



Anfibolitas proterozoicas del sector central de la zona de Ossa Morena. Geoquímica e implicaciones geodinámicas

Proterozoic amphibolites from Central Sector of Ossa Morena Zone. Geochemistry and geodynamics implications

EGUILUZ, L.; ABALOS, B.; ORTEGA, L. A.

Las anfibolitas objeto de este estudio aparecen en la Sucesión Montemolín, correspondiente al Proterozoico Superior del sector central de la Ossa-Morena. Esta Sucesión está constituida por una alternancia de esquistos y cuarzo-esquistos biotíticos con pasadas anfibolíticas que se hacen más abundantes hacia el techo. En conjunto, presenta un metamorfismo regional progresivo que varía desde el grado bajo-muy bajo hasta muy alto en el núcleo migmático de Monesterio y está caracterizado por gradientes de altas temperaturas y bajas presiones.

Petrográficamente las anfibolitas se pueden dividir en varios grupos, tanto desde el punto de vista textural como desde el mineralógico, variando desde anfibolitas con actinolita-clorita a anfibolitas con hornblenda marrón y piroxeno, desapareciendo progresivamente los rasgos texturales de rocas ígneas.

Desde el punto de vista de su geoquímica presentan una afinidad oceánica, la mayoría de ellas similares a basaltos de tipo MORB, que se asemejaría a los N-MORB según la distribución de tierras raras. Estas anfibolitas podrían corresponder a toleítas de arco de islas. Se presentan datos de otras anfibolitas de zonas próximas a fin de comparar tanto su quimismo como su posible ambiente geodinámico.

Palabras clave: anfibolita, geoquímica, elemento traza, tierras raras, MORB, Precámbrico, Ossa-Morena.

The amphibolites studied herein crop out in the Montemolín Series from Upper Proterozoic of the Ossa-Morena. This succession is made of alternating biotitic schists and quartz-schists with interbedded amphibolites more common toward the top. The ensemble shows a regional, progressive metamorphism which varies from very low —low-grade up to high-grade conditions at the Monesterio migmatic core and is characterized by high —T and Low— P gradients.

From a petrographic point of view amphibolites may be divided into some groups on the basis of both textural or mineralogical criteria. Actinolite-chlorite-amphibolites are observed to grade into brown hornblende and pyroxene-bearing amphibolites, the primary textural features of protoliths progressively disappearing.

Geochemical affinities of these rocks are oceanic, most of the MORB basalts being similar to N-MORB-types on the basis of REE distributions. They could be ascribed to island-arc tholeiites. Geochemical data from other amphibolites at neighbouring areas are also presented with the aim of comparing their compositions as well as their geodynamic setting.

Key words: amphibolite, geochemistry, trace element, rare earth elements, MORB, Precambrian, Ossa-Morena.

EGUILUZ, L.; ABALOS, B. (Dpto. de Estratigrafía, Geodinámica y Paleontología. Univ. del País Vasco. Apdo 644, 48080 Bilbao). ORTEGA, L. A. (Dpto. de Mineralogía y Petrología. Univ. del País Vasco, Apdo. 644, 48080 Bilbao).

INTRODUCCION

Tras el reconocimiento de la existencia de anfibolitas intercaladas en la Serie Negra en el sector septentrional de la Zona de Ossa Morena (ZOM) en las proximidades de las localidades de Usagre y Puebla del Prior (Tramo del Mosquil y F. Puebla del Prior, CHACON, 1979) y en el sector central, en las cercanías de Montemolín (EGUILUZ y QUESADA, 1980) han sido delimitados afloramientos de estos materiales en numerosos lugares. La abundancia de estas rocas es muy variable y pese a estar presentes en numerosas localidades alcanzan su mayor desarrollo en el sector central de la antifor-ma de Monesterio (Hojas Magna 876, 897, etc.). Pese al interés que el conocimiento del origen de estos materiales pueden tener para la comprensión de la historia precámbrica de esta zona no se ha realizado ningún estudio específico sobre el particular. Los únicos datos disponibles se refieren a las características metamórficas (ARRIOLA *et al.*, 1984) y al carácter de rocas de afinidad oceánica originadas posiblemente en un ambiente de arco insular o cuenca marginal (EGUILUZ, 1988). El fin de este trabajo es llamar la atención sobre la importancia que

tiene el conocimiento del origen de estos materiales para poder entender la evolución proterozoica de la ZOM y aportar unos primeros datos geoquímicos que sirvan para postular unas primeras hipótesis sobre su origen y su posible afinidad con otras rocas anfibolíticas aflorantes en otros ambientes, en las áreas de límite de la ZOM.

ENTORNO GEOLOGICO

El Precámbrico de la Zona de Ossa Morena ha sido denominado en la literatura geológica tradicional como Serie Negra (CARVALHOSA, 1965). Bajo este nombre se engloban originalmente dos grandes grupos de materiales de significación geodinámica diferenciada; una serie pizarroso-grauvácua inferior cuya potencia puede alcanzar varios miles de metros, y un conjunto vulcanosedimentario superior que se dispone discordante y cuyo espesor, aunque variable, puede ser muy importante (Formación Malcocinado; FRICKE, 1941). Este último grupo de materiales ha sido interpretado como un conjunto calcoalcalino sinorogénico originado en una zona de margen continental activo y ligado a un proceso de

subducción hacia el SW (SANCHEZ CARRTERO *et al.*, 1989). El conjunto pizarroso grauváquico inferior, al que generalmente se ha restringido la denominación de «Serie Negra», está constituido en el sector central de la ZOM por dos grupos mayores: La Sucesión de Montemolín, en cuya base se sitúa el núcleo migmatítico de Monesterio, y la Sucesión de Tentudía (ARRIOLA *et al.*, 1984; EGUILUZ, 1988). En ambas se encuentran intercalaciones de rocas básicamente transformadas en esquistos verdes o anfibolitas sobre las que se centra el presente trabajo.

