	81,70	75,00	50,00	63,10	61,90	40,30	12,80	6,00	43,50	78,00
<b>Cr</b>	11,60	16,40	6,00	22,80	21,10	9,20	29,10	98,00	20,00	4,00
<b>Hf</b>	9,00	4,20		8,60	8,00				9,90	
<b>Nb</b>	11,90	15,00	10,00	10,30	11,30	3,00		49,00	42,10	41,00
<b>Ni</b>	3,20	4,70	10,00	4,20	8,20	16,80	4,00	13,00	11,10	10,00
<b>Rb</b>	1,10	17,80	32,00	1,30	2,30	15,40	17,00	30,00	8,50	11,00
<b>Sr</b>	49,70	130,70	170,00	40,20	42,70	380,70	288,00	31,00	119,70	39,00
<b>Ta</b>	1,80	2,20		3,30	3,40				2,80	
<b>Th</b>	15,60	17,50		14,10	16,10	2,17	2,70		5,60	13,90
<b>U</b>	6,90	3,90		2,80	3,90	0,37	0,80		1,40	
<b>V</b>	3,90	24,40	24,00	51,20	37,30	9,90	0,80	15,00	63,00	11,00
<b>Zr</b>	317,20	250,00	234,00	334,20	342,80	67,20	157,00	640,00	312,80	632,00
<b>La</b>	9,60	37,50	39,10	23,30	13,00	9,93	17,80		47,20	27,70
<b>Ce</b>	19,60	71,40	89,60	46,30	29,70	18,13	29,70		91,50	52,80
<b>PR</b>	2,50	8,10	9,00	6,20	3,85	2,21	3,40		9,76	5,60
<b>Nd</b>	10,20	29,00	31,30	25,80	15,00	8,17	12,00		38,40	24,90
<b>Sm</b>	3,19	5,27	5,90	6,14	3,77	1,55	2,10		8,10	4,40
<b>Eu</b>	0,61	1,10	1,20	0,94	0,56	0,46	0,72		3,55	2,20
<b>GD</b>	6,08	4,93	4,30	6,80	4,78	1,47	2,00		7,99	6,50
<b>Tb</b>	1,48	0,72	0,62	1,17	0,92	0,19	0,42		1,16	1,20
<b>DY</b>	11,80	4,16	3,80	7,45	6,36	1,07	2,00		6,70	11,00
<b>HO</b>	2,61	0,85	0,75	1,58	1,36	0,20	0,54		1,31	1,90
<b>ER</b>	8,19	2,67	2,20	4,88	4,18	0,58	1,30		3,63	6,10
<b>TM</b>	1,22	0,39	0,35	0,71	0,62	0,08			0,48	0,50
<b>Yb</b>	8,19	2,76	3,30	5,06	4,16	0,60	1,10		3,09	4,00
<b>Lu</b>	1,17	0,42	0,40	0,78	0,65	0,09			0,45	0,39
<b>Y</b>	67,30	22,60	20,10	40,90	37,50	4,97	13,60	36,00	33,90	56,30
<b>A/CNK</b>	0,94	1,10	5,62	0,76	0,78	5,45	5,69	0,92	3,38	5,22
<b>(La/Yb)<sub>N</sub></b>	0,84	9,75	8,50	3,30	2,24	11,87	11,61		10,96	4,97
<b>(La/Sm)<sub>N</sub></b>	1,94	4,59	4,28	2,45	2,23	4,14	5,47		3,76	4,06
<b>Eu/Eu*</b>	0,30	0,41	0,42	0,29	0,27	0,58	0,67		0,85	0,85
<b>(Gd/Yb)<sub>N</sub></b>	0,61	1,48	1,08	1,11	0,95	2,03	1,50		2,14	1,34
<b>La/Nb</b>	0,81	2,50	3,91	2,26	1,15	3,31			1,12	0,68
<b>Th/Nb</b>	1,31	1,17		1,37	1,42	0,72			0,13	0,34
<b>Th/La</b>	1,63	0,47		0,61	1,24	0,22	0,15		0,12	0,50
<b>Nb/Y</b>	0,18	0,66	0,50	0,25	0,30	0,60		1,36	1,24	0,73
<b>Zr/Nb</b>	26,66	16,67	23,40	32,45	30,34	22,40		13,06	7,43	15,41
<b>Th/Yb</b>	1,90	6,34		2,79	3,87	3,62	2,45		1,81	3,48
<b>Nb/Yb</b>	1,45	5,43	3,03	2,04	2,72	5,00			13,62	10,25

**Tabla V.** Coordenadas UTM-Ed50, re-proyectadas a Huso 30, de las muestras del grupo ER

Subgrupo	Unidad	MUESTRA	LITOLOGIA	UTMXH30	UTMYH30
ER-PLU	BARQUETE	S45	LeucoGra.	117523,55	4340340,77
ER-PLU	BARQUETE	S46	Gra.	118492,48	4340001,34
ER-PLU	BARREIROS	S43	Gra.Bt	99439,13	4352377,36
ER-PLU	BARREIROS	S44	Gra.Bt	115201,63	4338662,96
ER-PLU	BARREIROS	S41	Gra.Bt-Amp	113481,11	4341130,95
ER-PLU	BARREIROS	S42	LeucoGra.	108077,14	4345717,12
ER-PLU	CALERA	S47	Gra.Bt	207019,87	4224051,90
ER-PLU	CALERA	S48	Gra.Bt	205987,65	4223953,00
ER-PLU	CALERA	S49	Gra.Bt	206771,24	4223839,09
ER-PLU	SALVBARROS	S50	Gra.Bt	174985,24	4266973,02
ER-PLU	SALVBARROS	S51	Gra.Bt	176010,49	4264184,58
ER-PLU	SALVBARROS	S52	Gra.Bt	183500,76	4257788,23
ER-PLU	SALVBARROS	S53	Gra.Bt	181325,69	4259850,51
ER-PLU	SALVBARROS	S54	Gra.Bt	181388,20	4257871,81
ER-PLU	SALVBARROS	M10	MzGra.	184132,25	4257660,81
ER-PLU	SALVBARROS	M11	MzGra.	183486,43	4257753,06
ER-PLU	SALVBARROS	M12	MzGra.	177659,96	4266055,91
ER-PLU	SALVBARROS	M13	Gra.	176031,55	4264156,39
ER-PLU	TABLADA	S58	Gra. Ms-Bt	192356,94	4244062,37
ER-PLU	TABLADA	S59	Gra. Ms-Bt	192356,94	4244062,37
ER-PLU	TABLADA	S55	Gra. Ms	194674,48	4228606,44
ER-PLU	TABLADA	S56	Gra. Ms	197973,39	4229044,89
ER-PLU	TABLADA	S57	Gra. Ms	195541,04	4229865,38
ER-PLU	TABLADA	M13	Gra.	194680,05	4228647,84
ER-PLU	TABLADA	M14	MzGra.	198173,18	4229173,37
ER-PLU	TABLADA	M15	Gra.	198231,44	4230071,93
ER-PLU	TALIGA	M16	MzGra.	158337,86	4266615,57
ER-PLU	TALIGA	M17	MzGra.	151154,63	4271448,85
ER-PLU	TALIGA	M18	Grd.	154565,34	4271827,85
ER-PLU	TALIGA	M19	MzGra.	152065,50	4276556,06
ER-PLU	TALIGA	M20	Gra.	152270,91	4277395,39
ER-VOL	FREIXO	M157	Pórfido rio	144635,00	4321368,00
ER-VOL	FREIXO	S2b	Pórfido rio	144635,00	4321368,00
ER-VOL	FREIXO	S3	Porf.Dac.	141072,90	4321201,14
ER-VOL	NAVE DE GROU	S1b	Toba	144217,87	4335087,99
ER-VOL	NAVE DE GROU	M158	Porf.Dac.	127437,00	4344925,87
ER-VOL	NAVE DE GROU	M159	Rio	144217,87	4335087,99
ER-VOL	PÓRFIDO CALA	M4	Rio	204155,92	4211753,75
ER-VOL	PÓRFIDO CALA	M156	Rio Na	206237,70	4212368,10
ER-VOL	Bodonal-Cala	M3	Rio K	199847,73	4219843,09
ER-VOL	Bodonal-Cala	M1	Rio K	191112,28	4224945,55
ER-VOL	Bodonal-Cala	M6	Rio K	192490,96	4223474,57
ER-VOL	Bodonal-Cala	M2	Toba Rio	190906,10	4224796,47



