

# Vulcanismo lávico y explosivo en la cuenca carbonífera de Los Santos de Maimona (Zona de Ossa-Morena, Badajoz)

*Effusive and explosive volcanism of the Los Santos de Maimona carboniferous basin (Ossa-Morena Zone, Badajoz)*

E. Larrondo <sup>(1)</sup>, M. Carracedo <sup>(2)</sup>, L. Eguiluz <sup>(1)</sup> y J.I. Gil Ibarguchi <sup>(2)</sup>

<sup>(1)</sup> Departamento de Geodinámica. U.P.V.-E.H.U. P.O. Ap. 644. 48080, Bilbao. España.

<sup>(2)</sup> Departamento de Mineralogía y Petrología. U.P.V.-E.H.U. P.O. Ap. 644. 48080, Bilbao. España.

## ABSTRACT

*We report the results of a petrological and structural study on the volcanic rocks from the Los Santos de Maimona Carboniferous basin (Ossa-Morena Zone, SW Spain). This basin is ca. 25 km in length and up to 3 km wide being limited by strike slip faults oriented NW-SE. The volcanic deposits occur interbedded with shallow platform sediments of Visean age which reflect a regression regime. The volcanic rocks are the result of both effusive and explosive volcanic activity. Effusive periods account for the formation of moderately alkaline lava flows, whereas the explosive events resulted in fall deposits and pyroclastic flows. The volcanic center could be situated close to the Los Santos de Maimona site, where it might give rise to a strato-volcan structure. While surface deposits are not excluded, it appears that most volcanic rocks in this area were deposited in a shallow marine environment.*

**Key words:** Los Santos de Maimona, alkaline, Carboniferous, pyroclastic rocks, Ossa-Morena.

*Geogaceta*, 37 (2005), 47-50

ISSN: 0213683X

## Introducción

El estudio de las sucesiones volcánicas antiguas preservadas en cuencas sedimentarias ha despertado un enorme interés en los últimos años, básicamente por dos motivos. Por una parte, la comparación entre las características de las rocas volcánicas actuales, formadas en ambientes tectónicos específicos, y las características, sobre todo geoquímicas, de las rocas volcánicas que afloran en sucesiones antiguas permite conocer el ambiente tectónico de formación de estas últimas. Por otra, la precisa caracterización de las sucesiones volcánicas y volcanoclásticas antiguas es una importante herramienta en la exploración de recursos geológicos tan diversos e importantes como los yacimientos metálicos de sulfuros masivos (e.g., Mount Read Volcanic, Tasmania; Corbett, 1992) o los reservorios de hidrocarburos (Galloway, 1979).

En el norte de la Zona de Ossa-Morena y en el sur de la Zona Centro-Ibérica hay amplios afloramientos de materiales sedimentarios de edad Carbonífera que tienen intercaladas sucesiones volcánicas y volcanoclásticas de cierta entidad (Fig. 1). Los más extensos se encuentran en las áreas de Benajarafe, Guadiato y Los Pedroches (Quesada, 1983). La mayor parte de estas cuencas

han sido minuciosamente investigadas por las empresas mineras con el objetivo de encontrar niveles productivos de carbón. Sin embargo, los productos volcánicos y volcanoclásticos sólo han sido estudiados en las áreas citadas anteriormente, y en ellas la actividad magmática

está representada por rocas calcoalcalinas, toleíticas y alcalinas (Sánchez Carrretero *et al.*, 1989, 1990). En áreas con menor registro sedimentario, como por ejemplo en Bienvenida, Los Santos de Maimona y Valverde de Leganés (Quesada, 1983), los datos sobre la naturale-

