

OFITAS VERSUS ECLOGITAS DE LAS CORDILLERAS BÉTICAS: MANIFESTACIONES DE UN MAGMATISMO CONTINENTAL Y OCEÁNICO RESPECTIVAMENTE

E. Puga (*) y A. Díaz de Federico (*)

RESUMEN

Las ofitas forman cuerpos subvolcánicos intrusivos en el Trías subbético, mientras que las eclogitas forman parte del Complejo Nevado-Filábride de la Zona Bética (Fig. 1). En los afloramientos de ofitas predominan las rocas doleríticas (parcialmente metamorfozadas en condiciones de Facies Prehnita-Pumpellita) con diferenciados locales granofídicos. En los de eclogitas pueden identificarse, aún en potencias de menos de 100 m, los siguientes litotipos: gabros olivínicos cumulíticos, gabros, doleritas y basaltos. La edad de emplazamiento de los «magmas ofíticos» fue Bajocense-Batonense y la de los «eclogíticos» Titónico-Berriasense a juzgar por las dataciones K/Ar de sus plagioclasas. Ambos grupos de rocas pertenecen a una serie transicional de alcalino-sódica a toleítica con predominio de los términos subalcalinos. Sin embargo, la composición química global, y determinadas razones elementales, permiten deducir un origen mantélico subcontinental para los magmas generadores de las ofitas, y suboceánico para los de las eclogitas. La comparación de sus modelos de elementos incompatibles normalizados, con los de rocas basálticas originadas en ambientes geotectónicos conocidos, sugiere un origen de las ofitas a partir de magmas generados en condiciones de «rifting» continental, y de las eclogitas en las de dorsal tipo P. Las ofitas formarían parte de las manifestaciones magmáticas de los márgenes mesozóicos del Atlántico Central, mientras que las eclogitas, junto con las harzburgitas y rodingitas asociadas, integrarían una asociación ofiolítica.

Palabras clave: Cordilleras Béticas, Magmatismo básico suboceánico, Magmatismo básico subcontinental, Asociaciones ofiolíticas, Ofitas, Eclogitas.

ABSTRACT

Among the rocks of igneous origin occurring in the Betic Cordilleras, intrusive ophites are found in the Triassic materials of the Subbetic Zone, and eclogites exist within the Mulhacen Nappe, which forms part of Nevado-Filabride Complex of the Betic Zone (Cf. Fig. 1). The ophites occur as subvolcanic doleritic bodies with local granophyric differentiations and were partially metamorphosed under prehnite-pumpellite and pumpellite-actinolite facies conditions. The eclogites have formed from prior igneous associations which, on thicknesses of less than 100 m, ranged from cumulitic olivine gabbro to basalts (sometimes with pillow structures) all them cut into by dykes and sills of doleritic and porphyritic rocks. K/Ar dating of the well-preserved igneous plagioclases suggests an age for the magmatism that gave rise to the ophites (Bajocian-Bathonian) older, than that of the igneous protoliths of the eclogites (Tithonian-Berriasian). Other whole-rock K/Ar datings give alpine metamorphic ages for both kinds of rock. According to the relationship between the Zr/TiO₂ and Nb/Y ratios and the normative compositions of 65 eclogites and 50 ophites, the original magmas can be classified as transitional between sodic-alkaline and tholeiitic series, with subalkaline terms predominant in both groups. The bulk chemical composition (major and trace elements) and some of their elemental ratios, such as K/Rb, Rb/Sr, Ba/La, Th/La y Nb/La, point to a subcontinental mantle source for the primitive magmas of the ophites and a suboceanic source for those which created the igneous protoliths of the eclogites. A comparison of the patterns of normalized incompatible elements (Ba, Rb, Th, K, Nb, La, Ce, Sr, P, Zr, Ti, Y e Yb) of 12 representative ophites and 20 eclogites with those of basaltic rocks generated in known geotectonic settings, indicates an origin in a P-type ridge for the primitive magmas of the eclogites and a continental rifting one for the ophite magmas. Furthermore, the association of the eclogites with metaharzburgites and rodingites and the comparison of their chemistry with that of basic rocks of the Alpine-Apennine ophiolitic associations leads to the conclusion that they form part of a dismembered and metamorphosed ophiolitic association that originated during the upper Jurassic, at the westernmost end of

(*) Instituto Andaluz de Geología Mediterránea (C.S.I.C.-U.G.) y Departamento de Mineralogía y Petrología. Facultad de Ciencias. Universidad de Granada. Avda. Fuentenueva s/n. 18071 Granada (España).

Tabla 1. Características petrológicas y edades absolutas de ofitas y eclogitas de las Cordilleras Béticas.

	OFITAS	ECLOGITAS
Formas y dimensiones de los afloramientos	Stocks de m a centenares de m. Diques y sills de varios m de potencia independientes de los cuerpos anteriores.	Lentejones irregulares, con su mayor longitud variable entre decenas de m y varios km, y potencias de hasta algunos centenares de metros. Diques y sills de varios m de potencia asociados a los afloramientos del tipo anterior.
Relación con las rocas encajantes.	Cuerpos intrusivos discordantes con las rocas triásicas de origen sedimentario. Frecuente conservación de bordes enfriados, y ligera acción térmica sobre las rocas encajantes.	Contactos generalmente subparalelos a las superficies de la esquistosidad que afecta tanto a las eclogitas como a las rocas encajantes. Localmente se conservan contactos primarios con materiales de origen sedimentario de la secuencia ofiolítica.
Tipos de rocas ígneas	Doleritas predominantes con diferenciaciones granofídicas en algunos afloramientos.	Gabros olivínicos cumulfíticos, gabros, doleritas y basaltos (algunos con estructuras en «pillow»).
Texturas ígneas predominantes.	Subofítica, dolerítica, porfídica y granofídica.	Cumulfítica, pecilítica, dolerítica, porfídica, intersertal y vesicular.
Facies de metamorfismo alpino.	Prehnita-Pumpellita y Pumpellita-Actinólita.	Esquistos de glaucofana, Eclogitas, Anfíbolitas de albíta-epidota.
Edad probable del magmatismo.	Bajocense-Batonense.	Titónico-Berriasense.
Tipos de dataciones efectuadas.	Datación K/Ar de plagioclasas (1)	Isocrona Rb/Sr de dolerita exenta de metamorfismo (2). Dataciones K/Ar de plagioclasas (3).
Edades probables de metamorfismo.	Cretáceo superior a Eoceno.	Cretáceo superior a Mioceno inicial.
Tipos de dataciones efectuadas.	Dataciones K/Ar de anfíboles crossfíticos con edades del Cretáceo superior (4). Dataciones K/Ar de roca total con edades del Cretáceo medio (5). Dataciones K/Ar de roca total con edades comprendidas entre el Oxfordiense y el Eoceno (6).	Dataciones K/Ar de cloritoides pertenecientes a metapelitas de la parte alta de la secuencia ofiolítica, que dan Cretáceo superior (3). Dataciones K/Ar de mica incolora de las mismas rocas, que dan Mioceno inferior (3).

(1) Puga, *et al.*, *in litt.*(2) Hébeda *et al.*, 1980.(3) Portugal *et al.*, *in litt.*(4) Puga *et al.*, 1983.(5) Van de Fliert *et al.*, 1979.(6) Puga *et al.*, *in litt.*, d.

está además integrada por metaharzburgitas, con texturas «spinifex» y protogranulares, y rodingitas (Burgos *et al.*, 1980; Puga y Díaz de Federico, 1984; Morten y Puga, 1984).

Éstos procesos magmáticos se desarrollaron fundamentalmente a lo largo del Jurásico en relación con los movimientos de placas que generaron la apertura del Atlántico y la evolución del Tethys (Dewey *et al.*, 1973).

Recientemente las ofitas de la Zona Subbética han sido consideradas similares a las eclogitas de la Zona Bética, desde los puntos de vista geoquímico y petrológico (Muñoz y Gómez Pugnaire, 1985; Muñoz, 1986) y se ha postulado para ambas un ambiente de génesis de sus magmas a través de corteza continental y una edad comprendida entre los límites Triásico-Jurásico y Jurásico-Cretácico (Gómez Pugnaire, 1979; Vegas y Muñoz, 1984; Muñoz y Gómez Pugnaire, 1985; Muñoz, 1986; Gómez Pugnaire y Fernández Soler, 1987).

En el presente artículo intentamos poner de manifiesto las características diferenciales entre ambos tipos de rocas, haciendo especial hincapié en sus características químicas, que son indicativas de un magmatismo de origen subcontinental para las ofitas y de origen suboceánico para las eclogitas.

2. MÉTODO Y MATERIAL

En la elaboración de este trabajo se han utilizado datos petrográficos y químicos de todos los afloramientos indicados en la Fig. 1. Muchos de estos datos están recogidos en trabajos de los autores y sus colaboradores (publicados, o *in litt.*), cuyas referencias bibliográficas figuran en el apartado anterior, por lo que no se repiten aquí.

Hemos seleccionado 65 análisis químicos de elementos mayores de eclogitas y 50 de ofitas, así como 35 análisis de elementos en trazas de eclogitas y 27 de ofitas, de entre todos los disponibles. Parte de los análisis de elementos en trazas utilizados han sido efectuados para este trabajo en el Instituto de Geología de Madrid (C.S.I.C.). La técnica empleada para obtener los análisis químicos ha sido la fluorescencia de rayos X. Se ha utilizado un espectrofotómetro secuencial automatizado Philips: PW 1410/20 y, a la calibración sobre patrones internacionales, se ha aplicado la corrección de efectos matrices desarrollada por Leoni y Saitta (1976). La metodología utilizada para la obtención de los restantes datos químicos ha sido referida en Bodinier *et al.*, (1987) y Morten *et al.*, (1987).

En este trabajo hemos utilizado solamente los datos de composición química más significativos, con fines comparativos entre ofitas y eclogitas. Los resultados obtenidos se recogen en las figs. 2 a 11. Así mismo, en la Tabla 2 se presentan los valores medios y márgenes de variación de los elementos mayores y en trazas de 20 eclogitas y 12 ofitas seleccionadas, entre las rocas estudiadas, como más representativas y menos alteradas de los distintos afloramientos.

3. CARACTERÍSTICAS DIFERENCIALES ENTRE OFITAS Y ECLOGITAS

3.1. Petrología

Las diferencias petrológicas entre ambos tipos de rocas son obvias cuando se estudian detenidamente sus numerosos afloramientos, aún a pesar de la dificultad que representa el reconocer las texturas y estructuras ígneas primitivas, después de las repetidas deformaciones y transformaciones metamórficas que estas rocas han experimentado como consecuencia de la Orogenia Alpina.