ER-VOL	<b>Bodonal-Cala</b>	<b>S4b</b>	Rio Na	149134,29	4273202,22
ER-VOL	<b>Bodonal-Cala</b>	<b>M5</b>	Rio K	191666,59	4225469,15
ER-VOL	<b>Bodonal-Cala</b>	<b>M9</b>	Rio K	213404,88	4202566,82
ER-VOL	<b>Bodonal-Cala</b>	<b>M7</b>	Rio K	220413,44	4212227,95
ER-VOL	<b>Bodonal-Cala</b>	<b>M8</b>	Rio K	221809,10	4211894,21
ER-VOL	<b>LOMA-AIRE</b>	<b>S61</b>	Trq.Dac.	240451,10	4231173,68
ER-VOL	<b>LOMA-AIRE</b>	<b>S63</b>	Autobch. Trq.Dac	241554,47	4230530,50
ER-VOL	<b>LOMA-AIRE</b>	<b>S64</b>	Autobch. Trq.Dac	241551,95	4230528,69
ER-VOL	<b>LOMA-AIRE</b>	<b>S62</b>	Autobch. Trq.Rio	240536,58	4231255,57
ER-VOL	<b>LOMA-AIRE</b>	<b>S65</b>	Toba Rio	245350,00	4226500,00

**Tabla VI.** Coordenadas UTM-Ed50, re-proyectadas a Huso 30, de las muestras de rocas máficas del grupo RRb de afinidad OIB/EMORB.

Subgrupo	Unidad	MUESTRA	LITOLOGIA	UTMXH30	UTMYH30
MRP	BARCARROTA	M102	GAB.	161546,57	4269666,19
MRP	BARCARROTA	M103	GAB.	163957,01	4270862,86
MRP	BARCARROTA	M104	GAB.	164392,63	4272539,64
MRP	BARCARROTA	M105	GAB.	150775,48	4273705,90
MRP	BARCARROTA	M106	GAB.	150776,16	4274483,39
MRP	BARCARROTA	M107	GAB.	149143,96	4279054,80
MRP	BARCARROTA	M108	GAB.	164091,66	4271004,52
MRP	BARCARROTA	M109	GAB.	164494,45	4271028,35
MRP	BARCARROTA	M110	GAB.	161370,64	4269276,43
MRP	CAZALLA	M193	GAB.	257343,98	4201949,14
MRP	CAZALLA	M194	GAB.	255725,87	4202486,61
MRP	SIERRA LEÓN	M111	GAB.	283344,00	4181289,00
MRP	SIERRA LEÓN	M112	GAB.	294486,00	4182519,00
MRP	LA LAPA	M134	GAB.	188565,40	4268352,10
MRP	LA LAPA	M116	GAB.	191074,92	4264553,22
MRP	LA LAPA	M117	DIO.	187387,67	4266824,60
MRP	FERIA	M118	GAB.	185924,74	4268223,81
MRP	FERIA	M114	GAB.	185921,47	4268173,88
MRP	FERIA	M115	DIO.	188231,02	4267070,35
MRP	JEREZ-FREGENAL	M119	GAB.	170639,74	4249863,64
MRP	JEREZ-FREGENAL	M195	GAB.	170595,00	4249314,91
MRP	JEREZ-FREGENAL	M126	GAB.	186962,80	4228176,45
MRP	JEREZ-FREGENAL	M127	GAB.	186962,80	4228176,45
MRP	OLIVENZA-VALVERDE L.	M128	GAB.	150701,74	4289782,25
MRP	OLIVENZA-VALVERDE L.	M129	GAB.	150733,46	4289455,10
MRP	OLIVENZA-VALVERDE L.	M130	GAB.	153787,45	4286304,23
MRP	OLIVENZA-VALVERDE L.	M131	MzGAB.	150589,17	4289243,84
MRP	OLIVENZA-VALVERDE L.	M120	SIE.Gab	150535,95	4289197,17
MRP	OLIVENZA-VALVERDE L.	M121	MzGAB.	150655,50	4289490,31
MRP	OLIVENZA-VALVERDE L.	M122	GAB.	146118,69	4292597,29
MRP	PINTADO	M123	GAB.	234605,43	4214410,46
MRP	PINTADO	M124	GAB.	235475,40	4214304,10
MRP	PINTADO	M125	MZDIO.	234090,43	4214969,87
MRP	PINTADO	M196	GAB.	242400,00	4211300,00
MRP	PINTADO	M197	Bas.	242750,00	4211700,00
MRV	ALCONERA	M82	Bas.	196106,59	4253531,28
MRV	ALCONERA	M83	And.Bas.	201411,68	4255857,59
MRV	ALCONERA	M84	And.Bas.	197228,21	4249738,40
MRV	UDF	S37	Meta-toba And.bas.	127806,83	4313662,49
MRV	UDF	S34	Bas.	107517,12	4332849,72
MRV	UDF	M88	And. Bas.	185104,19	4272163,35
MRV	UDF	S36	And.	148537,36	4267737,19