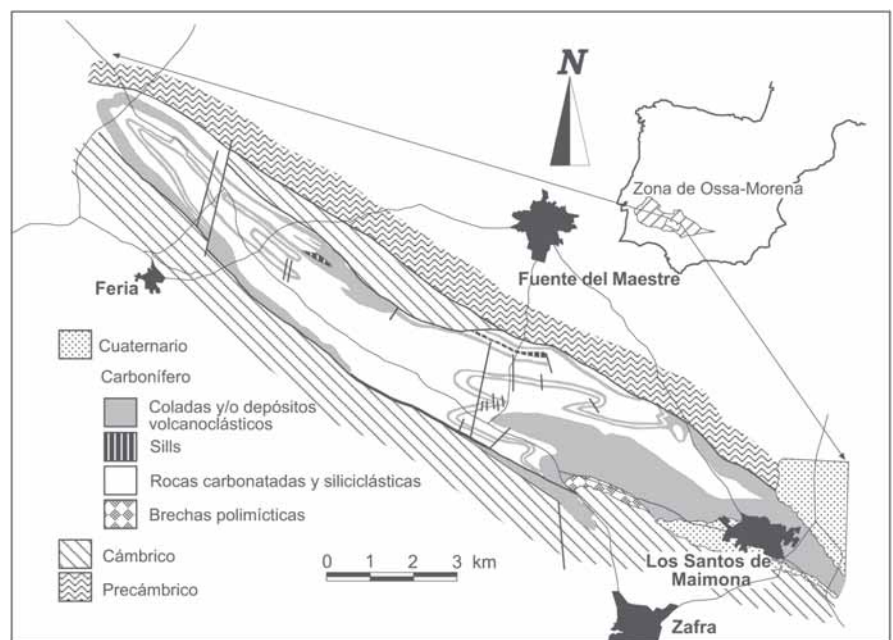


Fig. 1.- Esquema geológico de la cuenca carbonífera de Los Santos de Maimona.

Fig. 1.- Geological sketch map of the Los Santos de Maimona Carboniferous basin.

za de las rocas volcánicas son muy escasos.

En esta publicación se presentan los primeros datos de un estudio petrográfico y geoquímico realizado sobre los productos volcánicos que afloran intercalados con depósitos sedimentarios en Los Santos de Maimona, provincia de Badajoz.

### Situación geográfica y rasgos geológicos

La cuenca carbonífera estudiada está situada en la provincia de Badajoz, entre las poblaciones de Los Santos de Maimona, Fuente del Maestre, Zafra y Feria (Fig. 1). Su forma es elipsoidal, alargada en dirección NO-SE (25 x 3 km), y tiene una superficie aproximada de 60 km<sup>2</sup>. Está delimitada, en su mayor parte, por fallas de salto en dirección izquierdo y ocupada por materiales siliciclásticos y carbonatados - con niveles volcánicos intercalados - que se depositan en un ambiente esencialmente marino, representado por facies de talud, plataforma distal, lagoon y plataforma proximal, con una evolución en régimen regresivo (Valenzuela *et al.*, 1990.). Los depósitos marinos presentan faunas de edades variables entre el Viseense medio y la parte inferior del Viseense superior (Rodríguez, 1992). Estos materiales han sido deformados durante la orogenia Varisca y su estructura está caracterizada por pliegues de ejes curvos muy buzantes, relativamente apretados, de dirección variable entre N130E y N100E (Fig. 1).

Por el norte, los depósitos carboníferos contactan mecánicamente con materiales de edad Precámbrico, aunque en la terminación nororiental el contacto está cubierto por costras calcáreas cuaternarias. Por el sur, los depósitos carboníferos contactan, también mecánicamente, con materiales de edad Cámbrico, aunque en la terminación suroriental el contacto está también cubierto por derrubios de ladera cuaternarios; sólo en un pequeño sector del borde suroriental los contactos entre el Cámbrico y el Carbonífero, representado por brechas polimícticas y rocas volcánicas, son discordantes (Fig. 1).

### Características de los depósitos volcánicos

Los depósitos volcánicos que se encuentran en la cuenca de los Santos de la Maimona incluyen rocas volcánicas coherentes y rocas volcanoclásticas. Las primeras forman esencialmente coladas de lava y sills. Las segundas forman de-

pósitos más diversos, cuyo origen varía entre piroclástico y resedimentado y/o epiclástico, aunque en este trabajo sólo se hará alusión a los depósitos estrictamente piroclásticos.

