

Prov. 9. 14/37

UNIVERSIDAD DE GRANADA
Departamento de Mineralogía y Petrología

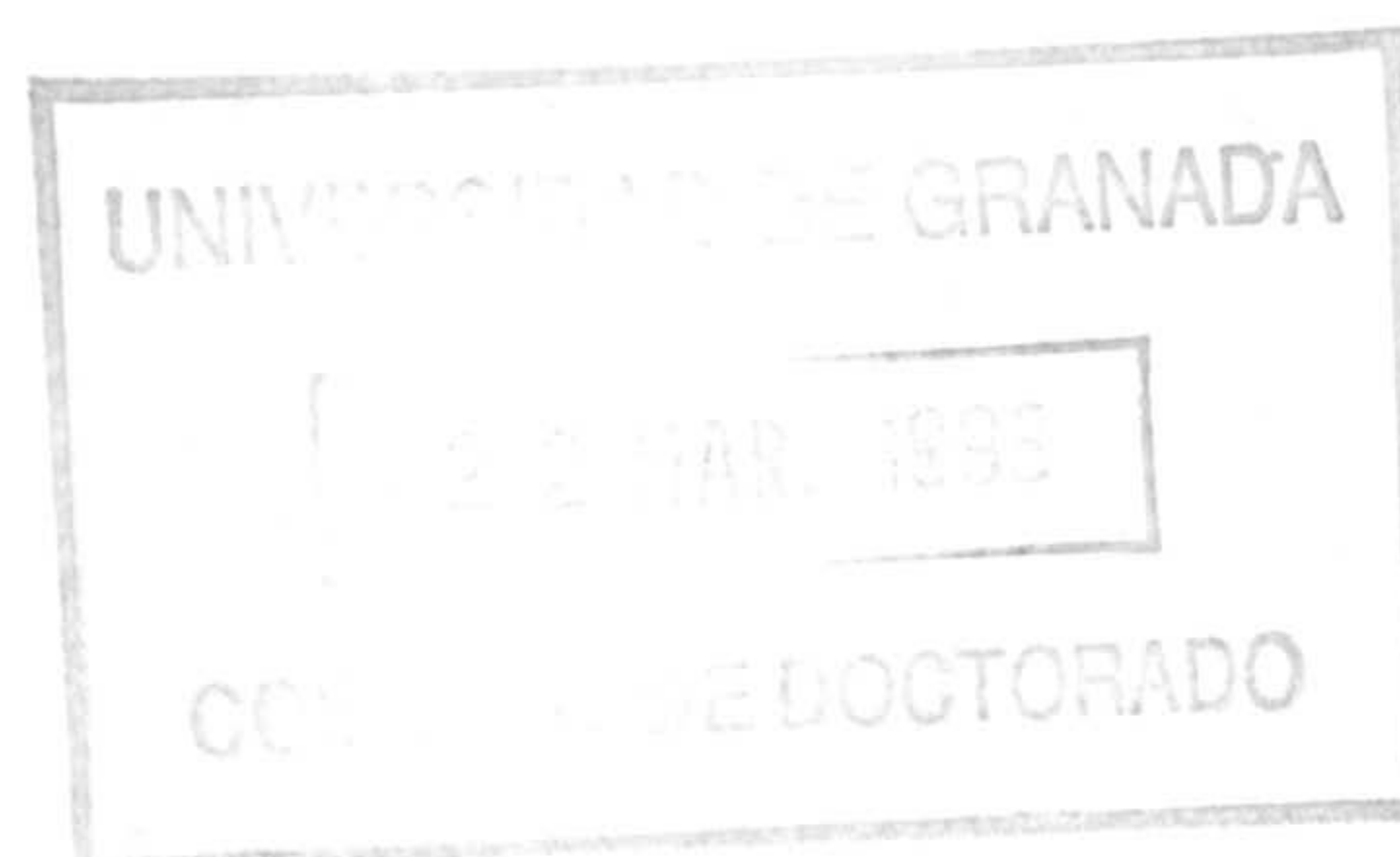
**PETROLOGÍA Y GEOQUÍMICA DE LAS OFITAS DE
LAS ZONAS EXTERNAS DE LAS CORDILLERAS
BÉTICAS**

TESIS DOCTORAL

Granada, 1993

Diego Morata Céspedes

UNIVERSIDAD DE GRANADA
Departamento de Mineralogía y Petrología



**PETROLOGÍA Y GEOQUÍMICA DE LAS OFITAS DE
LAS ZONAS EXTERNAS DE LAS CORDILLERAS
BÉTICAS**

TESIS DOCTORAL

Granada, 1993

Diego Morata Céspedes

FACULTAD DE CIENCIAS

UNIVERSIDAD DE GRANADA

DEPARTAMENTO DE MINERALOGIA Y PETROLOGIA

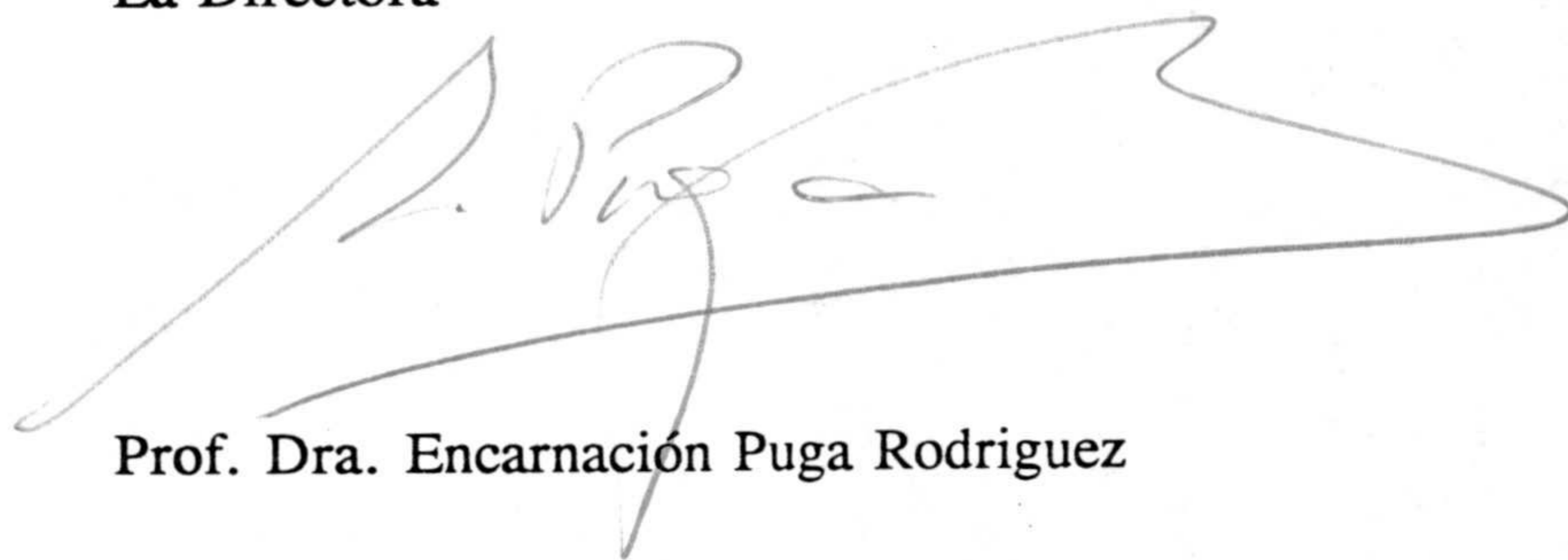
T
17
36

**Petrología y geoquímica de las Ofitas de las Zonas Externas de las
Cordilleras Béticas**

BIBLIOTECA	UNIVERSITARIA
GRANADA	
Nº Documento	619690952
Nº Copia	21244224

Tesis que presenta DIEGO MORATA CESPEDES para
optar al Grado de Doctor en Ciencias (Sección
Geología)

La Directora



Prof. Dra. Encarnación Puga Rodríguez



Diego Morata Céspedes

AGRADECIMIENTOS

Después de cuatro años de trabajo es fácil comprender que ha habido un gran número de personas que, de una manera u otra, han compartido conmigo momentos felices, y otros no tan felices, que han hecho posible que esta Tesis sea una realidad.

En primer lugar debo agradecer a la Dra. Encanación Puga Rodríguez su decisión de admitirme en su Grupo de Investigación y de enseñarme el "duro" mundo de la Petrología. Ella me ha enseñado la metodología científica y la rigurosidad con la que deben considerarse los datos analíticos. Su incondicional apoyo en los últimos momentos han sido de gran importancia para la culminación de este trabajo. Por otro lado, gracias a ella tuve la posibilidad de contactar con el Dr. L. Aguirre de la Universidad de Aix Marseille-III, que ha sido el "culpable" de mi "pumpellyitosis aguda". El me ha enseñado el apasionante mundo del metamorfismo del bajo grado. Además, tuve la oportunidad de trabajar a su lado en el Laboratoire de Pétrologie Magmatique (Marseille).

El Dr. A. Demant (Univ. Aix Marseille-III) me mostró cómo, en unas simples y alteradas "rocas verdes", se pueden observar todo un mundo de estructuras volcánicas, permitiéndome conocer las variedades petrográficas de las ofitas. En este aspecto no puedo olvidar al Dr. M. Lago de la Universidad de Zaragoza, que me enseñó los afloramientos de ofitas del Pirineo español, además de una interesante metodología de trabajo y su hospitalidad durante mis estancias en dicha Universidad.

Al Dr. Carlos Sanz de Galdeano (Departamento de Geodinámica de la Universidad de Granada) por sus indicaciones sobre la geología regional de las Zonas Externas de las Cordilleras Béticas. A él le debo mi primer "contacto" sobre el terreno con las ofitas. Que en estas breves palabras encuentre mi sincero agradecimiento.

Al Dr. A. Pérez López (Departamento de Estratigrafía-Paleontología de la Universidad de Granada) por su inestimable ayuda en todo lo concerniente a la identificación de los materiales Triásicos y a la datación de los diversos niveles sedimentarios.

Mi estancia en Marseille me hizo conocer a un gran número de personas a las que les conté mis aventuras ofíticas y que, con gran dosis de paciencia, me estuvieron aguantando. Vaya aquí mi agradecimiento a todo el personal del Laboratoire de Pétrologie, y muy especialmente al Prof. C. Coulon, director, que me permitió estar en su Laboratorio haciendo uso, como uno más, de todo el instrumental allí disponible.

En estos cuatro años de trabajo en el Departamento de Mineralogía y Petrología de la Universidad de Granada he tenido la oportunidad de conocer a sus tres últimos Directores. A ellos y al Director del Instituto Andaluz de Geología Mediterránea les quedo muy agradecido por los medios que han puesto a mi disposición, en especial a la Dra. Purificación Fenoll Hach-Alí y al Dr. Miguel Ortega Huertas que, sin pertenecer al área de Petrología, me han apoyado constantemente.

A Salva (futuro doctor en Geología), con el que he compartido toda mi vida de estudiante, desde 1º de EGB hasta el final de nuestras Tesis Doctorales, además de compartir despacho en nuestra andadura por este Departamento. A él le agradezco su paciencia en todo momento, pero especialmente en estos últimos meses de escritura, por su apoyo incondicional.

Al Dr. M. Portugal-Ferreira (Universidad de Coimbra) por las dataciones K/Ar realizadas sobre algunas muestras de ofitas. Al Dr. J. López-Ruiz por sus comentarios y críticas sobre el estudio geoquímico realizado en esta Tesis.

A los Dres. L. Aguirre, A. Demant, A. Díaz de Federico, M. Lago, J. López-Ruiz y R. Vaquer por formar parte de mi jurado de Tesis.

A Fernando Cámara por su inestimable ayuda en determinando momentos en los que la informática se puso en contra de la Ciencia y al Dr. F^{co} Paz Moreno (Pancho) (Universidad de Sonora, México), con el que compartí grandes momentos durante mis estancias en Marseille.

Quiero dejar pa el último lugar a mi familia, que me ha apoyado constantemente y han aguantado con grandísima paciencia durante estos cuatro años. Gracias a todos.

Esta Tesis ha sido posible gracia a la concesión de una beca F.P.I. Programa General, y a la financiación a través del Proyecto de Investigación "Petrología y Geoquímica Endógenas de la Litosfera" PB-0017 (E. Puga Rodríguez) y al Grupo de Investigación de la Junta de Andalucía nº 4072 (E. Puga Rodríguez).

I.- INTRODUCCION

- I-1.- Introducción
- I-2.- Antecedentes
- I-3.- Objetivos y métodos

II.- CONTEXTO GEOLOGICO

- II-1.- Introducción
- II-2.- Las Zonas Externas de las Cordilleras Béticas
- II-3.- El Trías de las Zonas Externas
 - II-3-1.- El Trías de Antequera
- II-4.- Localización de los afloramientos estudiados
- II-5.- El volcanismo Mesozoico en las Zonas Externas

III.- MODALIDADES DE EMPLAZAMIENTO Y FACIES PETROGRÁFICAS DESARROLLADAS

- III-1.- Introducción
- III-2.- Modalidades de emplazamiento
 - III-2-1.- Manifestaciones volcánicas
 - III-2-2.- Intrusiones someras
 - III-2-3.- Intrusiones subvolcánicas en profundidad
 - III-2-4.- Sills y diques
- III-3.- Facies petrográficas y tipos de ofitas. Caracterización petrográfica
 - III-3-1.- Ofitas del Grupo-1
 - III-3-2.- Ofitas del Grupo-2

IV.- QUIMISMO DE LOS MINERALES IGNEOS

- IV-1.- Espinelas
- IV-2.- Olivinos
- IV-3.- Plagioclasas
- IV-4.- Piroxenos
 - IV-4-1.- Quimismo de los piroxenos
 - IV-4-2.- Parámetros que condicionan los diferentes cambios composicionales
 - IV-4-3.- Quimismo de los piroxenos como discriminantes de la afinidad magmática
- IV-5.- Anfíboles
- IV-6.- Biotitas
- IV-7.- Oxidos de Fe-Ti. Otras menas
 - IV-7-1.- Oxidos de Fe-Ti
 - IV-7-2.- Sulfuros de Ni-Cu-Fe
- IV-8.- Fases tardías de cristalización
- IV-9.- Otras fases minerales
 - IV-9-1.- Zircón

- IV-9-2.- Allanita
- IV-10.- Secuencia de cristalización
- IV-11.- Xenocristales

V.- MINERALES DEL METAMORFISMO DE BAJO GRADO

- V-1.- Introducción
- V-2.- Características generales del metamorfismo de bajo grado en las metabasitas de las Z.E. Béticas
- V-3.- Variaciones composicionales de los minerales de metamorfismo de bajo grado en las ofitas de las Z.E.
 - V-3-1.- Piroxeno sódico
 - V-3-2.- Anfíboles
 - V-3-3.- Plagioclasa
 - V-3-4.- Pumpellyita
 - V-3-5.- Prehnita

VI.- GEOQUIMICA DE ROCA GLOBAL

- VI-1.- Introducción
- VI-2.- Clasificación química de las ofitas
- VI-3.- Geoquímica de elementos mayores
 - VI-3-1.- Norma CIPW
 - VI-3-2.- Contenidos totales de elementos mayores
 - VI-3-3.- Diagramas de variación
 - VI-3-4.- Otros diagramas con elementos mayores
- VI-4.- Geoquímica de elementos trazas
 - VI-4-1.- Introducción
 - VI-4-2.- Diagramas de variación
 - VI-4-3.- Diagramas multielementales ("*spider-diagrams*")
 - VI-4-4.- Relaciones entre elementos trazas
- VI-5.- Geoquímica de tierras raras (REE)
- VI-6.- Diagramas discriminantes de ambiente de génesis

VII.- PETROGENESIS IGNEA

- VII-1.- Estimación de las condiciones de cristalización. Geotermobarometría
- VII-2.- Mecanismos de evolución magmática
 - VII-2-1.- Introducción
 - VII-2-2.- Influencias de la profundidad de génesis y naturaleza del magma original
 - VII-2-3.- Influencia del grado de fusión parcial
 - VII-2-4.- Procesos de cristalización fraccionada a baja presión
 - VII-2-5.- Influencia de la contaminación cortical

VIII.- PETROGENESIS METAMORFICA

- VIII-1.- Asociaciones minerales y facies metamórficas

- VIII-1-1.- Condiciones de equilibrio del metamorfismo de bajo grado
- VIII-1-2.- Dominios de equilibrio
- VIII-1-3.- Para génesis minerales
- VIII-1-4.- Facies metamórficas
- VIII-1-5.- Sistemas de proyección de las para génesis en equilibrio
- VIII-2.- Estimación de las condiciones de metamorfismo
 - VIII-2-1.- Temperatura
 - VIII-2-2.- Presión
 - VIII-2-3.- fO_2 y aCO_2
- VIII-3.- Ambiente de génesis del metamorfismo

IX. EDAD Y AMBIENTE DE GENESIS DE LOS MAGMAS

- IX-1.- Edad de las ofitas
 - IX-1-1.- Introducción
 - IX-1-2.- Criterios de emplazamiento
 - IX-1-3.- Dataciones radiométricas
- IX-2.- Modelo genético propuestos

X.- CONCLUSIONES

XI.- REFERENCIAS

UNIVERSITAT DE GANADA
22 MAR. 1993
COMISSIÓ DE DOCTORADO

CAPITULO I

INTRODUCCION



CAPITULO I: INTRODUCCIÓN

I-1.- Introducción

El Magmatismo Mesozoico de las Zonas Externas de las Cordilleras Béticas está representado, por un lado, por la llamada *Provincia Volcánica Jurásica* constituida por un volcanismo fisural básico, ubicado en el Subbético Medio según una dirección ENE-WSW, compuesto principalmente por coladas e intrusiones subvolcánicas, con algunas manifestaciones piroclásticas hacia la base, y, por otro lado, por pequeñas manifestaciones de rocas ígneas básicas, mayoritariamente subvolcánicas, presentes entre los materiales arcillosos del Trías Superior de las Zonas Externas de las Cordilleras Béticas, y que se conocen con el término de *Ofitas*. Palassou (1798) definió como "ofitas" a las doleritas triásicas de Pirineos asociadas a los sedimentos arcillosos del Trías de facies Keuper, y por extensión, este término se ha aplicado, en los países que circundan al Mediterráneo Occidental, a las rocas básicas intrusivas en el mismo tipo de materiales. De hecho, Foucault y Raoult (1988) en su diccionario de Geología definen "ofita" como una dolerita con estructura pecilítica particular (textura ofítica) en la que grandes cristales de piroxeno (augita) engloban pequeños cristales de plagioclasa (andesina y labrador), que están a menudo alteradas y presentan un típico color verdoso, siendo frecuente encontrarlas como cuerpos subvolcánicos en el Trías superior de los Pirineos.

En esta Tesis se han estudiado principalmente las *ofitas* del Trías de las Zonas Externas Béticas y, con fines comparativos, algunas manifestaciones volcánicas Jurásicas del Subbético Medio.

Como se verá a lo largo del texto, las rocas que constituyen el objeto fundamental de este trabajo concuerdan parcialmente con el concepto de ofita introducido por Palassou, en cuanto a que son rocas ígneas básicas asociadas a sedimentos arcillosos del Trías de facies Keuper, pero difiere de la definición que para este tipo de rocas dieron Foucault y Raoult, por presentar una mayor variedad de texturas y de composición mineralógica y, particularmente, por constituir no sólo cuerpos subvolcánicos, sino también estructuras

claramente volcánicas.

De todas formas, hemos preferido mantener el término *ofita (s.l.)* para aquellas rocas ígneas básicas que aparecen entre los materiales triásicos de facies Keuper de las Zonas Externas de las Cordilleras Béticas, independientemente de que se trate de basaltos ó de doleritas, y sin considerar la afinidad química que presentan estas rocas.

Esta Tesis está estructurada en una serie de capítulos en los que se van abordando los diferentes aspectos de la problemática que presentan las ofitas béticas. Tras los primeros aspectos introductorios, en los que se realiza una breve recopilación bibliográfica de autores que han estudiado las ofitas, ó algún proceso relacionado con ellas, en el capítulo II se enmarca el contexto geológico en el que aparecen las ofitas, es decir, las Zonas Externas de las Cordilleras Béticas.

En el capítulo III se estudian las diferentes morfologías y texturas que se pueden encontrar en los diferentes afloramientos de ofitas estudiados, presentes en un área que va desde Cádiz hasta el norte de la provincia de Murcia, y que permiten precisar la definición del término Ofita. Este es un capítulo de gran interés, puesto que la caracterización precisa de una serie de estructuras volcánicas en algunos afloramientos ha permitido establecer la edad del comienzo del magmatismo generador de las ofitas.

En el capítulo IV se estudia la composición química de las fases minerales ígneas presentes en las ofitas. En este capítulo se presta especial atención al estudio de los piroxenos ígneos, por la información petrogenética que de ellos se puede extraer. La descripción de los minerales de metamorfismo de bajo grado presentes en la mayor parte de los afloramientos de ofitas se ha realizado en el capítulo V.

Los aspectos relacionados con la geoquímica de roca global han sido abordados en el capítulo VI, estudiando las variaciones de quimismo de las ofitas, tanto de los elementos mayores, como de los trazas y REE. En este capítulo se realiza la caracterización geoquímica de dos grupos de ofitas diferenciados.

Los procesos petrogenéticos que han dado lugar a las ofitas, tanto de tipo ígneo como los de metamorfismo de bajo grado se analizan en los capítulos VII y VIII, respectivamente.

Finalmente, en el capítulo IX se ha propuesto un modelo de génesis para las ofitas, extrapolable a la evolución del Magmatismo Mesozoico de las Zonas Externas, en el que se analizan las posibles causas que dieron lugar al inicio de este magmatismo en el Trías superior y que explican la evolución del mismo a lo largo del Jurásico. Se comparan, así mismo, los productos de este magmatismo con los de otras provincias magmáticas Mesozoicas peri-Atlánticas y con otros afloramientos de ofitas de la Península Ibérica.

I-2.- Antecedentes

A pesar de la abundancia de las ofitas entre los materiales triásicos de las Zonas Externas de las Cordilleras Béticas no han sido muy numerosos los trabajos en los que se han realizado estudios petrológicos o geoquímicos sobre este tipo de rocas. Desde finales del siglo pasado, varios autores han citado la presencia de rocas verdes ("ofitas") intercaladas entre los materiales triásicos de la Cordillera Subbética, y han citado el magmatismo asociado a series mesozoicas no triásicas, más localizado en el sector central de esta Cordillera (Adán de Yarza, 1882; Killian, 1885; Vidal, 1882; ver otras referencias en Puga y Ruiz-Cruz, 1980). Estos primeros trabajos, a diferencia de los que se empezaron a realizar por autores, principalmente franceses, en las ofitas de Pirineos, no son de especial importancia. Una completa revisión bibliográfica sobre los primeros estudios que se realizaron en los afloramientos de "ofitas" de los Pirineos se puede encontrar en la Tesis Doctoral de Lago (1980).

Será a partir de los años 60 cuando el número de datos acerca de este tipo de rocas en las Cordilleras Béticas aumente considerablemente. Entre los trabajos de esta época destacan el de Fontboté y Quintero (1960), quienes por primera vez citan la existencia de pillow-lavas en la zona de Iznalloz. Busnardo y Chenevoy (1964) estudian tres afloramientos de doleritas jurásicas y comparan sus resultados con los obtenidos por otros autores en estudios realizados sobre "ofitas" triásicas.

Nuevos datos (sobre todo de índole cartográfico) se obtuvieron con la realización de una serie de Tesis Doctorales, de carácter esencialmente estratigráfico, que abarcan amplias zonas de esta Cordillera. Entre otros se pueden citar los datos aportados por Vera (1969), quien expone el posible origen de estas "ofitas", comparándolas con las rocas volcánicas que aparecen en terrenos más modernos. Sanz de Galdeano (1973) recoge la localización de una serie de afloramientos de "ofitas" situadas en una amplia zona al sur de Jaen, e incluye datos petrológicos de las mismas. Del mismo tipo son los datos aportados por Peyre (1974) y Cruz San Julián (1974) sobre los afloramientos ofíticos situados en las zonas por ellos estudiadas (sector del Trías de Antequera).

García-Cervigón (1973), en su Tesis Doctoral, realizó un estudio mineralógico y geoquímico sobre ofitas localizadas en la zona Este de la Cordillera Subbética, al NW de la provincia de Murcia. Se puede decir que este fue el primer autor que empezó a estudiar los problemas petrológicos que planteaban estas rocas, fundamentalmente desde el punto de vista de sus procesos de alteración y de las mineralizaciones de hierro asociadas a estas rocas las cuales, en algunos casos, han sido explotadas hasta fechas recientes. Posteriormente este autor siguió estudiando diferentes aspectos de las alteraciones hidrotermales de estas rocas (García-Cervigón *et al.* 1976, 1977a, 1977b). A raíz de estos estudios, se empezó a profundizar en el conocimiento de estas rocas como posibles fuentes de las mineralizaciones de hierro, bien conocidas en el Trías de las Cordilleras Béticas. De esta época son los trabajos de García-Rossell y Fenoll (1972) y Fenoll y García-Rossell (1974) sobre las mineralizaciones de "ocres rojos" en la provincia de Jaén, y de García-Cervigón *et al.* (1976) en el coto minero de Cehegín (provincia de Murcia).