MRV	UDF	S35	Bas.	160269,11	4235400,75
MRV	UDF	M89	Bas.	197708,95	4259624,23
MRV	UDF	M86	Bas.	197747,48	4259630,74
MRV	UDF	M87	Toba TrqAnd.Bas	184877,21	4271375,93
MRV	UDF	M85	Bas.	197747,48	4259630,74
MRV	MRV	S21	Bas.	123389,82	4308969,40
MRV	MRV	S24	And.Bas.	142497,11	4288981,97
MRV	MRV	S9b	And.Bas.	175568,37	4221001,18
MRV	MRV	S30	Bas.	190238,98	4220485,96
MRV	MRV	M198	Bas.	722095,77	4256623,76
MRV	MRV	S20	And.Bas.	123485,84	4309025,30
MRV	MRV	S23	TrqBas.	134603,23	4297103,23
MRV	MRV	S25	Hialoc. Bas.	141076,09	4287509,85
MRV	MRV	S28	Bas.	139505,84	4284112,85
MRV	MRV	S29	Trq.And.bas.	143074,61	4268717,19
MRV	MRV	M90	TrqBas.	198954,18	4260545,64
MRV	MRV	S27	TrqBas.	160048,53	4235881,51
MRV	MRV	S26	TrqBas.	175295,38	4220238,60
MRV	MRV	S31	Tra.And.Bas	187864,55	4219571,72
MRV	MRV	S32	Traq.And.bas.	189389,26	4218588,68
MRV	MRV	M91	And.bas.	161046,15	4232890,74
MRV	MRV	M92	And.bas.	197857,74	4259783,98
MRV	MRV	M93	And.bas.	198358,47	4260543,40
MRV	MRV	M95	Bas.	198617,83	4260676,87
MRV	MRV	M96	Bas.	198562,54	4262134,31
MRV	MRV	M97	Bas.	190223,90	4268795,27
MRV	MRV	M98	Bas.	188208,60	4270180,44
MRV	MRV	M99	Bas.	188948,84	4270382,75
MRV	MRV	M100	Bas.	187330,84	4272092,98
MRV	MRV	M101	Bas.	184359,50	4271510,06
MRV	MRV	S19	Trqbas.	106511,92	4329747,90
MRV	MRV	S22	Bas.	125518,72	4300306,43
MRV	MRV	M94	Hialoc. TrqAnd.bas.	198534,81	4260556,96
MRV	MRV	S18	And.bas.	162819,38	4249390,67

**Tabla VII.** Coordenadas UTM-Ed50, re-proyectadas a Huso 30, de las muestras de rocas máficas del grupo RRb de afinidad NMORB

Subgrupo	Unidad	MUESTRA	Clasificación	UTMXH31	UTMYH31
MRP	JEREZ	M135	Kom.	171193,81	4249176,65
MRP	JEREZ	M136	Kom.	170655,87	4249387,18
MRP	JEREZ	M137	Gab.kom.	170595,00	4249314,91
MRP	JEREZ	M140	Kom.	171013,42	4250642,71
MRP	JEREZ	M133	Gab.	170321,56	4249835,03
MRP	FREGENAL	M132	Gab.	178713,28	4230747,63
MRP	FREGENAL	M141	Gab.	179032,27	4230846,61
MRP	FREGENAL	M142	Gab.	178383,85	4230389,24
MRP	FREGENAL	M143	Gab.	179149,80	4231158,90
MRP	FREGENAL	M144	Gab.	179040,22	4231015,58
MRP	FREGENAL	M145	Gab.	178448,86	4230402,07
MRP	FREGENAL	M146	Gab.	178289,35	4230261,98
MRP	REMEDIOS	M665	Gab.	182136,31	4245967,47
MRP	REMEDIOS	M666	Gab.	182337,37	4245743,80
MRP	VMATAMOROS	M147	Kom.	165647,89	4254502,70
MRP	VMATAMOROS	M149	Kom.	166066,38	4255152,50
MRP	VMATAMOROS	M151	Gab.	165891,53	4255332,40
MRP	VMATAMOROS	M152	Gab.	165975,88	4255426,21
MRP	VMATAMOROS	M153	Gab.	165680,48	4254617,94
MRP	VMATAMOROS	M150	Kom.	166066,38	4255152,50
MRP	VMATAMOROS	M148	Kom.	165882,39	4254637,88
MRV	UDF	S38	Bas	142597,50	4290527,63
MRV	UDF	S39	Trq.AndBas	168207,58	4252915,66
MRV	UDF	M154	Bas.	164527,38	4255394,21
MRV	UDF	S40	Bas.	167887,33	4253619,58
MRV	MRV	M199	Bas.	143323,16	4326452,02
MRV	MRV	M202	Bas.	142426,54	4330603,28
MRV	MRV	M200	Trq.Bas	141681,37	4329061,08
MRV	MRV	M201	Bas.	140629,75	4333992,38
MRV	MRV	M203	Bas.	141667,11	4328870,72

**Tabla VIII.** Coordenadas UTM-Ed50, re-proyectadas a Huso 30, de las muestras del grupo de rocas ácidas e intermedias (RRa).

Subgrupo	Unidad	MUESTRA	Clasificación	UTMXH30	UTMYH30
MRP	BARCARROTA	M69	Dio.	165396,65	4271019,53
MRP	BARCARROTA	M68	Ton.	166509,37	4270395,12
MRP	BARCARROTA	M67	QzDio.	162110,68	4273691,96
MRP	BARCARROTA	M70	Gra.	166509,37	4270395,12
MRP	BARCARROTA	M66	Gra. Sie.	161930,78	4272474,90
MRP	BARCARROTA	M65	MzSie.	158671,86	4272111,15
MRP	Cazalla	M189	Anf.	252287,00	4186095,00
MRP	CASTILLO	M191	Gra. Amp-Bt	216528,50	4210741,33
MRP	CASTILLO	M192	Gra. Bt	216346,69	4208996,96
MRP	CASTILLO	M71	Gra. Amp-Bt	213471,40	4216734,88
MRP	FERIA	M73	Gra.	188111,37	4269459,77
MRP	FERIA	M186	Alb.	188692,93	4268671,45
MRP	FERIA	M187	Trq.Dac.	188628,63	4269027,91
MRP	FERIA	M188	Rio	188736,92	4267731,79
MRP	FERIA	M72	Sie.	187144,19	4268470,04
MRP	JEREZ	M75	Gra.	165638,22	4253199,36
MRP	Cazalla	M190	Gra.	255654,70	4202342,48
MRP	SVIEJA	M80	Gra.	189855,26	4269486,08
MRP	SVIEJA	S2	Gra.	189474,27	4266913,94
MRP	OLIVENZA	M77	Sie.	146126,50	4293098,45
MRP	OLIVENZA	M76	Sie.	146438,08	4292877,33
MRV	ALCONERA	M21	Trq.And. Bas.	196100,83	4253596,83
MRV	ALCONERA	M27	And.	197962,41	4256007,21
MRV	ALCONERA	M26	Trq.And.	196267,85	4255390,73
MRV	ALCONERA	M24	And.	196920,71	4253869,28
MRV	ALCONERA	M25	Rio.	196330,28	4254810,14
MRV	ALCONERA	M23	Rio.	200850,05	4258776,68
MRV	ALCONERA	M22	Rio.	202557,49	4258808,96
MRV	UDF	M181	Toba And.dac.	137516,43	4300908,90
MRV	UDF	M182	Qz-Anfb.	172356,23	4206641,82
MRV	UDF	M183	Toba Rio.	143631,84	4285659,61
MRV	UDF	S4	Toba Rio.	177645,00	4203435,00
MRV	UDF	S15	Rio.	159096,35	4251386,46
MRV	UDF	S7	Toba Rio.	172075,00	4206415,00
MRV	UDF	S13	Rio.	109955,22	4333376,10
MRV	UDF	S17	Rio.	166162,74	4252859,27
MRV	UDF	S16	Rio.	166223,10	4252877,40
MRV	UDF	M184	Rio.	199565,81	4212580,76
MRV	UDF	S14	Trq.	159520,34	4253353,08
MRV	UDF	M29	Trq.And.	197834,30	4259424,55