En el área estudiada (Fig. 1) se distinguen dos unidades tectónicas diferentes, correspondientes al bloque superior e inferior del cabalgamiento de Monesterio, en las que la serie estratigráfica presenta algunas diferencias que de forma breve son (EGUILUZ, 1988):

A) El bloque superior contiene una sucesión de esquistos y cuarzoquistos biotíticos con intercalaciones de cuarcitas negras y anfibolitas. Esta sucesión muestra un metamorfismo regional progresivo que alcanza el grado alto en la parte más baja, cerca del cabalgamiento, donde puede diferenciarse el núcleo anatético de Monesterio. B. Las anfibolitas constituyen niveles poco importantes en el núcleo anatético, pero hacia el techo de la sucesión aumenta su número e importancia y llegan a formar un tramo de importancia cartográfica. C. Por encima, en paso aparentemente gradual, se encuentran una sucesión de metagrauvas y pizarras con escasas intercalaciones de cuarcitas negras y solo esporádicos lechos de rocas verdes. Este último tramo es correlacionable con la sucesión Tentudía. D. Por encima, en discordancia angular, se encuentra la Formación Malcocinado y, en discordancia cartográfica sobre ella, el Cámbrico inferior con las facies típicas del sector central de la ZOM, es decir: un tramo arcósico basal (F. Torreárboles, LIÑAN, 1979), un tramo carbonatado y un tramo

detrítico superior mal representado en esta zona.

A) En el bloque inferior se encuentra una monótona alternancia de metagrauvas y pizarras con cuarcitas negras, metavulcanitas y rocas verdes que ha sido denominada sucesión de Tentudía (EGUILUZ, *et al.*, 1983; EGUILUZ, 1988). B. Las rocas verdes aparecen como intercalaciones poco potentes que se localizan mayoritariamente en las partes bajas de la sucesión cerca del cabalgamiento de Monesterio, y como diques y masas interstratificadas de cierta entidad en el extremo suroriental (sector del cortijo del Guijo). C. Por encima, y en discordancia angular, se encuentra un conjunto vulcanosedimentario de composición mayoritariamente ácida y acusado carácter explosivo (Complejo de Bodonal) que es correlacionable con la Formación Malcocinado. D. Por encima, y con relaciones mal conocidas, aparece un importante paquete carbonatado (Calizas de Cañuelo, SCHNEIDER, 1939) sobre el que descansa una serie pelítica del Cámbrico inferior con importantes variaciones laterales de facies que culmina con las espilitas y cuarzoqueratófidos del Cámbrico inferior-medio.

Todos estos materiales muestran dos fases de deformación hercínicas y en los más antiguos se han reconocido además dos fases sinquistosas y sinmetamórficas de edad probable Proterozoico superior (ciclo Cadomiense o Panafricano).

PETROGRAFIA

En base a la evolución textural, cristalinidad, tipo, tamaño y hábito de los anfíboles así como al pleocroísmo y hábito de la biotita, cuando está presente, ARRIOLA *et al.* (1984) distinguen cuatro zonas metamórficas:

Anfibolitas/esquistos anfibólicos con actinolita. Se caracterizan por la coexistencia de actinolita y clorita y por presentar tex-