En la Tabla 1 resumimos algunas de las principales características petrológicas diferenciales, así como las dataciones radiométricas existentes sobre estas rocas y sus interpretaciones.

Las características estructurales y texturales de las ofitas permiten clasificar estas manifestaciones ígneas como de intrusiones subvolcánicas, aunque la mayor parte de sus afloramientos han sufrido movimientos diferenciales con respecto a sus rocas encajantes (fundamentalmente arcillas, yesos y dolomías del Trías Germano-andaluz) y reducciones de tamaño como consecuencia de las deformaciones tectónicas alpinas.

En cuanto a las eclogitas, la diversidad de tipos de rocas ígneas que suelen integrar un mismo afloramiento (desde gabros y doleritas, en diques o sills, a basaltos) y las pequeñas distancias (o espesores, en la sucesión ígnea) a las que se encuentran los más diversos tipos de estructuras, desde cumulíticas a volcánicas, (Puga y Díaz de Federico, 1985; Puga, *et al.*, *in litt.*, a,b) son típicas de las secuencias ofiolíticas (Coleman, 1977; Ishiwatari, 1985/86).

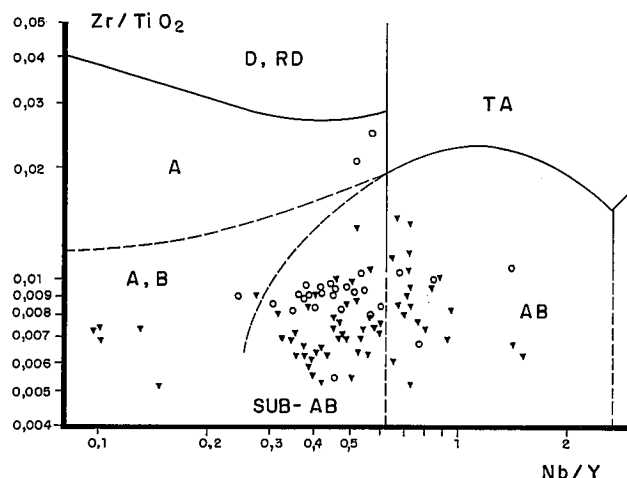


Fig. 2.—Diagrama discriminante Zr/TiO₂:Nb/Y (de Winchester y Floyd, 1977), en el que se ofrece la distribución de las eclogitas (triángulos) y las ofitas (círculos) de los afloramientos estudiados. AB = basaltos alcalinos; Sub-AB = basaltos subalcalinos; A, B = andesitas basálticas; D, DR = dacitas, riodacitas; TA = trachiandesitas.

Fig. 2.—Zr/TiO₂ versus Nb/Y discriminant diagram (Winchester and Floyd, 1977) showing the distribution of the eclogites (triangles) and ophiolites (circles) analysed. AB = alkaline basalts; Sub-AB = Subalkaline basalts; A, B = basaltic andesites; D, DR = dacites, rhyodacites; TA = trachyandesites.

Tabla 2. Valor medio y márgenes de variación de 12 ofitas y 20 eclogitas de las Cordilleras Béticas.

	OFITAS			ECLOGITAS		
	Valor Medio	Valor Mayor	Valor Menor	Valor Medio	Valor Mayor	Valor Menor
Óxidos (% peso)						
SiO ₂	50,37	52,41	46,23	48,11	49,83	43,40
TiO ₂	1,49	2,70	1,09	1,91	3,59	0,82
Al ₂ O ₃	14,39	15,42	12,26	15,30	17,19	12,85
Fe ₂ O ₃ (tot)	11,15	13,57	9,48	10,04	15,10	8,26
MnO	0,15	0,22	0,03	0,14	0,18	0,11
MgO	7,01	11,74	4,75	8,66	20,64	4,91
CaO	6,90	9,97	1,41	9,10	11,56	6,61
Na ₂ O	3,43	5,43	0,68	4,09	8,12	1,82
K ₂ O	1,55	4,49	0,48	0,23	0,39	0,11
P ₂ O ₅	0,20	0,47	0,12	0,33	0,72	0,13
P.C.	3,38	8,67	1,15	2,03	3,97	0,37
Elementos en trazas (p.p.m.)						
Ba	260	438	80	75	198	10
Rb	33,7	54,3	11	6,5	16	2
Th	3,9	8	0,3	1,5	4	0,1
Nb	13,6	21,3	7,4	17,2	38	6,6
La	9,7	18	3	11,1	25,3	3
Ce	22,8	36	12	25,3	59	8,9
Sr	289	564	102	375	798	69
Zr	133	264	84	160	282	64
Y	29,5	37	20	27,4	40	15
Yb	n.d.			2,5	4,6	0,9
Cr	178	432	40	329	1.150	83
V	252	331	157	189	326	50
Ni	102	150	57	198	690	24

En realidad, algunos de los afloramientos que han sido interpretados como sills y stocks de bordes enfriados por Muñoz y Gómez Pugnare (1985), Muñoz (1986) y por Gómez Pugnare y Fernández Soler (1987), están formados por una sucesión de tipo ofiolítico desde gabros troctolíticos, con estructuras cumulfíticas, hasta basaltos, atravesados ambos por diques con bordes enfriados, coronados localmente por una acumulación de basaltos en «pillow» con escasos sedimentos «interpillow». Las estructuras en «pillow», que no habían sido reconocidas hasta recientemente en las eclogitas nevado-filábrides (Puga *et al.*, *in litt.* b), están en la mayor parte de los afloramientos obliteradas por la deformación y el metamorfismo alpinos. Sin embargo estos procesos, localmente, no han sido suficientemente penetrativos, por lo que han quedado residuos de estructuras ígneas perfectamente reconocibles. Permanecen también minerales, o paragénesis ígneas completas, sin transformar (Morten *et al.*, 1987) o, más frecuentemente, con tránsitos graduales a sus productos de transformación metamórficos, lo que genera microsistemas en desequilibrio en contra de lo que opinan Gómez Pugnare y Fernández Soler (1987).

3.2. Edad del magmatismo

De acuerdo con las dataciones radiométricas disponibles hasta el momento, la edad del magmatismo que originó las ofitas de la Zona Subbética es algo superior (Bajocense-Batonense) al que formó las rocas básicas de las que proceden las eclogitas (Titónico-Berriasense) (Ver Tabla 1). Por otra parte la datación de las ofitas puede estar algo rejuvenecida por pérdida de Ar debida al metamorfismo orogénico alpino, que afectó a estas rocas en condiciones de grado muy bajo (Puga *et al.*, 1983; Morten y Puga, 1983), de manera que es probable que este magmatismo se iniciara en el Trias superior-Lias (Puga *et al.*, *in litt.*, d; Portugal *et al.*, *in litt.*).

Por el contrario, la datación de 146 ± 3 m.a. (Jurásico superior-Cretaceo inicial) realizada sobre las eclogitas de Lubrin (Almería), mediante isocrona Rb/Sr, debe representar una edad real de este magmatismo en congruencia con la edad de génesis de la mayoría de los complejos ofiolíticos alpino-apeñinicos (Pearce, 1979; Venturelli *et al.*, 1981). Recientes dataciones realizadas sobre plagioclasa ígnea residual de gabros cumulfíticos y metabasaltos del Complejo Nevado-Filábride (Portugal *et al.*, *in litt.*) dan edades pertenecientes al Malm, que pueden interpretarse como algo superiores a las reales dado el exceso de Ar detectado en estas rocas.

Por otra parte, los sedimentos considerados como triásicos por los autores antes citados (Gómez Pugnare, 1979; Muñoz, 1986; Gómez Pugnare y Fernández Soler, 1987) son, en gran parte, sedimentos oceánicos típicos de las secuencias ofiolíticas alpino-apeñinicas tales como: calcoesquistos, cuarcitas (procedentes probablemente de radiolaritas) y rocas carbonatadas (cf. Lagabrielle *et al.*, 1984; Ishitawari, 1985-86), y, en consecuencia, deben ser de edad Jurásico superior-Cretaceo inicial como las rocas ígneas asociadas.

3.3. Geoquímica

Según se pone de manifiesto en las figs. 2 y 3, las ofitas y las eclogitas tienen como carácter geoquímico común el que sus magmas corresponden a una serie transicional entre alcalino-sódica y subalcalina, con predominio de basaltos subalcalinos (a diferencia de lo indicado por Muñoz y Gómez Pugnare, 1985, y Muñoz, 1986). Además, las tendencias de diferenciación en ambos tipos de rocas son toleíticas, con disminución de Cr y Ni, y aumento de Fe, Y, Zr y Ti para valores decrecientes del número de magnesio ($[Mg] = \text{número de átomos de Mg} \times 100 / (\text{Mg} + \text{Fe}^{2+})$). Sin embargo, existen entre estos dos tipos de rocas una serie de diferencias químicas, indicativas de diferentes ambientes de génesis de sus magmas parentales, que se analizan en los apartados siguientes. Estas diferencias se ponen de manifiesto gráficamente en las Figs. 4 a 10, y numéricamente en la Tabla 2, en la que se muestran los valores medios y márgenes de variación del contenido en elementos mayores y trazas de algunas ofitas y eclogitas seleccionadas como más representativas.

3.3.1. Elementos mayoritarios

En las ofitas se observa un mayor contenido de SiO_2 , K_2O y, en algunos casos Al_2O_3 , y un menor contenido de MgO con respecto a las eclogitas (ver Tabla 2). Estas diferencias de quimismo en cuanto a los elementos mayoritarios se reflejan en la aparición de términos más diferenciados entre las ofitas, con [Mg] variable desde 72 a 20 (este último en rocas granofídicas), mayor frecuencia y porcentaje de cuarzo normativo y presencia de algunas rocas básicas e intermedias con corindón normativo (Fig. 3). Las eclogitas, cuyos márgenes de contenido en sílice varían entre los valores propios de las rocas ultrabásicas y los de las rocas básicas, son menos diferenciadas, con valores de [Mg] variables entre 79 (para gabros cumulfíticos) y 43. También presentan menor frecuencia de cuarzo normativo (Fig. 3).

Las diferencias en los contenidos de K_2O y MgO se muestran gráficamente en la Fig. 4. El contenido de estos dos elementos químicos, que es especialmente significativo desde el punto de vista del ambiente genético (Engel *et al.*, 1965; Dupuy y Dostal, 1984), permite deducir un carácter fundamentalmente oceánico para el magmatismo generador de las eclogitas y un carácter continental para el de las ofitas.

