

EVOLUCION GEOTECTONICA DE LA ZONA SUDPORTUGUESA: DATOS QUIMICOS DE LAS ROCAS VOLCANICAS.

J.F. Simancas (x) y J.F. Rodríguez-Gordillo (xx).

(x) Departamento de Geotectónica y Geomorfología. Universidad de Granada

(xx) Departamento de Cristalografía y Mineralogía. Universidad de Granada

Resumen

A partir de una recopilación de datos químicos ya publicados y de veinticinco nuevos análisis, se revisan los caracteres geoquímicos de las rocas volcánicas de la Faja Piritífera. En primer lugar, se hace un examen de la movilización química inducida por procesos postígneos; con este conocimiento, se utilizan diagramas petrogenéticos que permiten sugerir: (a) los basaltos no son calcoalcalinos sino toleíticos y alcalinos; (b) este volcanismo no se originó en un arco de islas ni en un borde continental activo. A la luz de estas consideraciones, unidas a otros datos e interpretaciones geológico-regionales, parecen inadecuados diversos modelos de Tectónica de Placas que han sido propuestos para esta región y en los cuales este sector del Macizo Ibérico fué en el Paleozoico superior un arco de islas o un borde continental activo.

Abstract

From a compilation of published chemical data and twenty five new analysis the geochemical features of the volcanic rocks of the Pyrite Belt are revised. First of all, the chemical mobilization induced by postigneous processes is explored. Keeping in mind this fact some petrogenetic diagrams are used which allow to suggest the following points: a) basalts are not calc-alkalic but tholeitic and alkalic; b) volcanism has not originated in an island arc or a continental margin. These and other facts of regional geology are not consistent with a number of geotectonic models os Plate Tectonics which have been proposed for this SW region of the Iberian Massif.

INTRODUCCION

En los últimos años se han propuesto diversos modelos geotectónicos para el SW del Macizo Ibérico (BARD, 1971; CARVALHO, 1972; BARD et al. 1973; BERNARD y SOLER, 1974; VEGAS y MUÑOZ, 1976; ANDRADE, 1978; VEGAS, 1979). En este trabajo, se van a discutir datos que tienen una incidencia directa en estas reconstrucciones geotectónicas y, muy principalmente, se va a revisar la mayor parte de los datos químicos publicados sobre las rocas

volcánicas de la Faja Piritífera al tiempo que se aportan veinticinco nuevos análisis (Apéndice 1). En trabajos recientes (ROUTHIER et al., 1977; MUNHA, 1979) se ha abordado ya con amplitud el estudio geoquímico de estas rocas; sin embargo, las conclusiones alcanzadas en estos estudios difieren incluso en cuestiones esenciales por lo que parece conveniente la revisión que aquí se presenta.

TRANSFORMACIONES QUIMICAS SECUNDARIAS EN LAS ROCAS VOLCANICAS DE LA FAJA PIRITIFERA

Las relaciones entre tipos de rocas ígneas y ambientes geotectónicos se hañ establecido, obviamente, a partir de las composiciones químicas primarias (ígneas). En rocas como las que nos ocupan, que han sufrido importantes procesos metasomáticos postígneos, un intento de aplicar esas relaciones es especialmente delicado, siendo de gran interés conocer en el me jor grado posible la naturaleza de esos cambios.

Las rocas volcánicas de la Faja Piritífera sufrieron reacciones con el medio marino en el que extruyeron (MUNHA et al., 1980 a y b), originándose una espilitización más o menos intensa; como es de esperar, las muestras menos afectadas corresponden a las diabasas (filones capa) y a los núcleos de las coladas potentes. El balance químico de los procesos conocidos con el nombre de espilitización es irregular y no predecible salvo de una forma muy general: los elementos más móviles son Na, K y Ca; Mg tiene un comportamiento variable, normalmente móvil; Si y Fe son casi siempre poco móviles y Al, Ti y P se consideran prácticamente inafectados. Como este conocimiento global es insuficiente, veremos con más detalle los cambios químicos secundarios de las rocas que aquí se estudian. El diagrama de la figura 1 (MIYASHIRO, 1975) es útil para conocer el comportamiento de los álcalis: teniendo en cuenta (a) la posición del basalto medio, la andesita media, etc, y (b) que las muestras menos alteradas, juzgando por el examen petrográfico, se proyectan, como es normal, en las cercanías de las rocas media correspondientes, es posible deducir que en las rocas bá

sicas hay una tendencia dominante, pero no exclusiva, a un aumento de la relación $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ según aumenta la alteración y que lo contrario ocurre en las rocas ácidas. En los basaltos, en efecto, es más frecuente un proceso de sodificación aunque a veces es evidente una intensa potasificación (fig. 2a). En las rocas ácidas existe una clara correlación inversa entre Na_2O y K_2O debido a un proceso generalizado de potasificación con pérdida simultánea y casi equivalente de sodio (fig. 2b). En consonancia con ese balance químico es manifiesto en las rocas ácidas el reemplazamiento de albita por feldespatos potásicos.

Vamos a explorar adicionalmente el comportamiento de los demás elementos mayores pero sólo en las rocas básicas e intermedias, las más interesantes para nosotros. A tal fin, se han confeccionado histogramas de frecuencia (fig. 3). Una interpretación de estos gráficos que vaya más allá de la simple constatación del grado de dispersión de los porcentajes de los óxidos es, sin duda, comprometida, a pesar de lo cual se va a intentar. Si se parte de una población original poco dispersa, una movilización moderada producirá, en general, histogramas de escalera según el modelo que se esquematiza en la figura 3a. Utilizando con prudencia este modelo junto con los valores medios de distintos tipos de basalto y con las observaciones petrográficas del estado de alteración es posible hacer algunas interpretaciones razonables. En el caso de Al_2O_3 , en el que se observa una notable dispersión a pesar de que a priori es considerado muy poco móvil, la forma del diagrama sugiere que, al menos en parte, los porcentajes altos se deben a un incremento secundario que puede ser esencialmente relativo, es decir, debido al lavado de otros elementos; no obstante, la interpretación de este histograma es confusa y lo mismo sucede con el correspondiente a FeO (hierro total) en el que seguramente se superponen importantes variaciones primarias (fig. 5) y cambios químicos secundarios. Por el contrario, el diagrama de CaO tiene una interpretación bastante clara, avalada por las observaciones petrográficas: dominio de los procesos de lavado, con pérdidas que pueden llegar a ser extremadas, y raramente incremento

de CaO; pues bien, es evidente que las plagioclasas cálcicas originales se albitizan (lavado de Ca) y también es obvio que, a veces, la masa de calcita que se deposita en algunos sectores de rocas aporta una cantidad de calcio superior al que han perdido las plagioclasas de esa zona. MgO también se ha movilizado ampliamente, sobre todo en el sentido de ser lavado de la roca; la forma del diagrama sugiere también que puede ser importante la variación primaria y/o el proceso de enriquecimiento en MgO. Examinando la figura de Na₂O se observa que la sodificación de estos basaltos (albitización variable de las plagioclasas) domina en comparación con el lavado de este elemento, como ya se ha indicado antes (fig. 1). El diagrama Na₂O-CaO muestra una correlación inversa, difusa, entre elementos, lo cual se explica porque si bien es dominante el intercambio de Ca por Na también hay procesos ajenos a esta relación (como la acumulación de calcita).