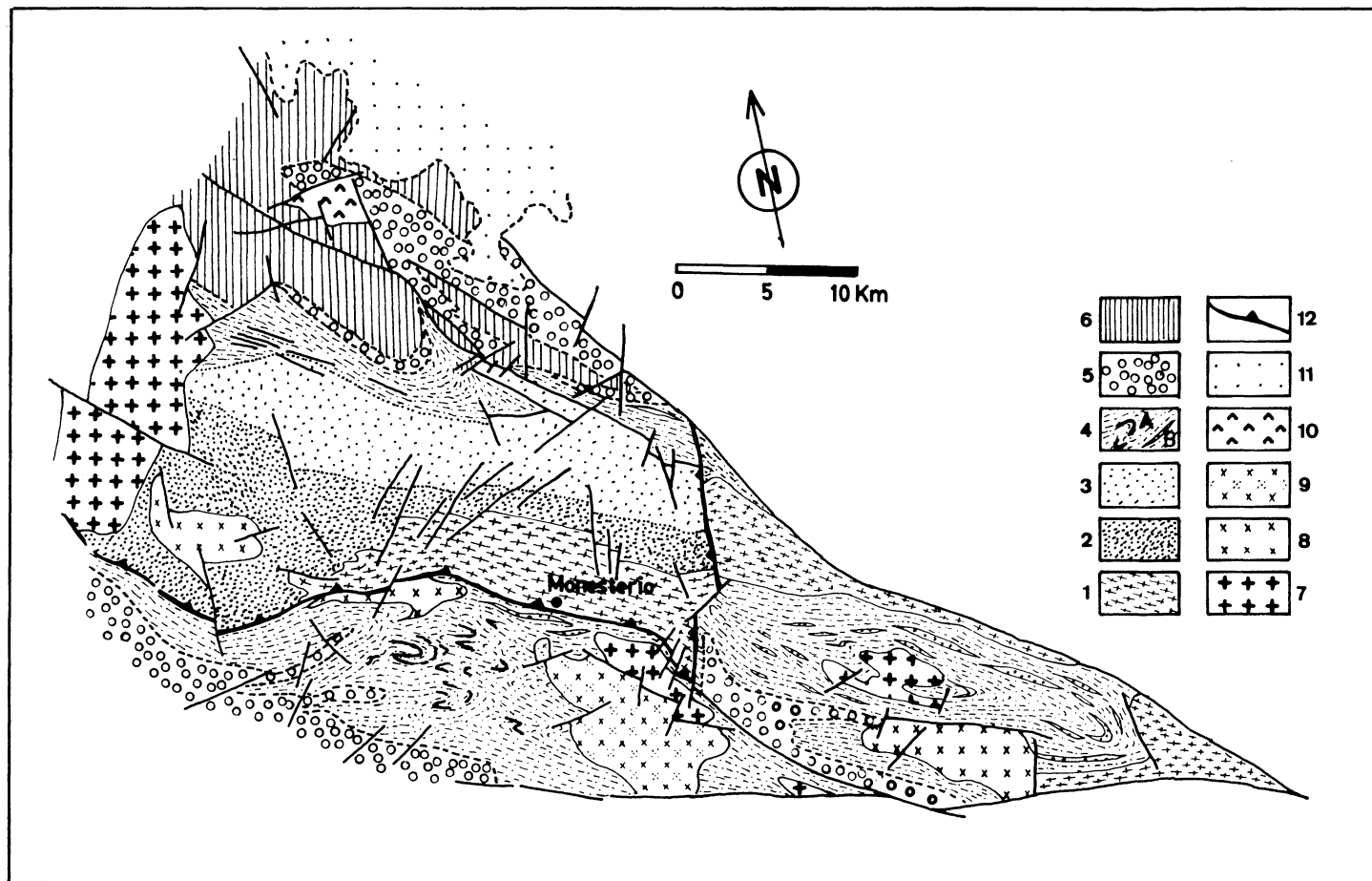


Fig. 1. Mapa geológico del sector central del antiforame Olivenza-Monesterio. 1: Núcleo migmático de Monesterio. 2: Sucesión de Montemolín (esquistos y cuarzo-esquistos biotíticos). 3: Sucesión de Montemolín (anfíbolitas). 4: Sucesión de Tentudía. 5: Materiales volcanosedimentarios fini-proterozoicos a Cámbrico Inferior. 6: Cámbrico. 7: Tonalitas, dioritas y granodioritas. 8: Leucogranitos. 9: Granitos alcalinos. 10: Serpentinitas. 11: Recubrimientos post-hercínicos. 12: Cabalgamiento de Monesterio.

turas poco evolucionadas en las que pueden reconocerse parcialmente las texturas ígneas originales. El anfíbol tiene un pleocroismo verde-azulado pálido, aunque pueden existir grandes cristales de hornblenda heredados.

Anfibolitas con hornblenda verde-azul. Se caracteriza por la coexistencia de actinolita y hornblenda verde claro y por una mayor evolución textural. Existen cristales heredados con zonas internas ricas en inclusiones de opacos y bordes con anfíbol de neoformación. Pueden aparecer pequeños cristales de biotita.

Anfibolita con hornblenda verde. Contienen anfíboles con pleocroismo verde oscuro. Muestran una mayor evolución textural y no se observa clorita estable. Sólo esporádicamente se reconocen las texturas originales.

Anfibolitas con hornblenda marrón. Se caracterizan por la existencia de una hornblenda fuertemente pleocroica en tonos marrones, por la presencia de piroxeno diopsídico y por la casi completa desaparición de los rasgos texturales originales. Pueden presentar diferenciados pegmatoides.

En estas zonas pueden diferenciarse tipos petrográficos que, aunque no siempre presentes en todas las zonas, pueden agruparse como sigue:

Anfibolitas masivas. Son rocas de grano fino y color verde brillante o verde oscuro, con una foliación bien definida y, en muchos casos, una lineación de orientación mineral bastante perceptible. Al microscopio muestran una textura nematoblástica o granonematoblástica y son frecuentes las variedades porfídicas y, en mayor medida, la presencia de bandeados definidos por la alternancia de lechos alternantes ricos en anfíbol y plagioclasa o con diferente granulometría.

Anfibolitas con porfiroclastos de plagioclasa. Rocas de color verdoso en las que se reconocen cristales milimétricos de plagioclasa dispuestos generalmente subparalelos a la foliación dominante. Al microscopio muestran texturas blastoporfídicas. Los fenocristales de plagioclasa suelen estar fracturados y rotados y en las zonas de mayor metamorfismo suelen aparecer recristalizados. La matriz, nematoblástica de grano fino, está constituida esencialmente por anfíbol y plagioclasa.

Anfibolitas blasto-ofíticas. Son rocas procedentes del metamorfismo de microdioritas y diabasas. Muestran texturas blasto-ofíticas, aunque en las zonas más metamórficas aparecen muy evolucionadas.

En todas ellas pueden encontrarse diferenciados y venas cuyas composición se modifica con el grado de metamorfismo. Así, mientras en las zonas de menor metamorfismo predominan las venas con clorita y/o epidota y carbonato, en las zonas de mayor metamorfismo (núcleo migmatítico) pueden aparecer diferenciados pegmatoides con anfíbol y piroxeno como constituyentes principales. Además, pueden reconocerse pequeñas fracturas tardías rellenas de escapolitas y zeolitas.

De lo hasta aquí expuesto y teniendo en cuenta que estas rocas se encuentran interestratificadas con materiales cuarzopelíticos con lechos de cuarcitas negras, puede pensarse en un conjunto vulcanosedimentario con diques de alimentación, coladas y cuerpos subvolcánicos y materiales tobáceos y epiclásticos.

En estas rocas se han realizado dataciones de hornblendas mediante el método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ obteniéndose edades de ca. 560 MA (DALLMEYER y QUESADA, com. pers.) para el metamorfismo de rocas que deben tener una edad de ca. 620 MA (protolitos de eclogitas del corredor blastomilítico, dados mediante el método U/Pb, dan 617 ± 6 MA; SCHÄFFER *et al.*, 1989).

Tabla I. Análisis de anfibolitas

Muestra	AZ141	AZ 389	AP64	LE87	LE203
SiO ₂	48,62	51,99	49,03	51,28	48,17
Al ₂ O ₃	14,04	15,03	16,89	11,99	15,41
Fe ₂ O ₃	15,01	8,91	6,63	14,42	9,64
MnO	0,34	0,17	0,08	0,25	0,15
MgO	4,89	6,20	8,25	6,35	7,36
CaO	8,26	9,30	14,89	8,83	14,83
Na ₂ O	3,25	3,79	1,73	2,72	2,02
K ₂ O	0,68	0,83	0,19	0,53	0,35
TiO ₂	3,69	2,22	0,88	1,77	0,60
P ₂ O ₅	0,69	0,32	0,16	0,22	0,12
Ba	244	188	51	103	99
Be	2,50	1,70	1,20	1,79	0,89
Co	33	19	48	44	50
Cr	552	342	383	271	1106
Cu	71	10	11	55	38
Ga	20	17	25	16	18
Nb	16	5	4	4	4
Ni	263	85	165	125	309
Rb	15	25	7	12	12
Sc	41,50	46,59	45,20	47,70	40,59
Sr	327	445	258	147	209
Th	4	4	6	4	4
V	396	265	232	408	213
Y	67	44	20	45	19
Zn	135	101	33	113	82
Zr	352	155	58	108	21
La	4,19	8,80	5,00	11,25	4,75
Ce	9,32	5,44	16,70	62,96	28,57
Nd	5,52	1,93	10,94	35,47	16,94
Sm	2,31	2,02	4,82	10,27	5,73
Eu	0,78	0,45	1,53	2,99	2,27
Gd	2,37	1,96	5,30	9,09	5,70
Dy	2,66	2,27	6,41	9,45	6,10
Er	1,56	1,40	3,86	5,21	3,45
Yb	1,53	1,44	4,04	5,15	3,43
Lu	0,28	0,25	0,70	0,94	0,69