### Rocas volcánicas coherentes

#### Sills

Los dos sills cartografiados tienen geometría lenticular/tabular, con potencias menores de 20 m y longitud inferior a 2 km. Su fábrica es aparentemente isótropa y presentan una zonación textural marcada por variaciones en el tamaño de grano y/o en la distribución de amígdalas. Las facies de borde son afánicas o de grano fino (< 2 mm) y amigdalares (<2,7 mm; rellenas de calcita, clorita y opacos). Hacia el centro, las rocas se hacen faneríticas, aumentando progresivamente el tamaño de grano hasta alcanzar en algunos casos los 5 mm, y las vesículas desaparecen.

Presentan textura diabásica o intersertal y su mineralogía esencial está formada por plagioclasa (alteradas a sericita), clinopiroxeno (a veces en intercrecimientos esferulíticos/radiales) y, ocasionalmente, feldespato potásico intersticial (a veces también en microtexturas anti-rapakivi). En la mesostasis cristalizan clorita y opacos que posiblemente derivan de la desestabilización de minerales ferromagnesianos (piroxenos y/o anfíboles).

#### Lavas

Las lavas son tabulares, de estructura masiva y fábrica aparentemente isótropa. Afloran en sucesiones de potencia inferior a 50 metros, formadas posiblemente por el apilamiento sucesivo de varias coladas de naturaleza similar, interestratificadas en tramos esencialmente volcanoclás-

tics tobáceos. Las rocas son afánicas o porfídicas y su grado de vesicularidad es variable, aunque estas variaciones no permiten individualizar coladas concretas.

#### Lavas afánicas

Son rocas afánicas con textura holocristalina microlítica, a veces fluidal. Los microlitos, cuyo tamaño varía entre < 0,15-0,2 mm, son de plagioclasa. Muy rara vez presentan microfenocristales de clinopiroxeno (< 0,5 mm) y de plagioclasa (< 0,7mm), junto con agregados de clorita ± cuarzo ± carbonatos ± opacos que reemplazan a minerales previos. En la mesostasis aparece también algo de feldespato potásico. Las amígdalas, que llegan a ocupar volúmenes del 25-35 %, son irregulares y angulares, de tamaño < 2 mm, y están rellenas, a veces de forma secuencial, por clorita ± cuarzo ± carbonato.

#### Lavas porfídicas

Son rocas afánicas con textura holocristalina porfídica. Los fenocristales (< 5 mm), son de plagioclasa ± clinopiroxeno ± biotita ± anfíbol. La matriz varía entre microlítica y traquítica y está formada esencialmente por plagioclasa (< 0,15mm). La mesostasis está formada por agregados inequigranulares de feldespato ± cuarzo ± opacos ± clinopiroxeno o bien es criptocristalina. Los minerales ferromagnesianos aparecen con frecuencia pseudomorfizados por clorita + carbonato + opacos + cuarzo. Las vacuolas, redondeadas o estiradas en la dirección de flujo, son inferiores a 1,5 cm y alcanzan volúmenes de hasta un 65 %; a veces están rellenas de cuarzo ± clorita ± carbonato ± opacos.