MRV	UDF	M28	Trq.Dac.	197727,94	4259331,22
MRV	LOMA-AIRE-RR	S66	Toba epicl.	265582,00	4215219,00
MRV	LOMA-AIRE-RR	S69	Toba and.	267156,25	4215917,79
MRV	LOMA-AIRE-RR	S68	Toba and.	267589,55	4216185,87
MRV	LOMA-AIRE-RR	S72	Dac.	267719,64	4216564,63
MRV	LOMA-AIRE-RR	S71	Bch.Trq.Dac.	258200,00	4217750,00
MRV	LOMA-AIRE-RR	S70	Rio.	258272,09	4217786,97
MRV	LOMA-AIRE-RR	S73	Rio.	267498,00	4216522,00
MRV	LOMA-AIRE-RR	S76	Rio.	258700,00	4217925,00
MRV	LOMA-AIRE-RR	S74	Rio.	258450,00	4217800,00
MRV	MRV	M179	Rio.	198063,28	4259860,81
MRV	MRV	M178	Rio.	189010,73	4269191,47
MRV	MRV	M173	Toba	200846,83	4256420,77
MRV	MRV	M177	Trq.	198470,23	4259182,55
MRV	MRV	M172	Trq.And.	198639,95	4259171,48
MRV	MRV	M176	Bcha.Rio.	198384,38	4259157,30
MRV	MRV	S6	Ign.Rio.	197916,78	4259920,50
MRV	MRV	M175	Trq.And.	191533,30	4264984,34
MRV	MRV	M174	Ign.río.	189401,75	4268811,12
MRV	MRV	S8	Trq.	198697,28	4261767,83
MRV	MRV	S6	Ign.Rio.	198091,77	4262560,90
MRV	MRV	M37	Trq.Dac.	197800,66	4259677,41
MRV	MRV	M38	Trq.	197803,91	4259727,33
MRV	MRV	M39	Rio.	197858,72	4259798,95
MRV	MRV	M40	Rio.	197873,37	4260023,59
MRV	MRV	M41	Ign.Rio.	198151,72	4259679,58
MRV	MRV	M42	Ign.Trq.	198106,69	4259757,71
MRV	MRV	M43	Ign.Rio.	198061,65	4259835,85
MRV	MRV	M44	Rio.	198226,06	4260050,72
MRV	MRV	M45	Rio.	198277,61	4260072,42
MRV	MRV	M46	And.	198839,21	4260612,30
MRV	MRV	M47	Rio.	198815,97	4262944,94
MRV	MRV	M48	Dacita	195695,33	4261218,48
MRV	MRV	M49	Trq.And. Bas.	191853,63	4264577,59
MRV	MRV	M51	Trq.	191555,20	4264998,16
MRV	MRV	M52	Trq.	191728,31	4264961,79
MRV	MRV	M53	Trq.	190300,42	4268815,34
MRV	MRV	M54	Trq.	189698,55	4268428,50
MRV	MRV	M55	Rio.	188391,01	4270669,90
MRV	MRV	M56	Rio	188719,94	4271099,65
MRV	MRV	M57	Rio.	187322,20	4272344,24
MRV	MRV	M58	Rio.	187350,91	4272016,45
MRV	MRV	M59	Rio.	187358,88	4270988,07
MRV	MRV	M60	Rio.	187324,13	4270839,92
MRV	MRV	M61	Trq.	185614,41	4272681,54
MRV	MRV	M62	Toba Rio.	183995,23	4273990,83

MRV	MRV	M63	Trq.	184161,34	4274230,67
MRV	MRV	M64	Trq.	184502,20	4274459,09
MRV	MRV	M180	Rio.	188988,67	4269243,00
MRV	MRV	S5b	Rio.	134861,93	4297390,30
MRV	MRV	S6A	Toba Rio.	141090,48	4287499,87
MRV	MRV	S7	Bcha.And.	140030,39	4286681,35
MRV	MRV	S8A	Rio.	143716,01	4271033,07
MRV	MRV	M31	Ign.Rio.	198077,95	4259747,55
MRV	MRV	S11a	Rio	139503,25	4284103,99
MRV	MRV	S12	Trq.	140270,21	4283849,04
MRV	MRV	S9	Ign.Rio.	198151,72	4259679,58
MRV	MRV	M30	Ign.Rio.	198106,69	4259757,71
MRV	MRV	M32	Dac.Rio	198063,28	4259860,81
MRV	MRV	S10	Rio.	189698,55	4268428,50
MRV	MRV	M33	Trq.Dac.	190300,42	4268815,34
MRV	MRV	M34	Trq.	188996,98	4269201,34
MRV	MRV	S11	Rio.	188266,89	4267619,54
MRV	MRV	M35	Trq.And.	191555,20	4264998,16
MRV	MRV	M36	Autobch. Rio-Dac.	188660,22	4270953,14

**Tabla IX.** Coordenadas UTM-Ed50, re-proyectadas a Huso 30, de las muestras de Plagiogranitos y Albititas del grupo RRa

Subgrupo	Unidad	MUESTRA	Clasificación	UTMXH30	UTMYH30
MRP	Cazalla	M169	Pgr.	255768,89	4202360,73
MRP	Cazalla	M170	Pgr.	251324,40	4206919,46
MRP	Cazalla	M171	Pgr.	255722,71	4202302,12
MRP	FERIA	M185	Alb.	188583,01	4267162,68
MRP	FERIA	M165	Alb./ Pgr.	188805,01	4267797,97
MRP	FERIA	M166	Alb./ Pgr.	188475,28	4268230,65
MRP	FERIA	M167	Pgr.	187249,48	4267699,42
MRP	FERIA	M168	Alb./Pgr.	188475,28	4268230,65
MRP	FERIA	S5	Alb./Pgr.	188565,45	4268352,11
MRP	REMEDIOS	M79	Pgr.	181780,98	4237707,19
MRP	REMEDIOS	M78	Pgr.	181841,94	4237101,53
MRP	REMEDIOS	S3b	Pgr.	181864,63	4237451,05
MRP	VMATAMOROS	M160	Pgr.	164678,70	4252512,57
MRP	VMATAMOROS	M161	Pgr.	165473,35	4254440,85
MRP	VMATAMOROS	M162	Pgr.	165584,39	4254451,67
MRP	VMATAMOROS	M163	Pgr.	165950,95	4254781,87
MRP	VMATAMOROS	M81	Pgr.	165870,29	4254667,76
MRV	LOMA-AIRE-RR	S67	Rio Na bch	258718,89	4217870,35
MRV	LOMA-AIRE-RR	S75	Rio Na	258700,00	4217925,00
MRV	MRV	S10A	Trq.And. Na	142075,79	4270100,77
MRV	MRV	M164	Trq. Na	715237,37	4262060,98
MRV	MRV	M50	Rio Na	191853,63	4264577,59