Una segunda etapa en el conocimiento petrológico de las ofitas se inició con la Tesis Doctoral de Gölz (1978), realizada en un area al Norte de Murcia. Este autor puso de manifiesto la similitud de las ofitas con diabasas del NE de América, así como la génesis de este magmatismo en un proceso de pre-rifting que originó magmas de carácter toleítico. Describió también la existencia en las ofitas del Norte de Murcia de paragénesis metamórficas pertenecientes a un acontecimiento de bajo grado en facies prehnita-pumpellyita. Van der Fliert *et al.* (1979) realizaron las primeras dataciones radiométricas K-Ar de roca total

efectuadas sobre "ofitas" del area de Cantar (prov. de Murcia) y también sobre dos rocas volcánicas de edad Jurásicas. Estos autores obtuvieron edades radiométricas que oscilan entre los 100-118 m.a. (Cretácico superior).

El primer estudio petroquímico de las "ofitas" Triásicas y de las rocas magmáticas Jurásicas de la zona Subbética se realizó por Puga y Ruiz-Cruz (1980), llegándose a una serie de conclusiones acerca del origen claramente independiente de ambos conjuntos magmáticos. Estas autoras apuntaban a una génesis en un ambiente distensivo, propio de rift continental, e introdujeron la posibilidad de un metamorfismo orogénico que habría afectado a las "ofitas" para explicar el rejuvenecimiento de las dataciones publicadas por Van der Fliert (1979).

Ruiz-Cruz y Lunar (1982) realizan un estudio mineralógico de las "ofitas" así como de los materiales triásicos que las engloban, indicando la existencia de un posible metamorfismo de contacto que explicase las variaciones mineralógicas observadas en estos sedimentos. Ruiz-Cruz y Barceló (1984) estudian la zonación metamórfica observada en el contacto entre ofitas y sedimentos triásicos como consecuencia del efecto térmico relacionado con la intrusión del magma básico en dichos sedimentos. También realizan un escueto estudio sobre las alteraciones. Estudios sobre el metamorfismo de contacto entre las ofitas intrusivas y los sedimentos encajantes fueron también realizados por Poblet y Solans (1989).

Acosta *et al.* (1983) realizaron un estudio petrográfico detallado del afloramiento de ofitas localizado en las proximidades de Cuevas del Campo, en el que identificaron las tres facies características de los cuerpos ofíticos (borde, centro y pegmatoides). Mediante la geoquímica de elementos mayores y la mineralogía de estas rocas concluyeron que eran de afinidad alcalino, y habrían sufrido una diferenciación controlada por la separación de cristales de olivino posterior al emplazamiento de los magmas.

Una nueva visión de la petrología de las ofitas se produce a partir de los trabajos de Morten y Puga (1983) y Puga *et al.* (1983), en los que se pone de manifiesto, por primera vez en la literatura geológica de las Zonas Externas de las Cordilleras Béticas, la existencia de metamorfismo orogénico de bajo grado en las ofitas del area de Archidona. Morten y Puga

(1983) realizan la primera descripción de los piroxenos sódicos neoformados como consecuencia de este metamorfismo. Estudian la transformación augita-cloromelanito y dan una posible explicación al metamorfismo en relación con un estadio de subducción en la evolución geodinámica de las Cordilleras Béticas. Puga *et al.* (1983) realizan el primer estudio de carácter general sobre el metamorfismo de bajo grado que afecta a estas rocas, centrado principalmente en el afloramiento de Archidona (Málaga). En este trabajo se presentan los primeros datos de microsonda de una serie de minerales metamórficos, propios de las facies prehnita-pumpellyita y pumpellyita-actinolita, que incluyen crossita y cloromelanito. Estos autores deducen unas condiciones de metamorfismo de unos 350°C y 3 Kbars, y citan como la causa posible de este metamorfismo la subducción a lo largo del límite entre las Zonas Externas y las Internas de las Cordilleras Béticas.

Una nueva etapa en la investigación petrológica del Magmatismo Mesozoico de las Zonas Externas se produjo a partir de la segunda mitad de los ochenta. Puga y Díaz de Federico (1988) aportan los primeros datos de elementos traza y las primeras interpretaciones petrogenéticas de las ofitas, concluyendo que estas rocas constituyen manifestaciones subvolcánicas básicas, de afinidad geoquímica toleítica a transicional, que han atravesado corteza continental adelgazada en un ambiente tectónico de "rifting", y están parcialmente metamorfizadas en condiciones de metamorfismo de bajo grado. Este fue un trabajo de réplica al de Muñoz (1986), que consideraba similares las ofitas y las eclogitas de la Zona Bética *s.s.*, correspondientes ambas a un magmatismo de tipo alcalino generado en un régimen de intraplaca continental, con limitado estiramiento cortical.

Puga *et al.* (1988) realizaron el primer intento de datación del Magmatismo Mesozoico en las Zonas Externas. Las dataciones las realizaron por el método K-Ar, sobre roca total en doce muestras de "ofitas" y once de rocas volcánicas Jurásicas. Estos autores observaron que, para el caso de las "ofitas", las edades analíticas obtenidas presentaban fuertes dispersiones (160 - 47 m.a.), obteniendo siempre menores edades que las que clásicamente se le habían atribuido a las ofitas. Este rejuvenecimiento de las edades radiométricas obtenidas fue interpretado como consecuencia de una pérdida diferencial de Ar en respuesta a transformaciones metamórficas de bajo grado, que afectaron con mayor intensidad a las rocas

intruidas en el Trías ("ofitas"). Según estos autores, el magmatismo generador de las "ofitas" pudo haber comenzado a finales del Trías. Puga *et al.* (1989) estudiaron la evolución del Magmatismo Mesozoico en las Zonas Externas, comparando el quimismo de las "ofitas" con el del vulcanismo Jurásico. Este trabajo, junto con el de Puga y Díaz de Federico (1988), representan las primeras aportaciones sobre la caracterización geoquímica de las "ofitas" de las Zonas Externas de las Cordilleras Béticas. En este trabajo se plantea el problema de la génesis de estos magmas y su posible contaminación por corteza continental durante su ascenso. Estos autores deducen una afinidad toleítica para el magmatismo generador de las "ofitas" y alcalino-sódica para el magmatismo jurásico. Esta evolución magmática correspondería a un cambio en el régimen tectónico dominante durante la evolución Mesozoica de las Zonas Externas, variando desde distensivo en el Trías, hasta transtensivo a partir del Jurásico medio.

Otros trabajos recientes, en relación con el vulcanismo Jurásico y los procesos de asimilación presentes en él son los de Comas *et al.* (1986), Puga (1987) y Puga y Portugal (1989). En estos trabajos se estudia el vulcanismo básico de la denominada *Provincia Magmática Subbética*, caracterizado por una alineación fisural de coladas, frecuentemente con pillow-lavas y manifestaciones piroclásticas locales. En Puga (1987) y Puga y Portugal (1989) se pone de manifiesto la existencia de una asimilación cortical generalizada acompañada, localmente, de la presencia de xenolitos y xenocristales procedentes de metapelitas de un zócalo no aflorante.

Además de todos estos trabajos, están las breves descripciones de índole petrológico realizadas en los mapas geológicos a escala 1:50.000 (números 890, 891, 892, 910, 911, 912, 930, 931, 991, 1008, 1009, 1021, 1022, 1023, 1024) publicados por el I.G.M.E.

Con posterioridad a estos autores, nuevos datos sobre las "ofitas" han sido publicados por Aguirre *et al.* (*in press*), Morata (1990), Morata y Puga (1992), (1993), Morata *et al.* (1992), Pérez-López y Morata (1993), Puga *et al.* (1991). Estos datos han sido utilizados también en la elaboración de la presente memoria.

I-3.- Objetivos y Métodos

Varios han sido los objetivos propuestos al comenzar a estudiar las ofitas básicas, con el fin de poder establecer un mecanismo evolutivo integrado dentro de la dinámica mesozoica de las Zonas Externas.

I.- Identificación de los diferentes mecanismos y modalidades de emplazamiento de las ofitas, y de los litotipos y facies petrográficas que presentan.

II.- Caracterización de las fases minerales ígneas y de las del metamorfismo de bajo grado que constituyen las ofitas, y estudio de sus variaciones químicas, como punto de partida para caracterizar las variables intensivas físico-químicas, tanto de la evolución magmática como del metamorfismo que las afecta.

III.- Estudio de la composición química de las ofitas, con el fin de poder determinar la naturaleza y afinidad químicas de estas manifestaciones básicas, así como las variaciones químicas relacionadas con los procesos de evolución magmática y con los procesos secundarios tales como el metamorfismo de bajo grado.

IV.- Integración de todos los datos petrológicos, geoquímicos y de datación radiométrica obtenidos a fin de poder elaborar un modelo de génesis de las ofitas y de su evolución espacio-temporal bajo la influencia del metamorfismo de bajo-grado que las afecta.

V.- Insertar la evolución del magmatismo mesozoico de las Zonas Externas en los procesos geodinámicos coetáneos a mayor escala, que originaron la terminación occidental del Tethys y el Océano Atlántico.

Para alcanzar estos objetivos se han utilizado diversas técnicas de estudio petrográficas y geoquímicas, aplicadas a áreas seleccionadas en las que se podían abordar mejor algunos de los objetivos mencionados anteriormente. En concreto, en relación con el objetivo I, se ha realizado un muestreo exhaustivo y el reconocimiento de numerosos afloramientos de ofitas, seleccionando aquellos en los que se conservan estructuras ígneas primarias indicativas de los diversos fenómenos relacionados con sus mecanismos de emplazamiento. Igualmente, se realizó un estudio petrográfico detallado de una gran cantidad de muestras,

correspondientes a todos los litotipos y facies petrográficas establecidos.

En relación con los objetivos II y III, se realizó un estudio de quimismo mineral con microsonda electrónica de las fases minerales tanto ígneas como metamórficas, integrantes de los diferentes litotipos encontrados. Igualmente se han realizado análisis químicos de roca total, determinando sus contenidos en elementos mayores, traza y tierras raras, aplicando para ello diversas técnicas convencionales de análisis de rocas (AA, XRF, ICP e INAA).

Para alcanzar el objetivo IV se han realizado dataciones radiométricas sobre roca total mediante el método K-Ar de muestras correspondientes a los dos grupos de ofitas establecidos y que conservaban mejor las paragénesis ígneas, con objeto de conocer la edad de emplazamiento de los magmas evitando, a ser posible, los rejuvenecimientos debidos a las pérdidas de Ar como consecuencia de los fenómenos de blastesis y deformación durante el metamorfismo alpino.

El uso de las diversas técnicas para la cuantificación petrogenética de las series magmáticas así como la aplicación de los diversos equilibrios minerales metamórficos han sido de gran utilidad para conocer los mecanismos de evolución (magmática y metamórfica) de las ofitas en particular y, de manera general, del Magmatismo Mesozoico de las Zonas Externas de las Cordilleras Béticas.



CAPITULO II

CONTEXTO GEOLOGICO



CAPITULO II: CONTEXTO GEOLOGICO

II-1.- Introducción

Las Cordilleras Béticas, junto con el Rif, constituyen las unidades cadenas alpinas más occidentales generadas durante el cierre del antiguo Tethys occidental. La historia evolutiva de estas cadenas está fuertemente condicionada por la combinación de los procesos de apertura progresiva del Atlántico (sobre todo del Atlántico Central) y la aproximación de las placas Europea, Africana y de Alborán, desde el Cretácico Superior a la actualidad, con la consiguiente desaparición de los suelos oceánicos interplacas generados a lo largo del Jurásico.

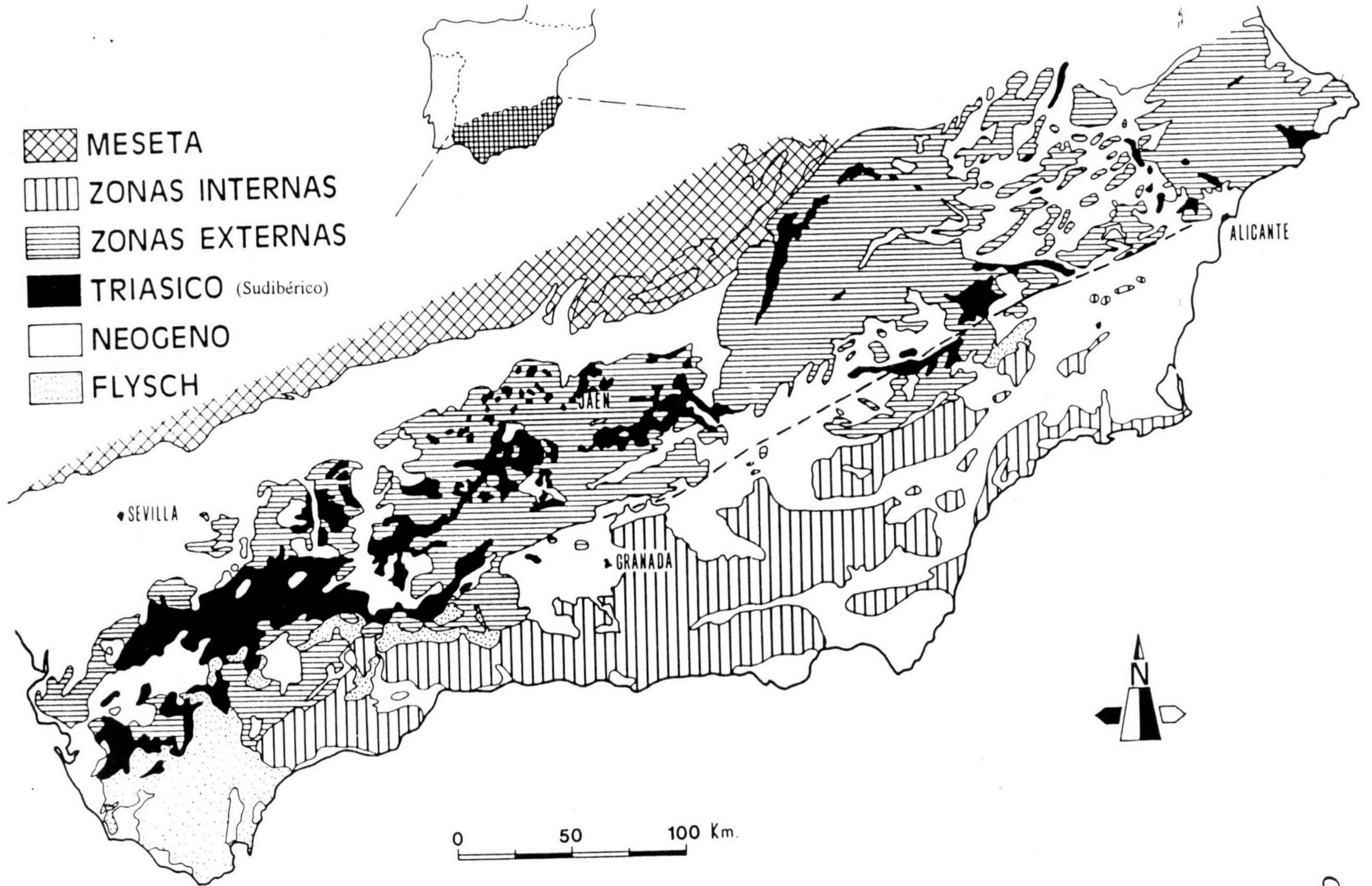
En las Cordilleras Béticas, y al igual que en las otras cadenas alpinas del Mediterráneo Occidental, se han diferenciado, sobre la base de criterios litológicos, tectónicos y paleogeográficos, dos grandes conjuntos yuxtapuestos tectónicamente (Fallot, 1948): las *Zonas Internas (Z.I.)*, también denominada *Zona Bética*, formadas por tres complejos tectónicamente superpuestos, que de abajo a arriba son: Nevado-Filábride, Alpujárride y Maláguide, compuestos principalmente por rocas metamórficas de edades Paleozoicas y Mesozoicas, cuya posición original estaría al este de la Placa Ibérica, en un dominio independiente del Paleomargen Sudibérico denominado *Dominio de Alborán* (Andrieux *et al.*, 1971; Comas y García Dueñas, 1988); y las *Zonas Externas (Z.E.)*, clásicamente consideradas como carentes de metamorfismo, formadas por depósitos Mesozoicos y Terciarios, correspondientes al margen meridional de la placa ibérica (*Paleomargen Sudibérico*), depositados durante la ruptura de la Pangea (García-Hernández *et al.*, 1980). Además de estos dos grandes conjuntos (Z.E. y Z.I.), en la Cordillera Bética existen otras unidades que han sido objeto de grandes discusiones sobre su filiación paleogeográfica: las Unidades alóctonas del Campo de Gibraltar, compuestas de sedimentos, principalmente turbidíticos y olitostromicos, de edad Cretácico a Mioceno Inferior (García-Hernández, *et al.*, 1980, entre otros), y la llamada Dorsal Bética, formada por sedimentos mesozoicos y terciarios muy deformados, considerada por Fontboté y Vera (1984) como una unidad independiente, aunque otros autores la han considerado perteneciente a las Z.I. (Durand-

Delga, 1980) (figura II.1.1).

Los tipos e historia de deformación que ocurrieron en la Zonas Internas y Zonas Externas son diferentes, con diferencias en el estilo de la deformación, naturaleza de los materiales, direcciones y edades de tectogénesis, siendo la actual yuxtaposición de unidades la consecuencia de grandes desplazamientos que tuvieron lugar, principalmente, a principios del Mioceno (Andrieux *et al.*, 1971; Hermes, 1985; Sanz de Galdeano, 1990). De hecho, se puede considerar que el accidente tectónico más importante en las Cordilleras Béticas lo constituye el contacto entre las Z.I. y las Z.E., que supone la superficie de deslizamiento dextrorso durante el desplazamiento desde el este de las Z.I., aproximadamente en el Burdigaliense (Sanz de Galdeano, 1983; González-Donoso *et al.*, 1988; entre otros). Al final de los procesos de colisión y deformación de las Z.I. y Z.E., fundamentalmente a partir del Mioceno Superior, se produce la formación de cuencas postorogénicas, distinguiéndose la cuenca del Guadalquivir de las otras cuencas intramontañosas (Granada, Guadix-Baza, etc).

Durante el periodo Triásico-Jurásico, como consecuencia de la tectónica distensiva, se desarrollaron, tanto en las Z.I. como en las Z.E., manifestaciones ígneas básicas, con características diferenciales. En las Z.I., los afloramientos de rocas ígneas básicas están localizadas en un área de unos 40 x 200 km, y forman pequeños cuerpos lenticulares de decenas de metros a algunos kilómetros en longitud y decenas de metros de potencia. Los datos geológicos y radiométricos ($^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ y K/Ar) indican que este magmatismo comenzó en condiciones de rift continental en el límite Triásico-Jurásico, con intrusiones gabroídicas, continuando en condiciones distensivas durante el Jurásico Inferior y Medio con manifestaciones volcánicas y subvolcánicas, integrantes de un suelo oceánico (Puga, 1990; Puga *et al.*, 1991). Por otro lado, en las Z.E., el magmatismo mesozoico se extiende en un área de unos 50 x 400 km, y está representado principalmente por doleritas y basaltos. Esta actividad magmática comenzó a finales del Triásico y se prolongó durante el Jurásico, alcanzando su *climax* en el Titónico, para finalizar, de manera drástica, a principios del Cretácico (Puga *et al.*, 1989).

FIGURA II.1.1. - Distribución de los principales dominios de las Cordilleras Béticas
 (modificado de Azema et al., 1979).



II-2.- Las Zonas Externas de las Cordilleras Béticas

El margen meridional de la placa ibérica (*Paleomargen Sudibérico*), cuyo basamento es la prolongación de la cadena hercínica de la Meseta Ibérica, constituyó el área donde se depositaron los materiales de las Zonas Externas de la Cordillera Bética. La evolución de este margen fue análoga a la de otros márgenes alpinos, presentando durante el Mesozoico una evolución propia de margen continental fracturado, condicionado por la prosecución, desde el Triásico hasta el Cretácico Superior basal, de diferentes episodios de rifting (García-Hernández *et al.*, 1980; Comas y García Dueñas, 1988), con algunas fallas transformantes importantes que lo afectaron, pasando a ser a partir del Paleoceno un margen convergente, ocurriendo en el Mioceno inferior-medio la colisión continental (contacto transgresivo entre las Z.I. y Z.E.) (Martín-Algarra, 1987). Durante la orogenia Alpina, los materiales que constituían dicho paleomargen se estructuraron en diferentes unidades (que son bien conocidas en la extensa literatura de las Cordilleras Béticas), y que, a grandes rasgos, constituyen dos zonas alargadas en dirección ENE: *Subbético* y *Prebético*, situándose la Zona Subbética en una posición meridional, mientras que la Zona Prebética está imbricada sobre la Meseta o cabalga al borde meridional del Surco del Guadalquivir (ver fig. 1). Estas dos zonas se han dividido clásicamente, principalmente basándose en la estratigrafía de los materiales jurásicos, en *Prebético Externo* y *Prebético Interno*, por una parte, y en *Subbético Externo*, *Subbético Medio*, y *Subbético Interno*, por otra.

Las manifestaciones ígneas mesozoicas de las Z.E. están relacionadas directamente con dos eventos tectónicos de su evolución. Durante las primeras etapas de rifting, en las que se depositaron los sedimentos triásicos, tuvo lugar un adelgazamiento cortical, que permitió el ascenso astenosférico responsable de las primeras manifestaciones ígneas básicas ("ofitas"), especialmente en la Zona Subbética. A finales del Lías (durante el Carixiense) tuvo lugar la ruptura de la plataforma carbonatada, delimitándose una amplia región (la Zona Subbética) en la que se desarrolló una sedimentación hemipelágica o pelágica, con diferenciación en surcos y umbrales relacionados con el funcionamiento de fallas normales, y la subsiguiente profundización de una parte de la cuenca (la Zona Subbética Media) por adelgazamiento de la corteza continental infrayacente. A partir de este periodo se desarrollaron importantes

manifestaciones ígneas básicas a modo de coladas submarinas y sills alternantes con los sedimentos jurásicos de la Zona Subbética Media (García-Hernández *et al.*, 1980; Díaz de Federico, *et al.*, 1980; Comas *et al.*, 1986; Vera, 1988; Puga *et al.*, 1989).

II-3.- El Trías de las Zonas Externas

En las Zonas Externas (Subbético y Prebético) se reconoce el Trías de tipo germánico (*Trías Sudibérico*, según la definición de Pérez-López, 1991), que aflora entre las diversas unidades tectónicas. En el sector central de la Zona Subbética, el Trías de facies germánica aflora ampliamente, y está formado por las clásicas facies Muschelkalk y Keuper. Los materiales de facies Buntsandstein no están bien representados en las Z.E., presentando reducidos afloramientos únicamente en la zona más septentrional, al sur del macizo hercínico, sin que hasta el momento se hayan encontrado en ningún punto del sector central de la Zona Subbética. Esto es debido posiblemente a las condiciones tectonosedimentarias en las que se depositó, propias de las primeras etapas de rifting (Pérez-López, 1991). Los materiales de facies Muschelkalk, principalmente carbonatados, se extienden por todas las Zonas Externas, acuñándose hacia la Meseta, de tal manera que presentan sus mayores potencias en las zonas más meridionales. Los depósitos de facies Keuper (que corresponden a depósitos propios de un cortejo fluviocostero-evaporítico) son más extensos, ya que afloran desde la Meseta hasta las zonas más meridionales, si bien sus mayores potencias se encuentran en la parte central de las Zonas Externas, acuñándose hacia el NW. Todos los sistemas deposicionales localizados en el Trías de la Zona Subbética parecen estar relacionados con un proceso inicial de *rifting* del Paleomargen Sudibérico, aunque con una evolución poco desarrollada hasta el Carixiense. Este Trías tiene una estructuración muy compleja y constituye principalmente el substrato estratigráfico original del Subbético Medio, que en la actualidad se halla tectónicamente individualizado de las formaciones suprayacentes. También existen materiales triásicos relacionados estratigráficamente con el Subbético Externo. Además, en el sector occidental afloran extensamente los materiales triásicos subbéticos, formando parte de un complejo olistostrómico (Martín-Algarra, 1987; Pérez-López, 1991).

En la Tesis Doctoral de Pérez-López (1991) se puede encontrar una revisión

bibliográfica completa y actualizada, así como el desarrollo de la problemática del Triásico desde un punto de vista estratigráfico y paleogeográfico. Este autor propone para el *Trías Sudibérico* de la Zona Subbética la columna estratigráfica sintética representada en la figura II.3.1.

Las "ofitas" suelen aparecer, mayoritariamente, en los materiales de facies Keuper que afloran en la Zona Subbética. Según Pérez López (1991) se puede considerar al Trías de facies Keuper como una unidad litoestratigráfica depositada en el Triásico superior, constituida principalmente por arcillas, más o menos carbonatadas, de colores abigarrados (ocre, rojo, verde, azul, violeta), en el que son frecuentes las intercalaciones de yesos, lutitas carbonatadas y carbonatos, a veces carniolares, de colores ocres y grises. Localmente hay un predominio de yesos, o bien, de areniscas rojas, verdes y ocres. El hecho de encontrar los principales afloramientos de "ofitas" como cuerpos subvolcánicos intrusivos entre los materiales triásicos impide tener una idea exacta de su edad de emplazamiento. Además, los pocos afloramientos con características propiamente volcánicas que existen presentan problemas de rejuvenecimiento en sus dataciones radiométricas (ver capítulo IX). Por este motivo, es de gran interés conocer con relativa fiabilidad la cronología de los diferentes niveles del Trías Sudibérico, para así poder datar la etapa inicial de este magmatismo.