3.3.2. Elementos en trazas

En cuanto a los elementos en trazas, las ofitas son más ricas en incompatibles fuertemente higromagmátófilos como Ba, Rb y Th (Treuil y Varet, 1973), típicos de la corteza continental, y las eclogitas son más ricas en elementos compatibles como Ni y Cr y en incompatibles considerados menos higromagmátófilos (Wood *et al.*, 1979) como Nb, Hf, Zr, Sr, P, Ti y tierras raras ligeras como La y Ce. Estas diferencias cuantitativas pueden verse en la Tabla 2.

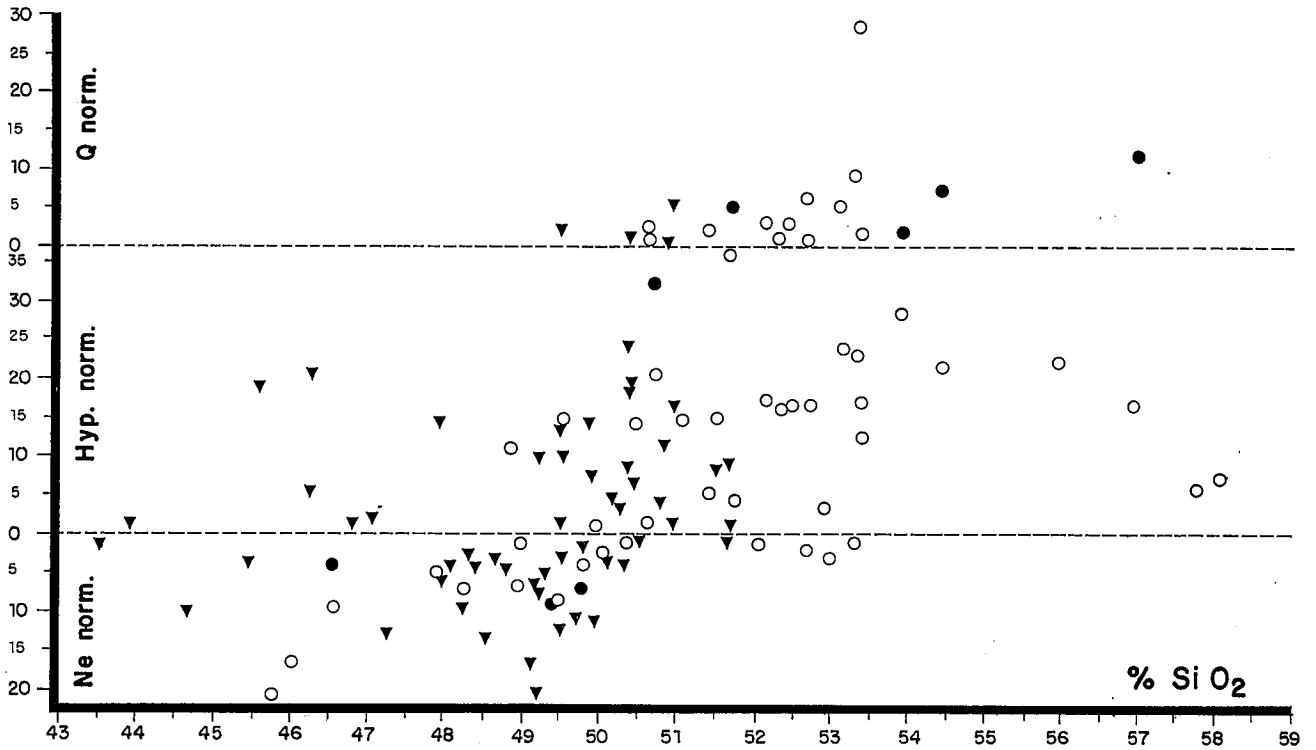


Fig. 3.—Representación de los contenidos en nefelina, hiperstena y cuarzo normativo frente al porcentaje de sílice de eclogitas (triángulos) y ofitas (círculos); Puntos = ofitas con corindón normativo.

Fig. 3.—Plot of the nepheline, hyperstene and quartz normatives vs the SiO₂ percentage, of the eclogites (triangles) and the ophites (circles). Black dots = ophites with normative corundum.

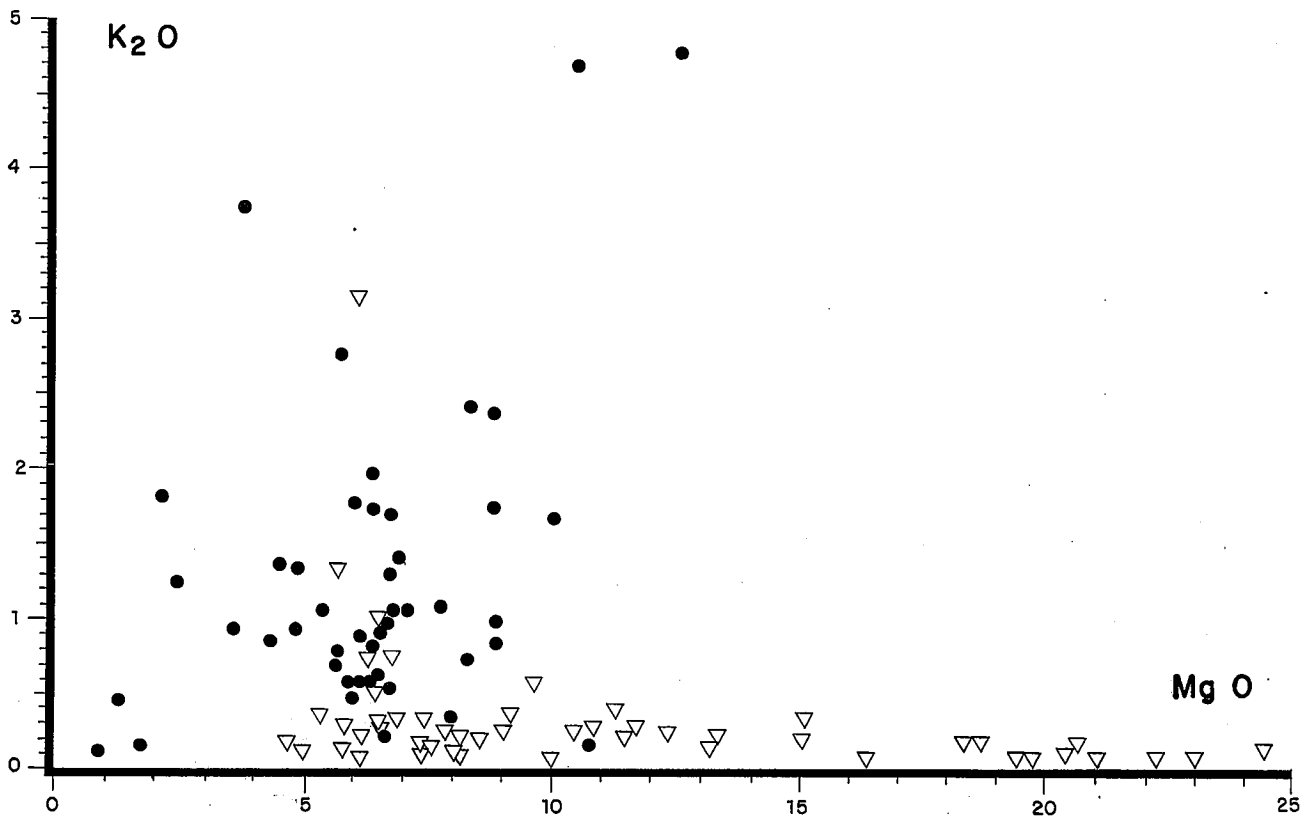


Fig. 4.—Diagrama K₂O:MgO, en el que se observa la distribución netamente diferente del contenido en ambos elementos de ofitas (círculos) y eclogitas (triángulos).

Fig. 4.—Diagram of the K₂O vs MgO relationship, showing a clear difference in the distribution of each element between the ophites (circles) and the eclogites (triangles).

Las proyecciones de elementos más higromagmatófilos frente a otros menos higromagmatófilos, por ejemplo Th frente a Nb, utilizadas por Wood *et al.*, (1979) como el mejor medio para caracterizar las regiones fuentes de los magmas, diferencian bien ofitas de eclogitas (ver Fig. 5).

Las variaciones de la razón Zr/Y, frente a la de Zr considerada como índice de fraccionamiento por Pearce y Norry (1979), pueden verse en la Fig. 6 en la que ofitas y eclogitas ocupan campos que se solapan sólo parcialmente. Ambos grupos de rocas presentan tendencias de diferenciación algo distintas, que se explicarían por cristalización fraccionada consistente en la separación de clinopiroxeno, como fase máfica predominante, junto con plagioclasa, en las ofitas; y por separación de una mezcla de olivino y clinopiroxeno, junto a plagioclasa, en las eclogitas (cf. Venturelli *et al.*, 1979, Fig. 7). Esto es congruente con la mineralogía de ambos tipos de rocas, ya que en las eclogitas, junto a plagioclasa y clinopiroxeno, el olivino (o sus pseudomorfos metamórficos) es común, mientras que este mineral es poco frecuente en las ofitas. Esta misma figura muestra como en las eclogitas se parte de un magma más primitivo (sin tener en cuenta las rocas cumúlíticas no proyectadas en ella) y se alcanza un grado de diferenciación menor, mientras que en las ofitas hay un desplazamiento del campo hacia mayores contenidos en Zr, acabando con diferenciados granofídicos para valores de este elemento superiores a 300 p.p.m.

Otra diferencia significativa entre ambos tipos de rocas, de gran importancia para corroborar el diferente origen de sus magmas, son los valores de determinadas razones elementales. Así las razones Rb/Sr, Ba/La y

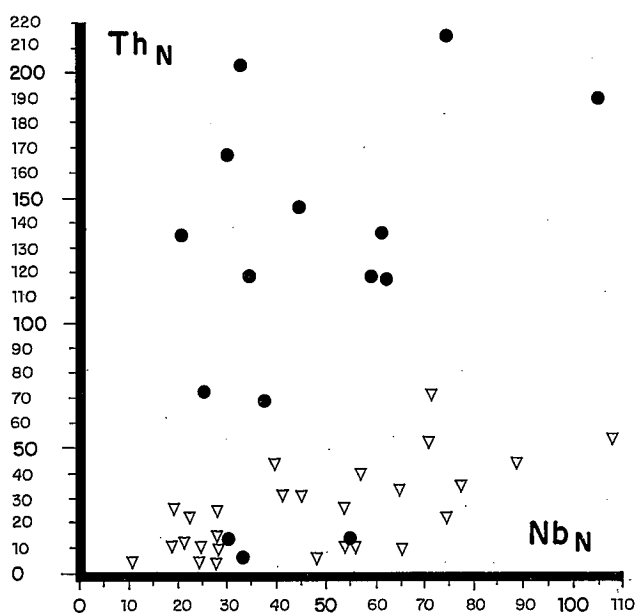


Fig. 5.—Diagrama Th: Nb con la distribución diferencial de ofitas (círculos) y eclogitas (triángulos). Valores de Th y Nb normalizados con respecto a los condritos según Thompson (1982).