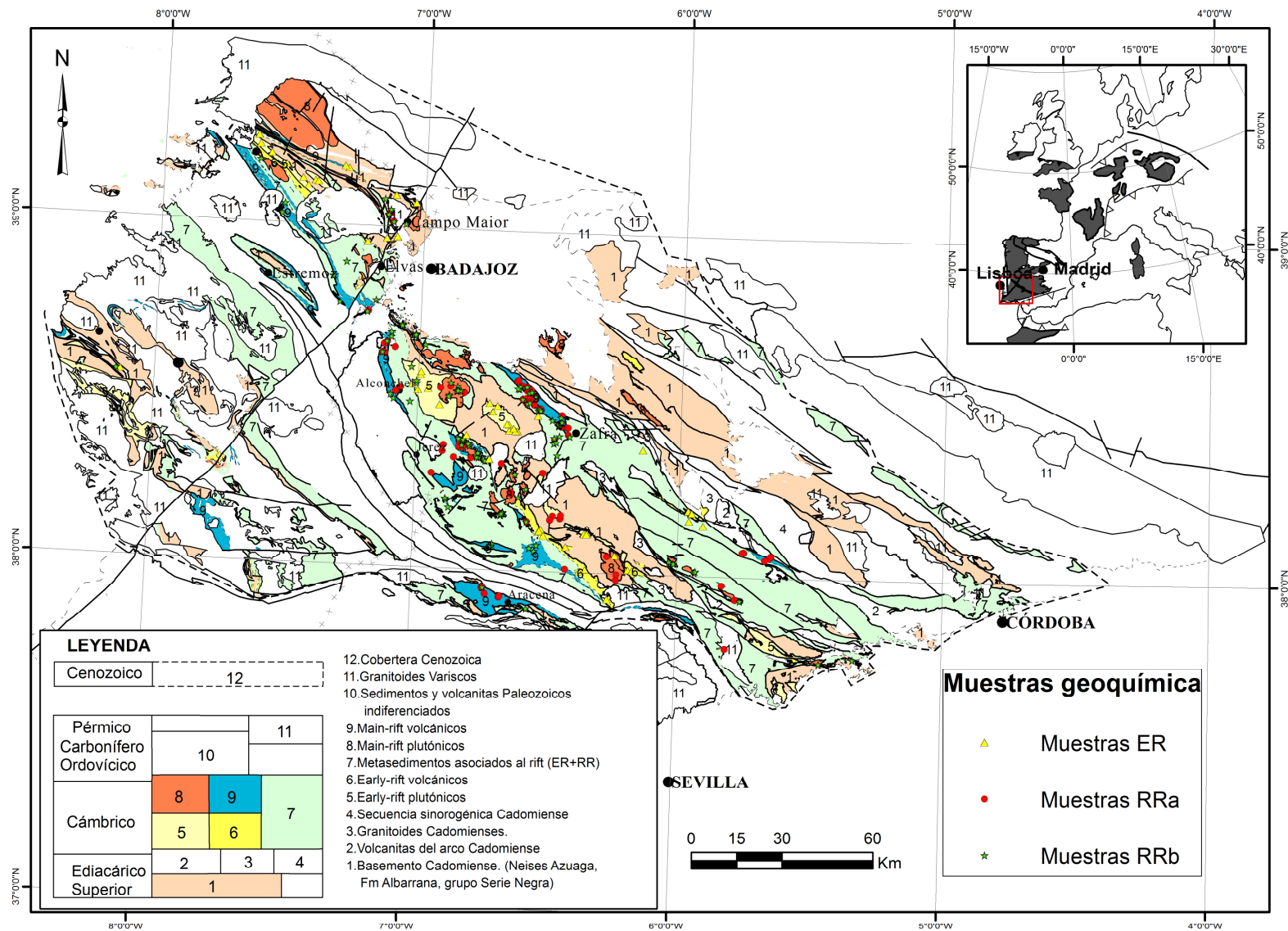


Figura 5.I. Mapa de muestras de geoquímica Sistema de proyección UTM, Datum europeo 1950, Huso 30. Longitudes referidas al meridiano de Greenwich.



**ANEXO V**

**DATOS GEOCRONOLÓGICOS**



## ANEXO V – DATOS GEOCRONOLÓGICOS PUBLICADOS

**Tabla I.** Datos geocronológicos publicados de muestras del Grupo *ER*

GRUPO	TIPO	MUESTRA	SUBGRUPO	LOCALIDAD	LITOLOGIA	EDAD	Error	MÉTODO	Nºautor	Zr_ detritico
ER	P	AFO-5	AFORTUNADA	Puebla del Prior	Grd. anatóctica	506,7	+8.8/-6.6	U-Pb-Zr	10	NO
ER	P	S1	AFORTUNADA	Puebla del Prior	Mig.	532	±4	TIMS	17	NO
ER	P	BRQ-4	BARQUETE	Assumar	Gra. Ms-Bt	526,4	±4	SHRIMP	12	NO
ER	P	S41	BARREIROS	Entre Monforte-Vaiamonte	Gra. Bt	524,4	±0.71	TIMS	18	NO
ER	P	CALERA	CALERA	Calera de León	Gra.	524	+/-4	KOBER	16	NO
ER	P	Calera	CALERA	Calera de León	Gra.	524	±4	KOBER	15	NO
ER	P	Ossa-43B	ER	Alcaçovas	OGneis	540		SHRIMP	3	NO
ER	P	ESC-101	Escoural	Santiago do Escoural	OGneis	516,8	±5,5	SHRIMP	2	NO
ER	P	MON-5	MONESTERIO	Monesterio	Grd.	526,8	+9,9/-7	U-Pb-Zr	10	NO
ER	P	AGU-5	MONTEAGUDO	Monteagudo	Gabro	536	±11	U-Pb (SHRIMP)	9	NO
ER	P	SAL-1	SALVBARROS	Salvatierra	Gra.	516,2	+8.8/- 2.7	U-Pb-Zr	10	NO
ER	P	TAB-1	TABLADA	Tablada	Gra. Bt-Ms	512,1	+7.8/5	U-Pb-Zr	10	NO
ER	P	TAL-1	TALIGA	Táliga	Gra. Bt	524,6	+1.3/-1.1	U-Pb-Zr	10	NO
ER	P	Táliga	TALIGA	Táliga	Gra.	525	±2.5	Rb-Sr	6	NO
ER	P	Or	Valuengo	Valuengo	OGneis	532	±5	KOBER	5	NO
ER	V	AL-10	Alcaçovas	Alcaçovas	OGneis	526,5	±9	SHRIMP	2	NO
ER	V	ARR-1	Bodonal-Cala	Bodonal	Rio. porfídica	514	+/- 9	U-Pb (SHRIMP)	9	NO
ER	V	D-4	PFDO.CALA	Pórfido Cala	Pfdo.	530	+/- 3	U-Pb	14	NO
ER	V	Arr-1	PFDO.CALA	Pórfido Cala	Pfdo.	458	±4	U-Pb	20	NO
ER	V	Bod-1	ER-VOL	Cala	Rio. porfídica	580		U-Pb	20	NO
ER	V	ESC-100	Escoural	Escoural	OGneis	522,36	+/-5,1	SHRIMP	1	NO