Algunas muestras tienen glomerocristales de plagioclasa,

	lava	lava	lava	lava	lava	lava	lava	sill	sill	sill
SiO <sub>2</sub>	46,31	54,6	57,98	62,17	58,36	57,58	56,38	49,01	52,01	51,25
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,74	17,4	16,76	15,64	16,8	16,32	17,65	13,7	15,21	15,01
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	9,31	7,11	6,68	4,43	6,79	6,43	6,5	15,91	8,47	9,08
MnO	0,18	0,09	0,15	0,06	0,06	0,1	0,12	0,25	0,15	0,15
MgO	7,5	1,96	2,79	1,13	3,1	2,89	1,72	3,26	5,71	6,11
CaO	11,02	5,5	5,08	3,41	3,39	4,28	4,6	6,12	7,03	7,92
Na <sub>2</sub> O	2,71	4,13	4,18	5,09	4,68	3,95	4,62	5,61	4,67	4,13
K <sub>2</sub> O	1,64	2,19	2,77	2,83	2,95	2,06	2,75	0,05	1,63	1,94
TiO <sub>2</sub>	1,1	1,09	1,09	1,03	0,84	0,76	1,06	3,42	1,33	1,42
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,25	0,22	0,23	0,22	0,17	0,18	0,22	0,52	0,37	0,39
L.O.I	5,44	5,09	1,59	3,34	2,35	4,89	3,68	2,29	2,93	2,87

Tabla I.- Datos de elementos mayores de las rocas volcánicas coherentes de la cuenca carbonífera de Los Santos de Maimona.

Table I.- Major element composition of coherent volcanic rocks (lava flows and sills) of the Los Santos de Maimona Carboniferous basin.

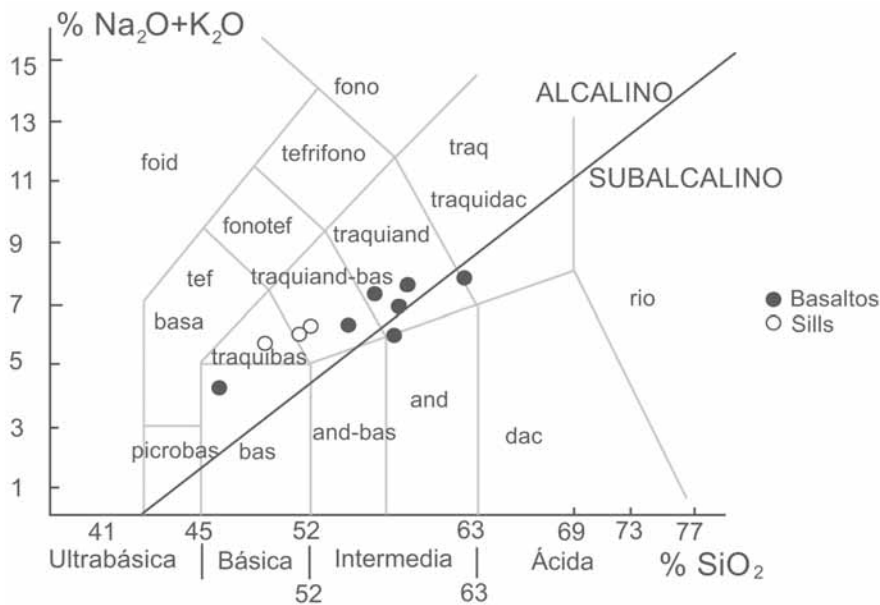


Fig. 2.- Diagrama TAS (total de álcalis frente a sílice) de las rocas volcánicas coherentes de la cuenca carbonífera de Los Santos de Maimona. *picrobas* = picrobasalto; *bas* = basalto; *and-bas* = andesita basáltica; *and* = andesita; *dac* = dacita; *rio* = riolita; *traquibas* = traquibasalto; *traquiand-bas* = traquiandesita basáltica; *traquiand* = traquiandesita; *traq* = traquita ( $q < 20\%$ ); *traquidac* = traquidacita ( $q > 20\%$ ); *basa* = basanita ( $ol < 10\%$ ); *tef* = tefrita ( $ol > 10\%$ ); *fonotef* = fonotefrita; *tefrifono* = tefrifonolita; *fono* = fonolita; *foid* = foidita.