Fig. 5.—Th vs Nb diagram, showing the difference in their distribution between the ophiolites (circles) and eclogites (triangles). Th and Nb values, normalised to the condrites, according to Thompson (1982).

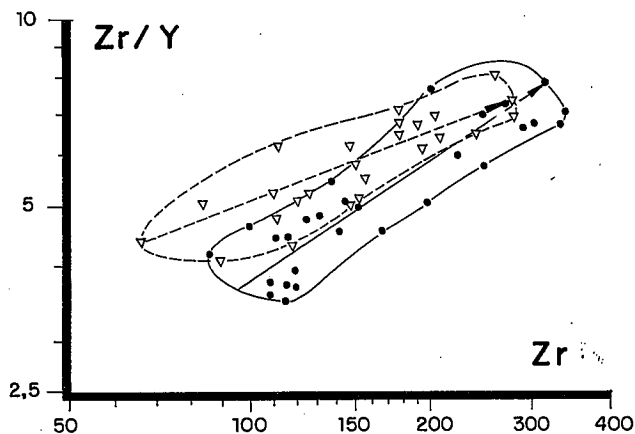


Fig. 6.—Proyección de las razones Zr/Y frente a Zr de las rocas analizadas. Flechas indicativas de las tendencias de diferenciación, por cristalización fraccionada, de eclogitas (triángulos) y ofitas (círculos).

Fig. 6.—Plot of the Zr/Y ratios vs Zr of the analysed rocks. The arrows indicate the trends of differentiation by fractional crystallization of the eclogites (triangles) and ophiolites (circles).

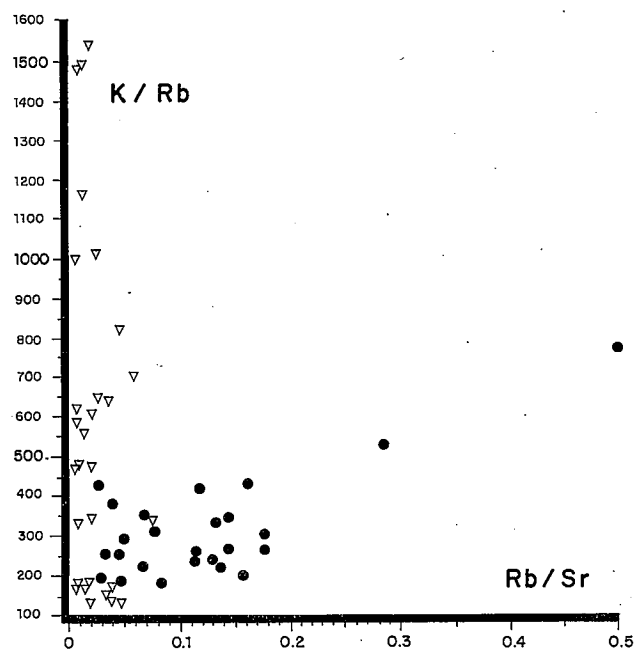


Fig. 7.—Proyección de las razones K/Rb:Rb/Sr, discriminantes entre magmatismo básico suboceanico y subcontinental (Dupuy y Dostal, 1984), de las eclogitas y las ofitas analizadas. Símbolos como en las figuras anteriores.

Fig. 7.—Plot of the K/Rb vs Rb/Sr ratios, discriminating between the basic suboceanic and subcontinental magmatisms (Dupuy and Dostal, 1984) of the analysed eclogites and ophiolites. Symbols as in the previous figures.

Th/La son mayores en ofitas que en eclogitas, y las razones K/Rb y Nb/La son mayores en eclogitas que en ofitas. Esto está de acuerdo con la procedencia continental y oceánica de los magmas generadores de ofitas y eclogitas respectivamente (cf. Dupuy y Dostal, 1984). En la Fig. 7 se muestran las diferencias entre las razones Rb/Sr y K/Rb en ambos tipos de rocas (ver Tabla 2 para las otras razones mencionadas).

3.3.3. Modelos de elementos incompatibles normalizados

Más significativos aún, en cuanto a los diferentes ambientes de génesis de los magmas primarios de las ofitas y de las eclogitas, son sus modelos de elementos incompatibles normalizados, que se muestran en las Figs. 8 y 9. Las eclogitas y ofitas, cuyos modelos se muestran en estas figuras, han sido seleccionadas entre las rocas menos diferenciadas (no cumulíticas) de acuerdo con sus [Mg], sus razones Zr/Y *versus* Zr y sus valores de SiO₂. Los valores de elementos incompatibles se han normalizado con respecto a los de los condritos, con las excepciones de K, P y Ti, para los que se han empleado como valores normalizantes los del manto de acuerdo con Thompson *et al.*, (1982).

En la Fig. 8 se muestran los modelos normalizados de 20 eclogitas y en la Fig. 9 los de 12 ofitas, seleccionadas según los criterios antes indicados. En la Fig. 10 se comparan los valores medios normalizados de eclogitas y ofitas con los modelos normalizados de los MORB entre 36 y 45 grados N, y el de una toleita continental de Columbia River. La observación de estas figuras muestra que las eclogitas presentan, generalmente, una anomalía positiva para el Nb y una negativa para el K como las rocas de dorsal oceánica, mientras que en las ofitas la anomalía positiva es para el Th, como en las toleitas continentales, o, en algunos casos, para el K y el Rb, cuando la contaminación de corteza continental implica rocas pelíticas. Estas mismas anomalías las presentan, también, las rocas volcánicas y subvolcánicas jurásicas de la Zona Subbética (Puga y Portugal, *in litt.*) y las toleitas mesozoicas del Atlas (Cf. Dupuy y Dostal, 1984; Bertrand *et al.*, 1982).

Dentro de estas características comunes, los grupos de las ofitas y de las eclogitas, se pueden dividir en subgrupos que presentan ciertas peculiaridades. Las características más significativas de cada subgrupo y los porcentajes relativos de rocas que los presentan, son los siguientes:

40% de eclogitas (Fig. 8, curva A) tienen Nb > Th > K, así como un máximo absoluto para Nb, seguido de uno relativo para Th y un mínimo para K, que corresponden a los modelos de los MORB entre 36 y 45 grados N (ver Fig. 10). Los valores absolutos del Nb en algunas muestras son, incluso, más altos y los del K más bajos que en las rocas del M.A.R. en estas latitudes, lo que confirma el carácter oceánico del magmatismo del que proceden estas eclogitas.

Otro 40% de eclogitas tienen un modelo algo distinto con Nb > K > Th (Fig. 8, curva B). En este modelo se mantiene una anomalía positiva para el Nb, pero no se muestra anomalía negativa para el K, a pesar de que sus valores absolutos son más bajos que en el grupo anterior, como consecuencia de que los valores de Th disminuyen aún más y no se da el mínimo relativo del grupo anterior.

Por último, hay un grupo más reducido, de un 20% de eclogitas, que con valores de Nb similares a los del segundo subgrupo y de Th y K similares a los del pri-

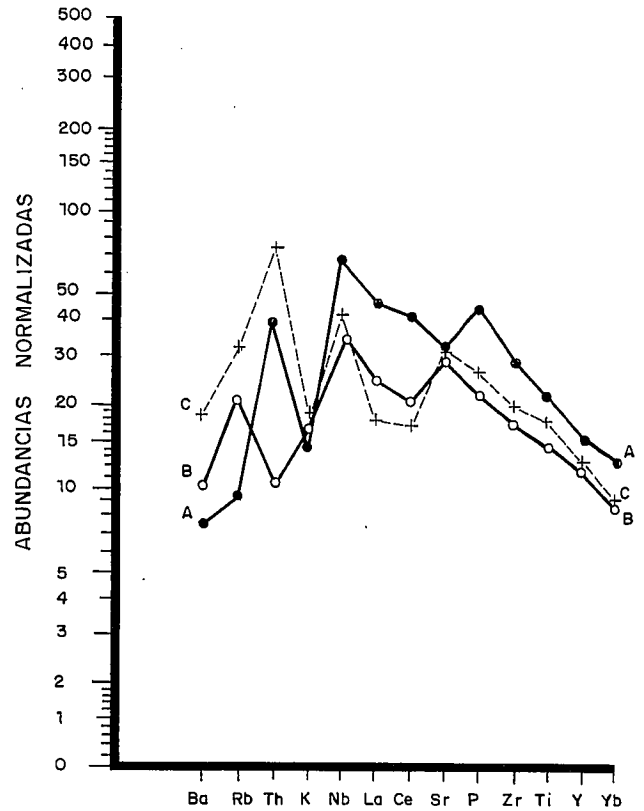


Fig. 8.—Modelos de abundancias de elementos incompatibles, normalizados, de las eclogitas nevado-filábrides. Elementos normalizados con respecto a los condritos, excepto Rb, K y P, normalizados con respecto al manto primitivo según Thompson (1982). El diferente grosor de las curvas A, B y C, indica distinto porcentaje de eclogitas que siguen cada uno de estos modelos (Ver discusión en el texto).

Fig. 8.—Normalized abundance patterns of incompatible elements of the nevado-filabride eclogites. Elements normalized to the chondrite values, except for Rb, K and P, which are normalized to the primitive mantle, according to Thompson (1982). The different thicknesses of the A, B and C curves indicate the different percentage of eclogites following each of these patterns (see text for discussion).

mero, presentan una relación Th > Nb > K con un máximo absoluto para el Th y otro relativo para el Nb (Fig. 8, curva C). La anomalía positiva para el Th se da también en algunas ofitas, pero en las eclogitas los valores absolutos tanto del Th como del K son netamente inferiores, lo que evidencia un origen común para los tres subgrupos.

Entre las ofitas seleccionadas, el subgrupo más numeroso, que representa el 60% de estas rocas, muestra un modelo similar al de las toleitas continentales (ver Fig. 10). En este subgrupo, cuyo modelo se ofrece en la Fig. 9, curva A, son Th > K > Nb, y se observa una anomalía marcada para el Th que es normal en el magmatismo básico que atraviesa corteza continental (Dupuy y Dostal, 1984).