Las facies Keuper suelen ser muy pobres en fósiles, por ser fundamentalmente facies costeras, de medios inestables, muchas veces subaéreos o salinos, bajo condiciones oxidantes. El registro fósil más importante es el de paleoflora (polen y restos de plantas). Las dataciones del Trías de facies Keuper de las Z.E. mediante el análisis palinológico y de restos de plantas en niveles de areniscas, han puesto de manifiesto cómo afloramientos detrítico-evaporíticos (formaciones K1-K3 en fig. II.3.1) en las Zonas de Jaén y Murcia son de edad Carniense (225-230 *m.a.*) (Bessems, 1982; Bessems y Simons, 1982; Pérez-López, 1991; Pérez-López *et al.* 1991), y no pertenecen al Trías inferior (Bundsanstein) como habían sido atribuidos anteriormente. Dentro de estas formaciones se encuentran los afloramientos más importantes de "ofitas" de características claramente indicativas de manifestaciones volcánicas (ver capítulo III). Recientemente, Pérez-López *et al.*, (1992) han datado las unidades carbonáticas de la denominada por ellos *Formación Zamoranos* (antigua Formación Ogres Rojos en la fig.

II.3.1) como de edad Noriense (posiblemente Noriense medio-superior). Estas formaciones carbonáticas habían sido atribuidas con anterioridad a las facies Muschelkalk de edad Ladinense. Esta datación es de gran interés, ya que a la base de la Formación Zamoranos es frecuente encontrar un miembro detrítico-ferruginoso en el que, en algunos cortes, se observan facies volcánicas (Pérez-López y Morata-Céspedes, 1993), cuya génesis pudiera estar relacionada con el magmatismo generador de las "ofitas" (ver capítulo IX).

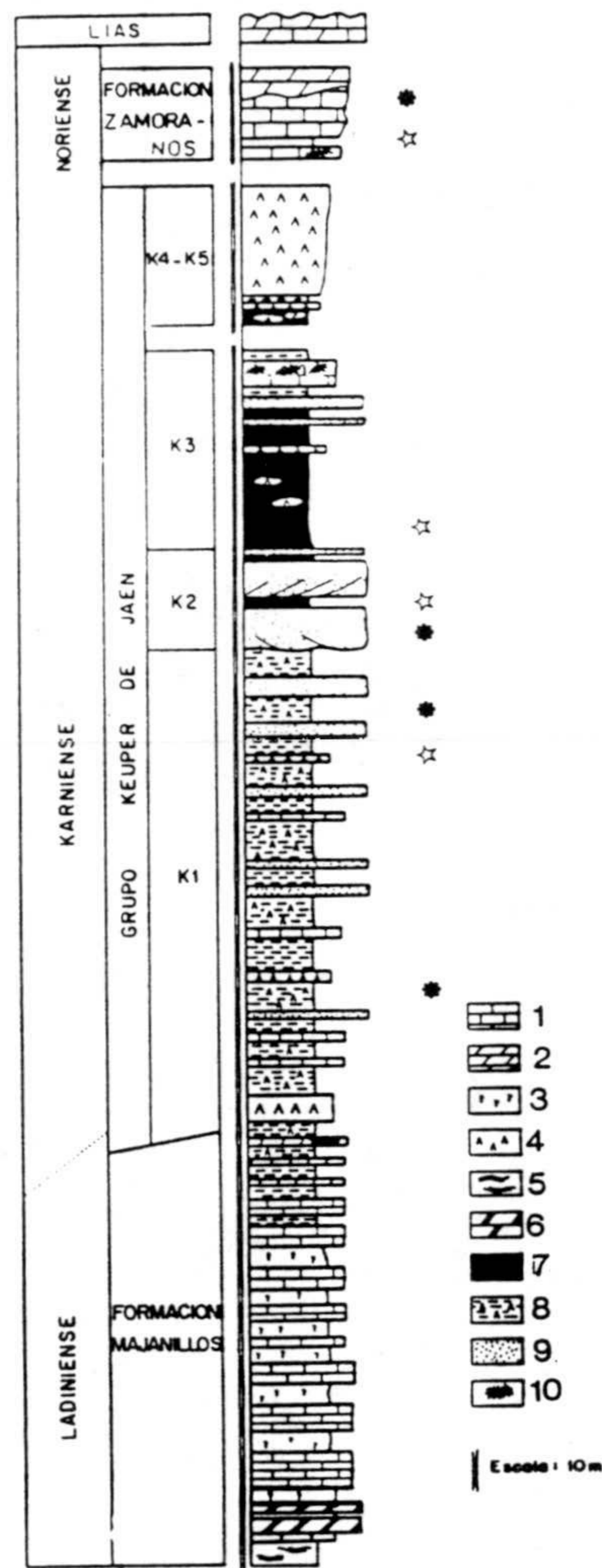


FIGURA II.3.1.- Columna simplificada del Trías de las Zonas Extenas de las Cordilleras Béticas, (según Pérez-López, 1991) en la que se han indicado los principales niveles en los que es frecuente encontrar los afloramientos de ofitas. Los niveles datados mediante polen y paleoflora están indicados por los símbolos ☆ y ♣, respectivamente, indicando entre paréntesis las edades estimadas. Datos de Pérez-López (1991), Pérez-López *et al.* (1991) y Pérez-López *et al.* (1992). 1 = calizas. 2 = dolomías. 3 = calizas margosas y margocalizas. 4 = yesos. 5 = calizas laminadas. 6 = dolomías cristalinas. 7 = lutitas rojas. 8 = lutitas yesíferas (abigarradas). 9 = areniscas. 10 = carniolas.

Se puede concluir que todos los afloramientos triásicos del sector central de las Cordilleras Béticas son alóctonos, están desplazados hacia el norte y, además, constituyen el principal nivel de despegue de todos los mantos de corrimiento de las Zonas Externas. Esto hace que sea muy difícil el estudio estratigráfico de estos materiales, ya que muy raramente se podrán observar cortes de potencia suficiente como para establecer correlaciones entre ellos, siendo una característica del Trías su elevado grado de tectonización, así como el hecho de encontrar dispersos entre las masas arcilloso-yesíferas del Keuper bloques tectónicos de rocas triásicas más competentes, principalmente dolomías y areniscas. Desgraciadamente las secuencias estratigráficas de dichos bloques no suelen superar varias decenas de metros, siendo casi imposible realizar la correlación estratigráfica con otros bloques, o, incluso, con los materiales arcillosos que los engloban.

II-3-1.- El Trías de Antequera

Por sus peculiaridades geológicas, este Trías merece ser considerado en un punto aparte, ya que presenta una serie de características tectónicas que le confieren un carácter "especial". Son pocos los autores que han tratado este tipo de Trías (Peyre, 1974; Cruz San Julián, 1974) y, hasta la fecha, no existe ningún trabajo específico sobre el mismo. En la región de Antequera-Archidona existe un extenso afloramiento, compuesto por arcillas y yesos, con intercalaciones de areniscas y carbonatos, que contiene abundantes cuerpos de rocas ígneas básicas (ofitas). Geológicamente se encuentra ubicado al norte del límite entre las Z.I. y las Z.E.. Peyre (1974) en su Tesis Doctoral describió el Trías de Antequera, señalando sus límites entre Loja (provincia de Granada) y Campillos (provincia de Málaga), e indicando como principal característica su caótica constitución, que impediría levantar una serie estratigráfica continua salvo en el lugar conocido como Cerro del Aguila (prov. Málaga). Este autor puso también de manifiesto la presencia en este tipo de Trías de *bloques exóticos*, algunos con claras evidencias de metamorfismo. Este hecho es característico del Trías de Antequera, y se puede considerar como distintivo de los otros Trías subbéticos. En su tesis, Peyre hace referencia a los siguientes *bloques exóticos*:

- a) Bloque de la Cuesta del Romeral. - Calizas alabeadas del Eoceno Inferior.

- b) Paquete de la Casa de la Saucedilla. - Calizas del Cenomaniense en el que se observa un metamorfismo incipiente.
- c) Bloque del Cortijo de los Llanos. - Calizas jurásicas en el que se observa un metamorfismo más neto.
- d) Bloque del Arroyo Marín. - Esquistos oscuros (pertenecientes al Maláguide?).
- e) Bloque de Fuente Camacho. - Calco-esquistos cloritosos.
- f) Bloque de Ventorros de Zagra. - Calizas marmóreas con un neto metamorfismo.

Según Peyre (1974) "el Trías de Antequera presenta en su seno bloques de dimensiones variables, más o menos metamórficos, cuyas edades están comprendidas entre el Jurásico y el Terciario (donde se han podido datar). No existe ningún criterio que permita asegurar el origen de estos bloques, ni la causa precisa del metamorfismo que los ha afectado. Es interesante señalar que estos bloques tan sólo se observan en el Trías de Antequera, y esto podría servir para caracterizarlo..."

Además de los bloques exóticos referidos en la Tesis de Peyre, otros bloques de naturaleza variable han sido descritos en las memorias de los mapas geológicos publicados por el I.G.M.E. (hoja 1008) (ver fig. II.3.2):

- g) Bloque del Cortijo de Marillas. - Calco-esquistos de tonos grises con un moteado que corresponde a concentraciones de grafito, así como relictos identificables como restos de crinoides. Este bloque se encuentra en contacto tectónico con un bloque de ofitas.
- h) Bloque del Cortijo de Arroyo Hondo. - Pelitas de color rojo, ligeramente foliadas, en las que se observan recristalizaciones de minerales de la arcilla.
- i) Bloque del Arroyo Vilano (a la altura de Los Castellones). - Cuarcitas micáceas, en el que se observa una esquistosidad incipiente marcada por la elongación de los cristales de cuarzo y la orientación de las láminas de mica.

Como consecuencia del pequeño tamaño de estos dos últimos bloques, no ha sido posible localizarlos en el terreno, por lo que no hemos podido comprobar las descripciones

efectuadas en la memoria de dicho mapa.

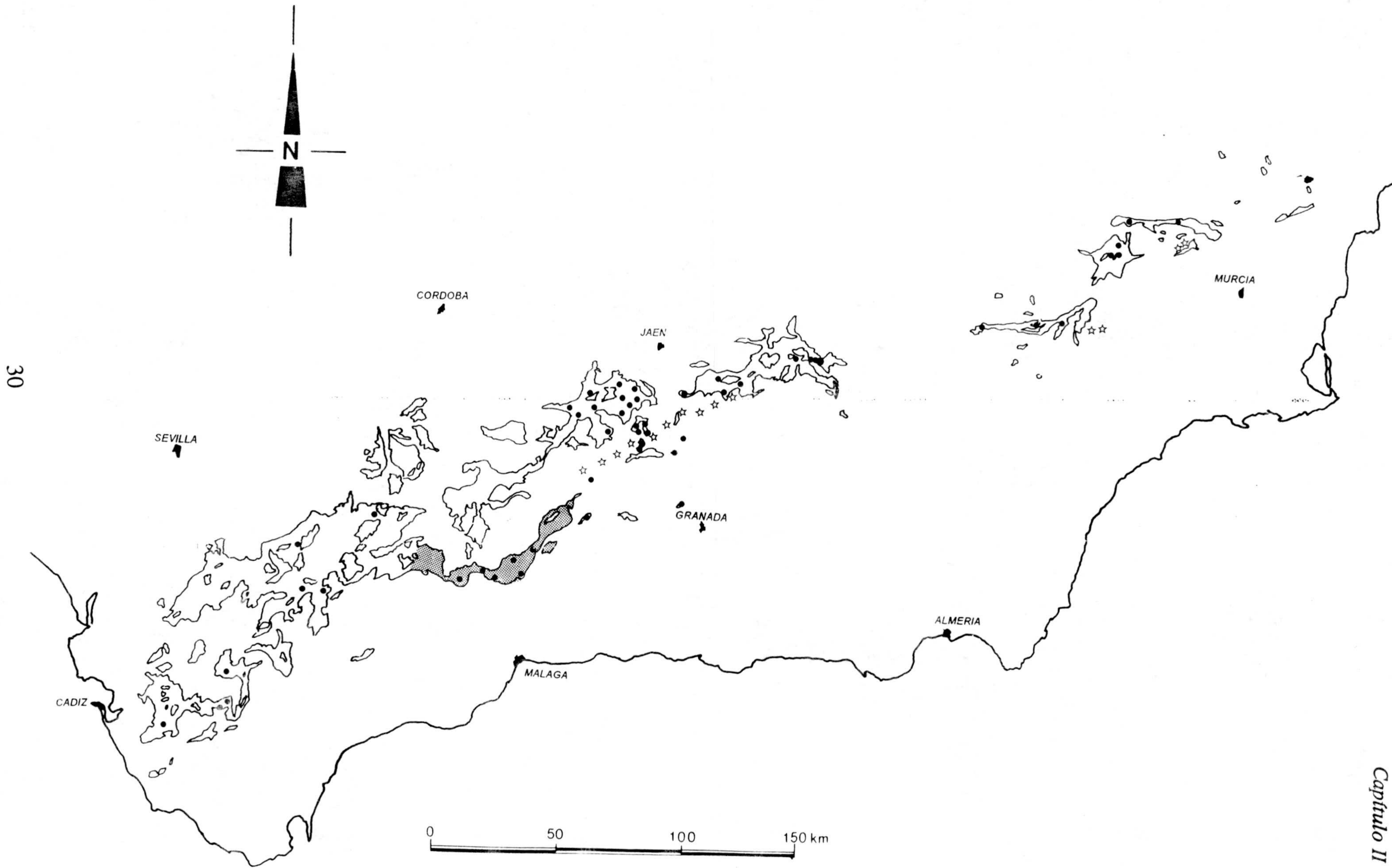
Además, en las proximidades a Antequera, hemos localizado un bloque de peridotitas, de unos 400 m² de afloramiento. El grado de serpentización es muy elevado, no conservándose ningún resto de mineral primario, aunque se conserva la típica textura mallada del olivino. Algunos cristales presentan morfologías y alteraciones diferentes, pudiendo corresponder a antiguos orto o clinopiroxenos. Restos de posibles espinelas, ahora transformadas a óxidos de hierro, se observan intercrecidas con los fantasmas de olivino.

Sanz de Galdeano (1983) observó que el Trías de Antequera, al estudiarlo a escala de afloramiento, aparece cabalgante tanto al sur como al norte, siendo muy potente al sur de Archidona. Este autor también menciona el hecho de que este Trías tenga *cantos exóticos* incluidos, de tamaños variables, cuyas características son propias del Alpujárride o Maláguide. Otros bloques son propios de las Zonas Externas, y están muy rotos y dislacerados. Incluso los propios materiales triásicos se encuentran muy transtornados y en muchos casos pueden observarse resedimentaciones. Este autor considera al Trías de Antequera como prácticamente autóctono en relación a los materiales subbéticos, muy fracturado, con fenómenos de traslación y resedimentación ligados al accidente Cádiz-Alicante, que pasa por Loja y Antequera hasta las proximidades de Ardales, con un movimiento dextrorso muy importante, en el que se calcula una traslación de unos 50 a 100 km. Algunos de los "cantos" de las Zonas Internas han podido ser arrancados de algún sector próximo al pueblo de Ardales (Málaga), donde se encuentran próximos los accidentes del contacto Zonas Internas-Zonas Externas y el de Cádiz-Alicante (Sanz de Galdeano, 1983). No hay que olvidar que los macizos peridotíticos de Carratraca y Ronda no se encuentran geográficamente muy distantes de este pueblo, por lo que se podría explicar la presencia del bloque de peridotitas en el seno del Trías como otro bloque arrancado durante los importantes movimientos dextrorsos. Lógicamente, las masas arrastradas deberían ser trasladadas en el bloque norte hacia el este, y su avance no se vería frenado hasta las proximidades de la Sierra Gorda de Loja (Sanz de Galdeano, 1983).

Esta concepción del Trías de Antequera recuerda bastante a la de *megabrecha-*

tectónica, definida por Van de Fliert *et al.* (1980) y de Smet (1984) en la zona norte de Vélez-Rubio en la que numerosos bloques tectónicos de materiales triásicos y post-triásicos aparecen englobados por una matriz de arcillas yesíferas triásicas con elevado grado de deformación. Estos autores definen la existencia de grandes fallas transcurrentes en las que se observan considerables desplazamientos horizontales de los bloques adyacentes, con frecuentes *bloques exóticos*, cuya presencia sólo ha sido mencionada en relación con fallas transcurrentes. Es frecuente el hecho de encontrar simultáneamente estructuras de compresión y extensión, así como varias fallas paralelas, formando un sistema de fallas. La principal zona de falla de tal sistema no es recta, sino sinuosa. Por este motivo, los bloques fallados sólo presentan movimiento en dirección puro en determinadas zonas de la zona de falla transcurrente. Otras zonas pueden mostrar características bien de convergencia, bien de divergencia, introduciendo deformación con una importante componente vertical. En el caso de fuerte convergencia se pueden llegar a formar cabalgamientos (*over-thrust faults*) con los que un bloque se podrá superponer a otro. Donde los bloques divergen, se pueden formar cuencas (*pull-apart*). Una característica de estas grandes zonas transcurrentes es el desarrollo de una **mega-brecha** en la cual se encuentran bloques estratigráficamente incompatibles de tamaño variable. Los *elementos exóticos* dentro de una mega-brecha pueden informar sobre el desplazamiento horizontal relativo. Durante la deformación se favorecerá el movimiento diferencial de los bloques y la mezcla de bloques estratigráficamente heterogéneos. En este caso, los sedimentos yesíferos triásicos habrían actuado como "buffer y lubricante", facilitando los movimientos internos diferenciales. Evidentemente, este accidente transcurrente no elimina la existencia de importantes cabalgamientos y superpociones en la Zona Subbética.

FIGURA II.3.2 (ver página siguiente).- Localización de los principales afloramientos de ofitas estudiados en esta Tesis, así como de los principales *bloques exóticos* ubicados dentro del denominado Trías de Antequera. El número de cada afloramiento corresponde al de la tabla II.4.1, y la letra adjunta a cada *bloque exótico* hace referencia al listado y descripción realizados en el apartado II.3.1. La distribución de los principales afloramientos triásicos, así como los afloramientos de rocas volcánicas intercaladas entre los materiales jurásicos está tomada de Azema *et al.* (1979).



II-4.- Localización de los afloramientos estudiados

Para la elaboración de esta memoria de Tesis, hemos intentado muestrear la mayor cantidad de afloramientos de ofitas dispersos entre los materiales triásicos de las Z.E. de las Cordilleras Béticas. El area de muestreo ha sido toda la Zona Subbética, desde la provincia de Cádiz hasta el norte de la provincia de Murcia. Para la ubicación de buena parte de los afloramientos han sido de gran ayuda las cartografías realizadas en los trabajos de (Tesis Doctorales, Tesinas...), así como los mapas geológicos publicados por el I.G.M.E. (hojas números 890, 891, 892, 910, 911, 912, 930, 931, 991, 1008, 1009, 1021, 1022, 1023, 1024).

En la Tabla II.4.1 se recopilan los principales afloramientos estudiados en esta Tesis, indicando en cada caso las coordenadas geográficas así como el tipo de Trías al que pertenecen (cuando ha sido posible identificarlo). La distribución espacial de estos afloramientos está representada en la Figura II.3.2.

TABLA II.4.1.- Relación de los principales afloramientos estudiados representados en la figura II.3.2, indicando sus coordenadas UTM así como la hoja 1:50.000 del Servicio Cartográfico Nacional al que pertenecen.

Aflor. nº	Hoja 1:50.000	Provincia	Coord. UTM	Trías encajante	Morfología	Especificaciones
1	Jaén (947)	Jaén	VG503700	Trías de Cambil	Stock ó pequeño lacolito	Afuera del pueblo de Cambil
2	Valdepeñas de Jaén (969)	"	VG447684	Trías de Alcaudete	Cortejo de sills	Ctra. local Carchelejo-Jaén
3	idem	"	VG514653	idem	Bloque	Cerro Castellón
4	Alcaudete (968)	"	VG105629	idem	Colada volcánica, pillows, ...	Ctra. Alcaudete las Casillas, k.18
5	idem	"	VG995621	idem	Bloque	Laguna Honda
6	idem	"	VG994616	idem	Bloque	Cerro Cabeza la Gruesa
7	idem	"	VG086597	idem	Varios bloques	Cortijo Vizmalcón
8	idem	"	VG145679	idem	Pequeñas colada?	Ctra. La Carrasca-Martos
9	idem	"	VG145658	idem	Varios bloques	Cerro del Acebuche
10	idem	"	VG193633	idem	Bloque	Cortijo del Regüelo
11	idem	"	VG141539	idem	Bloque	Antiguo km. 378.5 Ctra. Granada-Córdoba
12	idem	"	VG206535	idem	Intrusivo	Cruce arroyo de las Cabrerías con arroyo del Guadalcofón
13	idem	"	VG192603	idem	Intrusivo (stock?)	Ctra. Fuensanta de Martos-La Mina (junto a la Mina)
14	Iznalloz (991)	Granada	VG356422	indeterminado	Varios bloques	E. de Benalúa de las Villas
15	idem	"	VG443452	idem	Pequeño stock	Venta de Andar
16	idem	"	VG252490	idem	Intrusivo	Cerro Cepero (Frailes)
17	idem	"	VG283423	idem	Pequeño stock	Cantera de Mures
18	Alcalá la Real (990)	Jaén	VG231415	idem	Intrusivo	Proximidades de Ermita Nueva
19	idem	"	VG249409	idem	Intrusivo	Proximidades de Ermita Nueva
20	idem	"	VG234495	idem	Pequeño lacolito	Cantera de Santa Ana
21	idem	"	VG231484	idem	Varios bloques	Norte de Santa Ana
22	Torres (948)	"	VG812845	Trías de Huelma	Bloques	Proximidades de Larva
23	Pozo Alcón (949)	"	VG963752	idem?	Varios bloques	Ctra. Huesa-Pozo Alcón

TABLA II.4.1.- (continuación).

Aflor. nº	Hoja 1:50.000	Provincia	Coord. UTM	Trías encajante	Morfología	Especificaciones
24	Cuevas del Campo (971)	Jaén	WG006664	idem?	Stock ó pequeño lacolito	(Cuevas del Campo-1)
25	idem	"	WG006666	idem?	Coladas	(Cuevas del Campo-2)
26	Archidona (1024)	Málaga	UG774057	Trías Antequera	Bloques tectónicos	Cantera de Archidona
27	idem	"	UG695029	idem	Varios bloques	Zona del Cerro de Aguilar
28	Antequera (1023)	"	UF617970	idem	Bloques tectónicos, diques, ...	Numerosos bloques de reducidas dimensiones al S. de Atequera
29	idem	"	UF645995	idem	Bloques tectónicos	Cuesta del Romeral (km.130)
30	Ardales (1038)	"	?	idem	Colada	Cerro del Aguila
31	Colmenar (1039)	"	?	idem	Bloque tectónico	Ctra. Villanueva del Cauche-Colmenar, km. 544.5
32	M. de la Frontera (1021)	Sevilla	?	indeterminado	Bloques tectónicos	S. de la Puebla de Cazalla
33	Montefrío (1008)	Granada	UG955618	Trías Antequera	Bloque tectónico	Cortijo Martilla (Zagra)
34	idem	"	VG045306	idem	Brechas volcánicas?	Ctra. Algarinejo-Montefrío
35	Montefrío (1008)	Granada	VG158174	idem	Bloque intrusivo	Ctra. Mor. Zafayona-Montefrío
36	Granada (1009)	"	WG635905	indeterminado	Intrusivo somero	Sierra Elvira
37	Puebla D. Fadrique (930)	Almería	XH078165	indeterminado	Bloques tectónicos	Zona E. de Topares
38	Cehégín (911)	Murcia	XH078165	Trías de Cehégín	Pillows, coladas,	Cabezo Ródenas (Cehégín)
39	idem	"	XH184047	idem	Pillows, coladas,	Ctra. Cehégín-Calasparra
40	idem	"		idem	Varios bloques	Proximidades de Cehégín
41	idem	"	XH180236	idem	Intrusivo somero	Mina María
42	idem	"	XH180225	idem	Intrusivo	Minas Coloso San Antonio
43	idem	"	XH179239	idem	Volcánico (pillows, ...)	Minas de Gilico
44	Cieza (891)	"	XH408315	indeterminado	Intrusivo somero	Rambla del Moro (Abarán)
45	Calasparra (890)	"	XH194300	idem	Intrusivo somero	Cantera al SE. de Calasparra
46	idem	"	XH187300	idem	Intrusivo	SE. de Calasparra
47	Zarcilla de Ramos (931)	"	XG006911	idem	Intrusivo somero	Margen río Turnilla (W. La Paca)
48	idem	"	WG856932	idem	Varios bloques	Area de Cantar (rambla Gascón)
49	Coy (932)	"	XG011902	idem	Intrusivo	SW. de La Paca

TABLA II.4.1.- (continuación).