Finalmente, los porcentajes de K₂O tienen una distribución que refleja, inequívocamente, potasificación en algunas rocas basálticas (ver también las figuras 1 y 2a). Como se ve, no es rara la interpretación de que un determinado elemento ha sido lavado de unas muestras y está concentrado en otras; esto puede explicarse a partir de los experimentos sobre interacción entre rocas basálticas y agua marina. En efecto, según HAJASH y ARCHER (1980) en un sistema de circulación convectiva de agua marina sobre basaltos extruídos en el fondo del mar el agua que penetra profundamente en los basaltos y se calienta disuelve elementos que pueden ser precipitados en las partes más superficiales de la pila basáltica, allí donde el agua ya se ha enfriado notablemente.

CARACTERES GEOQUIMICOS PRIMARIOS

La serie calcoalcalina (CA) se considera característica de arcos de islas y bordes continentales activos mientras que las rocas toleíticas (TO) y las alcalinas (AL) no están ligadas a ambientes geotectónicos determina-

dos si bien poseen rasgos más o menos peculiares en cada uno de estos gran
des medios.

ROUTHIER et al. (1977) concluyen que las rocas volcánicas de la Faja Piri-
tífera tienen afinidad esencialmente CA; por el contrario, MUNHA (1979)
considera que son rocas TO y AL. Reexaminaremos, pues, esta importante
cuestión.

MIYASHIRO (1974) ha propuesto los diagramas FeO^X (o TiO_2) frente a FeO^X/MgO
y SiO_2 frente a FeO^X/MgO para distinguir entre sí las series TO y CA;
sin embargo, hemos podido constatar que para las rocas que nos ocupan
 SiO_2 es un parámetro de diferenciación preferible a FeO^X/MgO pues a cau-
sa de las alteraciones este segundo índice es anárquico. TiO_2 presenta una
variación regular frente a SiO_2 ; FeO^X muestra también una evolución regu-
lar (figs. 4 y 5). Debe hacerse notar que las evoluciones regulares no
garantizan, en modo alguno, que el conjunto de rocas esté relacionado en-
tre sí constituyendo una serie de diferenciación; por el contrario, otro
tipo de datos sugiere, como se discutirá más adelante, que existen al me-
nos dos magmas primarios, ácido uno y básico el otro. No obstante, y pues-
to que sí parece razonable una relación de diferenciación entre los térmi-
nos intermedios y los básicos, no debe ser incorrecto hacer notar en las
figuras 4 y 5 que no se observa enriquecimiento de FeO^X ni de TiO_2 en los
términos intermedios, al modo que es característico de las secuencias to-
leíticas. Otro hecho que nos parece de gran importancia es que los porcen-
tajés de FeO^X y TiO_2 de los basaltos tienen gran variabilidad y superan
ampliamente los valores propios de los basaltos calcoalcalinos: esta va-
riación en la población basáltica se refleja también en el diagrama $TiO_2 -$
 P_2O_5 de la figura 6.

Utilizaremos ahora un tipo de diagramas petroquímicos en el que se inten-
ta adscribir las rocas a sus correspondientes ambientes tectónicos. En los
gráficos de PEARCE (1976) se ha proyectado una población de basaltos
(fig. 7) seleccionada teniendo presente lo discutido acerca de los cambios

metasomáticos; una mayoría muestra un carácter ambiguo, proyectándose entre los basaltos CA y los basaltos de fondo oceánico, y unos pocos se proyectan con los basaltos extruídos en el interior de las placas. En la figura 8 (RITTMANN y VILLARI, 1979), la misma población se sitúa entre los basaltos "orogénicos" y los basaltos "cratónicos" aunque con mayoría de puntos en este último campo. Como en esta última figura la posición de los puntos según el eje de ordenadas está condicionada esencialmente por Al_2O_3 y TiO_2 , componentes poco móviles, y, sin embargo, las abscisas son mucho menos fiables, se han calculado también los valores de las ordenadas de todas las rocas básicas e intermedias (hasta SiO_2 55%) y se han presentado independientemente en la misma figura: un 85% de éstos se proyecta en el campo "cratónico". El diagrama de BEBIEN (1973), figura 9, tiene cierta semejanza con el anterior y en él se ha seguido el mismo procedimiento, aunque en este caso MgO influye decisivamente en las ordenadas y se han desechado los análisis con evidente lavado de este componente (fig. 3). De la misma forma que antes, la gran mayoría de los datos está proyectada fuera del campo de las rocas de arcos insulares.

Puesto que los piroxenos son minerales valiosos en la distinción de tipos de basalto, examinaremos también los datos que sobre ellos existen. Nunca se ha encontrado piroxeno ortorómbico y los datos ópticos casi siempre corresponden a composiciones augíticas.

MUNHA, en MUNHA y KERRICK (1980), ofrece los datos más completos y la figura 10a está tomada de este autor; no obstante, no aparecen aquí pigeonitas, que sí han sido identificadas por otros autores (STRAUSS, 1970 y SCHERMERHORN, 1975). Al comparar con las figuras 10b, c, d, es evidente que los piroxenos de los basaltos "orogénicos" (EWART, 1976) difieren de los de la Faja Piritífera: no sólo no existe hiperstena sino que muestran un notable cambio de composición con la diferenciación.

MUNHA (1979) ha presentado datos de elementos traza considerados poco móviles (PEARCE y CANN, 1973). La razón Y/Nb de estas rocas sugiere que la

población de basaltos tiene una alcalinidad variable desde rocas alcalinas a rocas netamente subalcalinas. El diagrama Ti-Zr-Y parece indicar la existencia de volcanismo intraplaca (MUNHA, 1979, figs. 2 y 3). Adicionalmente, hemos proyectado datos del mismo autor (1979, 1980a) en el diagrama Zr-Zr/Y (PEARCE y NORRY, 1979) y el resultado es también poco favorable a la existencia de basaltos CA (fig. 11).