Un 16% de ofitas presentan un modelo con K > Th > Nb, manteniendo valores de Th igualmente altos, pero siendo superados por los de Rb y K, que forman dos máximos frente a un mínimo del Th (Fig. 9, curva B). Estos modelos se producen cuando los magmas conti-

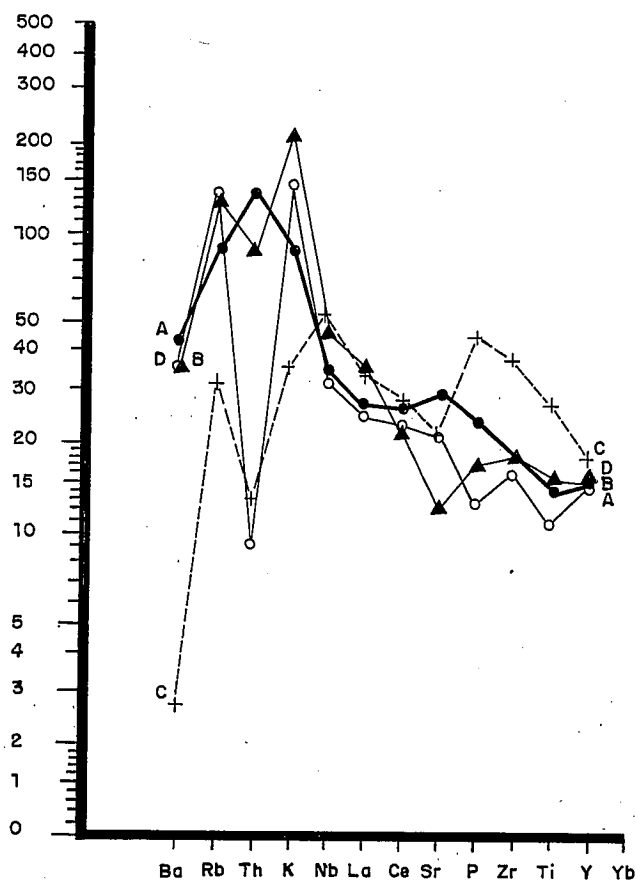


Fig. 9.—Modelos de abundancias de elementos incompatibles, normalizados como se indica en la Fig. 8, de ofitas de la Zona Subbética. El mayor grosor de la curva A es indicativo del mayor número de ofitas (60% de las analizadas) cuyas abundancias elementales siguen esta distribución (ver discusión en el texto).

Fig. 9.—Abundance patterns of incompatible elements of the subbetic ophiolites, normalized as shown in Fig. 8. The extra thickness of curve A indicates the greater number of ophiolites (60% of those analysed), the elemental abundances of which follow this distribution (see text for discussion).

nentales asimilan, en su salida, rocas pelíticas, como ocurre en algunas rocas volcánicas jurásicas de la Zona Subbética, que engloban xenolitos de esquistos del zócalo infrayacente (Puga y Portugal, *in litt.*).

Un 8% de las ofitas seleccionadas presentan un modelo parecido al de algunas eclogitas (Fig. 9, curva C) con $Nb > K > Th$ indicativo de que estos magmas no han sufrido contaminación cortical, lo cual es normal en muchos de los magmas de provincias continentales (Bertrand *et al.*, 1982; Thompson *et al.*, 1982). En éstos, los valores normalizados de Nb son mayores que los del Th.

Por último, un 16% de las ofitas presentan un modelo diferente con $K > Nb > Th$ (Fig. 9, curva D). Los valores de Nb son mayores que los del Th (como en el subgrupo anterior), pero presentan máximos para el K y el Rb como otros subgrupos de ofitas resultantes de asimilación de rocas pelíticas.

La Fig. 10 muestra el modelo normalizado de la media de las eclogitas seleccionadas y el de las ofitas, junto con el de los basaltos de la Dorsal Atlántica entre los 36 y 45 grados N (según Wood *et al.*, 1979), y el de una to-

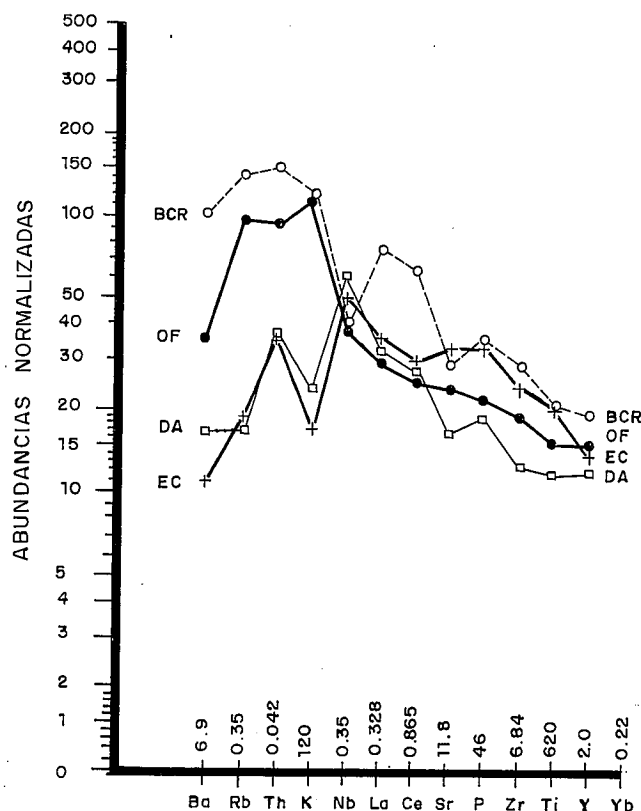


Fig. 10.—Comparación de los modelos de abundancias de elementos incompatibles normalizados de ofitas (curva OF) y eclogitas (curva EC), con los de los basaltos de la Dorsal Atlántica entre 36 y 45 grados N (curva DA), y los de la provincia continental de Columbia River (curva BCR). Las curvas EC y OF se han construido empleando los valores medios de eclogitas y ofitas seleccionadas como más representativas; la curva DA a partir de los análisis publicados por Wood *et al.* (1979), y la BCR a partir del análisis del standard BCR-1 publicado por Govindaraju (1984). Los factores normalizantes de Thompson (1982), empleados en las figuras 8 a 10, se dan en la base de este diagrama.

Fig. 10.—Comparison of the normalized abundance patterns of the incompatible elements of the ophiolites (curve OF) and eclogites (curve EC) with those of the Middle Atlantic Ridge basalts, between 36 and 45 N (curve DA), and those of the Columbia River continental province (curve BCR). The EC and OF curves have been made by using the average values of the most representative eclogites and ophiolites. The DA curve is based on the analyses published by Wood *et al.* (1979), and the BCR curve in the analysis of the BCR-1 standard published by Govindaraju (1984). The Thompson (1982) normalizing factors utilised in figures 8 to 10 are given at the bottom of the diagram.

leita mesozoica continental de Columbia River (standard BCR-1 de Govindaraju, 1984) con fines comparativos. En esta figura se evidencia la semejanza de los modelos de elementos incompatibles normalizados de las eclogitas con los del magmatismo oceánico del M.A.R. y los de las ofitas con el magmatismo toleítico de una provincia continental típica (como es la de Columbia River).

Una característica que diferencia las ofitas de las toleitas de Columbia River y de otras toleitas continentales (cf. Dupuy y Dostal, 1984) es su bajo contenido en La y Ce; esto implica que el Nb no constituya una anomalía negativa en los modelos de elementos incompati-

bles normalizados de las ofitas (Figs. 9 y 10), a pesar de que sus valores absolutos son tan bajos, o más, que en otras provincias magmáticas continentales. Peculiaridades de este tipo suelen caracterizar las distintas provincias magmáticas continentales y pueden deberse a diferencias en los procesos de génesis y diferenciación magmática y, más frecuentemente, a la cantidad y naturaleza de materiales corticales asimilados por los magmas en su salida (cf. Thompson *et al.*, 1982).

Del estudio comparado de los modelos de elementos incompatibles normalizados de ofitas y eclogitas se deducen las siguientes diferencias entre ambos grupos:

1) En las eclogitas estudiadas, el K normalizado es siempre menor que el Nb normalizado, al contrario de lo que ocurre en las ofitas. La razón de los valores normalizados de K/Nb en las eclogitas es, por tanto, menor que la unidad, mientras que en las ofitas (representadas en la Fig. 9) el valor de esta razón llega a alcanzar 7.

2) La razón de los valores normalizados de Th/Nb suele ser inferior en las eclogitas que en las ofitas, alcanzando valores máximos de 2 y 6, respectivamente, para las rocas representadas en las figs. 8 y 9.

4. AMBIENTE GEOTECTÓNICO DE GÉNESIS

La deducción del régimen geotectónico de los magmatismos generadores de ofitas y eclogitas, mediante el uso de diagramas de discriminación tales como los propuestos por Pearce y Cann (1973) y Pearce y Norry (1979), que utilizan solamente las proporciones de dos o tres elementos traza inmóviles, lleva a resultados conflictivos.

Muñoz y Gómez Pugnaire (1985) y Muñoz (1986) han negado la pertenencia de las eclogitas nevado-filábrides a una corteza oceánica y, por tanto, a una asociación ofiolítica, postulada por Puga (1977) y Puga y Díaz de Federico (1984), por el hecho de que las proporciones de los contenidos en Zr, Y y Ti de algunas de estas rocas, al igual que las de algunas ofitas, se proyectan en el campo que Pearce y Cann (1973) y Pearce y Norry (1979) consideran propio de los basaltos intraplaca. Este argumento no es válido, en absoluto, ya que las mismas rocas se proyectan en el campo propio de los basaltos oceánicos, si se utilizan otros diagramas propuestos por los mismos autores, como el que relaciona Zr frente a Ti de Pearce y Cann (1973).

La inaplicabilidad de los diagramas de discriminación citados para deducir el ambiente geotectónico de génesis de los magmas ha sido ya comprobada por numerosos autores, no sólo para rocas antiguas de ambiente genético bien conocido, como pueden ser los basaltos del Deccan (Vallance, 1974) o los basaltos paleocenos de Mull y Skye (Morrison, 1978), sino también para el magmatismo actual de grandes sectores de las dorsales, como la Atlántica (Wood *et al.*, 1979). Incluso Pearce y Norry (1979, p. 36) admiten la inaplicabilidad de estos diagramas a determinadas provincias magmáticas de am-

biente tectónico bien conocido. La causa de la inadecuación de estos diagramas a sus fines, en muchos casos, es la limitación obligada de los análisis empleados, en comparación con la gran diversidad de quimismo de los magmas generados, incluso dentro de un mismo ambiente tectónico, dada la gran heterogeneidad del manto y de la corteza (que son fuente y vía de ascenso para los magmas basálticos), y la diversidad de procesos que intervienen en su génesis (cf. Langmuir *et al.*, 1977; Wood *et al.*, 1979).