Fig. 2.- TAS (total alkalis vs. silica) diagram for the coherent volcanic rocks (lava flows and sills) of the Los Santos de Maimona Carboniferous basin. *picrobas* = picrobasalt; *bas* = basalt; *and-bas* = basaltic andesite; *and* = andesite; *dac* = dacite; *rio* = rhyolite; *traquibas* = trachybasalt; *traquiand-bas* = basaltic trachyandesite; *traquiand* = trachyandesite; *traq* = trachyte ( $q < 20\%$ ); *traquidac* = trachydacite ( $q > 20\%$ ); *basa* = basanite ( $ol < 10\%$ ); *tef* = tephrite ( $ol > 10\%$ ); *fonotef* = phonotephrite; *tefrifono* = tephriphonolite; *fono* = phonolite; *foid* = foidite.

clinopiroxeno, feldespato potásico (a veces con microtexturas rapakivi) y, en menor proporción, minerales cloritizados  $\pm$  opacos; en estas muestras, la matriz es microcristalina ( $< 0,02$  mm) y está constituida por los mismos minerales que forman los fenocristales, junto con opacos.

#### Clasificación

Los litotipos coherentes se han clasificado en función de su mineralogía. Sin embargo, el tamaño de grano de su matriz no permite, en la mayoría de los casos, realizar análisis modales completos, por lo cual la clasificación se ha realizado principalmente en función de la naturaleza de los fenocristales presentes. Prácticamente todos los litotipos se clasifican como fenobasaltos y fenoandesitas en el diagrama QAPF (Le Maitre *et al.*, 1989). Dado que esta clasificación no contempla la naturaleza de la matriz se han clasificado también en función de su composición química. Utilizando la clasificación química TAS (Le Maitre *et al.*, 1989), a pesar de que algunas muestras presentan valores de LOI mayores de 2,5 % en peso (Tabla I), los sills se proyectan en los campos de los traquibasaltos (hawaitas) y traquiandesitas basálticas (mugearitas),

mientras que las lavas muestran composiciones más variables: basaltos alcalinos, traquiandesitas basálticas (shoshonita) y traquiandesitas (latitas y benmoreitas) (Fig. 2).

Las rocas pertenecen a una serie moderadamente alcalina, con términos sódicos y/o potásicos, continua, que evoluciona desde basaltos alcalinos a traquiandesitas-traquitas.

#### Rocas Piroclásticas

Los depósitos piroclásticos forman la mayor parte de los afloramientos volcánicos de la cuenca de Los Santos de Maimona. Tienen una gran extensión lateral y con frecuencia sirven como niveles guía. Para su clasificación se han seguido los criterios granulométricos de Schmid (1981) recogidos en la clasificación de la IUGS (1989).

#### Tobas cineríticas laminadas

Son tobas cineríticas vítreas, moderadamente clasificadas, con laminaciones paralelas (0,5-0,2 cm), que afloran en niveles tabulares de potencia variable entre 10-20 cm, intercaladas entre materiales volcánoclasticos y/o sedimentarios. Es-

tán compuestas esencialmente por espículas de vidrio (glass shards) y clastos vítreos vesiculares, junto con fragmentos líticos 'cognates' similares a las lavas, y fragmentos de cristales juveniles (plagioclasa, opacos  $\pm$  feldespato potásico;  $< 0,6$ mm) angulares aislados. La laminación está marcada, sobre todo, por variaciones en la concentración de los fragmentos de cristales. Con frecuencia, estos niveles laminados se encuentran a techo de tobas cineríticas masivas que se describen a continuación.

#### Tobas de ceniza y lapilli vítreas

Son tobas vítreas formadas por clastos de tamaño inferior a 64 mm, mal clasificadas, con predominio de la fracción ceniza, masivas, con gradación normal y matriz-soportadas. Los clastos de tamaño lapilli son 'fiammes' y fragmentos líticos volcánicos angulares, 'cognates' y accesorios, similares a las lavas, que normalmente no superan los 5 cm de longitud. La matriz cinerítica está formada por espículas de vidrio (alteradas a filosilicatos o a agregados cuarzo-feldespáticos) y fragmentos de cristales. Los fragmentos de cristales son, sobre todo, de plagioclasa y feldespato potásico alterados a sericita o caolinitizados. Afloran en bancos de potencia variable entre 1 y 5 m que, con frecuencia, aparecen apilados en secuencias groseramente estratificadas de hasta 15 m de potencia. A menudo presentan un paso gradual hacia techo a las tobas cineríticas laminadas descritas anteriormente y hacia muro a las tobas cristalinas que se describen a continuación.