Aflor. nº	Hoja 1:50.000	Provincia	Coord. UTM	Trías encajante	Morfología	Especificaciones
50	Algar (1063)	Cádiz	TF627468	indeterminado	Intrusivo	Km. 15 Ctra. Alcalá de los Gazules-El Picacho
51	idem	"	TF609586	idem	Intrusivo (bloque)	"El Tempul"
52	Alcalá de los Gazules (1070)	"	TF564394	idem	Intrusivo somero	Varios bloques, proximidades a Alcalá de los Gazules
53	Chiclana (1069)	"	QA678390	idem	Intrusivo somero	W. de Medina Sidonia
54	Olvera (1036)	"		idem	Bloque tectónico	Puente Ctra. Arcos-Algodonales
55	idem	"		idem	Bloque tectónico	Hacia el E. de Olvera

II-5.- El volcanismo mesozoico en las Zonas Externas

— Durante el Mesozoico se produce en el Subbético Medio una intensa actividad volcánica fisural, principalmente de tipo submarino. Este volcanismo está asociado a un régimen transtensivo en relación con los movimientos relativos de la placa ibérica y africana durante la extensión del Atlántico Central (García-Dueñas y Comas, 1983).

El ascenso de los magmas se desarrolló principalmente a través de un complejo sistema de fracturas, con una orientación actual NE-SW, de forma que se llegó a originar un irregular relieve submarino (*la cresta volcánica del Subbético Medio*) de al menos unos 200 km de longitud y unos 5 a 10 km de ancho (figura 3), dividiendo, a partir del Jurásico Superior, al Subbético Medio en dos subdominios (Comas *et al.*, 1986). Además del magmatismo submarino, representado principalmente por pillow-lavas e hialoclastitas, también es frecuente observar manifestaciones subvolcánicas a modo de sills y diques entre los sedimentos mesozoicos. En general, los flujos de lava varían en potencia desde unos docenas a cientos de metros, con afloramientos que en ocasiones llegan a cubrir unos pocos km².

Puga y Portugal (1989) han mostrado cómo en esta provincia magmática se puede establecer una evolución espacio-temporal del magmatismo, según una dirección SW a NE, de manera que en la zona más al SW comenzaría en el Lías inferior, mientras que en la zonas NE no se conocen manifestaciones más antiguas del Dogger. En la zona de Alamedilla-Alicún de Ortega (figura II.5.1) se conserva la pila volcánica más potente de toda la zona Subbética, llegándose a levantar, en las proximidades de Alicún, series de casi un kilómetro de espesor (Comas *et al.*, 1986). En esta zona el magmatismo abarca desde el Aalenense-Bajocense hasta el Berriasense, mostrando su climax durante el Titónico. En algunos niveles de estas lavas, principalmente hacia el techo, se observan restos de xenolitos y xenocristales procedentes de un zócalo no aflorante (Puga, 1987; Puga y Portugal, 1989).

Debido al considerable espesor de roca volcánica acumulada y a las diferencias geoquímicas observadas en la columna basáltica de Alicún, esta zona ha sido considerada por Puga y Portugal (*op. cit.*) como la más adecuada para mostrar la evolución del magmatismo

jurásico en la *Provincia Magmática Subbética*.

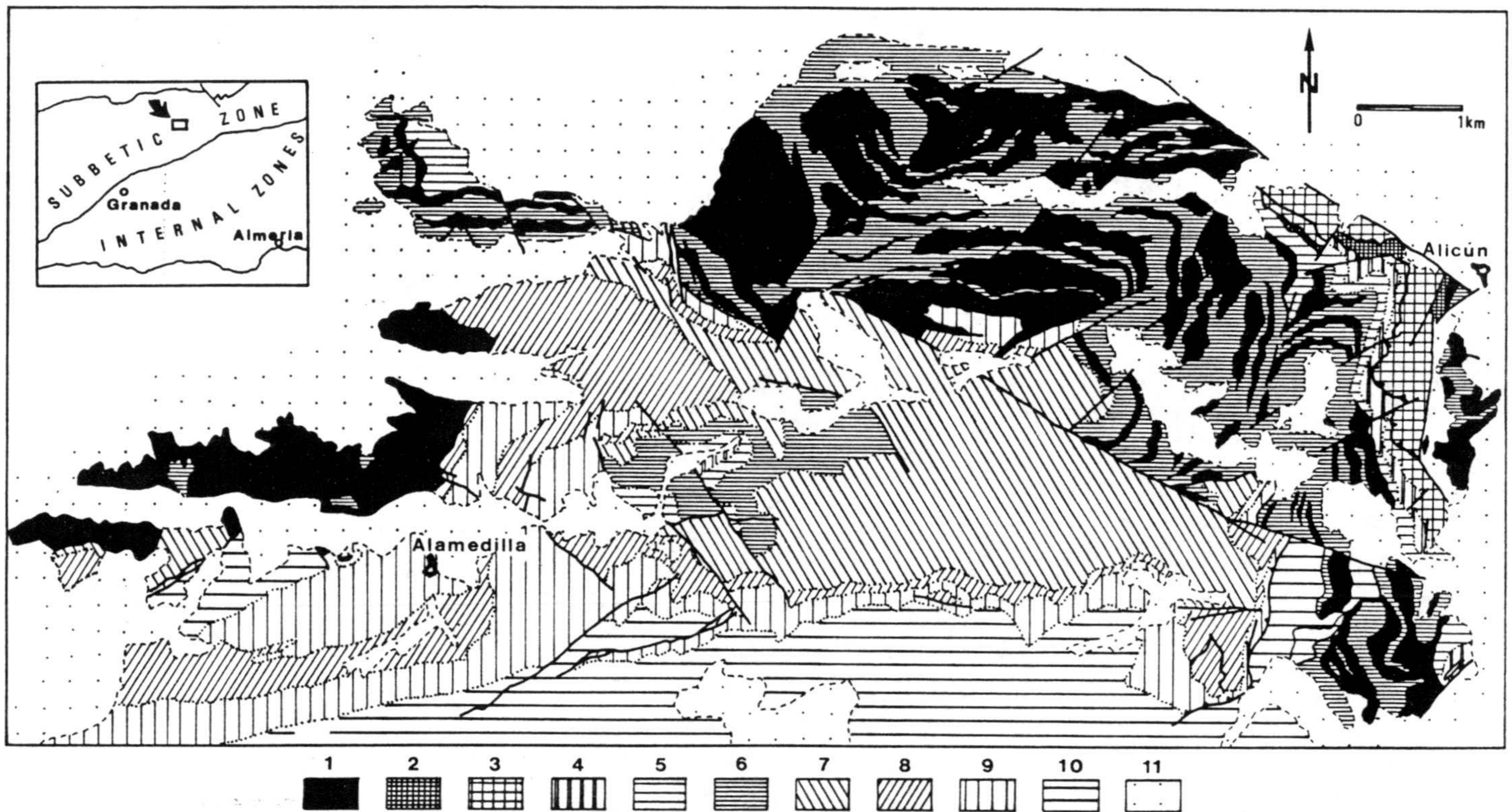


FIGURA II.5.1.- Esquema cartográfico del area de Alicún de Ortega-Alamedilla, Z.E. de las Cordilleras Béticas (provincia de Granada). 1: Rocas volcánicas (principalmente pillow-lavas, hialoclastitas y, en menor proporción, rocas subvolcánicas) intercaladas entre las series jurásicas. 2: Trías de facies Keuper. 3: Lías inferior. 4: Domerense superior-Toarcense. 5: Dogger. 6: Malm-Berriasense. 7: Neocomiense (Formación Peñón). 8: Aptiense-Cenomanense (Formación Fardes). 9: Senoniense-Eoceno (Formación Alamedilla). 10: Eoceno-Aquitaniense (Grupo Cardela). 11: Mioceno Superior-Cuaternario. (Tomado de Comas *et al.*, 1986). Ver también figura VI.1.11.



CAPITULO III

**MODALIDADES DE EMPLAZAMIENTO
Y FACIES PETROGRAFICAS
DESARROLLADAS**

CAPITULO III: MODALIDADES DE EMPLAZAMIENTO Y FACIES PETROGRAFICAS DESARROLLADAS

III-1.- Introducción

Hasta la fecha, en los trabajos en los que se describía la presencia de "ofitas", siempre se les atribuía un claro carácter subvolcánico y, de hecho se consideraba como una característica típica de estas rocas el aparecer como diques y/o sills o como pequeños stocks, intrusivos en el Trias de facies Keuper. En efecto, el hecho de que aparezcan generalmente como bloques tectónicos -de reducidas dimensiones en algunos casos- inmersos entre los materiales arcillosos del Trias, la relativa homogeneidad que presentan los afloramientos de campo, y el alto grado de alteración mostrado en otros, impidiendo observar los contactos ígneos primarios, han sido las principales causas de no realizar un estudio de las morfologías y contactos ígneos en estas rocas.

Göltz (1979) realizó un primer intento de diferenciar morfologías y modos de afloramientos de las "ofitas", llegando incluso a considerar la posibilidad de que algunas de las estructuras presentes en algunos afloramientos de "ofitas" de la zona de Cehegín correspondiesen a estructuras realmente volcánicas. Igualmente, García-Cervigón *et al.* (1976), también en el área de Cehegín, interpretaron algunas estructuras observadas en las "ofitas" como de origen volcánico. Más recientemente, Puga *et al.* (1989) observaron que, en algunos afloramientos, se conservaban los contactos ígneos primarios, pudiéndose observar en algunos de ellos (como en el afloramiento de Cambil) el desarrollo de "bolos" de roca basáltica, de color oscuro y con bajo grado de cristalinidad, que al microscopio presentaban textura porfídica y matriz con cristales alargados y esqueletales de piroxenos y óxidos de Fe-Ti, desarrollando texturas "spínifex", lo que fue interpretado por estos autores como consecuencia de un rápido enfriamiento, debido a la intrusión del magma en sedimentos poco consolidados.

Es evidente que el llegar a determinar en algunos afloramientos verdaderas estructuras volcánicas es de gran interés, ya que esto nos permitiría precisar, conocida la edad de los

sedimentos triásicos en los que aparecen, la edad aproximada de emplazamiento de estos magmas, problema nada fácil de resolver mediante las técnicas radiométricas aplicadas hasta la fecha, como podrá verse en el capítulo IX.

Por otro lado, se hace necesario realizar una detallada descripción de las principales maneras de aflorar las "ofitas", ya que los diferentes mecanismos de emplazamiento van a generar rocas con diferentes características petrográficas. Por este motivo, vamos a considerar aquellos afloramientos que, por la preservación de sus estructuras ígneas, se puedan considerar como "*afloramientos tipo*", describiendo las diferentes facies petrográficas que se puedan encontrar en ellos. Ciertamente es que, en general, todas las estructuras que se van a describir en estos "*afloramientos tipo*" no se van a observar en todos los afloramientos de "ofitas". En la recopilación de afloramientos estudiados (ver tabla II.4.1) se ha intentado especificar a qué tipo de afloramiento pertenece. Los términos y definiciones petrográficas utilizados en esta Tesis están resumidos en la tabla III.1.1.

III-2.- Modalidades de emplazamiento

→ De manera general, podríamos distinguir cuatro grandes grupos de modalidades de emplazamiento:

- a) manifestaciones volcánicas
- b) intrusiones someras
- c) intrusiones subvolcánicas "en profundidad"
- d) diques y sills

III-2-1.- Manifestaciones volcánicas

Dentro de este grupo vamos a incluir aquellos afloramientos en los que se observan estructuras indicativas de vulcanismo, tanto en condiciones subaéreas como subacuáticas, o incluso, si la actividad volcánica ha tenido lugar entre sedimentos húmedos, debiendo considerar en tal caso los fenómenos de interacción magma-sedimento descritos por Bergh *et al.* (1991), Brooks *et al.* (1982), Busby-Spera y White (1987), Kano (1989), Kokelaar (1982, 1986), Krynauw *et al.* (1988) y Walker (1992).

a-1) Afloramiento de Cuevas del Campo-1

Este afloramiento (que aparece con el nº 24 en la tabla II.4.1) se encuentra en las proximidades de Cuevas del Campo, en el límite entre las provincias de Granada y Jaén, en el margen izquierdo del río Guadiana Menor (ver figura III.2.1a). En este afloramiento se observan dos coladas de basaltos vacuolares superpuestas, de escasa potencia y dimensiones muy reducidas. Entre las dos coladas es posible observar un nivel brechificado, indicador de la superficie de contacto entre ellas (figura III.2.1b). En ambas coladas se puede observar la típica gradación vertical en la concentración de vacuolas, con mayor concentración hacia el techo de cada una. La colada inferior es mucho más vacuolar que la superior, es de color rojizo, con una potencia total de unos 3 m. La colada superior es más potente (unos 5 m) y presenta color grisáceo. También se puede observar acumulación de vacuolas según

direcciones preferenciales, indicativas de zonas de escape de gases, preferentemente en la parte superior de la colada (fotos??).

Petrográficamente está formada por basaltos vacuolares con fenocristales de plagioclasa y piroxeno, presentando un elevado grado de alteración. La matriz varía desde hipocristalina a vítrea en los bordes de la colada hasta microcristalina intersticial en la zona central. Las vacuolas aparecen parcialmente rellenas por minerales secundarios (clorita, celadonita y cuarzo).

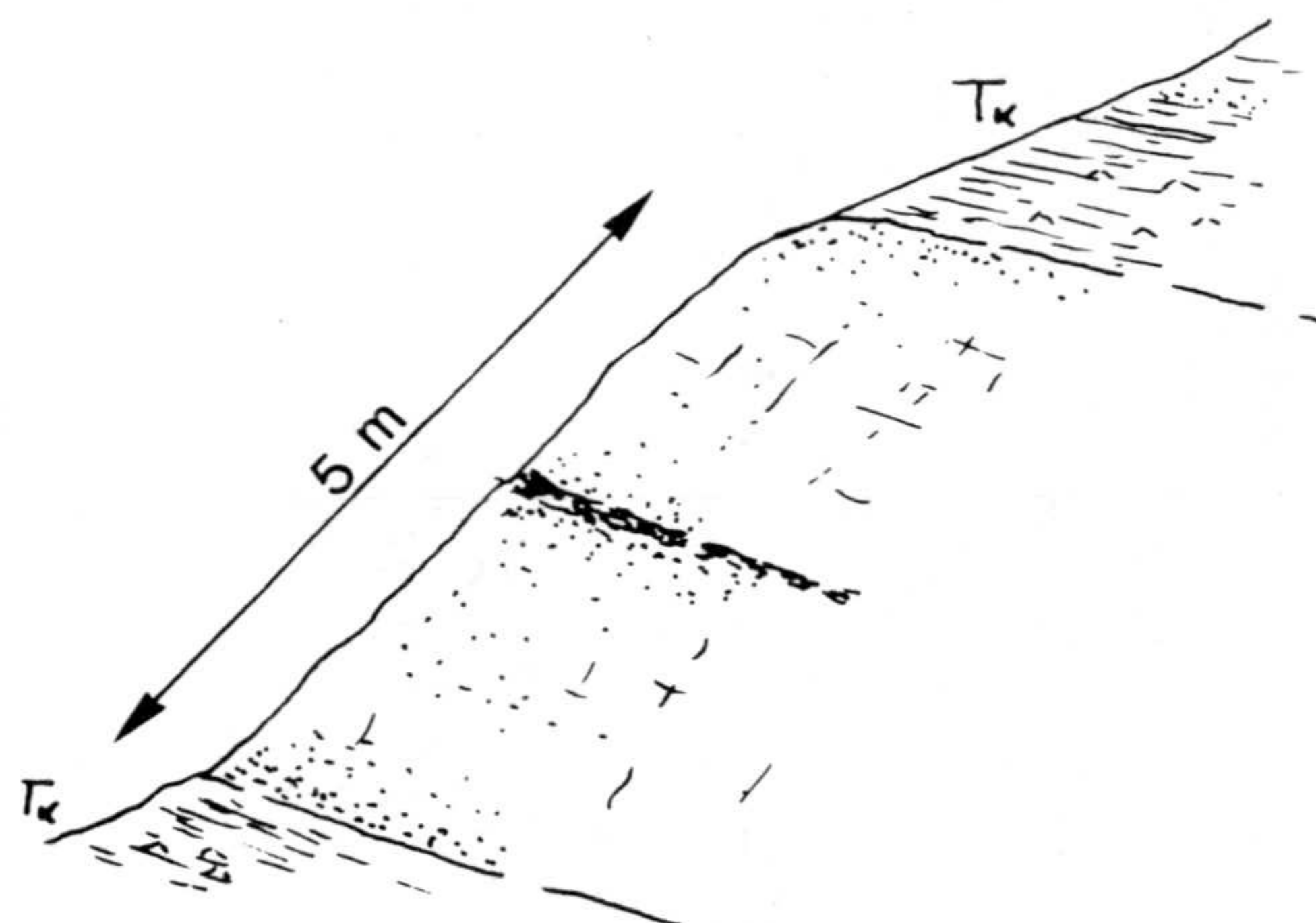


FIGURA III.2.1.- a) Localización geológica de la pequeña colada basáltica del área de Cuevas del Campo. b) Esquema simplificado en el que se observan las relaciones entre las dos coladas, mostrando la existencia del nivel brechificado que se puede observar entre ellas.

a-2) Afloramiento del K.18

En el kilómetro 18 de la carretera de Alcaudete a Las Casillas de Martos (aflor. n° 4 en tabla II.4.1), a la altura del Puerto del Ahillo (figura III.2.2a), aparece un afloramiento

de "ofitas" (bastante diezmado como consecuencia de su explotación para extraer áridos), con una serie de estructuras ígneas que le confieren una gran importancia para establecer su modelo de génesis.

En este afloramiento se pueden diferenciar dos unidades bien marcadas, separadas por un nivel sedimentario de escaso espesor, tal y como se puede apreciar en la figura III.2.2b,c. El estudio minucioso de estas dos unidades, así como del nivel sedimentario intermedio, pone de manifiesto la existencia de un cambio progresivo en las condiciones de emplazamiento, como se discutirá a continuación.

El tramo inferior está compuesto por acumulaciones masivas de pillows, con un grado de alteración relativamente elevado, pero en las que es fácil distinguir los diferentes elementos que caracterizan estas estructuras. Estas pillows, consecuencia de la interacción no explosiva del magma con una lámina de agua, presentan, por lo general, morfologías subredondeadas, con un diámetro máximo de unos 60 cm, aunque también se observan otras de mucho menor tamaño, rellenando los huecos existentes entre las de mayor tamaño (foto). Es frecuente encontrar carbonatos interpillow bordeándolas. A pesar de la alteración y posterior tectonización, se puede distinguir un diaclasado subesférico y otro radial, típico de estas estructuras. No se puede estimar la potencia real del nivel de pillows, aunque en el afloramiento presentan un espesor mínimo de unos 3 m.

Tal y como corresponde a la propia estructura de las pillows, dentro de cada unidad se observan variaciones texturales de centro a borde. En el borde la textura es porfídica a glomeroporfídica con fenocristales de ortopiroxeno, plagioclasa y clinopiroxeno, en una matriz criptocristalina. Algunos cristales de pequeño tamaño podrían corresponder a cristales de olivino, casi totalmente transformados en iddingsita. Su elevado grado de alteración, su pequeño tamaño y la escasa proporción en la que aparecen no nos han permitido analizarlos con microsonda. Por el contrario, en el centro de estas pillows la textura dominante es porfídica con fenocristales de ortopiroxeno, plagioclasa y clinopiroxeno, en matriz subofítica-dolerítica, de tamaño medio (fotos??).

A techo de esta unidad, y en contacto con el nivel sedimentario que separa las dos unidades principales, se pueden observar microarrugas de flujo de orden milimétrico, cuyo origen pudiera corresponder a las arrugas que se desarrollan en las superficies de las pillows (Yamagashi, 1985, 1991; Walker, 1992 y referencias en él citadas).

Sobre esta unidad aparece un nivel sedimentario de unos 0.5-1 m. de potencia, sin ningún tipo de ordenamiento interno, en el que macroscópicamente se pueden identificar fragmentos de roca basáltica de formas lobuladas de unos 3-7 cm, de textura porfídica y matriz criptocristalina, incluso vítrea en algunos casos. Este nivel se interpreta como un nivel de *hialoclastitas*, con fragmentos de pillows (?) (*pillow-brokers*), cristales rotos de piroxenos y fragmentos de vidrio (ahora transformados en filosilicatos), que pueden haberse originado como producto del flujo de lava bajo una lámina de agua de menor espesor, de tal forma que se favorezca un proceso explosivo y la consiguiente fragmentación del material lávico. A techo de este nivel se pueden observar cristales idiomorfos de clorita de diámetro no superior a 0.5 mm. Estos cristales pueden ser el resultado del metamorfismo de contacto de este nivel sedimentario por una segunda colada volcánica (foto??).

Respecto al tramo superior, es casi imposible estimar su potencia real, por presentar en su base un alto grado de alteración y, además, al estar parcialmente cubierto por un nivel de cuaternario, es imposible asegurar si se trata de una sola colada o de varias (figura III.2.2c). Lo que si se puede asegurar es que este tramo superior de aspecto masivo presenta una potencia mínima de unos 50 m. lo que facilita el poder observar importantes variaciones texturales, mineralógicas y estructurales desde los bordes hacia el interior, observaciones que se ven facilitadas por el corte efectuado como consecuencia de la explotación de la cantera.

Es destacable en el borde superior la presencia de arrugas de flujo (*ropy-pahoehoe flow-wrinkles*). Estas estructuras, muy similares a las lavas cordadas tipo *pahoehoe*, consisten en un *trend* regular de arrugas de unos pocos centímetros de altura, con su eje longitudinal perpendicular o convexo a la dirección local en la que el flujo se mueve (Cas y Wright, 1987). Estas estructuras se observan frecuentemente en las superficies de los frentes de los derrames de magmas relativamente fluidos en los que la viscosidad disminuye en profundidad

(Fink y Fletcher, 1978). Cuando éstos tienen lentas velocidades de flujo, empezando a enfriarse la parte superior de manera suficientemente lenta como para permitir la formación de una capa relativamente fina y elástica. La continuación del flujo viscoso de lava en el interior, bajo la fina capa más fría, favorecerá el plegamiento de ésta última, dando lugar a la formación de las arrugas de flujo (Fink y Fletcher, 1978; Moore y Charlton, 1984). Evidentemente, la conservación de estas estructuras, de fácil alterabilidad, se verá favorecida si son rápidamente recubiertas por sedimentos o por otras coladas. De hecho, no es muy frecuente observar estos tipos de estructuras en lavas antiguas (ver Cas y Wright, 1987).

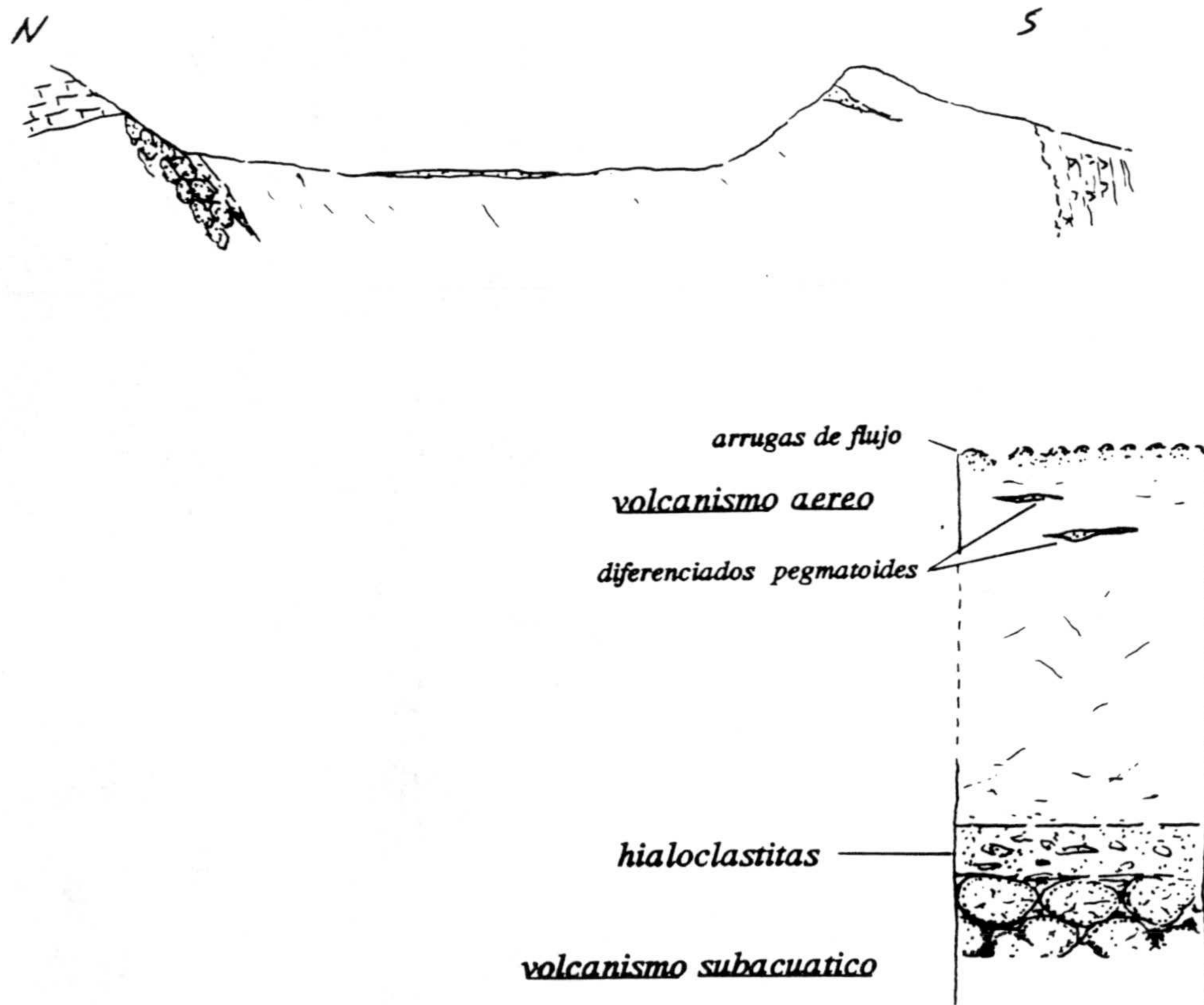


FIGURA III.2.2.- a) Esquema cartográfico del afloramiento nº 4, en la carretera Alcaudete-Las Casillas de Martos. b) Corte esquemático de dicho afloramiento, en el que se pone de manifiesto la existencia de, al menos, dos unidades separadas por un nivel sedimentario. c) Columna simplificada de este afloramiento, indicando las diferentes estructuras que se observan en cada una de las unidades identificadas en él.