En resumen, los datos químicos expuestos, si bien son ambiguos en algunos casos (fig. 7) favorecen en conjunto la interpretación de que este volcanismo no está ligado a un arco de islas o un borde continental activo (figs. 8, 9, 10). Los elementos traza apuntan en el mismo sentido, como se observa en la figura 11, y las rocas básicas, que constituyen una población heterogénea (figs. 4, 5, 6), parecen ser rocas alcalinas y toleíticas (altos valores de TiO_2 ; relación Y/Nb). No obstante, hay que hacer notar lo perturbador que resulta, con esta interpretación, la falta de enriquecimiento en FeO^X y TiO_2 de los términos intermedios, presumiblemente derivados de los basaltos. Este hecho está en la base de la argumentación que ofrecen diversos autores (ROUTHIER et al., 1977) al proponer un carácter CA para estas rocas. La conjunción entre esta evolución de tipo CA y la deducida inexistencia de basaltos CA pudiera estar en el mecanismo sugerido por MIYASHIRO y SHIDO (1975): "si la diferencia entre las series T0 y CA está controlada por la cristalización de magnetita, una pérdida casual de hidrógeno de un magma T0 puede originar una evolución CA". También es posible aducir la posibilidad de que las rocas intermedias no sean productos derivados, por cristalización fraccionada, de los magmas básicos sino la resultante de una asimilación de material cortical por parte de estos magmas.

Es importante tratar también la cuestión de si el conjunto volcánico de la Faja Piritífera está formado por una serie de diferenciación (ROUTHIER et al., 1977) o si, por el contrario, lo constituye un magmatismo bimodal (SCHERMERHORN, 1971). Cuando se trabaja en el campo, existe la tendencia

a hacer dos grupos esenciales de rocas, básico uno y ácido el otro, pero los datos químicos muestran una gradación completa (figs. 4 y 5). Sin embargo, tanto si se consideran los 193 análisis químicos manejados en este trabajo (fig. 12) como si se hacen estimaciones de la superficie de afloramiento de las diferentes rocas volcánicas en la Faja Piritífera, se observa que la proporción de las rocas ácidas es muy elevada, haciendo difícil aceptar que deriven de un único magma básico inicial. Por otro lado, los datos isotópicos disponibles favorecen un origen cortical para las rocas ácidas: $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86} = 0,708$ (HAMET y DELCEY, 1971), 0,7135 (PRIEM et al., 1978); al mismo tiempo, es interesante reseñar que estos valores son muy poco frecuentes en las rocas volcánicas de arcos de isla y bordes continentales activos (veáanse recopilaciones de datos en CARMICHAEL et al., 1974; BAKER, 1978; HAWKESWORTH, 1980). En consecuencia, parece más probable que el vulcanismo de esta región sea esencialmente bimodal, con un magmatismo ácido y otro básico independientes entre sí.

EVOLUCION GEOTECTONICA DE LA ZONA SUDPORTUGUESA

Una interpretación geotectónica de la Zona Sudportuguesa requiere la consideración de muchos rasgos de la geología de esta región. En los epígrafes precedentes se ha desarrollado la geoquímica de las rocas volcánicas y aquí se pretende exponer sucintamente otros aspectos del problema. Así, consideraremos en primer lugar el posible significado del límite entre la Zona de Ossa Morena y la Zona Sudportuguesa. ANDRADE (1977) sugiere que este límite es una geosutura hercínica, identificando el conjunto plutónico básico de Beja con un macizo ofiolitoide. Esta interpretación ha sido objetada por SIMANCAS (1981) sobre la base de la existencia en la región de Campofrío-Castilblanco de los Arroyos (extremo oriental de la Zona Sudportuguesa) de masas plutónicas que presentan grandes analogías con las de Beja y que, consecuentemente, pueden ser correlacionables con éstas. En relación con el mismo problema, deben citarse las ortoanfibolitas que afloran a lo largo del borde Sur del macizo de Aracena, cuyos carac-

terres geoquímicas son semejantes a los de los basaltos de fondo oceánico (BARD y MOINE, 1979). Estas rocas pasan gradualmente a la formación superior (APALATEGUI et al., in litt.) y es posible que sean correlacionables con las rocas básicas orientadas que afloran en Portugal (región de Beja) justamente al norte del cabalgamiento de Ficalho (V. OLIVEIRA, com. pers.) y que ANDRADE (1977) incluye en su conjunto ofiolitoide como la unidad más baja: por el lado oriental, las ortoanfibolitas de Almadén de la Plata (GARCIA MONZON y JEREZ MIR, 1974) pueden significar la continuación de las de Aracena. En resumen, es nuestra opinión que las rocas básicas que afloran íntimamente asociadas en la región de Beja (Portugal) se dividen, en el sector español, en dos alineaciones oblicuas (fig. 13) de significado diferente: la alineación Beja-Campofrío-Castilblanco de los Arroyos, que atraviesa oblicuamente el límite entre las Zonas de Ossa Morena y Sudportuguesa, constituida por gabros y dioritas toleíticas de edad Westfaliense (SIMANCAS, 1981), y la alineación Beja-Aracena-Almadén de la Plata, con ortoanfibolitas de edad ¿Silúrico o Devónico inferior? ceñida al límite entre las dos Zonas. Por su composición química afín a la de los basaltos de fondo oceánico, las ortoanfibolitas podrían considerarse corteza oceánica emplazada tectónicamente en una zona de sutura (ofiolitas); sin embargo, ni el metamorfismo de P/T muy baja ni sus relaciones de tránsito gradual con la formación que las cubre favorecen esta idea. Más plausible parece la hipótesis de una oceanización muy rápidamente abortada (BARD, 1977).

Otros puntos que creemos significativos son los siguientes:

a.- Tanto la naturaleza del volcanismo como los datos geofísicos existentes (MUELLER et al., 1973; SOUSA MOREIRA et al., 1978) son favorables a suponer que bajo la Zona Sudportuguesa existe corteza continental (veáanse comentarios adicionales en SCHERMERHORN, 1975).

b.- El metamorfismo de la zona Sudportuguesa es de bajo P/T (MUNHA, 1979; GOMEZ-PUGNAIRE et al., 1981).

c.- En el extremo SO de la Zona Sudportuguesa, fuera de la Faja Piritífera, está bien documentada la existencia de facies poco profundas en el Tournaisiense terminal-Viseense (FEIO y RIBEIRO, 1971), y en la región de Castilblanco de los Arroyos existen niveles arrecifales del Viseense superior (SIMANCAS, datos inéditos). Por otro lado, LECOLLE (1974) ha mostrado la existencia de texturas soldadas en tobas ácidas del Complejo Vulcanosedimentario, lo que parece significativo de un volcanismo sobre un fondo marino no profundo. Debe concluirse, por tanto, que, al menos durante el Tournaisiense-Viseense, la cuenca de la Zona Sudportuguesa era poco profunda.