GEOQUIMICA

Se han realizado cinco nuevos análisis sobre roca total de elementos mayores y traza (incluyendo tierras raras) efectuados en el C. R. P. G. de Nancy mediante ICP (cf. GOVINDARAJU y MEVELLE, 1987, para la técnica analítica). Los análisis (Tabla I) corresponden: dos a anfibolitas de la Serie Negra del sector de Monesterio, dos a retroeclogitas en facies anfibolítica del sector del corredor blastomilonítico de Badajoz-Córdoba (CBBC) y uno a anfibolitas del sector de Almadén de la Plata (unidades meridionales de la ZOM).

Los rasgos petrográficos de estas rocas nos permiten atribuirles un origen igneo y suponer ciertas variaciones en su quimismo original. A fin de determinar el grado de variación del quimismo durante el metamorfismo de estas rocas, se ha utilizado el diagrama $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{K}_2\text{O}/(\text{NaO} + \text{K}_2\text{O}) \cdot 100$ de HUGHES (1973), observándose que la mayoría de ellas caen en el campo de las toleítas, salvo una que se proyecta en el campo de las espilitas y otra extraordinariamente rica en K_2O (Fig. 2a), lo que nos permite suponer que la mayoría de estas rocas conservan su quimismo original. Estas anfibolitas presentan afinidad oceánica mostrando una evolución de tipo toleítico (Figs. 2b y 2c) para las anfibolitas de la Serie Negra (sector de Monesterio).

Se han utilizado diferentes diagramas para determinar el ambiente geotectónico de estas rocas, tanto en base a los contenidos de elementos mayores como a elementos traza. En general se observa una buena concordancia de los datos para los diferentes tipos de rocas. En los diagramas Ti-Zr, Zr/Y-Zr y Ti/Y-Nb/Y las rocas del sector de Monesterio se proyectan en su mayor en el campo correspondiente a los basaltos MORB, mientras que alguna lo hace en el campo de basaltos de arco volcánico. Esta variación entre los campos correspondientes a fondo oceánico (MORB) y toleítas de arco de isla o toleítas bajas en K se mantiene en la mayo-

ría de los diferentes diagramas realizados, tanto para elementos traza como para mayores (diagramas multicatiónicos F1-F2 y F2-F3 de PEARCE, 1976; Figs. 3d y 3e; diagrama Ti/100-Zr-Sr/2 de PEARCE y CANN, 1973; Fig. 4b). En el diagrama triangular $\text{FeO}^*-\text{MgO}-\text{Al}_2\text{O}_3$ (PEARCE *et al.*, 1977) las rocas estudiadas se proyectan en general en el campo de los basaltos de tipo MORB, mientras que en el diagrama Ti/100-Zr-3Y (PEARCE y CANN, 1973) se representan en el campo de toleítas bajas en K o toleítas de arco de islas. Lo mismo sucede en el diagrama de MULLEN (1976) donde, aunque correspondiendo en general a toleítas de arco de islas, se observa cierta linealidad hacia el polo MnO que parece indicar una pérdida progresiva de este elemento.

MESCHEDE (1986) utiliza el diagrama 2Nb-Zr/4-Y para diferenciar varios tipos de basaltos MORB. Según este diagrama las rocas estudiadas corresponden a basaltos tipo Normal-MORB, coincidiendo con los datos de tierras raras.

La roca del sector de Almadén de la Plata (muestra AP64), en base a sus proyecciones en la mayoría de los diagramas anteriores, corresponde a una roca de arco de isla con características MORB, representándose con frecuencia en los campos solapados de ambos grupos. Mientras que las rocas del sector del CBBC se representan en los diferentes diagramas en los campos correspondientes a basaltos intraplaca.

Las muestras del sector de Monesterio muestran un empobrecimiento en tierras raras ligeras (LREE) con relaciones $(\text{La}/\text{Sm})_N = 0.13 - 0.87$ características de los basaltos tipo N-MORB (LE ROEX *et al.*, 1983; SAUNDERS, 1984). Las dos muestras presentan una anomalía negativa en Eu ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.93$ a 0.69), siendo más pronunciada en la muestra más empobrecida en REE (Fig. 5b). La muestra del sector de Almadén de la Plata (AP-64) presenta características muy similares a la muestra LE-87, si bien sus contenidos en REE son nota-