#### Tobas de ceniza y lapilli cristalinas

Son tobas cristalinas mal clasificadas, masivas, no gradadas, clasto- o matriz-soportadas, que afloran en niveles de potencia variable entre 10 y 50 cm, casi siempre por debajo de las tobas vítreas. Los fragmentos de tamaño lapilli ( $< 5$  cm) son esencialmente líticos volcánicos, 'cognates' y accesorios, iguales que las lavas, o fragmentos accidentales formados por corales. La matriz cinerítica está formada por cristales y fragmentos de cristales (plagioclasa, opacos  $\pm$  feldespato potásico; 50-75 % modal), 'glass shards' (10-25 % modal), 'fiammes' y líticos volcánicos (no vacuolares o vacuolares). Algunos niveles están soldados.

#### Tobas de lapilli ('bomblet')

Afloran formando un nivel irregular, de unos 10 metros de potencia, de estructura caótica, que lateralmente pasa de

modo gradual a niveles volcanoclásticos. Son tobas de lapilli y cenizas, mal clasificadas, masivas, no gradadas y monomíticas. La fracción de tamaño lapilli está formada esencialmente por clastos volcánicos subredondeados-redondeados (< 3 cm; < 65 % modal), vesiculares (reellenos de calcita). La fracción cinerítica está formada por cristales y fragmentos de cristales (10 % modal; clinopiroxeno y feldespatos pseudomorfizados por carbonatos) y glass shards. El cemento (15-25 % modal) es de carbonato. Los clastos volcánicos redondeados de tamaño lapilli son bombas que se describen bajo el término de bomblet, siguiendo la terminología propuesta por Vincent (2000), y tienen la misma textura y mineralogía que las rocas que forman las lavas.

#### *Tobas cineríticas líticas*

Afloran en niveles de unos 50 cm de potencia formados por rocas masivas, no gradadas, clasto-soportadas, y moderadamente clasificadas. Están compuestas, sobre todo, por fragmentos líticos volcánicos, angulares o subangulares (70 % modal; < 2,5 mm), cristales y fragmentos de cristales (< 1 mm; plagioclasa ± feldespato potásico, 20 % modal) y una matriz cinerítica de grano muy fino (10 %). Los clastos volcánicos, monomíticos, son similares a las lavas porfídicas descritas anteriormente.

#### **Discusión**

Las rocas volcánicas coherentes que afloran en la cuenca de los Santos de Maimona forman coladas tabulares y sills. Los depósitos volcanoclásticos descritos proceden de la fragmentación explosiva del mismo tipo de magmas que forma las lavas.

Los niveles formados por tobas cineríticas vítreas que pasan gradualmente a muro a tobas cineríticas cristalinas son equiparables a los depósitos de coladas piroclásticas emitidas o depositadas en medios subacuáticos (Schneider, 2000) y subaéreos (Sparks, *et al.*, 1973). La sección vítrea, más potente, mal clasificada, se pudo formar por el depósito de la unidad de flujo piroclástico, mientras que las tobas cristalinas se pudieron formar por la sedimentación de las partículas más densas en el interior o en el frente de

las coladas piroclásticas, y pueden ser equivalentes a los depósitos de tipo "ground layer" de Sparks *et al.* (1973). También pueden ser depósitos enriquecidos en cristales debido a la elutriación de las partículas menos densas (glass shards) hacia la nube que acompaña a las coladas y su consiguiente empobrecimiento en el depósito (McPhie *et al.*, 1993).