ER	V	S64	LOMA-AIRE-ER	Reina	Autobch.Trq.Dac.	526	± 2	TIMS	19	NO
ER	P	Culebrin	Culebrín	Monesterio	Ton.	532	±4	KOBER	15	NO
ER	P	Culebrín	Culebrín	Culebrín	Ton.	532	±4	KOBER	8	NO

1: Chichorro et al. (2006); 2: Chichorro et al. (2008); 3: Cordani et al. (2006); 4: Díez-Fernández et al. (2014); 5: Expósito et al. (2003); 6: Galindo et al. (1990); 7: López-Guijarro et al. (2007); 8: Montero et al. (2000); 9: Ordoñez. (1998); 10: Oschner. (1993); 11: Pereira et al. (2010); 12: Pereira et al. (2011); 13: Pereira et al. (2012); 14: Romeo et al. (2006); 15: Salman. (2004); 16: Salman y Montero. (1999); 17: Sánchez-García et al. (2008a); 18: Sánchez-García et al. (2014); 19: Sánchez-García et al. (2016); 20: Schafer. (1990).

**Tabla II.** Datos geocronológicos publicados de muestras del Grupo RR.

GRUPO	TIPO	MUESTRA	SUBGRUPO	LOCALIDAD	LITOLOGIA	EDAD	Error	MÉTODO	Nºautor	Zr_detrítico
RR	P	BAR-1	BARCARROTA	Barcarrota	Gra. Amp	503,1	+4.3/-2.1	U-Pb-Zr	10	NO
RR	P	BAR-6	BARCARROTA	Barcarrota	Gra. Bt	503,1	+4.3/-2.1	U-Pb-Zr	10	NO
RR	P	Barcarrota	BARCARROTA	Barcarrota	Diorita	508	±1.4	Rb-Sr	6	NO
RR	P	CAS-1	CASTILLO	Castillo	Gra. Bt -Amp.	497,6	+9.5/ -7.1	U-Pb-Zr	10	NO
RR	P	Castillo	CASTILLO	Castillo	Gra.	502	+9	KOBER	8	NO
RR	P	Castillo	CASTILLO	Castillo	Gra.	502	±8	KOBER	15	NO
RR	P	S5	FERIA	Feria	Pgr.	514	+3	TIMS	17	NO
RR	P	MTC-3	MARTINCHEL	Martinchel	Gneis Bt-Amp	510,3	±2	U-Pb-Zr	11	SÍ
RR	P	Pal-1	PALLARÉS	Pallarés	Grad.	518	±15	SHRIMPS	9	NO
RR	P	Pallarés	PALLARÉS	Pallarés	Grd.	495	+7/-8	U-Pb-Zr	20	NO
RR	P	Pallarés	PALLARÉS	Pallarés	Grd.	507	±21	Sm-Nd	9	NO
RR	P	S3	REMEDIOS	Remedios	Gra.	517	+2	TIMS	17	NO
RR	P	S2	SVIEJA	Sierra Vieja	Gra.	517	+5	TIMS	17	NO
RR	P	Mg	Valuengo	Valuengo	MicroGra.	480	±7	KOBER	5	NO
RR	V	ETZ-1	ESTREMOZ	Estremoz	Rio.	499,4	±3.,3	LA_ICPMS	13	NO
RR	V	S71	LOMA-AIRE-RR	Guadalcanal	Bch.Trq.Dac.	505,4	+2	TIMS	19	NO
RR	V	S10	MRV	Feria	Rio.	505	+1	TIMS	17	NO
RR	V	S11	MRV	Feria	Rio.	502	+ 2	TIMS	17	NO
RR	V	S6	MRV	Zafra	Rio.	512	+ -	TIMS	17	NO
RR	V	S8	MRV	Castellar	Rio.	505	+ -	TIMS	17	NO
RR	V	S9	MRV	Presa Zafra	Ign.Rio.	506	+ -1.5	TIMS	17	NO
RR	V	S4	SDS	Aracena	Rio.	515	±2	TIMS	17	NO
RR	V	S7	SDS	Aracena	Rio.	511	±2.5	TIMS	17	NO
RR	V	VLV-3	Valverde	Valverde	OGneis	504,8	±5,4	SHRIMP	2	NO

**Tabla III.** Dataciones publicadas del Grupo *RR-Tardío*

GRUPO	TIPO	MUESTRA	SUBGRUPO	LOCALIDAD	LITOLOGIA	EDAD	Error	MÉTODO	Autor	Zr_detríiico
RR-TARDÍO	P	ACE-4	Aceuchal	Solana de los Barros	Gneis Bt-Amp	477,1	+4,8/-4,1	U-Pb-Zr	10	NO
RR-TARDÍO	P	ALM-1	Almendralejo	Almendralejo	OGneis Amp alk	474,5	+9.5/-6.3	U-PB-Zr	10	NO
RR-TARDÍO	P	RA-3	Migmatitas Campo Maior	Arronches	Migm. (Leucosoma)	465	±14	SHRIMP	13	Sí
RR-TARDÍO	P	MIN-2	Minillas	Azuaga	OGneis gra. Bt	475	±3	U-Pb-Zr	10	NO
RR-TARDÍO	P	PAL-1	Peralkaline	Ouguela	OGneis Amp alk	479	±3	LA_ICPMS	4	NO
RR-TARDÍO	P	Ribera del Fresno	Ribera del Fresno	Ribera del Fresno	OGneis	470		U-PB-Zr	10	NO
RR-TARDÍO	P	Valuengo gr	Valuengo granites	Valuengo	Meta-gran.	480	±7	Kober	5	NO
RR-TARDÍO	V	PAL-2	Peralkaline	Arronches	OGneis Amp alk	470	±3	LA_ICPMS	4	NO
RR-TARDÍO	V	PAL-3	Peralkaline	Elvas	Sien. peralcalina	490	±4	LA_ICPMS	4	NO
RR-TARDÍO	V	K-Bentonita	Venta del Ciervo	Venta del Ciervo	Cin. Rio.	489,5	±1.2	LA-ICP-MS	7	Sí