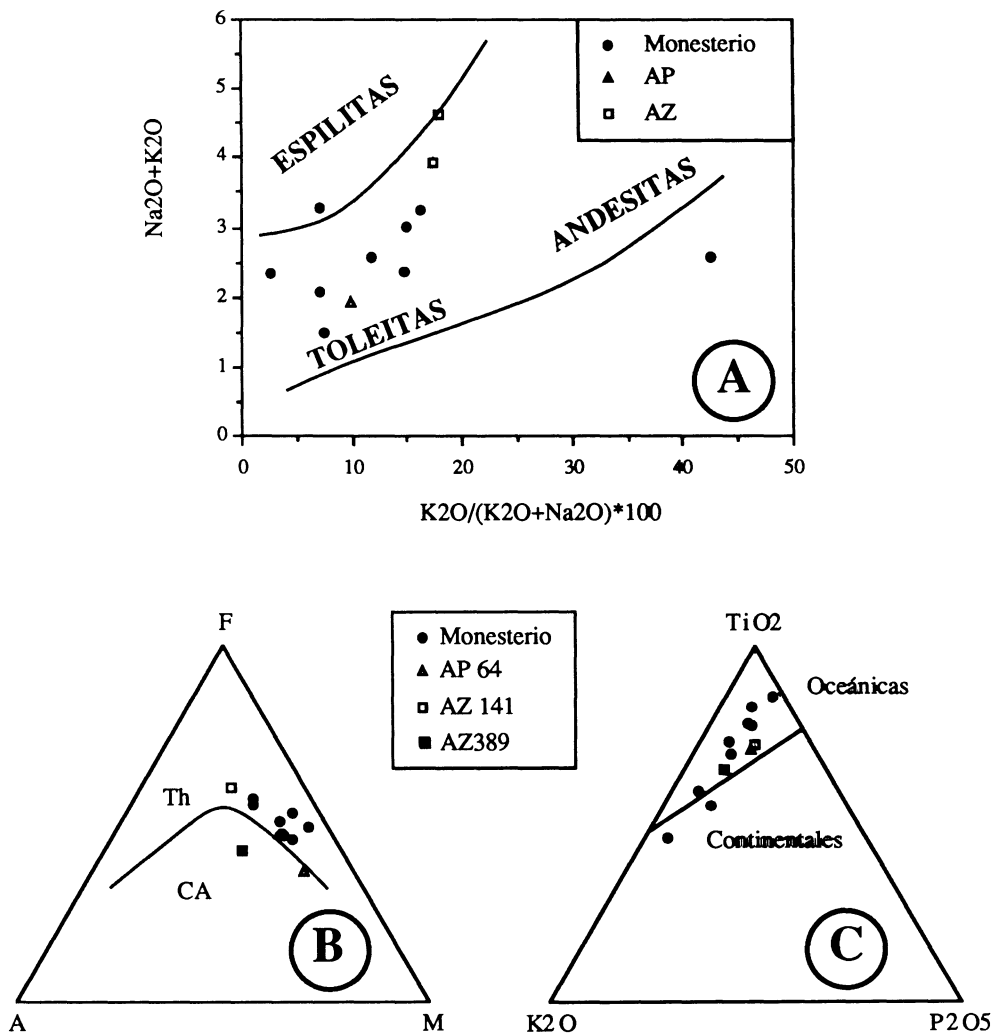


Fig. 2. A: Diagrama $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{K}_2\text{O}/(\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}) \cdot 100$ de HUGHES (1973). B: Diagrama Triangular A-F-M, la línea separa los campos de series toleíticas y calcoalcalinas según IRVINE y BARAGAR (1971). C: Diagrama $\text{TiO}_2\text{-K}_2\text{O-P}_2\text{O}_5$. (PEARCE, 1975) para diferenciar basaltos de origen oceánicos de los de origen continental.

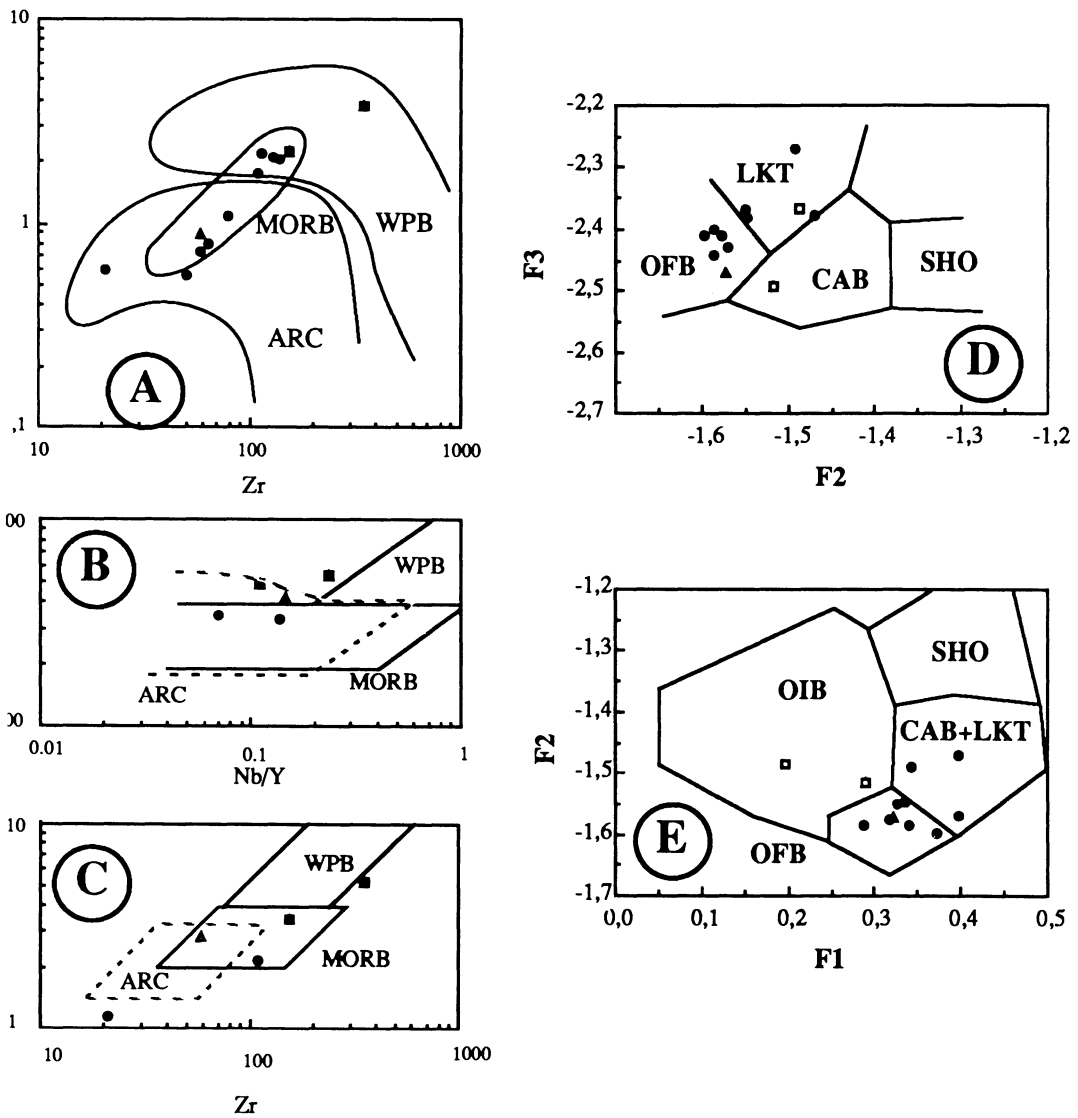


Fig. 3. Diagramas de caracterización geotectónica. A: Diagrama Zr-Ti (PEARCE, 1980). B: Diagrama Ti/Y-Nb/Y (PEARCE, 1982). C: Diagrama Zr/Y-Zr (PEARCE y NORRY, 1973). D y E: Diagramas multicategoricos F2-F3 y F1-F2 (PEARCE, 1976). MORB: Basaltos de dorsal de medio-oceánica. WPB: Basaltos interplaca. ARC: Basaltos de arco volcánico. OFB: Basaltos de fondo oceánico. LKT: Toleitas pobres en potasio. CAB: Basaltos calcoalinos. OIB: Basaltos de islas oceánicas.