El hecho de no encontrar fragmentos volcánicos (brechas) en los sedimentos triásicos que aparecen sobre esta unidad, descarta la posibilidad de la intrusión de estas lavas en sedimentos someros poco consolidados, en los que se deberían observar estructuras típicas de la interacción entre el magma y el sedimento, que serían una clara evidencia del carácter volcánico aéreo de esta segunda unidad. Ocasionalmente se pueden observar vacuolas rellenas de carbonatos y anfíboles, por lo general hacia el borde de esta unidad.

La textura dominante en esta zona de borde es la porfídica de matriz hipocristalina, con fenocristales de opx + cpx + pl, aumentando el grado de cristalinidad de la matriz hacia el interior de la colada, desarrollándose texturas porfídicas de matriz microcristalina, evolucionando gradualmente hacia las zonas centrales. En las zonas más internas de este segundo tramo, la textura es subofítica-dolerítica, presentando un aspecto masivo y con desarrollo de diaclasado ígneo, generando un sistema de tres planos de diaclasas, perpendiculares entre sí, de modo que la intersección de estos tres planos generen cuerpos poliédricos. A favor de estos planos de diaclasa debió favorecerse la circulación de fluidos tardíos, siendo más intensa la alteración en estas superficies. Esta alteración genera cuerpos aislados subesféricos, originándose la denominada disyunción "en bolos". Justamente estos planos de diaclasas se encuentran en la actualidad rellenos de cristales de prehnita, cuyas características y origen se discutirán más adelante.

Asimismo, en estas zonas centrales, sobre todo en su parte superior, son frecuentes pequeñas bolsadas de tamaño decimétrico, formadas por diferenciados pegmatoides, generalmente con morfologías lenticulares. Estos diferenciados corresponden a las últimas etapas de cristalización, caracterizadas por la mayor concentración de volátiles, que permite el desarrollo de grandes cristales de plagioclasas y piroxenos, así como una mayor concentración de fases minerales hidratadas, como anfíboles y biotitas.

La variación desde estructuras indicativas de volcanismo aéreo hasta el subacuático se puede considerar característica de emplazamiento en ambientes lacustres o de litoral somero (Dimroth *et al.*, 1978), lo que es totalmente coherente con las interpretaciones que se pueden hacer a partir de la naturaleza de los sedimentos triásico entre los que aparecen

estas coladas.

a-3) Afloramientos de Cehegín

En las proximidades del pueblo de Cehegín (Murcia) es posible observar una serie de afloramientos, aislados unos cuantos de metros unos de otros (ver figura III.2.3a), que muestran características estructurales similares, indicativas de la intrusión del magma en un medio acuático somero, pudiéndose observar tanto estructuras típicas de vulcanismo subacuático como las correspondientes a la interacción magma-sedimento.

En esta zona, las morfologías desarrolladas (pillows, fragmentos de pillows, fragmentos de bordes enfriados, fragmentos de lavas cordadas) apuntan más a una posible intrusión del magma en sedimentos someros, embebidos en agua, aún sin consolidar. La intrusión del magma entre estos sedimentos del Trías de facies Keuper generó estructuras totalmente similares a las que se producirían por la intrusión del magma bajo una lámina de agua, con desarrollo de *quench fragmentation magma* en el contacto entre el magma y los sedimentos húmedos. Asimismo, la interacción intrusiva entre el magma y el sedimento es capaz de generar morfologías subredondeadas, similares a las pillows (*pillow-like pods*), asociadas frecuentemente con fragmentos de bordes enfriados, debido a la fragmentación de las masas lávicas en contacto con los sedimentos ricos en agua, pudiendo incluso aparecer estos *pillow-like pods* aislados entre los sedimentos en los que intruyen (Cas y Wright, 1987; Kano, 1989; Kokelaar, 1982). Este fenómeno está perfectamente desarrollado en el afloramiento del Cabezo Ródenas (afloramiento nº 38), en el que se pueden observar espectaculares estructuras volcánicas (fotos), resultado de esta interacción entre el magma y los sedimentos. En este afloramiento se observan morfologías subredondeadas, correspondientes a pillows, de escala decimétrica, brechas de pillows y unas estructuras alargadas de color oscuro que alternan con otras de color claro (figura II.2.3b). Estas estructuras se pueden interpretar como el resultado de la intrusión del magma en sedimentos húmedos no consolidados, produciéndose rápidamente la brechificación y alternancia magma-sedimento. Esta interacción entre el magma caliente y los sedimentos se traduce también en un débil metamorfismo de contacto, con recristalización de los mismos. Esta será también la

zona en la que, tras el metamorfismo de bajo grado, se desarrollen grandes cristales de prehnita y granates de considerable tamaño, al disponer de espacio suficiente para crecer.

En otros afloramientos de esta zona también es posible observar estas morfologías similares a las pillows, parcialmente brechificadas, con un borde de grano muy fino, muy bien marcado, así como numerosos fragmentos de bordes enfriados, sobre todo en las proximidades del contacto entre las "ofitas" y los sedimentos. En estas pillows también se pueden observar variaciones texturales desde los bordes, con matriz de escaso grado de cristalinidad, hacia el interior, con matriz microcristalina.

En el pequeño afloramiento que aparece en la ctra. de Cehegín a Caravaca (ver figura III.2.3a) se observa, de manera mucho más desarrollada, la brechificación del magma en contacto con los sedimentos, pudiendo corresponder a una zona más distal del frente de la extrusión. Es en este afloramiento en el que se podían encontrar espectaculares agregados de prehnita, descritos por García-Cervigón (1973) y García-Cervigón *et al.* (1976).

Las pillows observadas en este area son muy similares a las del afloramiento del k.18 de Alcaudete, desarrollándose igualmente sedimentos carbonatados inter-pillows. Estos sedimentos presentan cristales de calcita con alto grado de recristalización, así como la presencia de epidotas, anfíboles y fragmentos de piroxenos. Es frecuente observar las superficies de las pillows tapizadas por anfíboles de hasta 4 cm de longitud.

En este caso, todas las estructuras observadas en este area son más indicativas de intrusión en sedimentos someros embebidos en agua ó, incluso, auténticas pillows consecuencia de la extrusión de la lava bajo una pequeña lámina de agua. En la figura III.2.3c se representa una ilustración esquemática en la que se resumen las principales estructuras que se pueden observar en estos afloramientos en los que dominan las interacciones entre el magma caliente y los sedimentos no consolidados, incluyendo el desarrollo de pequeños cuerpos subvolcánicos (ver también apartado III-2-2).

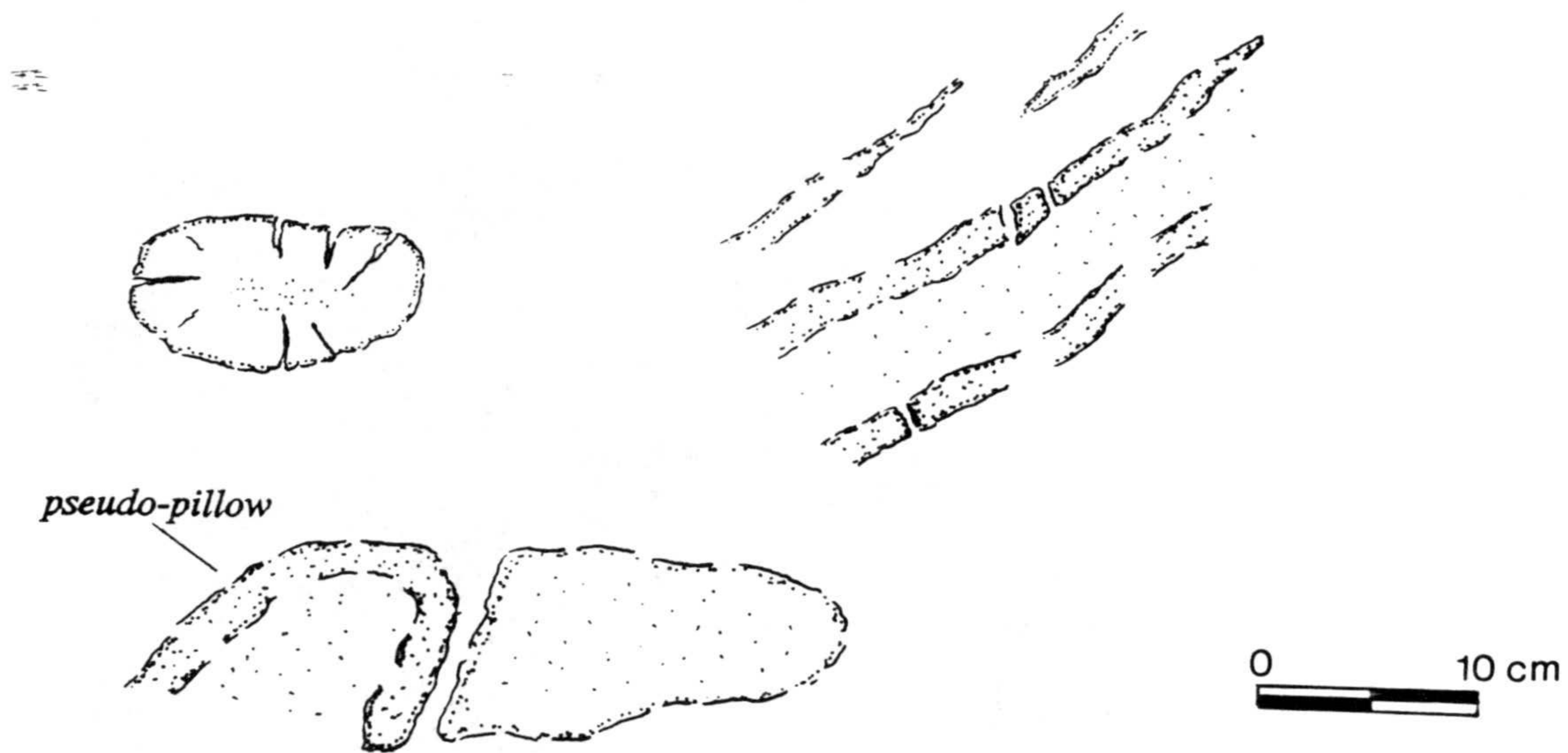


FIGURA III.2.3.- a) Esquema cartográfico correspondiente al área de Cehegín. b) Principales estructuras volcánicas y pseudo-volcánicas que se pueden observar entre los afloramientos del Cabezo Ródenas y proximidades de Cehegín. c) Esquema indicativo idealizado de los diferentes fenómenos de interacción entre el magma caliente y los sedimentos húmedos poco consolidados, señalando las diferentes estructuras que se pueden encontrar.

Además de estos afloramientos, cuyas características de emplazamiento han sido descritas, en las proximidades de Cambil (afloramiento n° 1), por debajo del afloramiento de ofitas (que será descrito a continuación), se han observado, intercalados entre los sedimentos triásicos, finos niveles de material de grano muy fino y color negro, con clara gradación de tamaño. El estudio microscópico de estos materiales ha demostrado que corresponden a finos agregados de óxidos de hierro y otros posibles restos de silicatos, totalmente transformados a minerales de la arcilla. La disposición de estos materiales recuerdan mucho a los niveles de cenizas que suelen aparecer en las sucesiones volcánicas. Además, entre estos niveles ha aparecido un cuerpo más compacto, de unos 20 cm de longitud, con alto grado de oxidación, con una morfología que recuerda mucho a la de una bomba volcánica. Con la incertidumbre que ocasiona la falta de datos analíticos de estas estructuras, podemos anticipar que corresponderían a posibles manifestaciones de carácter explosivo, posiblemente en relación con las primeras etapas magmáticas del Trías.

III-2-2.- Intrusiones someras

Dentro de este grupo se englobarán aquellos afloramientos en los que, a pesar de su naturaleza claramente subvolcánica, el hecho de intruir a no demasiada profundidad permitirá, sobre todo en las facies de borde, que se observen estructuras que recuerdan a las propias de manifestaciones volcánicas (arrugas de flujo, pseudopillows, ...). Cuando la tectonización de los afloramientos no ha sido muy intensa, se puede observar cómo, en general, estos afloramientos son de mayor tamaño y envergadura que los descritos en el apartado anterior. De entre todos los afloramientos pertenecientes a este grupo (obsérvese en la tabla II.4.1 cómo es el tipo de afloramiento mejor representado de entre todos los estudiados), destaca el de Cambil (afloramiento nº 1), pudiéndose considerar como afloramiento tipo, y en el que se observan estructuras que se podrían considerar similares a las descritas por Lago y Pocoví (1982) en las ofitas de Pirineos.

Afloramiento de Cambil

En las afueras del pueblo de Cambil (Jaén) se observa un afloramiento subvolcánico típico, cuya morfología permite clasificarlo como pequeño lacolito de unos 300 m de espesor máximo y una longitud que puede alcanzar casi el kilómetro (ver figura III.2.4a). Gracias a la carretera local Cambil-Arbuniel se puede observar un corte transversal del afloramiento, que permite comprobar las variaciones de estructuras presentes desde los bordes hacia el interior. Asimismo, el curso del río Cambil muestra un excelente corte para la observación de las estructuras a muro de la intrusión. Este pequeño lacolito aparece entre las arcillas rojizas del Trías de facies Keuper, presentando a techo un nivel de areniscas rojas, pertenecientes al nivel K2 (Pérez-López, 1991).

En la figura III.2.4b se esquematizan las principales estructuras que se pueden observar en este cuerpo, con desarrollo de facies de borde, de grano fino, cuyo espesor no suele superar el metro, y una facies centro, de grano grueso que constituye casi el total del volumen del cuerpo. Texturalmente se puede observar una gradación en el tamaño de grano, que varía desde el borde hacia el centro de la intrusión.

En el borde más extremo la textura es glomeroporfídica con una matriz criptocrystalina, aumentando su grado de cristalinidad hacia el interior. Es frecuente encontrar en algunos casos el desarrollo de la textura variolítica, clásicamente interpretada como el resultado de un rápido enfriamiento. Hacia el interior del cuerpo, el tamaño de grano de la matriz va aumentando progresivamente, pasando de una textura porfídica de matriz microcristalina, a porfídica de matriz dolerítica, hasta dolerítica subofítica en las facies centro. En los términos más diferenciados se pueden observar intercrecimientos micrográfico de cuarzo y plagioclasa sódica, ocupando posiciones intersticiales entre los cristales de plagioclasa y piroxenos.

Además de estas facies desarrolladas en la parte interna del afloramiento, en el techo de éste se pueden observar pequeñas indentaciones, de espesor decimétrico, a modo de sills (ver figura III.2.4b), en las que el tamaño de grano siempre es muy fino. Asociados a estos sills pueden observarse cuerpos subredondeados, de unos 10 cm de diámetro, bien en el interior de los sills de mayor potencia, bien como bolos aislados. Estos cuerpos subesféricos se pueden considerar como *pillow-sills*, que serían el resultado de la intrusión de estos sills en sedimentos someros poco consolidados. Algunos de estos *pillow-sills* se pueden aislar, presentando morfologías de pseudo-pillows, con bordes de tamaño de grano mucho más fino que el interior, aunque sin el diaclasado ni la fracturación típica de las pillows. El grado de cristalinidad en los *pillow-sills* es muy bajo, desarrollándose texturas porfídicas con matriz criptocrystalina, y fenocristales esqueletales de plagioclasas (fotos) y aciculares de piroxenos y menas, a modo de texturas "spínifex", que evidencian el rápido enfriamiento de estas pequeñas masas de lava (Puga *et al.*, 1989; Morata, 1990),.

En este afloramiento se pueden observar texturas diferentes, según se desarrollen en el techo o en el muro de la intrusión (ver figura III.2.4b), coincidiendo con lo observado por Lago y Pocoví (1982) en las ofitas de Pirineos, .

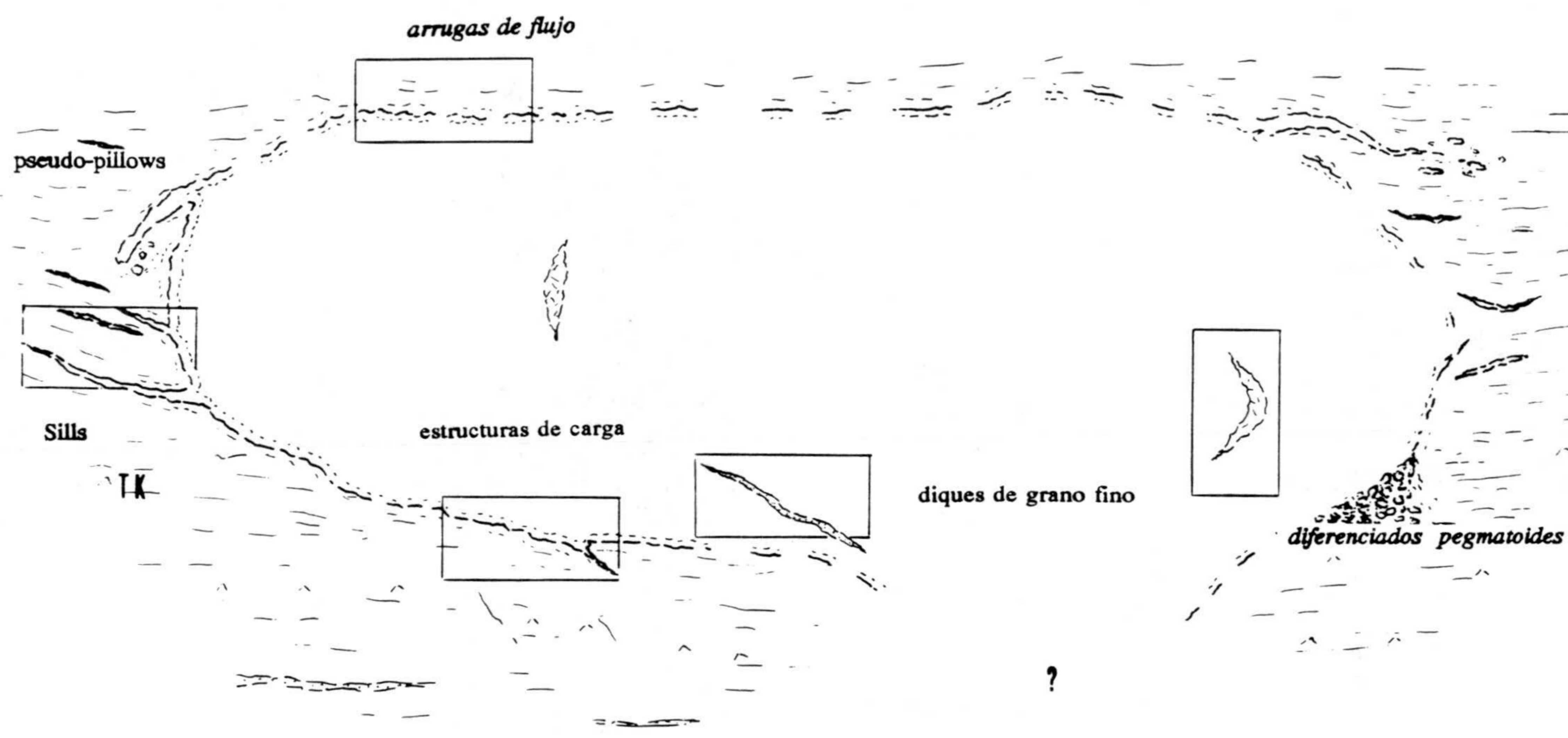


FIGURA III.2.4.- a) Esquema cartográfico del area de Cambil. b) Modelo esquemático del afloramiento, indicando las diferentes estructuras que se pueden identificar, tanto a techo como a muro de la intrusión, así como las estructuras a macroescala identificables en el mismo (indentaciones a modo de sills y diaclasado radial). c) Modelo idealizado de intrusión del cuerpo subvolcánico, indicando con flechas el sentido del flujo de lava, tal y como se puede deducir a partir de las estructuras observadas. d) Reconstrucción tridimensional hipotética del lacolito, indicando con flechas la dirección del flujo de lava. Ver texto para más detalles.

Estructuras a techo

En la parte superior del cuerpo se observan microarrugas de flujo, de amplitud milimétrica (foto), que son el resultado del flujo de la masa fundida al no poder atravesar un nivel más competente que debía existir a techo. Estas estructuras están mucho mejor representadas en la superficie de contacto que se puede observar en el margen derecho del río. El estudio microscópico de esta zona de microarrugas pone de manifiesto el bajo grado de cristalinidad de la matriz, con fenocristales de plagioclasas, y clino y ortopiroxenos, generalmente en agregados de varios individuos. La matriz aumenta rápidamente su tamaño de grano, variando desde el borde extremo donde es criptocristalina y contiene vesículas, parcialmente rellenas de carbonatos y pumpellyitas (minoritariamente actinolita y magnetita), hacia microcristalina dolerítica a pocos centímetros del borde. Es destacable la orientación de las vesículas en el borde externo, así como una cierta orientación de los cristales de plagioclasas, tanto en fenocristales como en la matriz, siguiendo las direcciones de flujo. También es destacable el hecho de haber encontrado fenocristales de clinopiroxeno deformados con extinción ondulante (foto), lo que indicaría una deformación plástica de estos fenocristales producida durante el flujo de la masa lávica.

La presencia de las arrugas de flujo indican un comportamiento fluido de la masa ofítica. El alto contenido en yesos de los sedimentos encajantes favorecería también el flujo de lava, permitiendo el desarrollo de estructuras parecidas a las que se observarían en la interacción magma-sedimentos hidratados, descritas por Kokelaar (1982). En este caso no se podrá hablar de intrusiones en sedimentos someros poco consolidados, ya que se precisa la presencia de un nivel más competente a techo (y por lo tanto consolidado) que actúe a modo de trampa e impida la salida a superficie del material lávico, favoreciendo el flujo de lava en la superficie de contacto entre el magma y el nivel competente de techo (ver esquema defigura III.2.4c). No obstante, el agua necesaria para permitir la fluidificación del magma y desarrollo de los cuerpos subredondeados (*pseudopillows*) podría provenir de la transformación yeso a anhidrita con la consiguiente liberación de agua. Posiblemente el flujo de lava no sea por igual en toda la superficie del contacto, explicándose así la localización más o menos puntual de estas estructuras en un mismo afloramiento.

Estructuras a muro

Por el contrario, a muro de la intrusión no se observan las estructuras anteriormente descritas, aunque sí se puede comprobar la existencia de la facies de borde de grano muy fino. Lo que sí se puede observar es el efecto del flujo de la masa de lava sobre la superficie del encajante. Sería algo parecido al efecto producido por un "buldozer", generándose pequeños saltos como consecuencia de desplazamiento progresivo de la masa lávica viscosa (ver figuras III.2.4b y modelo en figura III.2.4c). En este caso se generan una serie de arrugas, de diferentes morfologías a las del techo, y con una disposición mucho más irregular. También se pueden observar estructuras de carga como las descritas por Lago y Pocoví (1982), consecuencia del peso del cuerpo sobre los sedimentos plásticos que pueden deformarse (nuevamente a consecuencia de la presencia de yesos), presentando un comportamiento altamente plástico. Esta deformación de los materiales plásticos infrayacentes al cuerpo principal, localizada en sectores muy concretos, es similar (a mucha menor escala) a la deformación que se observa en sedimentos poco consolidados cuando se produce el emplazamiento de sills basálticos, y el consiguiente flujo de lava sobre ellos (Duffield *et al.*, 1986).

Además de estas estructuras en los bordes, tanto a techo como a muro, en este cuerpo también es destacable la existencia de un marcado diaclasado ígneo, mucho mejor desarrollado en las zonas centrales del afloramiento. A macroescala se puede identificar el desarrollo de un diaclasado radial (figura III.2.4b), que en cierto modo indicaría la dirección de flujo durante el emplazamiento. A menor escala se puede observar un diaclasado muy regular compuesto por un sistema de tres diaclasas perpendiculares, de forma que la intersección de éstas ocasiona cuerpos poliédricos. Generalmente estos planos de diaclasas se encuentran tapizados por minerales secundarios, que, en el caso de este afloramiento, son prehnitas y ocasionalmente epidotas.