**ANEXO VI**

**DATOS ISOTÓPICOS**



## ANEXO VI -DATOS ISOTÓPICOS

SUBGRUPO	TIPO	UNIDAD	MUESTRA	LOCALIZACIÓN	LITOLOGÍA	Edad	Sm	Nd	147Sm/144Nd	143Nd/144Nd	εNd(t)	TDM (Ga)	( <sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr) <sub>age</sub>	AUTOR (Tesis)
ER-PLU	A	BARREIROS	S41	Monforte	Gra.Bt-Amp	530	6,17	29,3	0,126750	0,512307	-1,7	1,29	0,704188	10
ER-PLU	A	CALERA	S47	Calera	Gra.Bt	530	9,69	32,7	0,178364	0,512579	0,1	1,99	0,581676	10
ER-PLU	A	CALERA	Calera	Calera	Gra.	524	-	-	-	-	0,8	-	-	7
ER-PLU	A	CULEBRIN	Culebrin	Monesterio	Tonalite	532	-	-	-	0,511870	-1,7	-	-	5
ER-PLU	A	MONESTERIO	Monesterio	Monesterio	Grd.	510	-	-	-	-	-4,3	-	-	5
ER-PLU	A	MONESTERIO	Monesterio	Monesterio	Migm.leucosome	511	-	-	-	-	-	-	0,714355	5
ER-PLU	A	MONESTERIO	Monesterio	Monesterio	Migm.leucosome	511	-	-	-	-	-	-	0,718613	5
ER-PLU	A	MONESTERIO	Monesterio	Monesterio	Migm.leucosome	511	-	-	-	-	-	-	0,717189	5
ER-PLU	A	MONESTERIO	Monesterio	Monesterio	Migm.leucosome	511	-	-	-	-	-	-	0,713836	5
ER-PLU	A	MONESTERIO	RL-10	Monesterio	Grd.	530	6,31	33,1	0,114745	0,512192	-3,2	1,32	-	7
ER-PLU	A	MONFURADO	ESC-100	Escoural	Ogneiss	522	2,59	12,1	0,128838	0,512341	-1,5	1,27	-	5
ER-PLU	A	S.BARROS	S50	Salvatierra	Gra.Bt	530	4,32	16,4	0,158552	0,512324	-3,5	1,98	0,705602	10
ER-PLU	A	TABLADA	S56	Fuente de Cantos	Gra.Ms	530	0,735	2,55	0,173492	0,512385	-3,4	2,52	0,705295	10
ER-VOL	A	NAVE DE GROU	M155	Portalegre	Toba	530	4,84	27	0,107898	0,511772	-10,9	1,83	0,702292	9
ER-VOL	A	NAVE DE GROU	S1b	Río Azeiteiros	Toba porf.	530	5,51	29,6	0,112045	0,511963	-7,4	1,62	0,707027	9
ER-VOL	A	FREIXO	S2b	Río Caia	Rio.	530	3,32	15,6	0,128099	0,512139	-5,1	1,60	0,708333	9
ER-VOL	A	FREIXO	S3	Monte Freixo	Rio.	530	1,27	5,54	0,137983	0,512163	-5,3	1,77	0,709078	9
ER-VOL	A	BODONAL	M1	Segura de León	Rio.	530	8,69	44,1	0,118608	0,512342	-0,5	1,12	0,692417	8
ER-VOL	A	BODONAL	M2	Segura de León	Toba rio.	530	6,71	31	0,130284	0,512262	-2,8	1,42	0,681803	8
ER-VOL	A	BODONAL	M3	Cabeza la Vaca	Rio.	530	5,42	25,8	0,126448	0,512171	-4,4	1,52	0,704136	8
ER-VOL	A	BODONAL	S4b	Táliga	Rio.	530	3,56	18,3	0,117093	0,511960	-7,8	1,70	0,708564	9
ER-VOL	A	BODONAL	Bod-1	Near Bodonal	Rio.porf.	514	6	28	0,128981	0,512171	-4,7	1,56	0,701264	6
ER-VOL	A	PORFIDO CALA	M4	Cala	Rio.	530	9,02	45,9	0,118284	0,512153	-4,2	1,42	0,698150	8
ER-VOL	A	LOMA-ER	S64	Reina	Bch.trq.dac.	530	3,58	16,7	0,129032	0,512482	1,5	1,01	0,708240	11

**Tabla I.** Datos isotópicos de Sm, Nd y valores de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ , publicados e inéditos, para el grupo ER, en la ZOM. Abreviaturas: A: rocas ácidas; B: rocas máficas

Fuentes: 1: [Bellido et al. \(2010\)](#); 2: [Casquet et al. \(2001\)](#); 3: [Chichorro et al. \(2008\)](#); 4: [López-Guijarro et al. \(2008\)](#); 5: [Montero et al. \(1999\)](#); 6: [Ordoñez \(1998\)](#); 7: [Salman \(2004\)](#); 8: [Sánchez-García et al. \(2008b\)](#); 9: [Sánchez-García et al. \(2010\)](#); 10: [Sánchez-García et al. \(2014\)](#); 11: [Sánchez-García et al. \(2016\)](#); 12: [Sarrionandía et al. \(2012\)](#); 13: [Sánchez-García et al. \(Inédito\)](#);

**Tabla II.** Datos isotópicos de Sm, Nd y valores de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ , publicados e inéditos, para el grupo RR, en la ZOM Abreviaturas: A: rocas ácidas; B: rocas máficas. Fuentes como en Tabla 6.I.