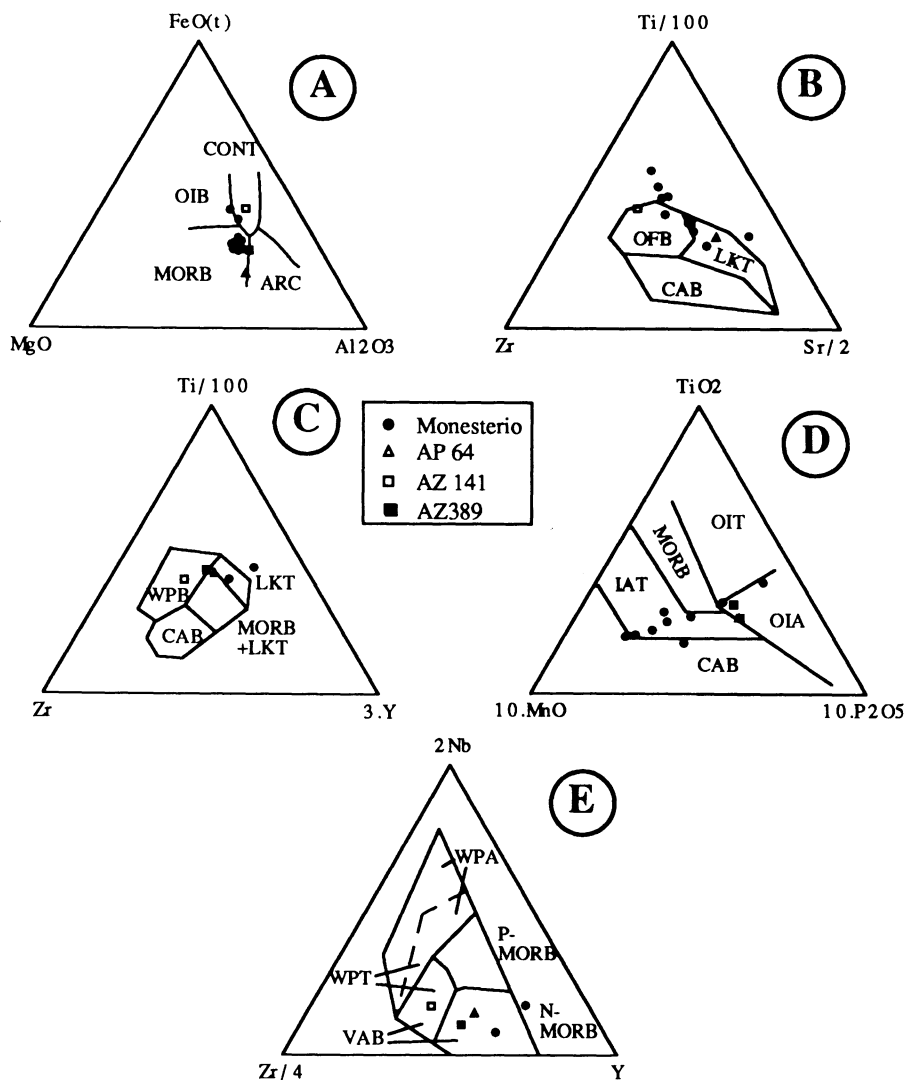


Fig. 4. Diagramas triangulares para la identificación de ambiente geodinámico. A: FeO-MgO-Al₂O₃ (PEARCE *et al.*, 1977). B: Ti/100-Zr-Sr/2 (PEARCE y CANN, 1973). C: Ti/100-Zr-3Y (PEARCE y CANN, 1973). D: TiO₂-10MnO-10P₂O₅ (MULLEN, 1983). E: 2Nb-Zr/4 (MESCHÉDE, 1986). CONT: Basaltos continentales. MORB: Basaltos de dorsal de medio-oceánica. WPB: Basaltos intraplaca. ARC: Basaltos de arco volcánico. OFB: Basaltos de fondo oceánico. LKT: Toelitas pobres en potasio. CAB: Basaltos calcoalcalinos. OIB: Basaltos de islas oceánicas. OIT: Toelitas de islas oceánicas. IAT: Toelitas de arcos de islas. OIA: Basalto alcalino de arco de islas. WPA: Basaltos alcalinos intraplaca. WPT: Toelitas intraplaca. VAB: Basalto de arco volcánico. N-MORB: Morb Normal. P-MORB: Morb enriquecido (Plume Morb).