Las tobas cineríticas laminadas están con frecuencia situadas a techo de los depósitos de coladas piroclásticas. Esta posición y su estructura laminada sugieren la posibilidad de que se trate de depósitos de caída formados a partir de la nube acompañante de las coladas piroclásticas. Sin embargo, en algunos afloramientos se han encontrado niveles sedimentarios intercalados entre las tobas cineríticas laminadas y los depósitos de colada piroclástica, lo que induce a pensar que en algunos casos no hay relación directa entre ambos tipos de depósitos piroclásticos.

Las tobas de lapilli (bomblet), mal clasificadas, pudieron formarse por acumulación de piroclastos de proyección balística, mientras que las tobas líticas, moderadamente clasificadas representan probablemente depósitos de caída de dispersión horizontal.

En la cartografía se observa una mayor concentración de los materiales volcánicos en la parte sureste, cerca de la localidad de los Santos de Maimona. Este dato sugiere que el foco emisor de los materiales volcánicos pudo estar situado en las proximidades de dicha localidad. En esta zona se pudo formar un edificio volcánico de tipo estrato-volcán con una alternancia de periodos efusivos y explosivos que daría lugar a los depósitos volcánicos.

El foco de emisión pudo ser subaéreo o subacuático, pero la mayoría de los productos volcánicos debieron depositarse en zonas subacuáticas interestratificadas con materiales sedimentarios marinos someros.

#### **Conclusiones**

Las formaciones volcánicas y subvolcánicas de la cuenca carbonífera de Los Santos de Maimona se formaron como resultado de intrusiones y emisiones efusivas y explosivas de lavas de naturaleza moderadamente alcalina. Los sills son términos sódicos (hawaitas, mugearitas) mien-

tras que las lavas son sódicas y potásicas (basaltos alcalinos, shoshonitas, latitas y benmoreitas). Los depósitos piroclásticos se formaron en relación con coladas piroclásticas o son de caída. El ambiente de emisión de los materiales volcánicos pudo ser tanto subaéreo como submarino, pero el medio de depósito fue esencialmente submarino.

#### **Agradecimientos**

Este trabajo ha sido financiado por el proyecto GEOEX: estudio geológico aplicado a la investigación de rocas ornamentales y materias primas en el sur de la comunidad Autónoma de Extremadura (MAT-2000-0142-P4-05)

#### **Referencias**

- Corbett, K. D. (1992). *Economic Geology*, 87, 564-586.
- Galloway, W. E., (1979), *S.E.P.M. Special Publication*, 26, 251-262.
- I.U.G.S., (1989). *A classification of igneous rocks and glossary of terms*. Blackwell Scientific Publications, 193 p.
- McPhie, J., Doyle, M., Allen, R. (1993). *Volcanic Textures, a guide to the interpretation of textures in volcanic rocks*, University of Tasmania, 196 p.
- Quesada, C. (1982). En: *X Congreso Internacional de Estratigrafía y Geología del Carbonífero*, IGME, 243-278.
- Rodríguez, S. (1992). *Coloquios de Paleontología*, 44, 248-255.
- Sánchez Carretero, R., Carracedo, M., Gil Iburguchi, J. I., Ortega, L. A. y Cuesta, A. (1989). *Studia Geologica Salmanticensis*, 4, 105-130.
- Sánchez Carretero, R., Eguiluz, L., Pascual, E. y Carracedo, M. (1990). *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*, 292-313.
- Schneider, J. (2000). *Volcaniclastic rocks from magmas to sediments* (H. Leyrit y C. Montenat, Eds.). Gordon y Breach Science Publisher, 175-192.
- Schmid R. (1981). *Geology*, 9, 41-43.
- Sparks, R. S. J., Self, S. y Walker, G. P. L. (1973). *Geology*, 1, 115-118.
- Valenzuela, J.M. G., Palacios, T. y Palacios-González, M.J. (1990). *Geogaceta*, 8, 118-123.
- Vicent, P. (2000). *Volcaniclastic rocks from magmas to sediments* (H. Leyrit y C. Montenat, Eds.). Gordon y Breach Science Publisher, 1-32.