Otra morfología que suele aparecer en estos tipos de afloramientos (aunque precisamente no son muy abundantes en el afloramiento de Cambil) es el desarrollo de pequeños filones de grano fino, de igual composición, naturaleza y texturas que las facies de

borde. Estos filoncillos de grano fino, de espesor generalmente centimétrico, ponen de manifiesto que la actividad magmática en muchos casos se desarrolla en varios pulsos. En los contactos entre estos filoncillos y la ofita encajante no se observa ningún tipo de reacción, debido a la semejanza de quimismo, y posiblemente también como consecuencia de no estar muy separados en el tiempo.

Así pues, el desarrollo de estas estructuras diferenciales entre el techo y el muro, indican una cierta polaridad, coincidente con la polaridad que se puede obtener en el área mediante criterios estratigráficos, lo que nos permite reconstruir de manera hipotética la morfología tridimensional de estos tipos de intrusiones subvolcánicas (figura III.2.4d). Por otro lado, el desarrollo de estructuras casi volcánicas nos indica un rápido enfriamiento de la lava, posiblemente como consecuencia de la poca profundidad de la intrusión.

A modo de conclusión, se puede generalizar que la presencia de estos tipos de estructuras en intrusiones claramente subvolcánicas indican poca profundidad de intrusión, por lo que la edad del emplazamiento se podría estimar como ligeramente posterior a la de los sedimentos triásicos encajantes. Las variedades morfológicas y la irregular distribución espacial de las diferentes estructuras encontradas entre los diferentes afloramientos que, por sus relaciones de campo se englobarían en este grupo de intrusiones someras, hacen pensar en situaciones ligeramente diferentes para cada afloramiento, con diferente espesor y grado de compactación de los sedimentos bajo los que se emplazarían las masas ofíticas.

III-2-3.- Intrusiones subvolcánicas en profundidad

En este grupo se incluyen todos aquellos afloramientos en los que no existen criterios de campo que indiquen estructuras volcánicas, ni estructuras que sean consecuencia de intrusiones someras. Estos son los afloramientos en los que, por su carácter indiscutiblemente subvolcánico, es imposible precisar la edad de intrusión si no es por métodos radiométricos. En general, los afloramientos que se pueden clasificar dentro de este grupo no presentan claras morfologías que permitan clasificarlos como lacolitos, etc., por lo que en general los consideraremos como pequeños stocks.

Afloramiento de Cuevas del Campo-2

Este afloramiento está próximo al descrito en el apartado III-2-1 (figura III.2.1), aunque no se observan relaciones geométricas entre ellos, por lo que debe existir un contacto mecánico entre ambos afloramientos. Corresponde este afloramiento a un pequeño stock de algo menos de 1 km², cuya estructura tridimensional es difícil de precisar. Macroscópicamente se observa un diaclasado ígneo bien desarrollado, con tres sistemas de diaclasas perpendiculares entre sí, favoreciendo el desarrollo de la "alteración en bolos". Petrográficamente se distinguen las tres facies características de las ofitas: facies de borde, centro y pegmatoides, con variaciones transicionales en el tamaño de grano entre ellas.

Las facies de borde aparecen en la zona más externa del stock, en una banda de pocos centímetros. Son rocas de grano muy fino, que al microscopio presentan texturas porfídicas, con fenocristales de plagioclasa y olivino (totalmente pseudomorfizado por filosilicatos), en una matriz de grano muy fino de plagioclasas, clinopiroxenos y abundantes óxidos de Fe-Ti intersticiales. Las facies centrales son las más abundantes, caracterizándose por un tamaño de grano relativamente grueso, con variaciones graduales desde las facies de borde, en el que resaltan los colores claros de los cristales de plagioclasa sobre fondo oscuro de piroxenos y olivinos. Texturalmente se caracterizan por el desarrollo de textura ofítica, en la que grandes cristales de clinopiroxeno, de marcado color rosado en lámina delgada, engloban cristales tabulares idiomorfos de plagioclasas y cristales de olivino que, en este afloramiento, aparecen relativamente frescos. Rellenando oquedades o fisuras entre las facies centrales son frecuentes los diferenciados pegmatoides, a modo de bolsadas decimétricas de grano grueso a muy grueso. Estos pegmatoides están constituidos mayoritariamente por clinopiroxenos y plagioclasas, aunque son frecuentes también anfíboles y biotitas. Al igual que en otros afloramientos, en este caso también se observan pequeños diques de grano fino, de texturas y composiciones similares a las facies de borde.

En el borde este del afloramiento se puede observar una zona de color rosado, a modo de dique tardío, de grano fino a muy fino, cuya potencia es variable entre dos y tres metros. A diferencia de los diques básicos de grano fino, que no muestran superficie de reacción entre

el dique y la ofita encajante, este dique presenta en el contacto con la ofita encajante una importante zona de reacción, en la que se observan pequeños fragmentos, de 3 a 5 cm de tamaño, de ofita de facies centro, englobados por la roca constitutiva del dique. La proporción de estos fragmentos decrece rápidamente hacia el interior del dique (foto). Mineralógicamente este dique rosado de grano fino está constituido por plagioclasa como fase mayoritaria y por piroxenos y titanitas como componentes minoritarios. Estos diques pueden interpretarse como diferenciados "aplíticos", generados en las últimas etapas de cristalización, o, incluso pertenecientes a una fase magmática posterior.

Afloramiento de Santa Ana

Este es un claro ejemplo de intrusión subvolcánica a mayor profundidad, en el que no se observa ningún tipo de las estructuras volcánicas anteriormente citadas. Corresponde a un pequeño stock, presente en una pequeña masa de arcillas triásicas de colores violáceos, posiblemente perteneciente al nivel K1 (ver figura II.3.1), situada al norte de la localidad de Santa Ana (provincia de Jaén) (figura III.2.5). En este caso, tan sólo se distingue un borde exterior de grano más fino que el resto del afloramiento, de mayor tamaño de grano. En este afloramiento en el que se han identificado procesos de acumulación de olivino, con la formación de una dolerita picrítica hacia la base (Morata y Puga, 1992), cuyas características petrográficas serán descritas en el próximo apartado.

Este tipo de afloramientos no son muy frecuentes en las Z.E., y, de hecho, procesos de acumulación sólo se han podido identificar, de manera clara, en el afloramiento de Santan Ana, pero es posible que existan otros similares dispersos por el Trías, ya que algunos bloques aislados en la zona de Antequera presentan una mineralogía muy parecida a la de este "afloramiento tipo".

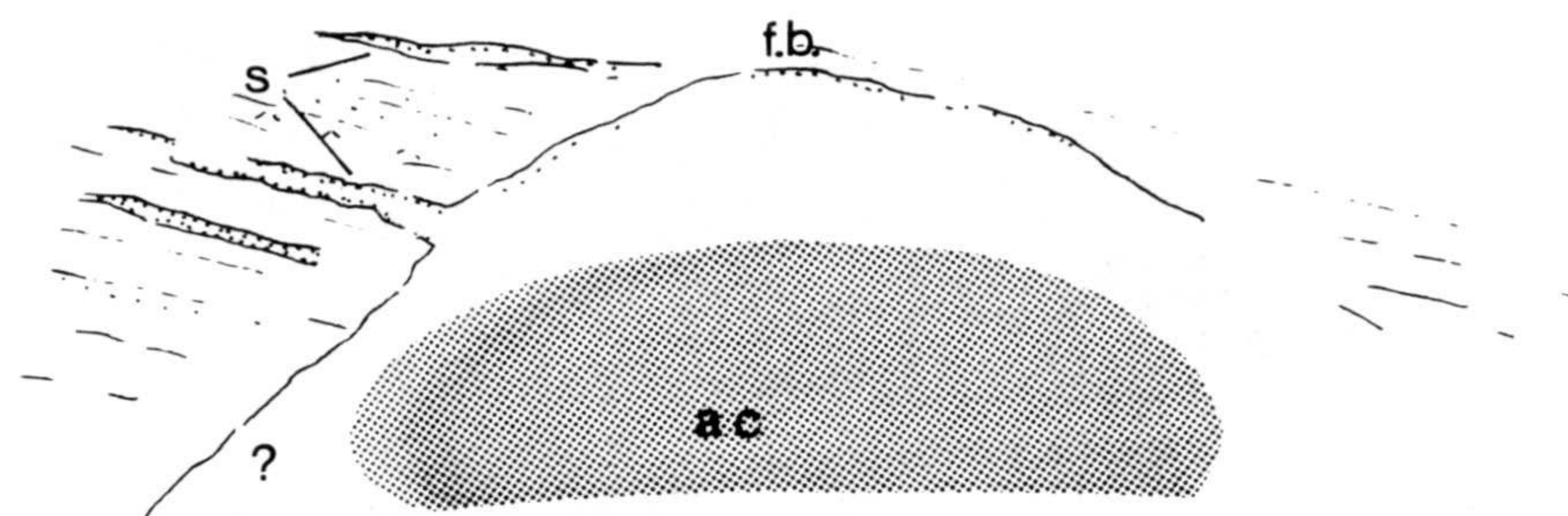


FIGURA III.2.5.- Esquema cartográfico del afloramiento de Santa Ana (afloramiento n° 20), mostrando también un corte esquemático en el que se reflejan las diferentes estructuras que se pueden encontrar en este afloramiento: s= sills; ac= nivel de acumulados; f.b.= facies de borde enfriado. Ver texto para más detalles.

III-2-4.- Sills y diques

Otra de las modalidades de emplazamiento más frecuentes entre las manifestaciones subvolcánicas es el desarrollo de sills y diques de diferentes potencias y recorridos. Desgraciadamente, la tectonización observada en los materiales triásicos no permite observar adecuadamente las relaciones entre las ofitas y el Trías encajante, por lo que no se han podido identificar muchos afloramientos como pertenecientes a este grupo. Además, aquellos afloramientos en los que claramente se puede hablar de sills y/o de diques, presentan características texturales muy diferentes, por lo que no es posible encontrar un afloramiento que se pueda considerar como tipo.

Afloramiento de Carchel

En las proximidades de la localidad de Carchel (afloramiento n° 2), en el corte de la carretera que une Carchel con Carchelejo (figura III.2.6), se puede observar el desarrollo de un cortejo de sills, paralelos a la estratificación marcada por las arcillas del Trías, con

espesores no superior al metro (foto). Aunque en general el grado de alteración que presenta este afloramiento es bastante elevado, prácticamente todos los sills presentan sólo facies de grano fino y efectos de metamorfismo de contacto sobre los sedimentos encajantes en unos pocos centímetros de espesor. En los cuerpos de mayor tamaño es frecuente observar la formación de una disyunción esferoidal, producto de la alteración "en bolos", así como facies centrales con cristales de tamaño de grano grueso y texturas subofíticas.

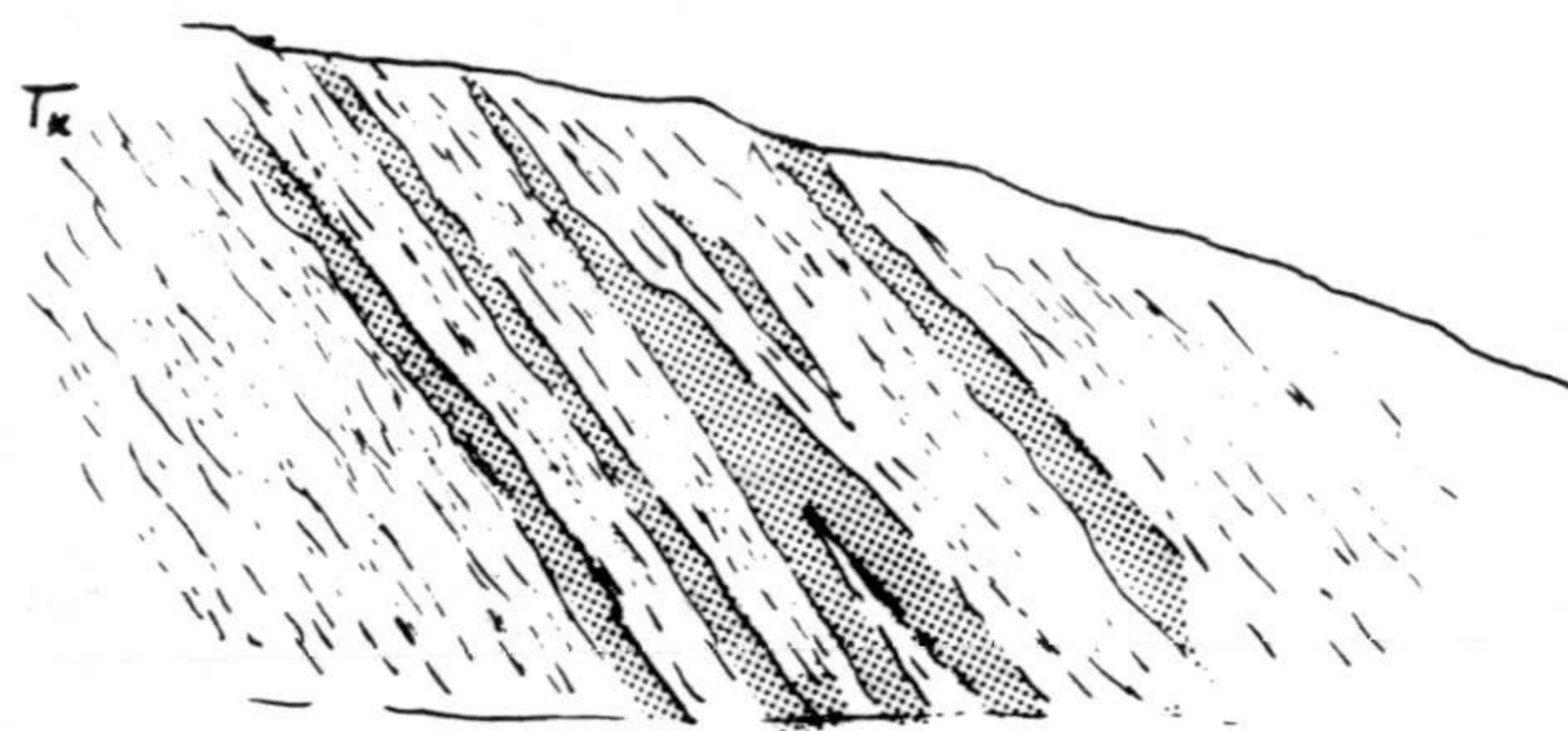


FIGURA III.2.6.- Esquema cartográfico y corte según la carretera local Carchel-Jaén en el que se puede observar un típico cortejo de sills, con un estado de conservación relativamente bueno.

Afloramiento de Antequera

En la zona del Trías de Antequera, en las proximidades de la localidad de Antequera (afloramiento n° 28) se han encontrado otros tipos de diques, cuyas composiciones mineralógicas y texturas le confieren unas características peculiares. Están constituidos por una roca porfídica, con fenocristales de gran tamaño de plagioclasas, ahora totalmente transformadas en epidotas y pumpellyitas, en una matriz microcristalina. Estos diques presentan varios metros de potencia cortan claramente a un afloramiento subvolcánico de ofitas (perteneciente al grupo-2, que será definido en el próximo apartado). En los sucesivos

apartados de quimismo mineral y geoquímica de roca global, se tratará a estos diques ricos en fenocristales de plagioclasa por separado, ya que presentan características totalmente diferentes a las del resto de ofitas de las Z.E. de las Cordilleras Béticas.

Es posible que este tipo de dique sea más abundante de lo que, hasta el momento, se ha observado, pero la tectonización que se ha desarrollado en el Trías de Antequera no permite ver con precisión las relaciones de campo ni los contactos primarios, hasta el punto que es difícil dilucidar el tipo de emplazamiento de muchos afloramientos. De hecho, dentro de esta misma unidad triásica, se han observado bloques tectónicos de rocas cuyas texturas son similares a la de estos diques ricos en plagioclasa. El hecho de aparecer como bloques totalmente aislados, no nos permite asegurar si pertenece a otro dique o si, por el contrario, son fragmentos tectónicamente separados del anterior dique.

Otros diques

Como se ha visto en la descripción detallada de alguno de los afloramientos de ofitas, en algunos de ellos (Cambil, Cuevas del Campo,...) es frecuente encontrar pequeños diques, de grano muy fino y escasa potencia, cortando a la masa principal del afloramiento. La composición mineralógica y química de estos diques es similar a la de los bordes enfriados del afloramiento en concreto, sin que se hayan observado desarrollo de bordes de reacción con la ofita encajante, ni ningún otro fenómeno de contacto. La presencia de estos diques indica que, al menos en los afloramientos en los que aparecen, el magmatismo tuvo lugar en varios pulsos.

III-3.- Facies Petrográficas y tipos de Ofitas. Caracterización petrográfica

Como se ha visto en el apartado precedente, los diferentes mecanismos de emplazamiento descritos para las ofitas de las Z.E. de las Cordilleras Béticas van a generar diferentes facies petrográficas, aunque de manera general, considerando los diferentes mecanismos de emplazamiento vistos, las facies petrográficas observadas en las ofitas se pueden agrupar en tres tipos principales:

- a) facies de borde (o bordes enfriados)
- b) facies centro
- c) diferenciados pegmatoides

En los siguientes capítulos, en los que se estudiarán las variaciones del quimismo, tanto de los minerales ígneos, como de roca global, vamos a separar las muestras analizadas entre estas tres facies petrográficas, resultado de las diferentes velocidades de enfriamiento y diferentes etapas de cristalización dentro de un afloramiento (ver para más detalle de cada caso concreto las descripciones realizadas en el apartado III-2). No vamos a repetir en este apartado la descripción de las variaciones texturales que se han observado entre los diferentes tipos de afloramientos descritos, aunque si vamos a resumir muy escuetamente los principales rasgos de cada una de las facies petrográficas diferenciadas.

Basándonos en su mineralogía y petrografía ígnea, la mayoría de las ofitas ellas se pueden clasificar como basaltos ó basaltos doleríticos, o como doleritas, para los casos de afloramientos claramente subvolcánicos o para muestras procedentes de la facies centro. Otros términos, mucho menos frecuentemente representados, son las doleritas picríticas y los pórfidos basálticos.

Considerando las asociaciones de minerales ígneos presentes, se pueden clasificar los afloramientos de ofitas en dos grandes grupos de ofitas (como haremos en los apartados sucesivos), según que en sus términos menos diferenciados haya olivino (ofitas del **grupo-1**), o no lo haya (ofitas del **grupo-2**). En la tabla III.3.1 se recojen algunos análisis modales de muestras representativas de las diferentes facies petrográficas observadas, dentro de cada uno de los dos grupos de ofitas diferenciados.

III-3-1.- Ofitas del Grupo-1

Este grupo está caracterizado no sólo por la presencia de olivino modal (transformado en gran parte a serpentina, clorita y otros filosilicatos) si también por el hecho de presentar clinopiroxenos con un típico color rosado a lámina delgada. Su afloramientos corresponden siempre a intrusiones profundas (Santa Ana, Cuevas del Campo,...), o sills (Carchel).

En las facies de borde, la textura dominante es la porfídica de matriz microcristalina, con fenocristales de olivino, (pseudomorfizados por minerales secundarios), plagioclasa y clinopiroxeno. En general, esta facies está poco desarrollada, evolucionando rápidamente hacia las facies centro, en las que se desarrollan texturas ofíticas, con grandes cristales de piroxenos rosados, en ocasiones zonados, que engloban cristales de olivino y cristales idiomorfos de plagioclasa. Intersticialmente aparecen, en proporciones minoritarias, biotita (con un marcado pleocroísmo en tonos marrón-rojizo) y anfíboles de marcado color marrón. Asociadas a estas fases tardías aparece magnetita e ilmenita. El apatito se presentan también, como fase minoritaria en cristales aciculares.

En los diferenciados pegmatoides nunca aparece olivino (ni sus pseudomorfos). En estas facies más diferenciadas los cristales de piroxenos y plagioclasas presentan mucho mayor tamaño de grano, desarrollándose en algunos casos cristales de más de tres centímetros. Estos pegmatoides aparecen a modo de pequeñas bolsadas, de tamaño decimétrico. En estas facies son más abundantes las fases minerales hidratadas, tales como anfíboles y biotitas (ver tabla de proporciones modales). Los piroxenos rosados suelen estar recrecidos por un piroxeno tardío, de color verdoso. También es frecuente observar los piroxenos parcialmente pseudomorfizados por anfíbol marrón y biotita. Los óxidos de Fe-Ti y los cristales de apatito desarrollan cristales de hasta 1 y 0.5 cm, respectivamente. En estos pegmatoides, a diferencia de los del grupo-2 (ver apartado III-3-2) no se ha observado cuarzo.

El orden de cristalización de los minerales ígneos en las muestras pertenecientes a este grupo es olivino-plagioclasa-clinopiroxeno, considerando tan solo las fases mayoritarias (ver

figura IV.10.1).

Doleritas Picríticas

Por el tipo de paragénesis ígnea, se engloban dentro de las ofitas del grupo-1, aunque presentan unas características propias que merecen ser consideradas por separado. Estas rocas aparecen bien desarrolladas en el afloramiento de Santa Ana (afloramiento nº 20). Presentan un aspecto masivo, con tamaño de grano inferior a los 2 mm, mostrando texturas cumulíticas. Están formadas por acumulaciones de olivino, que pueden llegar a suponer hasta el 45% del volumen modal de estas rocas (ver tabla III.3.1), apareciendo plagioclasas y piroxenos rosados como fases intercúmulus. Como fases tardías se desarrollan anfíboles marrones y biotita con fuerte pleocroísmo en tonos marrón-rojizo. Asociado a estas fases tardías de cristalización aparecen cristales subredondeados de óxidos de Fe-Ti así como sulfuros de Ni-Cu-Fe (pirrotina, pentlandita y calcopirita), dispuestos a modo de gotas dispersas entre los intersticios de esta dolerita, cuyas características texturales y composicionales serán desarrolladas de manera resumida en el apartado siguiente.

Otra característica de las doleritas picríticas de este afloramiento en concreto es la presencia en su interior de xenocristales de andalucita, parcial o totalmente pseudomorfizados por agregados de corindón, plagioclasa y espinela verde (Morata y Puga, 1992). En el capítulo siguiente se describirá el quimismo de estos xenocristales, así como de las fases minerales neoformadas, resultantes de las transformaciones endomórficas de los iniciales micaesquistos con andalucita, de los que procederían los xenocristales.

III-3-2.- Ofitas del Grupo-2

En las ofitas pertenecientes a este grupo no se han observado cristales de olivino, y sí de ortopiroxeno aunque, al igual que le ocurría a los olivinos del grupo-1, suelen aparecer transformados a minerales secundarios (clorita, pumpellyita, carbonatos,...). En este caso, los clinopiroxenos presentes en este segundo grupo siempre son incoloros. A este grupo pertenecen todos los afloramientos en los que se han descrito estructuras volcánicas, así como

aquellos que se han clasificado como intrusivos someros.

En las facies de borde de este grupo, la textura es porfídica, con fenocristales de ortopiroxeno, generalmente aislados e idiomorfos, y cristales de plagioclasas y clinopiroxenos, que pueden aparecer en agregados glomeroporfídicos. También es posible encontrar fenocristales de plagioclasa ligeramente zonados. En estas facies de borde las texturas de la matriz son muy variables, aumentando su cristalinidad desde los bordes más externos hacia el interior (en el apartado precedente se describió más específicamente las diferentes texturas que se han observado en estas facies de borde).

En las facies centrales la cristalización de plagioclasas y clinopiroxenos desarrolla texturas subofítica y doleríticas, con desarrollo de fases tardías (anfíboles y biotitas) en posiciones intersticiales y en proporciones muy minoritarias (ver tabla de proporciones modales). Asociados a estas fases de cristalización tardía aparecen óxidos de Fe-Ti. No son frecuentes los cristales de ortopiroxenos en estas facies centrales, apareciendo casi siempre totalmente pseudomorfizados por minerales secundarios (cloritas, pumpellyita, prehnita). Ópticamente se pueden diferenciar dos tipos de clinopiroxenos (cuyas diferencias composicionales se pudieron también con la microsonda electrónica). El clinopiroxeno dominante corresponde al tipo augita y, asociado a éste, por lo general en los bordes, en continuidad óptica con la augita, o bien como fase aislada, se puede identificar otro clinopiroxeno, ópticamente clasificable como pigeonita. Por lo general, este segundo clinopiroxeno, mucho menos abundante que la augita, aparece con mayor frecuencia ligeramente alterado.

Otra característica que identifica a las rocas de este segundo grupo es la presencia de cuarzo en posiciones intersticiales en los términos más evolucionados de las facies centro, generalmente intercrecido con feldespatos, desarrollando texturas micrográficas, y con menos frecuencia como cristales aislados.