En su conjunto, los datos (e interpretaciones) presentados en este artículo no son acordes con los modelos geodinámicos que han sido propuestos para este sector meridional del Macizo Ibérico en los cuales esta región fué en el Paleozoico Superior un arco de islas o un borde continental activo (BARD, 1971; CARVALHO, 1972; BARD et al., 1973; BERNARD y SOLER, 1974; VEGAS y MUÑOZ, 1976; ANDRADE, 1978; VEGAS, 1979). En su lugar, proponemos una evolución como la siguiente:

Durante el Silúrico o Devónico inferior, tuvo lugar un inicio de oceanización localizada en la estrecha franja que actualmente se toma como límite entre las Zonas Sudportuguesa y Ossa Morena; sin embargo, este proceso quedó abortado muy pronto, y dejó como testigo la banda de ortoanfibolitas del Sur de Aracena cuyos caracteres no son los de las ofiolitas emplazadas tectónicamente. Salvo en esta estrecha franja, toda la sedimentación paleozoica se habría efectuado, sobre corteza continental. En el Devónico medio se configuró la cuenca de la Zona Sudportuguesa como un área claramente subsidente en relación con el geoanticlinal de Beja-Aracena (SCHERMERHORN, 1971). Tras un período tranquilo de potente sedimentación (pelitas y areniscas cuarzosas del Devónico medio-superior) extruyeron, en la Faja Piritífera, abundantes rocas volcánicas que fueron cubiertas por pelitas y grauvacas feldespáticas. Durante y después de las fases de

plegamiento de la Zona Sudportuguesa (Westfaliense) intruyeron gabros y granitoides que formaron una franja extendida desde la región de Beja (Portugal) hasta la de Castilblanco de los Arroyos (España) y que sella la alineación de las ortoanfibolitas cortándola muy oblicuamente. En el Estefaniense tuvieron lugar notables movimientos entre el bloque de la Zona Sudportuguesa y el conjunto septentrional, formándose una banda de cizalla frágil con movimiento sinistrorso (SIMANCAS, 1981). Esta alineación tectónica, de edad tardihercínica, marca el límite entre la Zona de Ossa Morena y la Zona Sudportuguesa (fig. 14).

Agradecimientos.- Este trabajo se ha beneficiado de la lectura crítica que, sobre un primer manuscrito, ha realizado la Dra. M. Muñoz, quien no comparte varias de las ideas aquí defendidas.

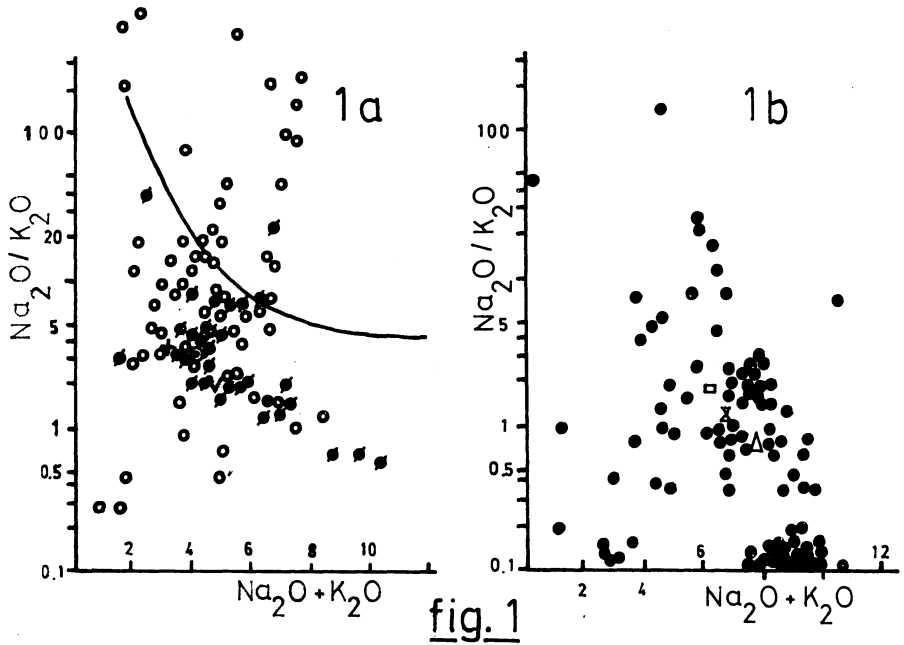


FIG. 1

- basaltos
- volcanitas intermedias
- „ ácidas

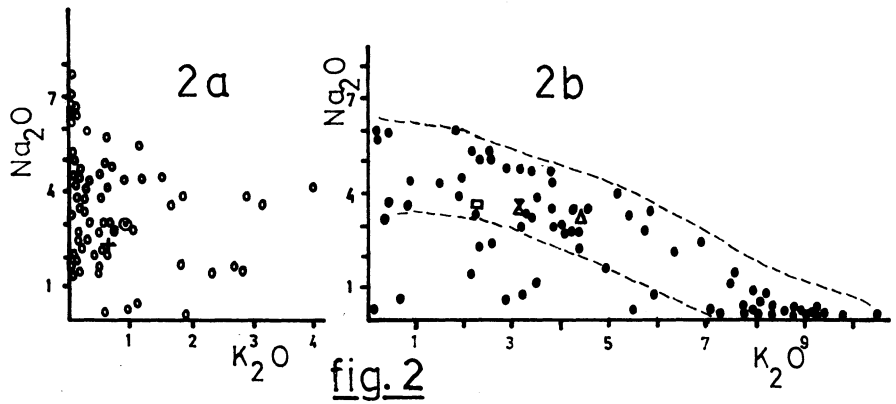
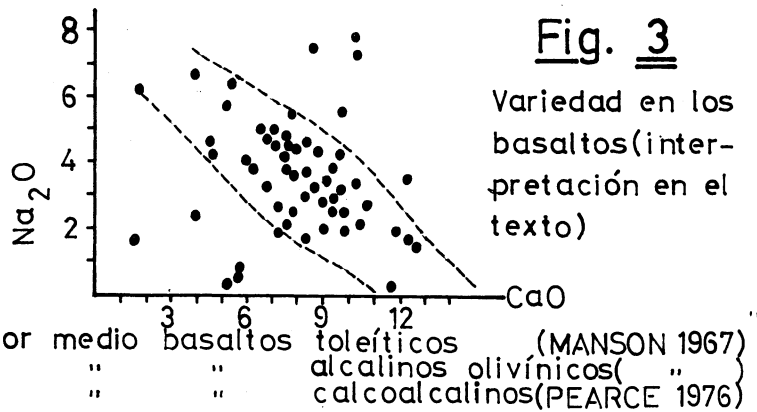
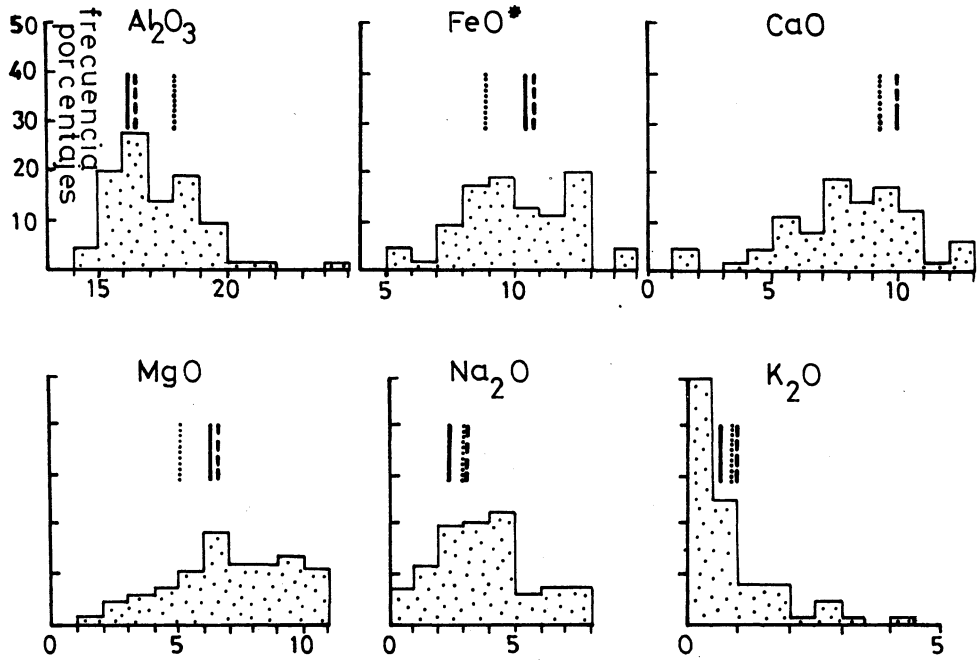
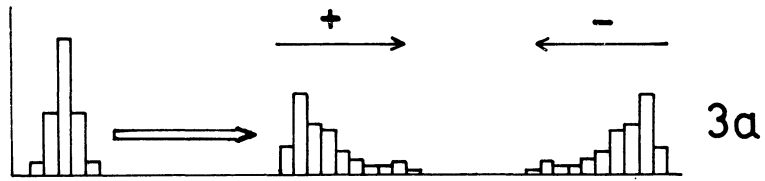