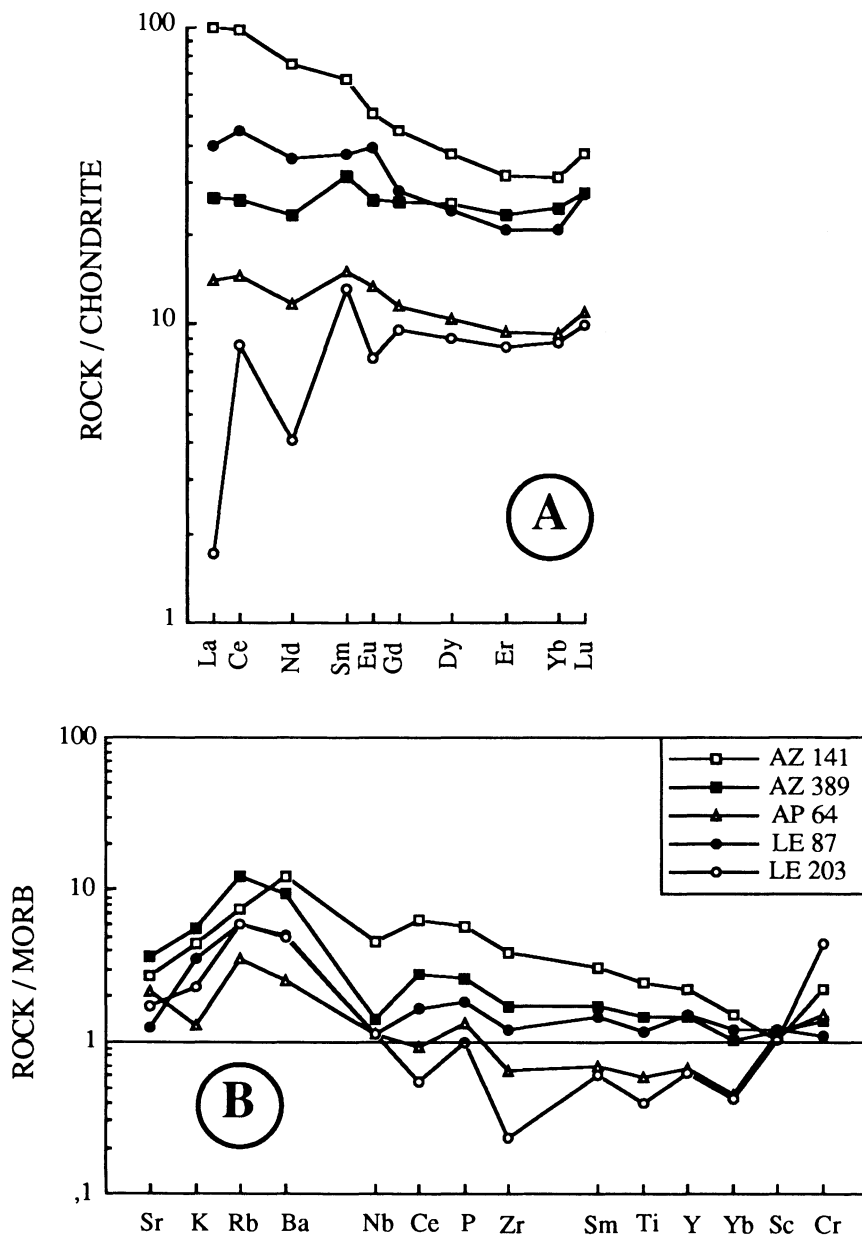


Fig. 5. A: Contenidos en tierras raras normalizados frente a Condrito C-1 (EVENSEN *et al.*, 1978). B: Diagramas de variación de elementos traza normalizados frente a N-MORB (PEARCE, 1982).

blemente más bajos y con una ligera anomalía positiva en Eu ($Eu^*/Eu = 1.01$).

Las muestras correspondientes al sector del Corredor son muy diferentes a las de los sectores anteriormente mencionados, presentando mayores contenidos en REE y un enriquecimiento notable de LREE. La muestra más empobrecida en REE presenta una notable anomalía positiva en Eu ($Eu/Eu^* = 1.24$). El notable enriquecimiento de LREE y las relaciones relativamente elevadas en Nb/Zr y Nb/Y indican ciertas afinidades alcalinas para las muestras de esta zona, mientras que la importante anomalía de Eu indica procesos de cristalización fraccionada.

En los diagramas multielementales de PEARCE (1982; Fig. 5a) se observan diferencias entre las muestras de la Serie Negra (sector de Monesterio). En la muestra LE-87 los contenidos en elementos de alto potencial iónico (HFSE) del Nb al Yb, son similares a los del MORB (próximos a la unidad) mientras que los elementos litófilos (LILE) se hallan bastante enriquecidos frente a los MORB, presentando altas relaciones LILE/HFSE, y características muy similares a los basaltos de la cuenca post-arco (p. e. Lau Basin; cf. EWART y HAWKESWORTH, 1987). La muestra LE-203 también posee contenidos elevados en LILE, pero los HFSE con contenidos inferiores a la unidad y altas relaciones LILE/HFSE, características de las rocas de arco volcánico (PEARCE, 1982) similares, por ejemplo, a las lavas de Kermadoc-Tonga (cf. EWART y HAWKESWORTH, 1987). Esta diferencia en HFSE puede ser explicada por diferentes grados de fusión de la fuente mantélica o bien como refusión de un manto empobrecido (PEARCE, 1982) que explicaría también las diferencias en los contenidos en REE (mayores grados de fusión la roca más empobrecida en elementos).

La muestra de Almadén de la Plata presenta características bastante similares a las

de la muestra LE-203 de Monesterio aunque con relaciones LILE/HFSE más bajas, que podrían interpretarse igualmente como indicativas de un origen de cuenca post-arco. Por otro lado, las muestras del sector del CBBC presentan espectros normalizados totalmente diferentes a los de las rocas de los otros dos sectores, con un notable enriquecimiento en HFSE característico de los basaltos intraplaca (PEARCE, 1982). Estas anfibolitas son retroeclogitas y presentan características de afloramiento y geoquímicas similares a las de eclogitas de gneises de Cabo Ortegal, atribuidas a los productos de un estado incipiente de distensión continental (GIL IBARGUCHI *et al.*, en prensa).

CONCLUSIONES

En el sector central de la ZOM se encuentran importantes afloramientos de rocas verdes (esquistos verdes y anfibolitas) intercaladas con series pelítico-grauváquicas con intercalaciones de cuarcitas negras.

Las rocas verdes han sufrido transformaciones como consecuencia de un metamorfismo regional progresivo que va desde el grado bajo hasta la anatexia en rocas de composición adecuada y que da lugar a una zonación caracterizada por la presencia de actinolita, hornblenda verde-azulada, hornblenda verde y hornblenda marrón. Petrográficamente pueden conocerse materiales subvolcánicos, lávicos y piro- y/o epiclásticos. Todo parece definir un ambiente oceánico próximo a continente.

Los datos petrográficos y geoquímicos llevan a postular un magmatismo de ambiente oceánico y afinidad arco de isla con elementos del frente y de la zona retroarco.

Probablemente se pueda pensar en sistemas de arco amalgamados durante el Proterozoico superior en el continente Gondwana previamente a la Orogenia Panafricana.