En los pegmatoides de este grupo nunca se han observado cristales de ortopiroxeno ni de pigeonita, siendo las únicas fases presentes plagioclasas y clinopiroxenos, como

minerales mayoritarios, y grandes cristales de biotita y anfíboles, que aumentan considerablemente sus proporciones respecto a las facies centrales (ver tabla III.3.1). Tanto anfíboles como biotitas aparecen en posiciones intersticiales entre los cristales de plagioclasa y clinopiroxeno (que desarrollan texturas dolerítica-subofítica), aunque también se observan como resultado de las transformaciones postmagmáticas de los clinopiroxenos, debido a la mayor concentración en fase fluidas en estas últimas etapas de cristalización. Esta mayor concentración en volátiles en las últimas etapas de cristalización es también la responsable del mayor desarrollo de los cristales de piroxenos y plagioclasas que, como en las rocas del grupo-1, también pueden alcanzar cristales de más de tres centímetros de longitud. Además, en los pegmatoides de este grupo, el cuarzo puede llegar a ser una fase mayoritaria, bien como cristales aislados, en posiciones intersticiales, bien en intercrecimiento con feldespatos, desarrollando texturas granofídicas (foto). En estos pegmatoides también es frecuente observar cristales alargados de apatito (en menores proporciones que en los pegmatoides del grupo-1), así como cristales de mayor tamaño de óxidos de Fe-Ti.

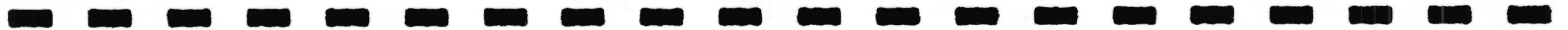
Considerando las fases mayoritarias, el orden de cristalización global en este segundo grupo es ortopiroxeno-plagioclasa-clinopiroxenos.

Esta dualidad petrográfica no ha sido observada en otros afloramientos de doleritas triásicas relacionadas con la apertura del Atlántico, tales como las ofitas de Pirineos, las doleritas triásicas del norte de Marruecos, o las presentes en el borde este de los EEUU, en los que la paragénesis ígnea dominante es olivino-plagioclasa-clinopiroxeno, siendo este fundamentalmente de tipo augita, y minoritariamente pigeonita (Azambre *et al.*, 1987; Bertrand 1987, 1991; McHone y Butler, 1984; entre otros). Es más, petrográficamente, las doleritas del **grupo-1** son muy parecidas a los basaltos liásicos de las Z.E., tales como los de Sierra Elvira ó los niveles basales de la columna basáltica de Alicun de Ortega, pertenecientes a la llamada *provincia volcánica jurásica* de las Z.E. de las Cordilleras Béticas, mientras que las del **grupo-2**, por el contrario y salvo la ausencia de olivino, son más parecidas a las ofitas de Pirineos y a las doleritas triásicas del Norte de Marruecos. En los próximos capítulos vamos a diferenciar las características químicas, tanto de las fases minerales como de roca total, de ambos grupos de ofitas, estudiando las relaciones genéticas

y/o temporales que puedan existir entre ellos. Un modelo evolutivo que relacione a ambos tipos de ofitas será propuesto en el capítulo IX.

CAPITULO IV

QUIMISMO MINERAL IGNEO



CAPITULO IV: QUIMISMO MINERAL

Tras el estudio microscópico de un número aproximado de 400 muestras de ofitas, mediante luz transmitida y luz reflejada, se realizó una selección de las que se consideraron representativas de cada una de las facies descritas anteriormente, para determinar la composición química de sus fases primarias mediante el empleo de la microsonda electrónica. En el anexo-1 se recopilan las condiciones analíticas de las dos microsondas utilizadas para este estudio.

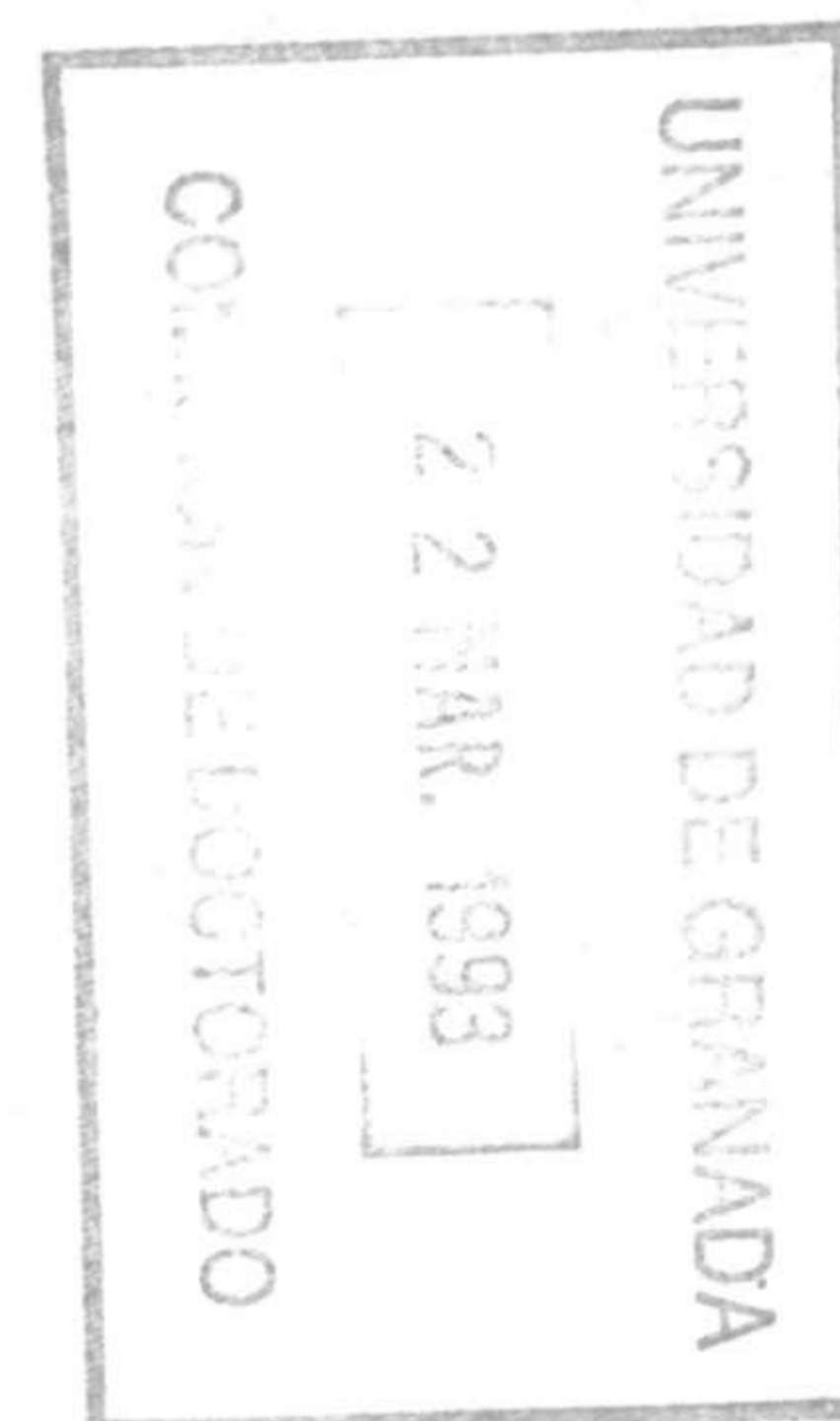
En la Tabla IV.1 se relacionan las muestras seleccionadas para microanálisis, indicándose el grupo y la facies petrográfica a las que pertenece cada una. En dicha tabla se enumeran asimismo los minerales analizados en cada lámina, tanto los ígneos como los de metamorfismo de bajo grado. Donde ha sido posible, se han analizado tanto las paragénesis primarias como las metamórficas, con el objeto de tener un control puntual del mineral ígneo a partir del cual se formarán los minerales metamórficos. En la medida de lo posible, estas mismas muestras han sido también seleccionadas para los análisis de roca total.

IV-1.- *Espinelas*

Haremos mención en este apartado a las espinelas ígneas que se han encontrado en las doleritas picríticas, siempre como inclusiones dentro de cristales de olivino, y únicamente en la zona basal del afloramiento de Santa Ana (aflor. n° 20). Estas espinelas presentan color marrón y hábitos idiomórficos. Los análisis de microsonda (anexo-2) han mostrado que se trata de espinelas cromíferas (Cr_2O_3 entre 15 y 19%) y contenidos en Al_2O_3 (entre el 40 y 47%). Estas espinelas tienen $\text{Al} > \text{Cr}$ y valores de FeO que varían entre 16-22%, con razones Fe/Mg entre 3 y 1, lo que permite clasificarlas como *picotitas*. El cálculo de la fórmula estructural se ha realizado sobre la base de 32 oxígenos, efectuando el ajuste entre $\text{Fe}^{2+}/\text{Fe}^{3+}$ según el balance de cargas propuesto por Droop (1987). Frecuentemente, los bordes de los cristales de espinela aparecen transformados a magnetita.

TABLA IV.1.- (continuación)

LAMINA	Aflr. nº	GRUPO	FACIES	Px	Pl	Amp	Otras							
								Pt	Amp	Pmp	Ppn	Chl	Ep	Otras
CB19-1		G2	centro	x	x		menas		x	x	x	x	x	ttn, serc
CB19-2		G2	centro	x	x					x		x		
CB19-3		G2	centro	x	x					x		x		
CEF-3		G2	centro	x	x		bt		x			x	x	gte
ABAR-1		G2	centro	x	x	x	bt					x		
ALCII-A1		G2	pegmatóide	x	x									ttn
ALCII-A8		G2	pegmatóide	x	x	x	bt							
ABAR-7		G2	pegmatóide	x	x	x	bt				x			sc
CB-11		G2	centro	x	x				x	x			x	
C.Ro-2		G2	centro	x	x	x			x					sc
CB-17		G2	centro	x	x		menas		x	x	x	x	x	sc
EN-1		G1	pegmatóide		x		(spl)		x					sc
CB-4(1)		G1	pegmatóide	x	x		menas		x	x	x	x		ttn
CB-14		G1	dique	x					x		x		x	
CB92-5		G2	borde									x		celadonita
CB92-7		G1?	borde		x				x			x		
K-18		G2							x		x			
CB19-F		G2	fisura								x			
CB92-12		G2	fisura	x							x	x	x	ttn, gte



IV-2.- Olivinos

Tan sólo se han observado cristales de olivino, o sus pseudomorfos, en las facies de borde, a modo de fenocristales (siempre pseudomorfizado por minerales secundarios) y en las facies centro de las "ofitas" pertenecientes al **grupo-1**. En este último caso, los olivinos siempre aparecen englobados por cristales de clinopiroxenos. Es posible que en el nivel de pillows del afloramiento de Alcaudete, perteneciente al **grupo-2**, algunos pequeños fenocristales, muy minoritarios (2 ó 3 cristales por lámina), pseudomorfizados por agregados de color rojizo, puedan corresponder a antiguos cristales de olivino, ahora transformados a iddingsita, pero su bajo grado de conservación no nos ha permitido analizarlos. Nunca se han observado cristales de olivino, ni sus pseudomorfos, en los pegmatoides.

El problema para estudiar la composición de los olivinos en estas rocas ha sido el pésimo estado de conservación mostrado (estando por lo general transformados a serpentina, clorita, u otros tipos de filosilicatos no determinados), hasta el punto que tan sólo se han observado cristales frescos de olivino en las facies centro del afloramiento de Cuevas del Campo y en el de dolerita picrítica de Santa Ana. En los demás afloramientos del **grupo-1** se ha determinado la presencia de este mineral gracias al desarrollo de secciones idiomórficas, para el caso de las facies de borde, ó por presentar su típica fracturación y pseudomorfosis por minerales secundarios de tipo serpentina o clorita, cuando aparece englobado por los grandes cristales de clinopiroxeno en las facies centro.

En el afloramiento de Cuevas del Campo (que se podría considerar como un buen representante de las ofitas del **grupo-1**), los olivinos aparecen como la primera fase en cristalizar, con hábitos xenomórficos subredondeados, y generalmente englobados por grandes cristales de piroxeno rosado (augita-Ti). Es frecuente verlo parcialmente transformado a minerales de la serpentina y cloritas, generalmente a favor de las fracturas del mineral y a partir de los bordes, con formación asociada de magnetita (foto?). Los análisis de microsonda realizados (anexo-2) muestran una relativa homogeneidad en cuanto al quimismo (con un valor medio de Fo_{70}), aunque a la escala de un mismo cristal es posible observar débiles zonaciones, con contenidos en forsterita en el centro del orden del 71% y aumento de

componente fayalítico hacia los bordes (Fo_{69}). Análisis en los bordes de otros cristales muestran un mayor enriquecimiento en fayalita, alcanzándose valores de Fo_{65} (fig. IV.2.1). Seméjantes valores en contenidos en forsterita de los olivinos y de las zonaciones composicionales han sido observadas por Azambre *et al.* (1987) en los olivinos de las ofitas de los Pirineos y por Bertrand (1991) en los de las doleritas del norte de Marruecos.

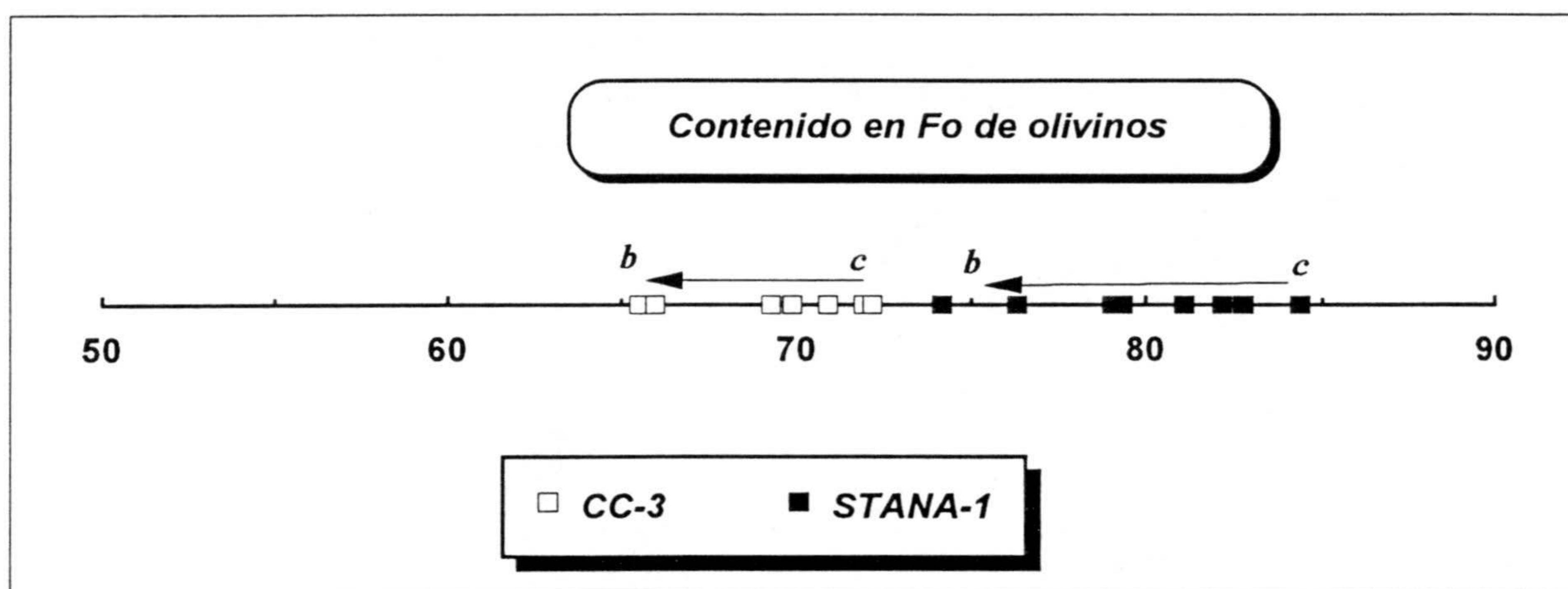


FIGURA IV.2.1.- Variaciones composicionales de los olivinos de las ofitas del grupo-1 expresadas en %Fo. Las flechas indican las zonaciones observadas desde el centro hacia el borde de los cristales. Nótese cómo los olivinos de la dolerita picrítica (cuadros llenos) son más forsteríticos que los de las facies centro (cuadros vacíos).

En el afloramiento de Santa Ana, en el nivel basal del stock, donde se desarrolla la dolerita picrítica, los olivinos llegan a constituir hasta un 40% modal del total de la roca, desarrollándose cristales hipidiomorfos como fases cumulíticas, en ocasiones con desarrollo de cristales de más de 3 mm. En este caso, se trata de olivinos más forsteríticos (valor medio de Fo_{80}), variando desde casi Fo_{85} en el interior de los cristales hasta Fo_{79} en los bordes (fig. IV.2.1). En estas doleritas picríticas es donde se han localizado los xenocristales de andalucita y los metacristales productos de las transformaciones endomórficas (ver apartado IV-10). Es interesante destacar cómo, cuando los olivinos aparecen en contacto con dichos xenocristales, se observa un pequeño borde de reacción, presentando los olivinos composiciones ligeramente más fayalíticas (Fo_{74}), y mostrando una textura esponjosa, típica de procesos de reacción (foto).

Procesos de acumulación también han sido descritos en un afloramiento de ofitas de los Pirineos (Béziat y Walgenwitz, 1983), aunque en este caso, los acumulados llegan a presentar proporciones modales del orden de 10-15% de olivino, y nunca se han observado en ellos inclusiones de espinela rica en Cr.

IV-3.- Plagioclasas

Los feldespatos constituyen, junto con los piroxenos, más del 70% del total de los componentes mineralógicos de las ofitas (ver tabla % modales). Se presentan en todas las facies petrográficas, con diversas texturas y composiciones, indicativas de las variaciones en las condiciones de cristalización *in situ* de los líquidos magmáticos. Las relaciones texturales mostradas con los clinopiroxenos indican que las plagioclasas cristalizaron antes que estos, e inmediatamente después de los olivinos u ortopiroxenos.

En las facies de borde aparecen tanto como fenocristales, en agregados o como cristales idiomórficos, como en la matriz, donde pueden desarrollar cristales esqueléticos, producto del rápido enfriamiento (Lofgren, 1983). En las facies centro aparecen englobados parcial o totalmente por los clinopiroxenos, desarrollando texturas ofíticas o subofíticas. En los pegmatoides presentan cristales de gran tamaño intercrecidos con piroxenos de iguales dimensiones.

Un problema que presentan los feldespatos para el estudio de su quimismo es la facilidad que ofrecen para las transformaciones secundarias, siendo en ocasiones difícil encontrar cristales de plagioclasas que no estén parcial o totalmente transformados a minerales secundarios (sercicita, prehnita, etc.). Se han observado variaciones químicas a la escala de un mismo cristal, con desarrollo de zonaciones normales, con núcleos más anortíticos que los bordes; aunque las variaciones más importantes se observan entre las diferentes facies petrográficas descritas en cada afloramiento. En la figura IV.3.1 se representan las variaciones de quimismo observadas para las plagioclasas de las distintas facies, separadas en los dos grupos petrográficos definidos en el anterior capítulo. Químicamente presentan importantes variaciones a la escala del afloramiento, con términos más cálcicos en las facies

de borde, próximos a An_{80} que evolucionan hacia los pegmatoides, donde se hacen más sódicas (An_{40}). Las plagioclasas presentes en la matriz son menos cálcicas que los fenocristales, pero su pequeño tamaño de grano y su elevado grado de alteración no nos ha permitido analizar suficientes cristales como para observar si existen variaciones químicas entre dichas plagioclasas.

Como se puede observar en la figura IV.3.1, no se han observado diferencias sustanciales en cuanto al quimismo de las plagioclasas entre los dos grupos de ofitas. Quizá la diferencia más notable radique entre los feldespatos de los pegmatoides. En este caso, al desarrollarse cristales de gran tamaño es posible observar zonaciones composicionales más importantes. Todos los análisis efectuados sobre plagioclasas de borde en el grupo-1 han resultado ser albitas, por lo que la evolución del quimismo de plagioclasas en este grupo habrá que referirla sin tener en cuenta esta facies. Las plagioclasas del **grupo-1** evolucionan desde contenidos en An_{70} en los núcleos de los cristales hasta el desarrollo de albita como fase tardía, generalmente en los bordes de los cristales. En las del **grupo-2**, los núcleos presentan contenidos muy similares a las del grupo-1, evolucionando hacia los bordes a términos más sódicos, llegando a aparecer plagioclasa sódica intercrecida con cuarzo, con desarrollo de textura gráfica. Los análisis de microsonda han mostrado que este feldespato tardío es albita (An_{0-3}), a diferencia de lo observado por Azambre *et al.* (1987) en las ofitas de los Pirineos, en la que es el feldespato potásico (Or_{40-70}) el que aparece intercrecido con cuarzo. Estos intercrecimientos micrográficos entre cuarzo y albita también se observan en posiciones intersticiales, y de mucho menor tamaño, entre las muestras más diferenciadas de las facies centro.

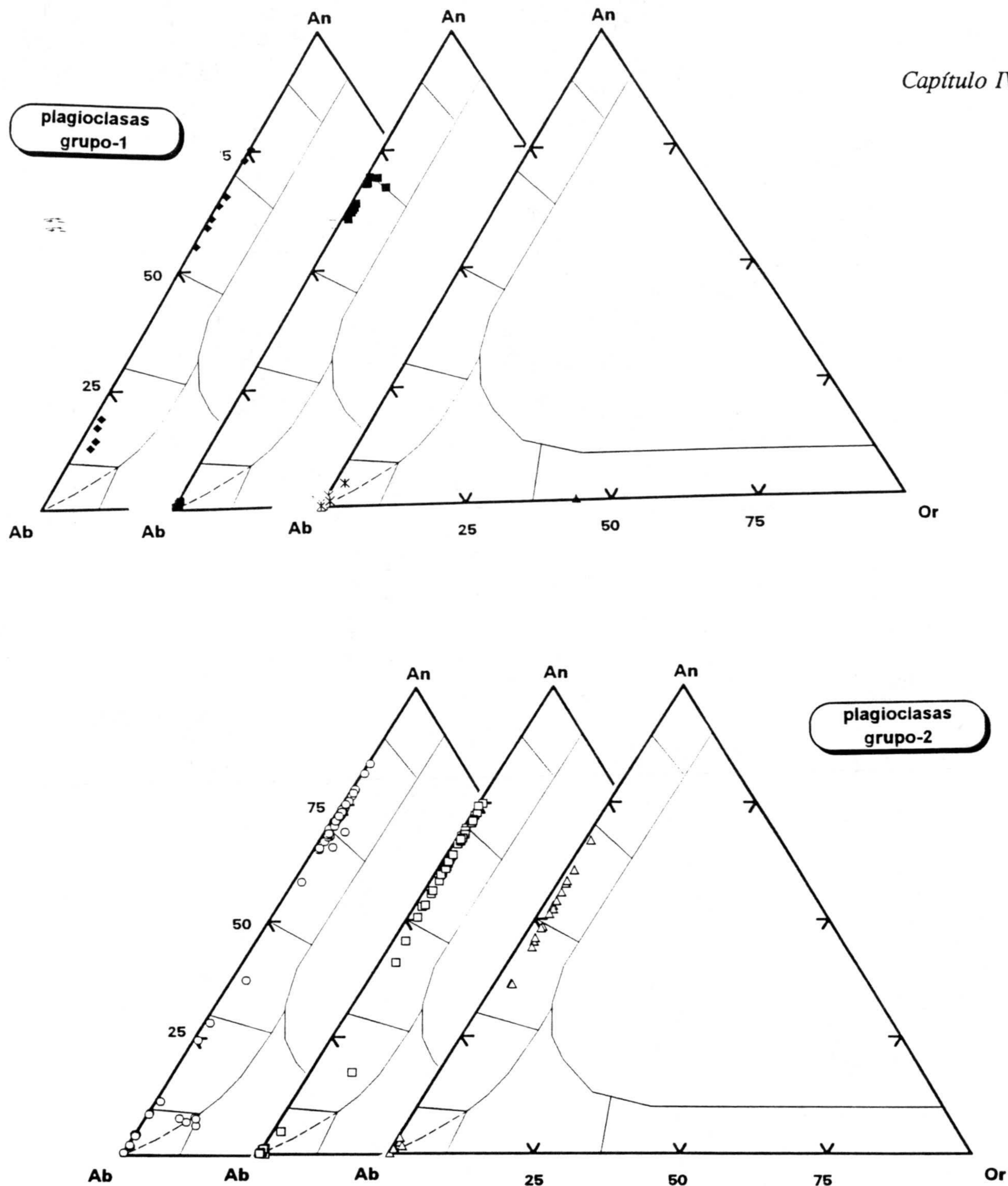


FIGURA IV.3.1.- Variación composicional de las plagioclasas expresada en términos de An, Ab, Or. a) Plagioclasas de las ofitas del grupo-1: \blacklozenge = dolerita picrítica; \bullet = facies de borde (todas las plagioclasas analizadas pertenecientes a esta facies han resultado ser albitas); \blacksquare = facies centro; \blacktriangle = diferenciados pegmatoides. b) Plagioclasas de las ofitas del grupo-2: \circ = facies de borde; \square = facies centro; \triangle = diferenciados pegmatoides. Los bajos valores de An (An < 10%) corresponden, salvo en el caso de los pegmatoides, a la albitización secundaria de las plagioclasas durante los procesos de transformación postmagmática.