FIG. 2

- → basaltos
- → volcanitas ácidas

- ⊙ → media basaltos alcalinos olivínicos (MANSON, 1967)
- + toleita media („ „)
- v andesita „ (CHAYES, 1969)
- dacita „ (LE MAITRE, 1976)
- ⊗ riodacita „ („ „)
- Δ riolita „ („ „)



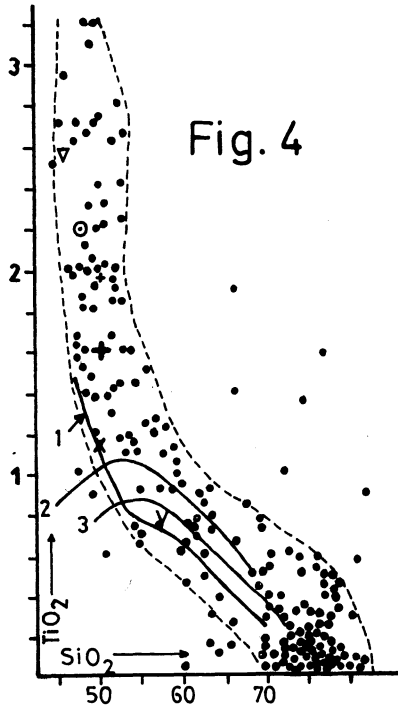


Fig. 4

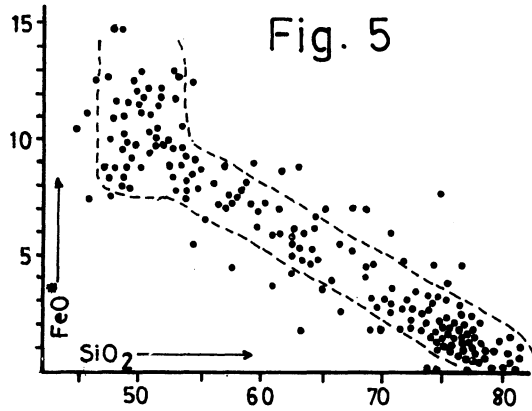


Fig. 5

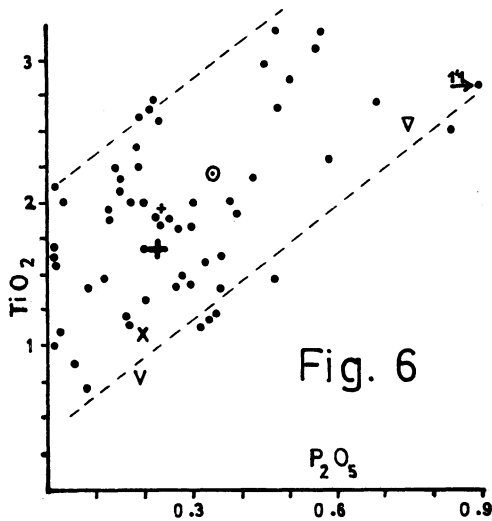


Fig. 6

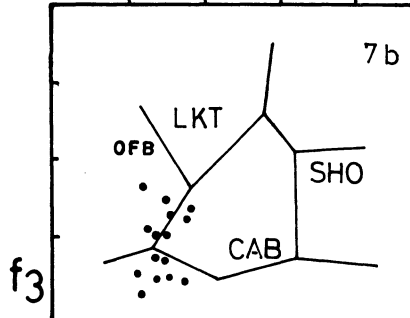
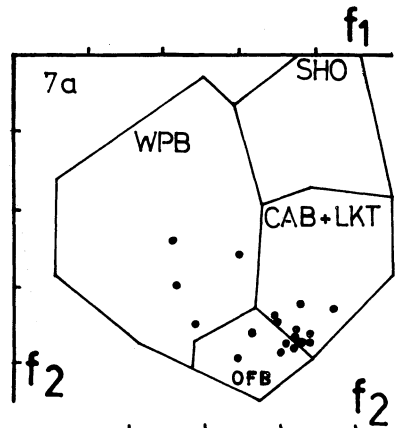


Fig. 7

(PEARCE 1976)

Fig. 4: 1 → evolución calcoalcalina (Cascades)
2 y 3 → evoluciones toleíticas de arco de islas (New Britain)

FIGS. 4 y 6: ▽ basanita media (Le Maitre, 1976)
+ toleita " "
⊙ basalto alcalino medio (Manson, 1967)
+ toleita media " "
X basalto calcoalcalino (Lewis, 1971)
V andesita media (Chayes, 1969)

Fig. 7:

OFB → b. fondo oceánico
CAB → b. calcoalcalinos
LKT → toleitas arcos islas
SHO → shoshonitas
WPB → b. intraplaca