BIBLIOGRAFIA

- ARRIOLA, A.; CHACON, J.; EGUILUZ, L.; ERASO, A.; GARROTE, A.; SANCHEZ-CARRETERO, R. y VARGAS, I. (1983). Plan Magna, Hoja 829 «Villafraña de los Barros» y memoria. *Publ. I. G. M. E.*
- ARRIOLA, A.; EGUILUZ, L.; FERNANDEZ CARRASCO, J. y GARROTE, A. (1984 a). Individuación de diferentes dominios y unidades en el Anticlinorio Olivenza-Monesterio. *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, 8: 195-210.
- ARRIOLA, A., EGUILUZ, L., FERNANDEZ CARRASCO, J., GARROTE, A. y SANCHEZ CARRETERO, R. (1984 b). Zonación metamórfica en el área de Monesterio-Fuente de Cantos; criterios texturales y mineralógicos. *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, 8: 17-46.
- CARVALHOSA, A. (1965). Contribução para o conhecimento geológico da região entre Portel e Ficalho (Alentejo). *Serv. Geol. Port.*, 11: 1-130.
- CHACON, J. (1979). Estudio geológico del sector central del Anticlinorio Portalegre-Badajoz-Córdoba (Macizo Ibérico meridional). *Tesis Doct. Univ. Granada*: 728 p.
- EGUILUZ, L. (1988). Petrogenesis de rocas ígneas y metamórficas en el antiformal Burguillos-Monesterio, Macizo Ibérico meridional. *Tesis Doct. Univ. País Vasco*: 694 pp.
- EGUILUZ, L.; FERNANDEZ CARRASCO, J.; COLLAUT, J. L. y GARROTE, A. (1983). Plan Magna, Hoja n.º 897 «Monesterio» y memoria. *Publ. I. G. M. E.*
- EGUILUZ, L. y QUESADA, C. (1980). La sucesión Precámbrica de la transversal de Monesterio (Badajoz): Nota preliminar. *Temas Geol. Min.*, 4: 123-141.
- EVENSEN, M. N.; HAMILTON, P. J. y O'NIONS, R. K. (1978). Rare earth abundances in chondritic meteorites. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 42: 1.199-1.212.
- EWAR, A. y HAWKESWORTH, C. J. (1987). The Pleistocene-Recent Tonga-Kermadec arc lavas. Interpretation of new isotopic and rare earth data in terms of depleted mantle source model. *J. Petrol.*, 28: 495-530.
- FRICKE, W. (1941). Die Geologie des Grenzgebietes zwischen nordstlicher Sierra Morena und Extremadura. Tesis, Universidad de Berlín: 1-91.
- GIL IBARGUCHI, J. I.; MENDIA, M. S.; GIRARDEAU, J. y PEUCAT, J. J. (en prensa). Petrology of eclogites and granulites from the Cabo Ortegal Complex (Northwestern Spain) *Lithos*.
- GOVINDARAJU, K. y MEVELLE, G. (1987). Fully automated dissolution and separation methods for inductively coupled plasma atomic emission spectrometry rock analysis. Application to the determination of rare earth elements. *J. Anal. Atom. Spectrom.*, 2: 615-521.
- HUGHES, C. H. (1973). Spilites, keratophides and igneous spectrum. *Geol. Mag.*, 109: 513-527.
- IRVINE, T. N. y BARAGAR, W. R. A. (1971). A guide to the chemical classification of the common rocks. *Can. J. Earth Sci.*, 8: 523-548.
- LE ROEX, A. P.; DICK, H. B. J.; ERLANK, A. J.; REID, A. M., FREY, F. A. y HARTH, S. R. (1983). Geochemistry, mineralogy and petrogenesis of lavas erupted along the southwest indian ridge between the Bouvwt triple junction and 11 degrees East. *J. Petrol.*, 24: 267-318.
- LIÑAN, E. (1979). Bioestratigrafía en la sierra de Córdoba. *Tesis Doct. Univ. Granada*: 212 p.
- MESCHEDÉ, M. (1986). A method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb-Zr-Y diagram. *Chem. Geol.*, 56: 207-218.
- MULLEN, E. A. (1976). MnO/TiO₂/P₂O₅: a major element discriminant for basaltic rocks of oceanic environments and its implications petrogenesis. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 62: 53-62.
- PEARCE, J. A. (1976). Statistical analysis of major element patterns in basalts. *J. Petrol.*, 69: 32-47.
- PEARCE, J. A. (1980). Geochemical evidence for the genesis and eruptive setting of lavas from Thetyan ophiolites. *Proceeding of the International Ophiolite Symp. Nicosia. Cyprus*: 261-272.
- PEARCE, J. A. (1982). Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. In R. S. Thorpe (Ed.): *Andesites, Orogenic andesites and related rocks. Wiley. Chichester*: 525-548.
- PEARCE, J. A. y CANN, J. R. (1982). Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analysis. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 19: 290-300.
- PEARCE, J. A. y NORRIS, M. J. (1979). Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y and Nb variations in volcanic rocks. *Contr. Mineral. Petrol.*, 69: 33-47.
- PEARCE, T. N.; GORMAN, B. E. y BIRKETT, T. C. (1975). The TiO₂-K₂O-P₂O₅ diagram. A method of discrimination between oceanic and non-oceanic basalts. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 24: 419-426.
- PEARCE, T. N.; GORMAN, B. E. y BIRKETT, T. C. (1977). Relationship between major element chemistry and tectonic environment of basic and intermediate volcanic rocks. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 36: 121-132.
- SANCHEZ CARRETERO, R.; CARRACEDO, M.; EGUILUZ, L.; GARROTE, A. y APALATEGUI, O. (1989). El magmatismo calcoalcalino del Precámbrico terminal en la zona de Ossa-Morena (Macizo Ibérico). *Rev. Soc. Geol. España*, 2: 7-21.
- SAUNDERS, A. D. (1984). The rare earth element characteristics of igneous rocks, from ocean basins. In P. L. Henderson (Ed.): *Rare earth element geochemistry. Elsevier, Amsterdam*: 225-237.
- SCHÄFER, H. J., GEBAUER, D. y NÄGLER, Th. F. (1989). Pan-African and Caledonian ages in the Ossa-Morena Zone (Southwest Spain): a U-Pb zircon and Sm-Nd study. *Terra Abstracts*, 1: 350-351.
- SCHNEIDER, H. (1939). Altpaleozoikum bei Cala in der Westlichen Sierra Morena (Spanien). *Diss. Math. Natrwis. Rak. Univ. Berlin*: 1-72.

Recibido, 16-IV-90
Aceptado, 30-VI-90