Más aceptable nos parece, en nuestro caso, el uso del diagrama propuesto por Bodinier *et al.*, (1987) con las adiciones contenidas en la Fig. 11. Dicha figura muestra cómo los puntos representativos de las eclogitas y de las ofitas se separan en distintos campos. La mayoría de las eclogitas se proyectan en los campos correspondientes al MORB y a las ofiolitas del Tethys, en tanto que la mayoría de las ofitas se proyectan en los campos correspondientes a las rocas de los «rifts» continentales (en los que se ha generado un magmatismo transicional, como son Columbia River y la Cuenca Karroo) y a las rocas procedentes de magmas básicos que se emplazaron en el margen continental del Atlántico central en el Mesozoico (como son las del Atlas y las del oeste de la Península Ibérica). Estos hechos confirman la procedencia de ambos grupos de rocas de magmas generados en ambientes oceánico y continental respectivamente.

Las ofitas que se proyectan en el campo de las ofiolitas alpino-apenínicas son las que presentan los modelos de los elementos incompatibles normalizados de la curva C de la Fig. 9.

Los magmas que originan las ofitas y aquellos de los que proceden las eclogitas son, ambos, de origen mantélico y han sido originados por intumescencias de la astenosfera en relación con límites divergentes de placas tectónicas, que han producido bajos grados de fusión. Estos factores comunes confieren a ambos magmas algunas semejanzas, como la de formar parte de una serie transicional de alcalino-sódica a toleítica. Sus diferencias fundamentales de quimismo proceden del hecho de que los magmas generadores de las ofitas han atravesado la corteza continental mientras que los de las eclogitas no lo han hecho, salvo algunos que pudieron inyectarse más cerca del margen continental de la cuenca oceánica, o bien durante el estadio inicial del «rifting» continental, que precedió la formación de la misma (Díaz de Federico, 1980). La consecuencia de esta diferencia en el ambiente genético es la evolución del quimismo de los magmas «ofíticos», por asimilación de corteza continental, hasta desarrollar las características propias de las toleitas continentales, mientras que los magmas «eclogíticos» conservan las características de un magmatismo oceánico exento de contaminación cortical.

El magmatismo continental que originó las ofitas, fue seguido en la Zona Subbética, por otras manifestaciones volcánicas y subvolcánicas básicas, que alcanzaron su clímax en el Jurásico superior y que se desarrollaron en ambiente transtensivo, siguiendo direcciones de fractura NE-SW (Comas *et al.*, 1986; Puga y Portugal, *in litt.*). Las ofitas, en cambio, no presentan ali-

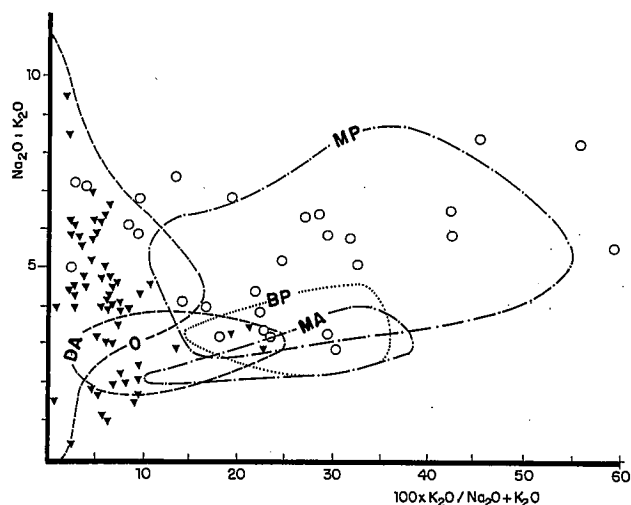


Fig. 11.—Diagrama discriminante de ambientes geotectónicos de génesis de los magmas basálticos, en función de las relaciones de álcalis indicadas en la figura, mostrando la separación de los campos ocupados por las eclogitas (triángulos) y las ofitas (círculos) analizadas. Curva DA = basaltos de la Dorsal Atlántica entre 36 y 45 grados N (análisis de Wood *et al.*, 1979). Curva BP = basaltos de «plateaux», en ambiente de «rift» continental, de la provincia de Columbia River y de la Cuenca Karroo (análisis in Carmichael *et al.*, 1974). Curva MA = doleritas del Atlas correspondientes al magmatismo mesozoico del margen continental del Atlántico Central (análisis de Bertrand *et al.*, 1982). Curva MP = basaltos y doleritas mesozoicas, del margen continental del Atlántico central, en el oeste de la Península Ibérica (análisis de Portugal y Regencio, 1979, 1983). Curva O = basaltos y gabros de los complejos ofiolíticos alpino-apenínicos (análisis de Beccaluva *et al.*, 1977; Dal Piaz y Ernst, 1978; Cortesogno *et al.*, 1978; Reinsch, 1979; Venturelli *et al.*, 1979; Messiga *et al.*, 1983).

Fig. 11.—Discriminant diagram for the geotectonic settings of the basaltic magma genesis in function of the alkali relationship indicated in the figure, showing the different fields occupied by the eclogites (triangles) and ophiolites (circles) analysed. Curve BP = «plateaux» basalts, in continental rift conditions, of the Columbia River and Karroo Basin (from analyses in Carmichael *et al.*, 1974). Curve MA = dolerites of the Atlas Cordilleras, corresponding to Mesozoic magmatism at the continental margin of the Central Atlantic (from analyses of Bertrand *et al.*, 1982). Curve MP = Mesozoic dolerites and basalts of the continental margin of the Central Atlantic in the West of the Iberian Peninsula (from the analyses of Portugal and Regencio, 1979, 1983). Curve O = gabbros and basalts of the alpino-apennine ophiolitic complexes (from the analyses of Beccaluva *et al.*, 1977; Dal Piaz and Ernst, 1978; Cortesogno *et al.*, 1978; Reinsch, 1979; Venturelli *et al.*, 1979; and Messiga *et al.*, 1983).

neaciones tan evidentes, probablemente debido a su dislaceración entre los materiales plásticos encajantes, como consecuencia del diapirismo y de las deformaciones alpinas acompañantes del metamorfismo de grado muy bajo que afectó a estas rocas (Puga *et al.*, 1983); (Morten y Puga, 1983).

El magmatismo de las eclogitas nevado-filábrides en ambiente oceánico fue seguido de las características alteraciones químicas de sus magmas en este ambiente, como son el enriquecimiento en Li, empobrecimiento en Cu y aumento de la razón La/Tb con aumento del contenido en Na₂O (Bodinier *et al.*, 1987). Estas transfor-

maciones fueron coetáneas del metamorfismo de fondo oceánico de las rocas básicas (Puga *et al.*, *in litt.*, b), de los procesos de rodingitización de algunos diques básicos, que atraviesan las harzburgitas asociadas, y de la serpentinización precoz de las mismas. Los diques básicos no rodingitizados se transformaron posteriormente en eclogitas. La asociación de harzburgitas y rodingitas con eclogitas, dentro de las cuales son reconocibles protolitos diversos (desde gabros cumulíticos y diques a basaltos, localmente con estructuras en «pillow») permite clasificar plausiblemente este conjunto como un complejo ofiolítico desmembrado y metamorfozado.

Dentro de los diferentes ambientes tectónicos en los que se pueden generar las secuencias ofiolíticas, las eclogitas nevado-filábrides parecen pertenecer a un ambiente de dorsal oceánica, tanto por su asociación petrológica, como por su quimismo. Dentro del magmatismo actualmente conocido a lo largo de las dorsales, la mayor similitud química de las eclogitas nevado-filábrides se da con los basaltos procedentes de zonas de dorsal en las que se genera un magmatismo de tipo transicional, o de tipo «pluma», como es el caso de la Dorsal Atlántica entre 36 y 45 grados N. A 37 grados de latitud N han sido dragados, en esta dorsal, basaltos, gabros cumulíticos y harzburgitas (Serri *et al.*, 1985), cuyas características químicas y mineralógicas son similares a las de los basaltos, gabros cumulíticos y harzburgitas del complejo nevado-filábride (Morten *et al.*, 1987; Burgos *et al.*, 1980; Morten y Puga, 1984) como puede comprobarse en algunos de sus afloramientos en los que se conservan, excepcionalmente, las paragénesis ígneas sin transformar por el metamorfismo alpino.

Las características químicas y mineralógicas de estos protolitos ígneos residuales son, por otra parte, diferentes de las que presentan las cortezas oceánicas generadas a lo largo de algunas fallas transformantes, en las que se encuentran típicamente basaltos, gabros y rocas ultramáficas alcalinas, en algunos casos incluso con nefelina modal (Frey, 1970; Thompson y Melson, 1972; Bonatti *et al.*, 1979) y más frecuentes lherzolitas que harzburgitas (Boudier y Nicolás, 1985-86).

Algunos de los piroxenos ígneos conservados en los gabros cumulíticos de la asociación ofiolítica nevado-filábride (cuya composición química puede verse en Morten *et al.*, (1987)) se proyectan en el diagrama de Bonatti *et al.*, (1979, Fig. 6) dentro del campo de los basaltos de dorsal oceánica, y lejos de los campos propios de los piroxenos de las rocas dragadas en zonas de fallas transformantes.

Basados en estos argumentos, pensamos que, las eclogitas nevado-filábrides y la asociación ofiolítica de la que forman parte, debieron originarse en un ambiente de dorsal oceánica en el que se reunieran las características necesarias para generar un magmatismo de tipo P-MORB. El quimismo peculiar de este magmatismo, que según Sun *et al.*, (1979) y Wood *et al.*, (1979) es fundamentalmente debido a una fuente mantélica no empobrecida en elementos incompatibles (a diferencia de otros segmentos de dorsal), puede ser también originado, según otros autores, por un menor grado de fusión

y una fuente mantélica con fases residuales que retengan las HREE. También se ha explicado el quimismo de estos magmas como consecuencia de procesos de fusión dinámica, que pueden originar tipos MORB enriquecidos en LREE sin que el manto fuente lo esté fuertemente (Langmuir *et al.*, 1977). Bodinier *et al.*, (1987) han comprobado que el quimismo de las eclogitas nevado-filábrides puede estar ocasionado, o al menos grandemente influido, por un grado de fusión no muy alto y procedente de una fuente profunda en la que el granate residual fraccionara las HREE y han invocado un proceso de fusión dinámica, apareado a una subida diapírica del manto superior, para explicar los modelos enriquecidos en LREE de las eclogitas nevado-filábrides.