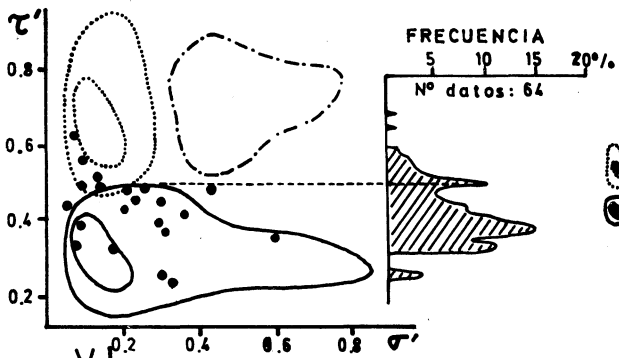


Fig. 8
(RITTMANN Y VILLARI, 1979)

basaltos "orogénicos"
id "eratónicos"
 $\sigma' = \sigma / (10 + \sigma)$
 $\sigma = (Na_2O + K_2O)^2 / (SiO_2 - 43)$
 $\tau = \tau / (10 + \tau)$
 $\tau = (Al_2O_3 - Na_2O) / TiO_2$

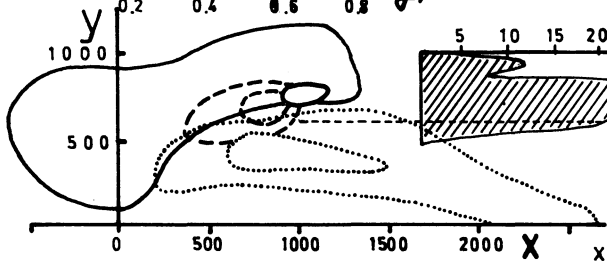


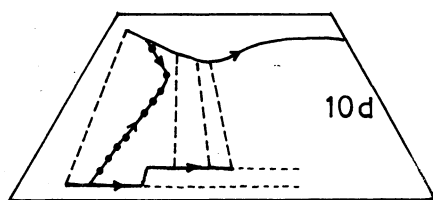
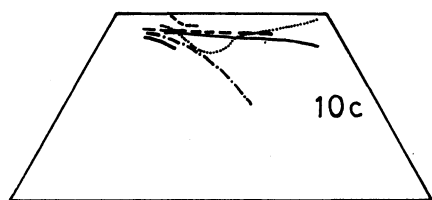
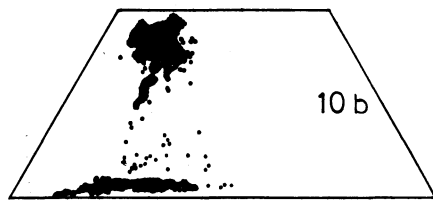
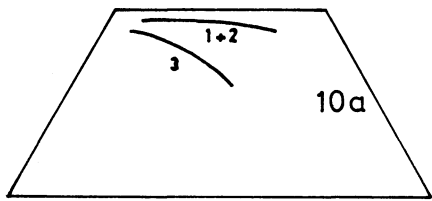
Fig. 9
(BEBIEN, 1973)

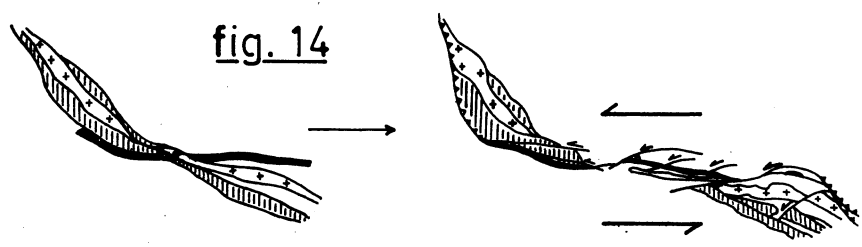
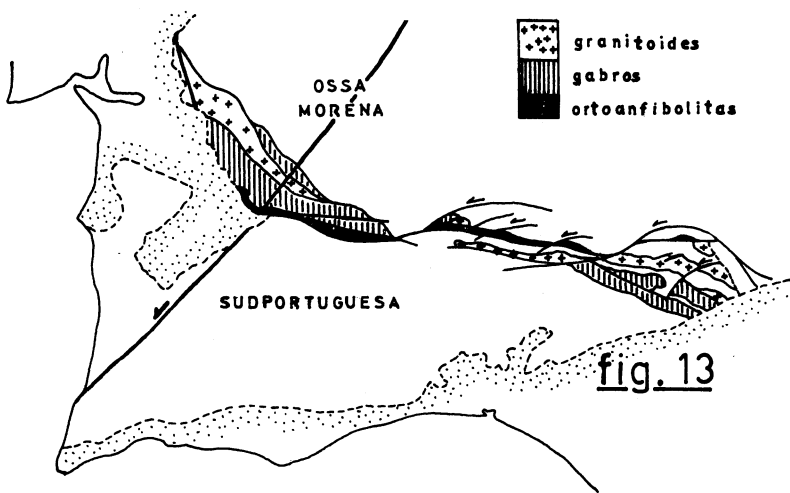
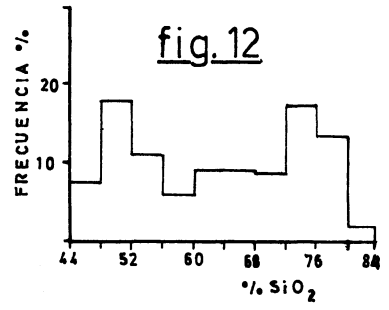
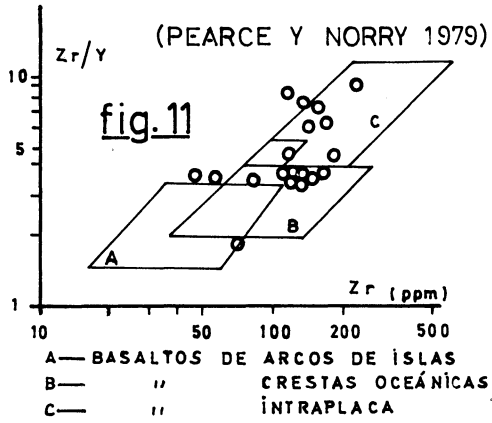
b. intraoceánicos
b. dorsales
arcos insulares

$X = 4 Si - (11 Na + 11 K + 6 Ca + Al + 2 Fe + Mg)$
 $Y = 2 (Fe + Mg + Ti)$

Fig. 10

- 10a : piroxenos Faja Piritífera (MUNHÁ et al, 1980)
- 10b : id lavas "orogénicas" (EWART, 1976)
- 10c : id rocas alcalinas (en ARANA & LÓPEZ RUIZ, 1974)
- 10d : id id toleíticas (id) (1974)





	AZ-I	AZ-N	AZ-120	PD-68	AZ-D	AZ-C
SiO ₂	50,26	53,03	55,80	59,31	61,34	61,43
Al ₂ O ₃	17,92	15,17	18,23	15,05	17,32	16,30
Fe ₂ O ₃	5,28	5,60	3,60	5,55	3,55	3,58
FeO	2,14	2,42	1,03	3,35	1,99	1,68
TiO ₂	0,55	1,26	0,66	1,08	0,62	0,65
MnO	0,12	0,12	0,07	0,11	0,11	0,11
MgO	5,85	6,73	2,63	2,66	2,62	2,39
CaO	5,20	9,43	4,65	2,89	3,47	3,26
Na ₂ O	5,94	2,98	3,84	5,08	4,04	4,46
K ₂ O	0,42	0,38	6,28	0,66	2,26	2,60
PC	5,94	2,66	2,68	4,09	2,38	3,22
Total	99,62	99,78	99,47	99,83	99,70	99,68

PC: pérdida por calentamiento a 1100° C.