SUBGRUPO	TIPO	UNIDAD	MUESTRA	LOCALIZACIÓN	LITOLOGÍA	Edad	Sm	Nd	147Sm/144Nd	143Nd/144Nd	$\epsilon\text{Nd}(t)$	$T_{\text{DM}}(\text{Ga})$	$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{\text{age}}$	AUTOR (Tesis)
RR-PLU	A	CASTILLO	M71	Monesterio	Gra.Bt-Amp	500	23,1	110,4	0,125943	0,512442	0,7	1,05	0,702904	13
RR-PLU	A	CASTILLO	Castillo	Monesterio	Gra.	502	-	-	-	-	0,4	-	0,702000	7
RR-PLU	A	FERIA	S5	Feria	Rio.	500	10,8	54,2	0,119938	0,512378	-0,2	1,08	0,700343	13
RR-PLU	A	SIERRA VIEJA	S2	Feria	Gra.Alk	500	41,6	203,2	0,123226	0,512539	2,8	0,86	-0,572842	13
RR-PLU	A	REMEDIOS	S3b	Fregenal	Pgr.	500	8,03	35,5	0,136150	0,512295	-2,8	1,46	0,704609	13
RR-VOL	A	UDF	S13	Vaiamonte	Rio.	500	17,4	68,1	0,153792	0,512608	2,2	1,11	0,706749	9
RR-VOL	A	UDF	S17	La Bóveda	Rio.	500	8,39	37	0,136487	0,512406	-0,7	1,26	0,691079	9
RR-VOL	A	LOMA-RR	S71	Guadalcanal	Toba rio-dac.	500	5,6	27	0,124840	0,512431	0,6	1,05	0,704394	11
RR-VOL	A	LOMA-RR	S66	Alanis	Toba rio.	500	3,67	19,4	0,113866	0,512161	-4,0	1,34	0,698235	11
RR-VOL	A	LOMA-RR	S68	Alanis	And.Bas	500	7,2	38,1	0,113747	0,512563	3,8	0,74	0,704054	11
RR-VOL	A	MRV	S8	Alconchel	Rio.	500	18,8	139	0,081409	0,512413	3,0	0,73	0,701850	9
RR-VOL	A	MONFURADO	ESC-101	Escoural	Ogneiss	517	4,57	19,10	0,144017	0,512430	-0,6	1,36	-	3
RR-VOL	A	RR-VOL	M31	Zafra	Ign.Rio.	500	17,50	34,50	0,125300	0,512526	2,3	0,90	1,241075	13
RR-VOL	A	RR-VOL	OM1A	Zafra	Rio.	500	27,50	127,00	0,130335	0,512574	3,0	0,87	0,789373	12
RR-VOL	A	RR-VOL	OM2A	Zafra	Rio.	500	12,70	72,40	0,105584	0,512497	3,1	0,78	0,710845	12
RR-VOL	A	RR-VOL	OM2B	Zafra	Rio.	500	22,70	80,30	0,170154	0,512699	2,6	1,20	0,740296	12
RR-VOL	A	RR-VOL	ZL10	Zafra	Dac.	500	11,10	54,90	0,121698	0,512494	2,2	0,92	0,713891	12
RR-PLU	B	LA LAPA	M134	La Lapa	Gab.	500	3,42	13,9	0,148096	0,512738	5,1	0,73	-	13
RR-PLU	B	JEREZ	M133	Jerez	Gab.	500	3,71	11,9	0,187654	0,512899	5,7	0,87	0,706785	1
RR-PLU	B	FREGENAL	M132	Fregenal	Gab.	500	2,04	5,88	0,208826	0,513111	8,5	-	0,705959	1
RR-VOL	B	MONFURADO	MOF	Monfurado	Anfb. Group III	500	5,10	15,60	0,196778	0,513001	7,0	0,54	-	3
RR-VOL	B	MONFURADO	SCD	Monfurado	Anfb., Group II	500	4,40	16,40	0,161488	0,512855	6,4	0,59	-	3
RR-VOL	B	TERRUGEM	S20	Terrugem	TrqBas.	500	6,34	29,20	0,130689	0,512577	3,1	0,88	0,705016	9
RR-VOL	B	RR-VOL	ABV4	Zafra	And.K	500	9,44	38,30	0,148356	0,512604	2,5	1,03	0,711127	12
RR-VOL	B	RR-VOL	M90	Zafra	Bas.	500	7,79	39,30	0,119800	0,512559	3,3	1,58	0,706503	13

RR-VOL	B	RR-VOL	<b>OM1B</b>	Zafra	Bas.	500	13,70	65,00	0,126864	0,512635	4,2	0,73	0,704592	12
RR-VOL	B	RR-VOL	<b>OM3B</b>	Zafra	Bas.	500	49,70	249,00	0,120140	0,512509	2,4	0,88	0,813530	12
RR-VOL	B	RR-VOL	<b>CEM-113</b>	Santa Olalla de Cala	Bas.	500	9,75	46,60	0,512654	0,512374	3,3	0,82	0,704251	2
RR-VOL	B	UDF	<b>M89</b>	Zafra	Bas.	500	6,75	31	0,131061	0,512535	2,2	0,94	0,703986	13
RR-VOL	B	MRV	<b>S20</b>	Terrugem	Trq.Bas.	500	6,34	29,2	0,130689	0,512577	3,0	0,86	0,704326	9
RR-VOL	B	MRV	<b>S9b</b>	Cumbres	Trq.And.Bas.	500	16,50	78,30	0,126839	0,512578	3,4	0,83	0,706868	9
RR-VOL	B	UDF	<b>S39</b>	Valle Santa Ana	Trq.And.Bas.	500	3,16	9,74	0,195281	0,512922	5,6	1,01	0,705518	9
RR-VOL	B	UDF	<b>S35</b>	Oliva	Trq.And.Bas.	500	15,2	67,4	0,135742	0,512642	4,0	0,80	0,708499	9
RR-VOL	B	MRV	<b>S9b</b>	Cumbres	Trq.And.Bas.	500	16,5	78,3	0,126839	0,512578	3,3	0,83	0,704200	9
RR-VOL	B	MRV	<b>M90</b>	Zafra	And.Bas.	500	7,79	39,3	0,119310	0,512559	3,4	0,79	0,705662	13
RR-VOL	B	RR-VOL	<b>ABV5</b>	Zafra	Trq.	500	13,30	70,00	0,114363	0,512498	2,6	0,84	0,711684	12
RR-VOL	B	RR-VOL	<b>ABV2</b>	Zafra	Benm.	500	18,20	92,00	0,119073	0,512427	0,8	1,00	0,709462	12
RR-VOL	B	RR-VOL	<b>OM10A</b>	Zafra	Hawaite	500	11,60	30,90	0,225960	0,512494	1,5	1,03	0,706007	12
RR-VOL	B	RR-VOL	<b>OM10B</b>	Zafra	Hawaite	500	10,90	52,30	0,125446	0,512496	1,8	0,95	0,706268	12
RR-VOL	B	RR-VOL	<b>OM4B</b>	Zafra	Hawaite	500	11,60	49,00	0,142493	0,512643	3,6	0,86	0,705782	12
RR-VOL	B	RR-VOL	<b>OM8A</b>	Zafra	Tephrite	500	8,18	35,50	0,138694	0,512640	3,8	0,83	0,704816	12
RR-VOL	B	VALVERDE	<b>VAL-1</b>	Valverde	Anfb., Group III	500	2,13	7,12	0,180066	0,513058	9,1	0,06	-	3
RR-VOL	B	VALVERDE	<b>VAL-2</b>	Valverde	Anfb., Group I	500	4,13	9,99	0,248837	0,513081	5,2	-	-	3





Teresa Sánchez García



VNiVERSIDAD  
D SALAMANCA  
CAMPUS DE EXCELENCIA INTERNACIONAL



Instituto Geológico  
y Minero de España