5. CONCLUSIONES

Fundamentados en los datos petrológicos, geoquímicos y de edad absoluta expuestos, podemos concluir que las ofitas de la Zona Subbética constituyen manifestaciones subvolcánicas básicas, representantes de un magmatismo transicional de alcalino sódico a toleítico, que ha atravesado corteza continental adelgazada en un ambiente tectónico de «rifting». Estos magmas se generaron entre el Trias superior y el Jurásico inferior, como consecuencia del ambiente distensivo que, en esa época, inició la apertura del Atlántico central. El mismo proceso afectó, también, a la corteza continental de sus futuros márgenes en la que se emplazaron diques doleríticos aprovechando, en muchos puntos, el juego de desgarres tardihercínicos (Parga, 1969; Dewey *et al.*, 1973; Bertrand y Coffrant, 1977; Gracianski *et al.*, 1979; Portugal y Regencio, 1979, 1983).

Las eclogitas de la Zona Bética, por su parte, son el resultado del metamorfismo alpino, de alta presión, sobre rocas gabroídicas, doleríticas y basálticas, integrantes de una asociación ofiolítica de la que forman parte también harzburgitas (en gran parte serpentinizadas) y rodingitas. Este magmatismo se generó en ambiente oceánico, probablemente en un ambiente de dorsal tipo P, a juzgar por la similitud química y petrológica con modelos actualísticos de la Dorsal Atlántica, durante el período distensivo Jurásico en el que se desarrollaron las cortezas oceánicas del Atlántico central y del Tethys occidental. Las ofiolitas nevado-filábrides formarían el extremo occidental de la Cuenca Ligur-Piemontesa, que se abrió (no en ambiente distensivo puro como el Atlántico) sino en un ambiente tectónico controlado por el juego de desgarres sinestrorsos de las placas Europea y Africana durante el Mesozóico (Smith, 1971; Dewey *et al.*, 1973; Gracianski *et al.*, 1979; Lemoine, 1980; Bernoulli y Lemoine, 1980). Esta cuenca, cuya anchura no excedió probablemente algunos centenares de metros (Dal-Piaz, 1974; Pearce, 1979), se desarrolló coetáneamente a una complicada actividad tectónica causante de una gran variación en las características de sus asociaciones ofiolíticas (Lagabrielle *et al.*, 1984).

Esta diversificación debió superponerse a la introducida por heterogeneidades en la composición del manto bajo la cuenca, que explicarían, junto a determinadas condiciones de génesis de sus magmas, la aparición de asociaciones ofiolíticas con características de tipo P-MORB, como las del complejo nevado-filábride y de otros puntos de la cadena alpino-apénica (Hock, 1983; Venturelli *et al.*, 1981).

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo se ha desarrollado en el marco del Proyecto de Investigación núm. PB85/408 con financiación de la C.A.I.C.Y.T. Los autores agradecen al Dr. E. Rodríguez Badiola del Museo Nacional de Ciencias Naturales (C.S.I.C.) la realización de parte de los análisis químicos de elementos en trazas utilizados en este trabajo, y al Dr. R.L. Torres Roldán la lectura crítica del mismo.

BIBLIOGRAFÍA

- Beccaluva, L., Ohnenstetter, D., Ohnenstetter, M., y Venturelli, G. (1977): The trace element geochemistry of Corsican Ophiolites. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 64, 11-31.
- Bernoulli, D., y Lemoine, M. (1980): Birth and early evolution of the Tethys: The overall situation. *26th Int. Geol. Congr. Paris. Coll. C5 (Mem. Bur. Rech. Geol. Min.)*, 167-179.
- Bertrand, H., y Coffrant, D. (1977): Geochemistry of tholeiites from North-East American Margin: Correlation with Morocco. A statistical approach. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 63, 65-74.
- Bertrand, H., Dostal, J., y Dupuy, C. (1982): Geochemistry of early Mesozoic tholeiites from Morocco. *Earth Planet. Sci. Letters.*, 58, 225-239.
- Bodinier, J.L., Morten, L., Puga, E., y Díaz de Federico, A. (1987): Geochemistry of metabasites from the nevado-filábride Complex. Betic Cordilleras, Spain: Relics of a dismembered ophiolitic sequence. *Lithos.* 3.
- Bonatti, E., Chermak, A., y Honnorez, J. (1979): Tectonic and igneous emplacement of crust in oceanic transform zones. In: *Deep drilling results in Atlantic Ocean: Ocean crust* (Talwani, Harrison and Hayes, Eds). *Amer. Geophys. Union.*, 2, 239-248.
- Boudier, F., y Nicolás, A. (1985-86): Harzburgite and lherzolite subtypes in ophiolitic and oceanic environments. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 76, 84-92.
- Burgos, J., Díaz de Federico, A., Morten, L., y Puga, E. (1980): The ultramafic rocks from the Cerro del Almirez, Sierra Nevada Complex, Betic Cordilleras, Spain: Preliminary report. *Cuad. Geol., Univ. Granada*, 11, 157-162.
- Carmichael, I.S.E., Turner, F.J., y Verhoogen, J. (1974): *Igneous Petrology*. Mc Graw-Hill Book Company. 739 p.
- Coleman, R.G. (1977): *Ophiolites: ancient oceanic lithosphere*. Springer-Verlag. Berlin. 229 p.

- Comas, M.C., Puga, E., Bargossi, G.M., Morten, L., y Rosi, P.L., (1986): Paleogeography, sedimentation and volcanism of the Central Subbetic Zone, Betic Cordilleras, Southeastern Spain. *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, 7, 385-404.
- Cortosogno, L., Ernst, W.G., Galli, M., Messiga, B., Pedemonte, G., y Piccardo, G.B. (1977): Chemical petrology of eclogitic lenses in serpentinite. Grupo di Voltri, Ligurian Alps. *Jour. Geol.*, 85, 255-277.
- Dal Piaz, G.V. (1974): Le metamorphisme éoalpin de haute pression et basse temperature dans l'évolution structurale du bassin ophiolitique alpino-apenninique. I: Considerations paleogeographiques. *Bol. Soc. Geol. Ital.*, 93, 437-468.
- Dal Piaz, G.V., y Ernst, W.G. (1978): Areal geology and petrology of eclogites and associated metabasites of the Piemonte ophiolite nappe, Breuil-St. Jacques area, Italian Western Alps. *Tectonophysics*, 51, 99-126.
- Dewey, J.F., Pitman III, W.C., Ryan, W.B.F. y Bonnin, J. (1973): Plate tectonics and the evolution of the Alpine System. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 84, 3137-3180.
- Díaz de Federico, A. (1980): *Estudio geológico del Complejo de Sierra Nevada en la transversal del Puerto de la Ragua, Cordillera Bética*. Tesis Doctoral. Universidad de Granada, 602 págs.
- Dupuy, C., y Dostal, J. (1984): Trace element geochemistry of some continental tholeiites. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 67, 61-69.
- Engel, A.E.J., Engel, C.G., y Havens, R.G. (1965): Chemical characteristics of oceanic basalts and the upper mantle. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 76, 719-734.
- Fliert, J.R., van de, Hebeda, E.H., Priem, H.N.A., Smet, M.E.M., y Verdurmen, E.A.Th. (1979): Pillow-lavas and basic intrusives of early Cretaceous age in the Cantar area (prov. Murcia, Spain). *Estudios Geol.*, 35, 605-608.
- Frey, F.A. (1970): Rare earth and potassium abundances in St. Paul's rocks. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 7, 351-360.
- Gómez Pugnaire, M.T. (1979): *Evolución del metamorfismo alpino en el Complejo nevado-filábride de la Sierra Baza (Cordilleras Béticas, España)*. Tesis Doctoral. Universidad de Granada.
- Gómez Pugnaire, M.T., Mottana, A., Bocchio, R., Liborio, G., y Abraham, M. (1979): Coronitic eclogites in the Sierra de Baza (Betic Cordilleras, Spain). *N. Jb. Miner. Ab.*, 136 (1), 42-62.
- Gómez Pugnaire, M.T., y Fernández Soler, J.M. (1987): High-pressure metamorphism in metabasites from the Betic Cordilleras (SE Spain) and its evolution during the Alpine orogeny. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 95, 231-244.
- Govindaraju, K. (1984): Compilation of working values and sample description of mainly silicate rocks and minerals. *Geostand. Newsl.*, VIII, Special Issue, 1-16.
- Graciansky, P.Ch., Bourbon, M., Charpal, O., Chenet, P.-Y., y Lemoine, M. (1979): Genèse et évolution comparées de deux marges continentales passives: marge ibérique de l'Océan Atlantique et marge européenne de la Téthys dans les Alpes occidentales. *Bull. Soc. Géol. France.*, 7, XXI-5, 663-674.
- Hebeda, E.H., Boelrijk, N.A.I.M., Priem, H.N.A., Verdurmen, E.A. Th., Verschure, R.H., y Simon, O.J. (1980): Excess radiogenic Ar and undisturbed Rb-Sr systems in basic intrusives subjected to alpine metamorphism in southeastern Spain. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 47, 81-90.
- Höck, V. (1983): Mesozoic ophiolites and non-ophiolitic metabasites in the central part of the Tauern Window (Eastern Alps, Austria). *Ophioliti.*, 8, 103-126.
- Ishiwatari, A. (1985-86): Alpine ophiolites: Product of low-degree mantle melting in a Mesozoic transcurrent rift zone. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 76, 93-108.
- Lagabrielle, Y., Polino, R., Auzende, J.M., Blanchet, R., Caby, R., Fudral, S., Lemoine, M., Mevel, C., Ohnensetter, M., Robert, D., y Tricart, P., (1984): Les témoins d'une tectonique intraocéanique dans le domaine Téthysien: Analyse des rapports entre les ophiolites et leurs couvertures metasedimentaires dans la Zone Piemontaise de Alpes Franco-Italiennes. *Ophioliti.*, 9 (1), 67-88.
- Langmuir, C.H., Bender, J.F., Bence, A.E., Hanson, G.N., y Taylor, S.R. (1977): Petrogenesis of basalts from the Famous Area: Mid-Atlantic Ridge. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 36, 133-156.
- Lemoine, M. (1980): Serpentinites, gabbros y ophicalcites in the Piemont-Ligurian domain of the Western Alps: Possible indicators of oceanic fracture zones and associated serpentinite protrusions in the Jurassic-Cretaceous Tethys. *Arch. Sci. Genève.*, 33, 103-116.
- Leoni, L., y Saitta, M. (1976): X-Ray fluorescence analysis of 29 trace elements in rock and mineral standards. *Rend. Soc. Ital. Miner. Petrol.*, 32 (2), 497-510.
- Messiga, B., Piccardo, G.B., y Ernst, W.G. (1983): High-pressure eo-Alpine parageneses developed in magnesium metagabbros, Grupo di Voltri, Western Liguria, Italy. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 83, 1-15.
- Morten, L., y Puga, E., (1983): Augite to chloromelanite transformation in ophites from the Subbetic Zone, Betic Cordilleras, Spain. *Period. Mineral.* Roma, 52, 355-367.
- Morten, L., y Puga, E. (1984): Blades of olivines and orthopyroxenes in ultramafic rocks from the Cerro del Almirez, Sierra Nevada Complex, Spain: relics of quench-textured harzburgites?. *N. Jb. Miner. Mh.*, 5, 211-218.
- Morten, L., Bargossi, G.M., Martínez Martínez, J.M., Puga, E., y Díaz de Federico, A. (1987): Metagabbro and associated eclogites in the Lubrin area, Nevado-Filábride Complex, Spain. *Jour. Metam. Geol.*, 5, 155-174.
- Morrison, M.A. (1978): The use of «inmobile» trace elements to distinguish the paleotectonic affinities of metabasalts: Applications to the Palocene basalts of Mull and Skye, Northwest Scotland. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 39, 407-416.
- Muñoz, M. (1986): Estudio comparativo de los cuerpos intrusivos básicos asociados a los materiales de edad triásica de los dominios Subbético y Nevado-Filábride del sector centro-oriental de las Cordilleras Béticas. *Geogaceta.*, 1, 35-37.
- Muñoz, M., y Gómez Pugnaire, M.T. (1985): Estudio comparativo de las manifestaciones básicas asociadas a materiales de edad triásica de los dominios Subbético y Nevado-Filábride en el Sector centro-oriental de las Cordilleras Béticas. *Inf. Int. Reun. Cient. Proy. Inv. 463 (C.S.I.C.-C.A.I.C.Y.T.)*. Granada. 3 p.
- Parga, J.R. (1969): Sistemas de fracturas tardihercínicas del Macizo Hespérico. *Trab. Lab. Xeol. Laxe.*, 37, 1-15.
- Pearce, J.A. (1979): Geochemical evidence for the genesis an eruptive setting of lavas from Tethyan ophiolites. In: *Ophiolites*. (Panayiotou Ed.). *Proc. Int. Ophiolite Symp. Geol. Surv. Dpt. Cyprus.*, 261-272.