	DH-16	Pñ	AZ-E	AZ-G	AZ-H	AZ-O
SiO ₂	61,48	62,10	62,80	63,86	69,47	72,46
Al ₂ O ₃	13,46	16,52	15,78	18,24	12,16	8,66
Fe ₂ O ₃	4,36	3,58	3,68	2,62	3,36	6,85
FeO	1,99	1,65	1,59	1,34	1,63	1,45
TiO ₂	0,75	0,74	0,70	0,47	0,52	0,30
MnO	0,10	0,13	0,10	0,06	0,07	0,06
MgO	4,60	2,40	2,38	1,98	4,54	3,41
CaO	4,09	4,04	4,10	0,88	0,26	2,02
Na ₂ O	4,27	4,04	3,84	2,99	2,34	0,63
K ₂ O	0,44	2,76	2,56	5,64	2,54	0,71
PC	4,36	1,76	1,81	1,67	2,96	3,32
Total	99,90	99,72	99,34	99,75	99,85	99,87

	<u>AZ-210</u>	<u>AZ-124</u>	<u>HO-18</u>	<u>AZ-102</u>	<u>AZ-B</u>	<u>AZ-A</u>
SiO ₂	73,21	74,99	75,78	76,71	76,72	77,06
Al ₂ O ₃	15,35	12,57	11,96	11,42	11,96	11,34
Fe ₂ O ₃	1,66	1,36	1,42	1,05	0,69	0,85
FeO	0,27	0,44	0,30	0,40	0,40	0,45
TiO ₂	0,07	0,18	0,08	0,14	0,05	0,05
MnO	0,06	0,04	0,06	0,04	0,03	0,03
MgO	0,34	0,27	0,22	0,26	0,06	0,07
CaO	0,48	0,32	0,08	0,06	0,10	0,12
Na ₂ O	2,86	1,37	0,98	0,84	1,62	1,16
K ₂ O	3,89	7,60	8,18	8,04	7,63	8,02
PC	1,48	0,36	0,64	0,65	0,21	0,30
Total	<u>99,67</u>	<u>99,50</u>	<u>99,70</u>	<u>99,61</u>	<u>99,47</u>	<u>99,45</u>

	<u>AZ-202</u>
SiO ₂	79,00
Al ₂ O ₃	11,12
Fe ₂ O ₃	1,44
FeO	0,17
TiO ₂	0,15
MnO	0,04
MgO	0,15
CaO	1,02
Na ₂ O	4,28
K ₂ O	1,62
PC	0,36
Total	<u>99,35</u>

APENDICE

1.- Distribución por autores de los análisis químicos manejados en este trabajo:

Routhier, et al., op. cit., 1977 -----	77
Munhá, J., op. cit., 1979 -----	8
Munhá, J. y Kerrick, R., op. cit., 1980 -----	16
Munhá, J.; Fyfe, W.S. y Kerrick, R., op. cit., 1980 -----	14
Rambaud, F., 1969, Mem. IGME, t-71 -----	33
Soler, E., 1973, Geol. Mijnb. 52, 277-287 -----	15
Cruz Gaspar, O , 1961, Est. Nct. Traba. Serv. Fomento Mineiro, v-15, 117-196 -----	3
Strauss, G.K., 1970, Mem. IGME, t-77 -----	2
Nuevos análisis -----	25

Todos los análisis han sido recalculados a 100 tras eliminar H₂O y CO₂.

2.- Análisis químicos originales de este trabajo:

	<u>AZ-PL4</u>	<u>AZ-PL3</u>	<u>AZ-PL5</u>	<u>AZ-PL2</u>	<u>AZ-P</u>	<u>AZ-PL1</u>
SiO ₂	40,96	44,88	46,89	47,35	47,92	48,70
Al ₂ O ₃	17,42	16,80	14,81	15,40	14,56	17,79
Fe ₂ O ₃	7,11	7,26	7,50	8,15	8,68	5,94
FeO	3,57	4,18	2,79	3,50	3,41	3,64
TiO ₂	1,35	1,84	1,46	1,90	2,52	1,28
MnO	0,30	0,21	0,30	0,20	0,19	0,44
MgO	2,84	3,16	2,70	3,14	7,48	4,82
CaO	9,23	6,81	7,87	6,35	7,58	3,52
Na ₂ O	6,96	6,50	6,88	6,14	2,32	6,22
K ₂ O	0,03	0,07	0,08	0,03	1,40	0,13
PC	9,88	8,08	8,58	7,27	3,21	7,08
Total	<u>99,65</u>	<u>99,79</u>	<u>99,86</u>	<u>99,43</u>	<u>99,27</u>	<u>99,56</u>

BIBLIOGRAFIA

- ANDRADE, A.A.S (1977): The Beja ophiolitic complex in southern Portugal: a preliminary description: Memorias e Noticias, Coimbra, 84, p. 49-57.
- (1978): The problem of Ophiolites in Meso-Europe. Memorias e Noticias, Coimbra, 85, p. 37-41.
- BAKER, P. (1978): en Girod, M et coll, "Les roches volcaniques. Petrologie et cadre Structural": Doin Ed, p. 235.
- BARD, J.P. (1971): Sur l'alternance des zones métamorphiques et granitiques dans le segment hercynien sud-iberique; comparaison de la variabilité des caracteres géotectoniques de ces zones avec les orogenes "orthotectoniques": Bol. Geol. Min, LXXXII, 3-4, p. 108-129.
- (1977): Signification tectonique des métatholéites d'affinité abyssale de la ceinture métamorphique de basse pression d'Aracena (Huelva, Espagne): Bull. Soc. Geol. France (7), XIX, 2, p. 385-393.
- , CAPDEVILA, R.; MATTE, P.; RIBEIRO, A. (1973): Geotectonic Model for the Iberian Variscan Orogen: Nature, 241, p. 50-52.
- BARD, J.P. y MOINE, B. (1979): Acebuches amphibolites en the Aracena hercynian metamorphic belt (southwest Spain): Geochemical variations and basaltic affinities: Lithos, 12, p. 271-282.
- BEBIEN, J. (1973): Géochimie des roches volcaniques océaniques: comparaison des volcanismes actuel et ophiolitique: C.R. Acad. Sc. Paris, 276, D, p. 3111-3114.
- BERNARD, A. y SOLER, E. (1974): Aperçu sur la province pyriteuse sud-iberique: Centenaire Soc. Géol. Belgique, Gisements stratiformes et provinces cuprifères, p. 287-315.
- CARMICHAEL, I.S.E.; TURNER, F.J.; VERHOOGEN, J. (1974): Igneous Petrology: McGraw-Hill Book Company, p. 739.
- CARVALHO, D. (1972): The metallogenetic consequences of Plate Tectonics and the Upper Paleozoic evolution of Southern Portugal: Estud. Not. Trab. S.F.M., 20, p. 297-320.

- FEIO, M. y RIBEIRO, A. (1971): Tectónica do Carbónico marinho da região da Carrapateira (SW de Portugal): Bol. Geol. Min, LXXXII, 3-4, p. 93.
- GARCIA-MONZON, G. & JEREZ-MIR, L. (1974): Mapa Geológico Nacional E = 1:50.000. MAGNA. Hoja nº 919: Almadén de la Plata: Serv. Publ. Minist. Industria.
- GOMEZ-PUGNAIRE, M.T.; MARTINEZ FERNANDEZ, F.J.; SASSI, F.P.; GIL-IBARGUCHI, J.I.; PASCUAL, E.; SIMANCAS, J.F. (1981): Outlines of pre-alpine metamorphism in Spain. In KARAMATA, S y SASSI, F.P. (ed): IGCP nº 5, Newsletter 3, p. 70-76.
- HAJASH, A. & ARCHER, P. (1980): Experimental Seawater-Basalt interactions: effects of Cooling: Contrib. Mineral. Petrol. 75: p. 1-13.
- HAMET, J. y DELCEY, R. (1971): Age, synchronisme et affiliation des roches rhyolitiques de la province pyrito-cuprifere du Baixo-Alentejo (Portugal): mesures isotopiques par la méthode $^{87}\text{Rb}/^{87}\text{Sr}$: C.R. Acad. Sc. Paris, 272, D, p. 2143-2146.
- HAWKESWORTH, C.J. (1980): $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ and trace element characteristics of magmas along destructive plate margins. In "Origin of granite batholiths. Geochemical evidence", ATHERTON, M.P. y TARNEY, J (ed); 76-89: Shiva Publishing Limited.
- LECOLLE, M. (1974): Présence de Tufs soudés dans le volcanisme acide diantien d'une partie de la province de Huelva (Espagne); conséquences paléogéographiques: C.R. Acad. Sci. Paris, t-278, p. 839-841.
- MIYASHIRO, A. (1974): Volcanic rock series in island arcs and active continental margins: Am. Jour. Sci. 274, p. 321-355.
- (1975): Classification, characteristics and origin of ophiolites: Jour. Geol, 83, p. 249-281.
- y SHIDO, F. (1975): Tholeiitic and calc-alkalic series in relation to the behaviors of Titanium, Vanadium, Chromium and Nickel.: Am. Jour. Sci, 275, p. 265-277.
- MUELLER, S.; PRODEHL, C.; MENDES, A.S.; SOUSA MOREIRA, V. (1973): Crustal structure in the southwestern part of the Iberian Peninsula: Tectonophysics, 20, p. 307-318.

- MUNHA, J. (1979): Blue Amphiboles, Metamorphic Regime and Plate Tectonic Modelling in the Iberian Pyrite Belt: Contrib. Mineral. Petrol. 69, p. 279-289.
- y KERRICH, R. (1980): Sea Water Basalt Interaction in Spilites from the Iberian Pyrite Belt: Contrib. Mineral. Petrol. 73, p. 191-200.
- , FYFE, W.S.; KERRICH, R. (1980): Adularia, the characteristic mineral of felsic spilites: Contrib. Mineral. Petrol. 75, p. 15-19.
- PEARCE, J.A. (1976): Statistical analysis of major element patterns in Basalt: Jour. of Petrology. 17, p. 15-43.
- y CANN, J.R. (1973): Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses: Earth. Planet. Sc. Lett. 19, p. 290-300.
- y NORRY, M.J. (1979): Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y and Nb variations in volcanic rocks: Contrib. Mineral. Petrol. 69, p. 33-47.
- PRIEM, H.N.A.; BOELRIJK, N.A.I.M.; HEBEDA, E.H.; SCHERMERHORN, L.J.G.; VERDURMEN, E.A.T.; VERSCHURE, R.H. (1978): Sr isotopic homogenization through wholerock systems under greenschist facies metamorphism in Carboniferous pyroclastics at Aljustrel (Southern Portugal): Chem. Geol. 21, p. 307-314.
- RITTMANN, A. y VILLARI, L. (1979): Volcanism as a tracer in Geodynamic processes: Geol. en Mijnbouw. 58, 2, p. 225-230.
- ROUTHIER, P.; LECOLLE, M.; ROGER, G.; AYE, F.; MOLIERE, P. (1977): Amas sulfures volcano-sédimentaires. La Ceinture Sud-Ibérique a amas sulfures dans sa partie espagnole médiane. Tableau géologique et métallogénique: Univ. Pierre et Marie Curie. p. 387.
- SCHERMERHORN, L.J.G. (1971): An outline stratigraphy of the Iberian Pyrite Belt: Bol. Geol. Min. LXXXII, 3-4, p. 239-268.
- (1975): Spilites, metamorphism and subduction in the Iberian Pyrite Belt. Some comments: Geol. en Mijnb. 54, 1, p. 23-35.

- SIMANCAS, J.F. (1981): Plutonismo ácido y básico en el extremo oriental de la Zona Sudportuguesa: Cuad. Geol. Iberica (en prensa).
- SOUSA MOREIRA, V.; MUELLER, S.; MENDES, A.S.; PRODEHL, C. (1978): The deep structure of southern Portugal. En "Reunión sobre la Geodinámica de la Cordillera Bética y el Mar de Alborán": Serv. Publ. Univ. Granada, p. 35-41.
- STRAUSS, G.K. (1970): Sobre la Geología de la provincia piritífera del Suroeste de la Península Ibérica y de sus yacimientos, en especial sobre la mina de pirita de Lousal (Portugal): Memorias I.G.M.E., t-77.
- VEGAS, R. y MUÑOZ, M. (1976): El contacto entre las zonas Sudportuguesa y Ossa-Morena en el SW de España. Una nueva interpretación: Comunic. Serv. Geol. Port, LX, p. 31-51.
- VEGAS, R. (1979): Carboniferous subduction complex in the Southportuguese Zone coeval with basement reactivation and uplift in the Iberian Massif: Cuad. Lab. Xeol. Laxe, p. 187-202.