- Pearce, J.A., y Cann, J.R. (1973): Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 19, 290-300.
- Pearce, J.A., y Norry, M.J. (1979): Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y, Nb variations in volcanic rocks. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 69, 33-47.
- Portugal Ferreira, M., y Regencio Macedo, C.A. (1979): Actividade magmática durante o mesozoico: I-achega para a datação K-Ar das rochas filonianas básicas intrusivas na zona Centro-Ibérica (Portugal). *Mem. Not. Publ. Mus. Lab. Mineral. Geol. Univ. Coimbra.*, 87, 29-49.
- Portugal Ferreira, M., y Regencio Macedo, C. (1983): Igneous rocks in the diapiric areas of the western Portuguese Border: The K-Ar ages and settings of the Upper Jurassic suite. *Mem. Not. Publ. Mus. Lab. Mineral. Geol. Univ. Coimbra.*, 96, 160-181.
- Portugal Ferreira, M., Ferreira, J.T., Puga, E. y Díaz de Federico, A. (in litt.): Geochronological contribution to the petrogenetic picture of the Betic Chain (SE. Spain). *II Congr. Geol. España.* Granada, Junio 1988.
- Puga, E. (1977): Sur l'existence dans le complexe de la Sierra Nevada (Cordillère Bétique, Espagne du Sud) d'éclogites et sur leur origine à partir d'une croûte océanique mésozoïque. *C.R. Acad. Sci. Paris.*, 285, 1.379-1.382.
- Puga, E., y Díaz de Federico, A. (1976): Metamorfismo poli-fásico y deformaciones alpinas en el Complejo de Sierra Nevada (Cordillera Bética). Implicaciones Geodinámicas. *Reun. Geodin. Cord. Bética y Mar de Alborán. Univ. Granada.* 79-114.
- Puga, E., y Ruiz-Cruz, D. (1980): Observaciones petrológicas y geoquímicas sobre el magmatismo básico mesozoico del sector. Central de la Cordillera Subbética. *Cuad. Geol., Univ. Granada*, 11, 127-155.
- Puga, E., Morten, L., Bondi, M., Bargossi, J.M., Ruiz Cruz, M.D., y Díaz de Federico, A. (1983): Metamorphized ophites from Archidona Region. Subbetic Zone (Spain). *Estudios Geol.*, 39, 307-317.
- Puga, E., y Díaz de Federico, A. (1984): Materiales indicativos de una asociación ofiolítica en el Complejo de Sierra Nevada y su significado geodinámico. *Inf. Reun. Cient. Proy. C-40010/81 Borde Medit.*, 21-22.
- Puga, E., y Díaz de Federico, A. (1985a): Características magmáticas y evolución metamórfica de las metabasitas Nevado-Filábrides. *Inf. Int. Reun. Cient. Proy. Inv. 463. (C.S.I.C.-C.A.I.C.Y.T.)*. Granada, 4 págs.
- Puga, E., y Díaz de Federico, A. (1985b). Características diferenciales entre las ofitas y las rocas volcánicas de la Cordillera Subbética. *Informe Interno de la Reunión Científica del Proyecto de Investigación núm. 463. (C.S.I.C.-C.A.I.C.Y.T.)*. Granada. 4 págs.
- Puga, E. (1987): Enclaves de micaschistes à silicates d'alumine dans les roches volcaniques basiques mesozoïques de la Cordillère Subbétique: Premiers témoins d'un socle métamorphique, non affleurant, dans les Zones Externes des Cordillères Bétiques (Sud de l'Espagne). *C.R. Acad. Sci. Paris.* 305, 1.503-1.506.
- Puga, E., Díaz de Federico, A. y Morten, L. (en prensa, a): Características magmáticas y evolución metamórfica de las metabasitas Nevadofilábrides (Cordillera Bética). *II Congr. Geol. España.* Granada, Junio 1988.
- Puga, E., Díaz de Federico, A., Morten, L. y Bargossi, G.M. (en prensa, b): The petrological and geochemical characterization of the Nevado-Filábride ophiolitic metabasites from the Cobdar Formation (Betic Cordillera, SE. Spain). *Symp. Geol. Pyrenees Betics.* Barcelona, Abril 1988.
- Puga, E., Portugal, M. y Díaz de Federico, A. (en prensa, c): The evolution of the magmatism in the External Zones of Betic Cordilleras (SE. Spain) during the Mesozoic. *Symp. Geol. Pyrenees Betics.* Barcelona, Abril 1988.
- Puga, E., Fliert, J.R. van de; Torres Roldán, R.L., y Sanz de Galdeano, C. (in litt., d): Whole rock K/Ar dating of mesozoic volcanic and intrusive igneous rocks from the Central Subbetic: A Case of argon loss by very-low-grade metamorphism in the External Zone of the Betic Cordilleras (Southern Spain). *Estudios Geol.*
- Puga, E., y Portugal, M. (in litt.): The recrystallization and partial melting of pelitic rocks and its bearing on the contamination of basaltic magmas (Subbetic Zone, Spain). In: *Geochemical and Geophysical Aspects of the Interactions and Evolution of Magmas and rocks of the Crust.* (Fountain, Hodge and Reitan Eds.) Teophrastus Publications, S.A. Athens.
- Reinsch, D. (1979): Glaucophanites and eclogites from Val Chiusella, Sesia-Lanzo Zone (Italian Alps). *Contrib. Mineral. Petrol.*, 70, 257-266.
- Serri, G., Herbert, R., y Hekinian, R. (1985): Chemistry of ultramafic tectonites and ultramafic to gabbroic cumulates from the major oceanic basins and the Northern Apennines ophiolites. *Ophioliti*, 10, 1, 63-76.
- Smith, A.G. (1971): Alpine deformation and the oceanic areas of the Tethys, Mediterranean, and Atlantic. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 82, 2.039-2.070.
- Sun, S.S., Nesbitt, R.W., y Sharaskin, A.Y. (1979): Geochemical characteristics of mid-ocean ridge basalts. *Earth Planet. Sci. Letters.*, 44, 119-138.
- Thompson, R.N. (1982): Magmatism of the British Tertiary Volcanic Province. *Scott. Jour. Geol.*, 18, 49-107.
- Thompson, G., y Melson, W.G. (1972): The Petrology of oceanic crust across fracture zones in the Atlantic Ocean: evidence of a new kind of sea-floor spreading. *Jour. Geol.*, 80, 526-538.
- Thompson, R.N., Dickin, A.P., Gibson, I.L., y Morrison, M.A. (1982): Elemental fingerprints of isotopic contamination of Hebridean paleocene mantle-derived magmas by archaean sial. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 79, 159-168.
- Treuil, M., y Varet, J. (1973): Critères volcanologiques, petrologiques et géochimiques de genèse et de la différenciation des magmas basaltiques: exemple de L'Arfar. *Bull. Soc. Geol. France*, 7, XV, 5-6, 506-540.
- Vallance, T.G. (1974): Spilitic degradation of a tholeiite basalt. *Jour. Petrol.*, 15, 79.
- Vegas, R., y Muñoz, M. (1984): Sobre la evolución geodinámica del borde meridional de la placa Ibérica. *I Congr. Esp. Geol.* III, 105-118.
- Venturelli, G., Capedri, S., Thorpe, R.S., y Potts, P.J. (1979): Rare-Earth and other element distribution in some ophiolitic metabasalts of Corsica, Western Mediterranean. *Chem. Geol.*, 24, 339-353.

- Venturelli, G., Thorpe, R.S., y Potts, P.J. (1981): Rare earth and trace elements characteristics of ophiolitic metabasalts from the Alpine-Apennine belt. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 53, 109-123.
- Vera, J.A., y López Garrido, A. (1979): Mapa de distribución de unidades en las Zonas Externas de las Cordilleras Béticas. Escala 1:1000000. *Univ. Granada*.
- Winchester, J.A., y Floyd, P.A. (1977): Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chem. Geol.*, 20, 325-343.
- Wood, D.A., Tarney, J., Varet, J., Saunders, A.D., Bougault, H., Joron, J.L., Treuil, M., y Cann, J.R. (1979): Geochemistry of basalts drilled in the North Atlantic IPOD leg 49: Implications for mantle heterogeneity. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 42, 77-97.

*Recibido el 2 de junio de 1987
Aceptado el 19 de julio de 1987*