En general, las plagioclasas de ambos grupos presentan bajos contenidos en hierro, que no suelen superar el 1%, sin que se haya observado ningún tipo de relación entre el contenido en hierro y el grado de diferenciación de las plagioclasas.

El *trend* de evolución química global de las plagioclasas de ambos grupos es similar al observado en rocas toleíticas, con contenidos en ortosa que aumentan débilmente hasta un 5% en los términos más diferenciados, como puede verse en la figura IV.3.1.

IV-4.- Piroxenos

Los piroxenos son los minerales máficos más importantes presentes en las ofitas, tanto por su volumen como por su interés petrogenético, constituyendo, junto con las plagioclasas, casi el total de su mineralogía. Además, al igual que ocurre con las plagioclasas, el hecho de estar presentes en todas las facies petrográficas es de gran importancia, ya que el estudio de su quimismo nos permitirá seguir los diferentes etapas evolutivas durante el enfriamiento y cristalización de los magmas.

Es interesante recordar el hecho de que la división en dos grupos de ofitas se ha realizado, de una parte por la presencia o no de olivino y por la presencia de clinopiroxenos de color rosado, generalmente zonados, con desarrollo de textura ofítica, en las ofitas del **grupo-1**, mientras que en las ofitas del **grupo-2** los clinopiroxenos son incoloros, existiendo la asociación clino y ortopiroxeno (y/o pigeonita), con importantes variaciones de asociaciones minerales y tipos de piroxenos según las diferentes facies petrográficas (ver capítulo III).

IV-4-1.- Quimismo de los Piroxenos

La composición de los piroxenos en las rocas ígneas básicas varía directamente en función de la composición de los magmas a partir de los que cristalizan. Numerosos autores han puesto de manifiesto que el estudio del quimismo de los piroxenos en rocas paleovolcánicas con diferentes grados de alteración es una herramienta de gran utilidad para conocer sus características primarias, así como para identificar su afinidad magmática y los

diferentes procesos petrogenéticos que hayan podido sufrir dichos magmas (Kushiro, 1960; Le Bas, 1962; Verhoogen, 1962; Barbieri *et al.*, 1971; Fodor y Keil, 1975; Nisbet y Pearce, 1977; Cameron y Papike, 1981; Leterrier *et al.*, 1982; Molard *et al.*, 1983; Lapierre y Cabanis, 1985; Beccaluva *et al.*, 1989; entre otros). Mével y Velde (1976), Nisbet y Pearce (1977), Offler (1979), Leterrier *et al.* (1982) y Asthana (1991), entre otros, han mostrado cómo la aplicación del quimismo de los piroxenos a la interpretación de la afinidad magmática de las rocas a partir de las cuales cristalizan es válida, incluso, para aquellas rocas básicas metamorizadas en condiciones de metamorfismo de bajo grado, en las que se conserven relictos de piroxenos sin transformar, como es el caso de buena parte de los afloramientos de ofitas.

Los análisis de microsonda de los piroxenos analizados están contenidos en los anexos 2. Las fórmulas estructurales se han calculado sobre la base de 6 oxígenos, haciendo el cálculo del Fe^{3+} según el método de balance de cargas de Droop (1987). Los valores de los términos extremos Wo, En, Fs, Jd y Ae se han calculado según los esquemas propuestos por Morimoto *et al.* (1988). Todos los piroxenos ígneos analizados se proyectan en el campo de los piroxenos cuadriláteros en el diagrama Q-J de Morimoto *et al.* (*op. cit.*) (fig. IV.4.1).

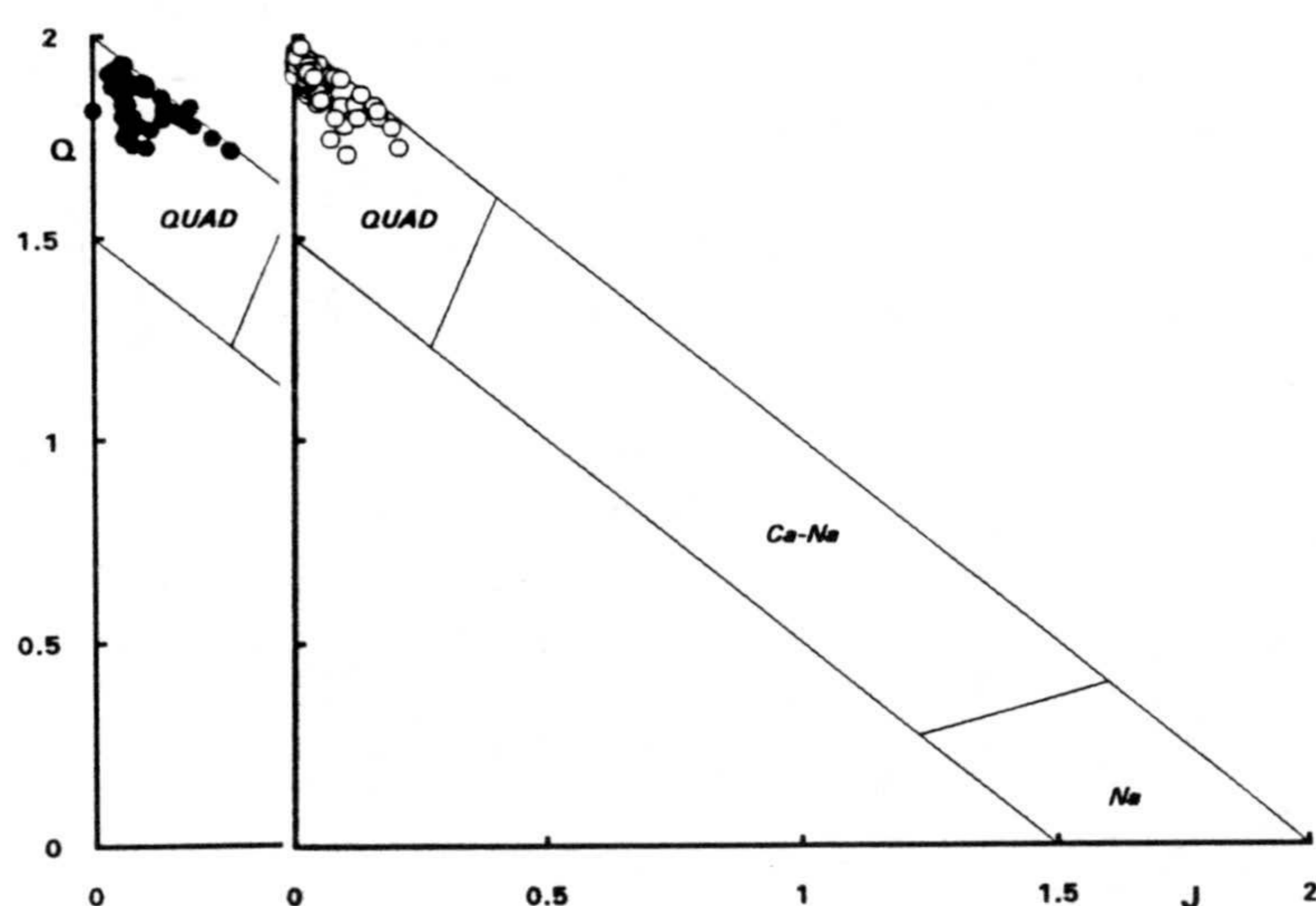


FIGURA IV.4.1.- Proyección de los piroxenos ígneos en el diagrama Q-J propuesto por Morimoto *et al.* (1988), siendo $Q = Ca + Mg + Fe^{2+}$ y $J = 2 * Na$. Símbolos: (●) = piroxenos del grupo-1; (○) = piroxenos del grupo-2. *QUAD*: piroxenos pertenecientes al tetraedro Wo-En-Fs; *Ca-Na*: piroxenos calco-sódicos; *Na*: piroxenos sódicos.

a) Piroxenos del grupo-1.

En el diagrama Wo-En-Fs (fig. IV.4.2a) se muestra cómo estos piroxenos son de tipo augita-diópsido, con contenidos en Ca relativamente altos y una relativa variación composicional, con un *trend* composicional casi paralelo al límite diópsido-hedenbergita. Estas características composicionales son similares a las que presentan los piroxenos de rocas con tendencia alcalina (Barberi *et al.*, 1971; Azambre y Rossy, 1981; Asthana, 1991; entre otros).

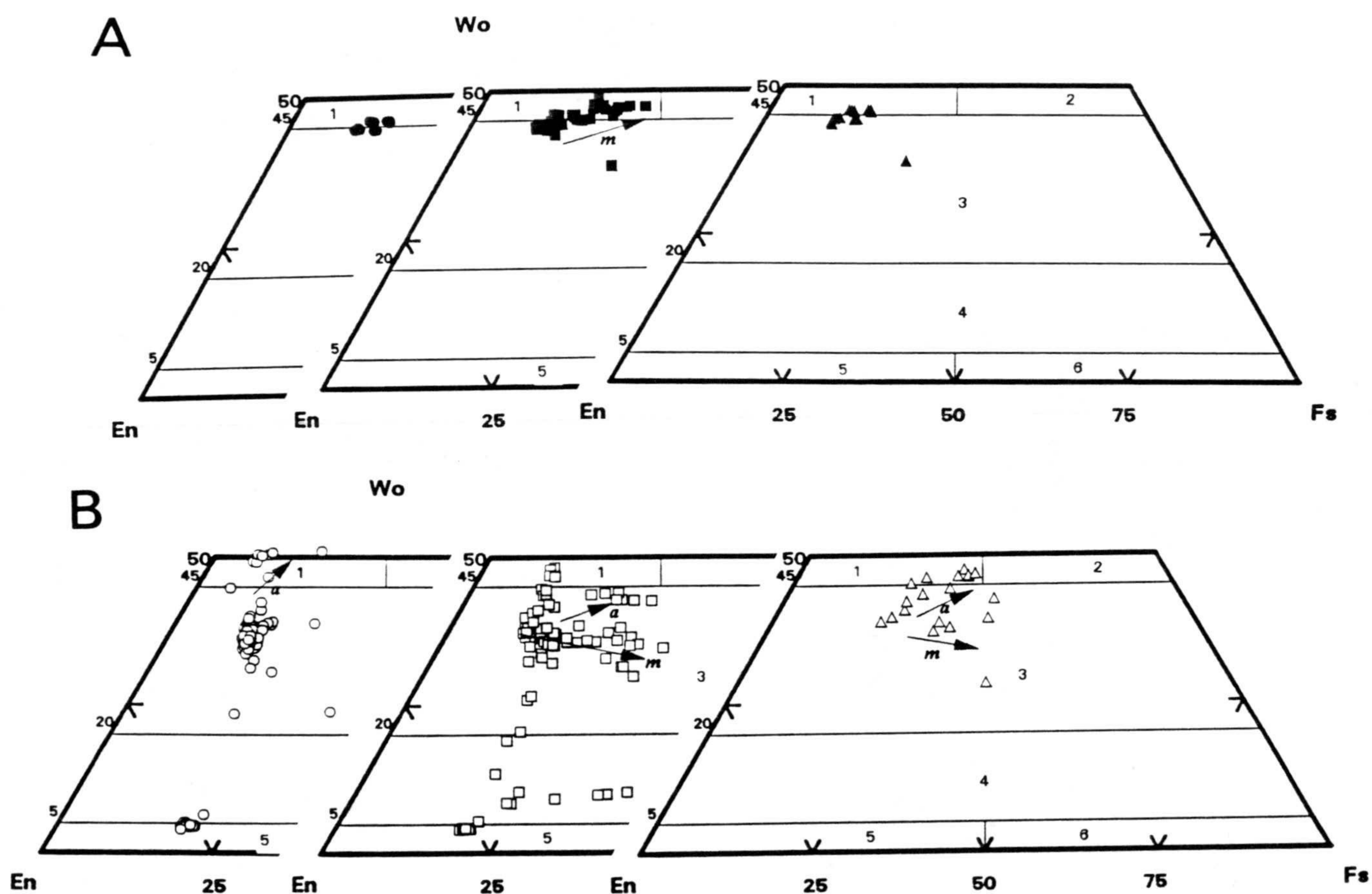
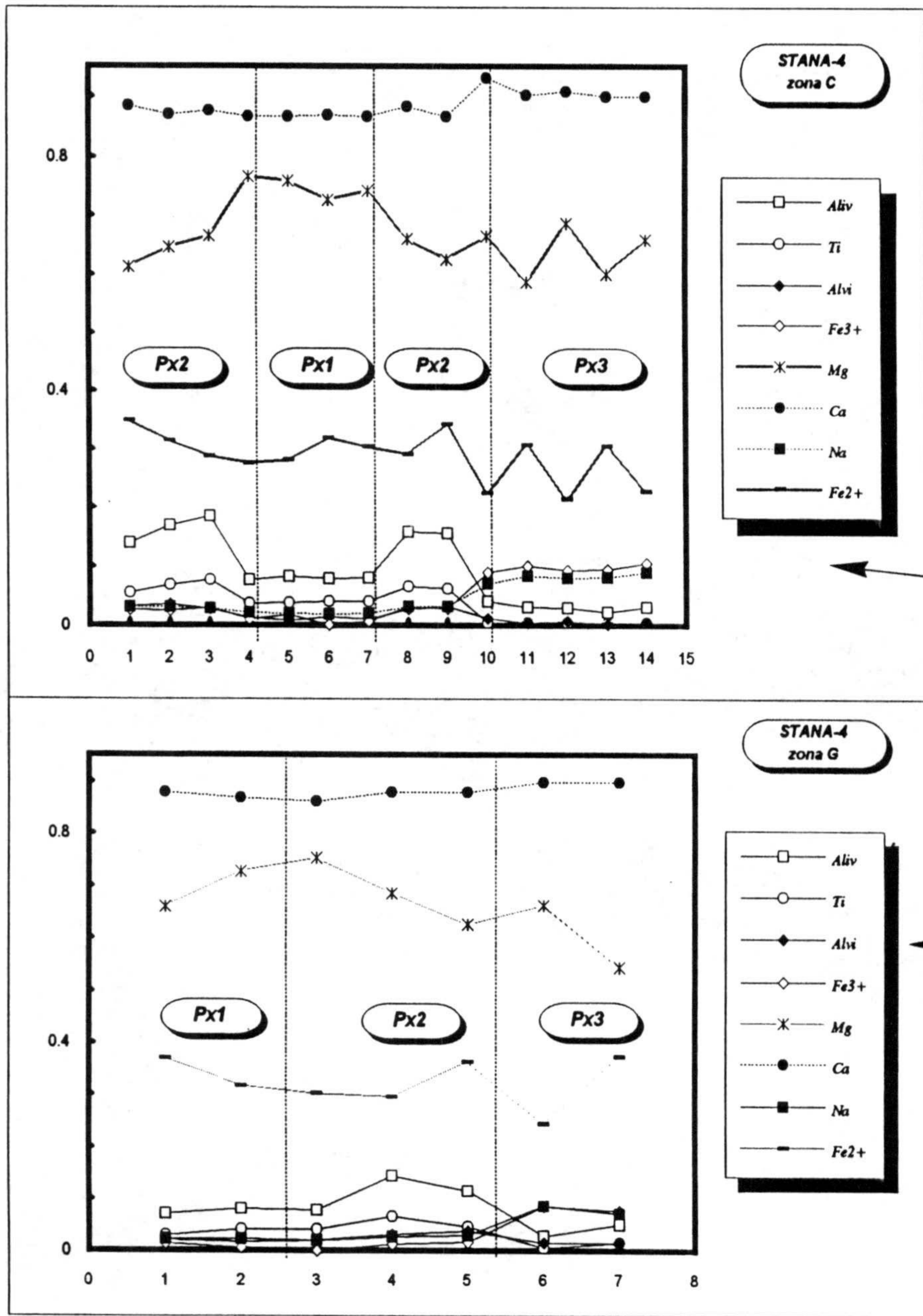


FIGURA IV.4.2.- Diagrama Wo-En-Fs en el que se muestran las variaciones composicionales de los piroxenos de ambos grupos de ofitas. La nomenclatura de los piroxenos corresponde a la recomendada por Morimoto *et al.* (1988). 1= diópsido; 2= hedenbergita; 3= augita; 4= pigeonita; 5= clinoenstatita; 6= clinoferrrosilita. a) Variación composicional de los piroxenos del grupo-1. b) Idem para los del grupo-2. Símbolos como en la figura IV.3.1. En el caso del diagrama en el que se representan los piroxenos de las facies centro del grupo-1, también se han añadido los análisis correspondientes a los de las doleritas picríticas. Las flechas marcadas con la letra *m* indican la evolución composicional debida a los procesos ígneos. La flecha marcada con la letra *a* se refiere a las variaciones composicionales como consecuencia de la alteración tardimagmática de los piroxenos.

En general, los piroxenos de este grupo se caracterizan por presentar unos valores en TiO_2 siempre $> 1\%$, valores de SiO_2 menores del 53% y $\text{Al}_2\text{O}_3 > 2\%$. Las zonaciones de color que se pueden observar en estos piroxenos, con bordes más rosados que los núcleos, se deben a mayores concentraciones de TiO_2 hacia los bordes. Diferentes perfiles de microsonda (fig. IV.4.3) han puesto de manifiesto cómo el paso desde el núcleo (Px1) hacia los bordes de color rosa más intenso (Px2) se traduce en un descenso en Mg y un aumento en Al^{IV} y Ti. El quimismo de aquellos piroxenos de este grupo en los que no se observan zonaciones, es equivalente al quimismo de los núcleos de los piroxenos zonados. En las fases tardías de cristalización es frecuente encontrar el desarrollo de un borde de color verdoso. Este por lo general suele presentarse recreciendo a los piroxenos previamente formados o, incluso, desarrollando cristales idiomorfos en los espacios libres de los diferenciados pegmatoides. Se trata de un piroxeno rico en egrina, más rico en Na y Fe^{3+} , como se puede comprobar en la figura IV.4.3 y tabla IV.4.1 (*puntos de análisis 6 y 7, Px3*). La mayor concentración de Fe^{3+} en estas últimas fases indica unas condiciones de cristalización de mayor f_{O_2} . Estos piroxenos de cristalización tardía son más ricos en SiO_2 , lo que se traduce en unos valores menores de los contenidos de Al^{IV} .

FIGURA IV.4.3 (página siguiente).- Zonaciones composicionales en los clinopiroxenos de las facies centro del grupo-1 (muestra STANA-4). a-1) y a-2) Diferentes perfiles composicionales realizados mediante la microsonda electrónica. b) Esquema de uno de los piroxenos analizados (perfil a-2), en el que se distinguen las tres zonas identificadas ópticamente. Los números corresponden a los puntos de análisis referidos en el perfil a-2. En este esquema se muestra, igualmente, la textura óptica desarrollada en las facies centro de este grupo-1. Los análisis medios de cada una de las zonas de este piroxeno están recogidos en la tabla IV.4.1.



	Px1	Px2	Px3
SiO2	51.0-51.5	48.0-49.0	> 52.0
Al2O3	1.0-2.0	3.5-4.5	0.5-1.5
TiO2	1.0-1.5	1.5-2.7	0.2-0.5
CaO	21.5-21.7	21.5-21.8	22.0-23.3
Na2O	< 0.3	0.3-0.5	0.9-1.2
QUAD	98	97	90 - 92
Jd	< 2	< 2	< 1 - 1
Ap	0.2-1.5	1 - 1.5	6 - 8

TABLA IV.4.1 .- Valores medios de las diferentes zonas de piroxenos.

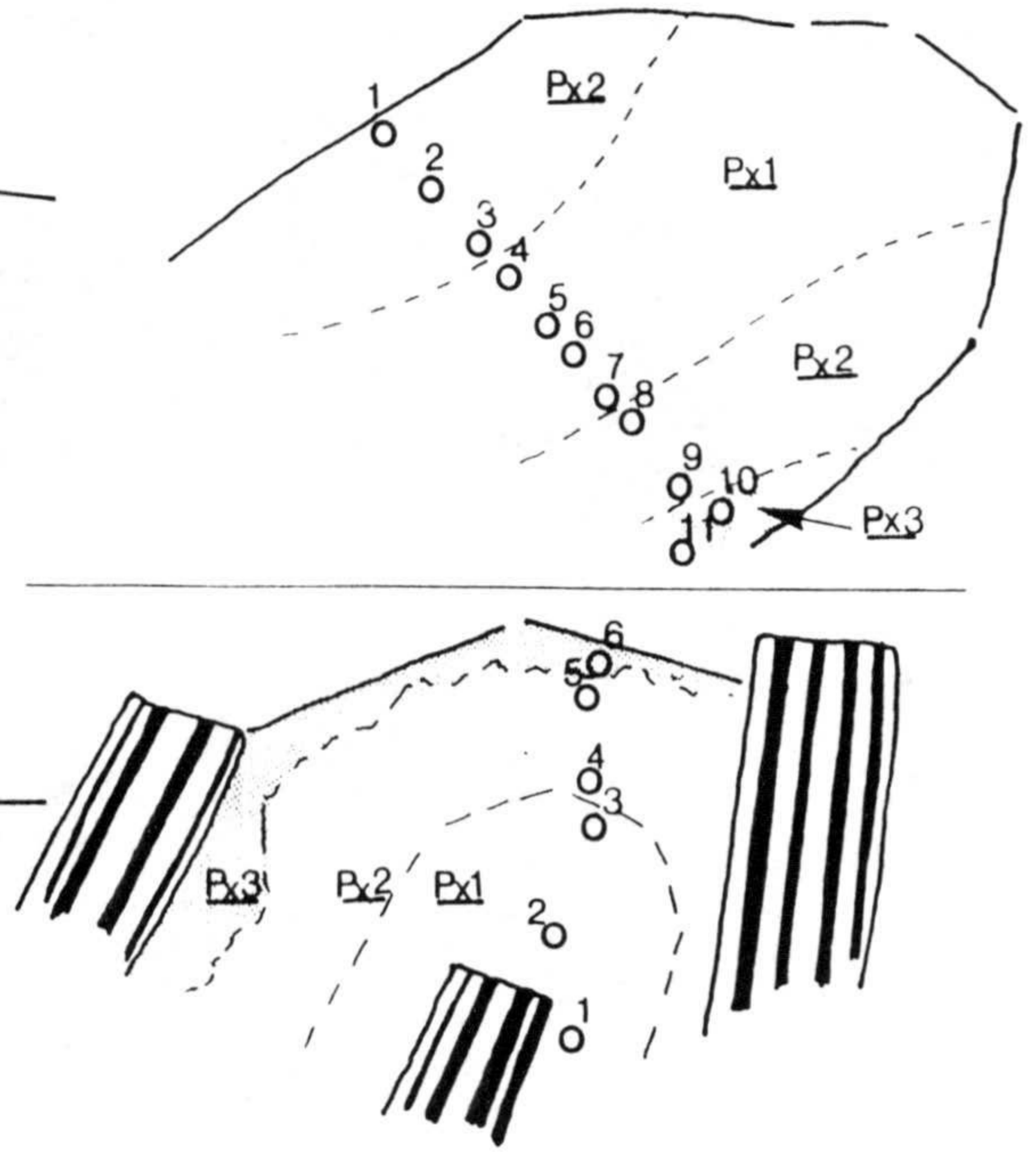


FIGURA IV.4.3 .- Esquema del piroxeno analizado mostrando los diferentes puntos de análisis así como la zonación de los diferentes miembros de dicho piroxeno.

b) Piroxenos del grupo-2.

A diferencia de los piroxenos del anterior grupo, en estos es destacable la asociación de dos tipos diferentes: uno bajo en Ca (ortopiroxeno ó pigeonita) y otro rico en Ca (augita). Las variaciones composicionales entre las distintas facies quedan reflejadas en los diagramas Wo-En-Fs (fig. IV.4.2b). En conjunto se observa la coexistencia de una serie augítica y otra pigeonítica, con un *gap* de miscibilidad entre las dos. En ambas series, con el aumento del grado de diferenciación se produce una evolución similar, con contenido en Fe (variando desde augita hasta ferroaugita y desde Mg-pigeonita hasta Fe-pigeonita), sugiriendo una cristalización en equilibrio de ambas fases, como se puede comprobar también texturalmente. Asimismo, con el aumento de la diferenciación, la serie augítica se va haciendo progresivamente más pobre en Ca, mientras que la serie pigeonítica muestra un enriquecimiento en el componente wollastonítico.

Algunos análisis de piroxenos de la matriz de las facies de borde se proyectan en el campo de las augitas subcálcicas (según la antigua nomenclatura de Poldervaart y Hess, 1951). Es muy probable que tales piroxenos no sean una fase única estable, sino que correspondan a un fino intercrecimiento entre la augita y la pigeonita (exsoluciones pigeonita-augita?), de forma que el haz de la sonda analice los dos miembros, obteniéndose una composición intermedia (conforme a las observaciones realizadas por Mellini *et al.* 1988 en piroxenos de diques toleíticos hipoabisales). La relativa frecuencia de la coexistencia de piroxenos cálcicos y piroxenos pobres en Ca, la escasez (o incluso ausencia) de olivino y la concentración de óxidos de Fe-Ti en la matriz de las rocas básicas es típica de la mayoría de las series volcánicas toleíticas (Wilson, 1989).

En los pegmatoides, sólo se observan clinopiroxenos de tipo augítico, por lo general bastante transformados en anfíboles y biotitas (procesos de *uralitización*). Los pocos análisis realizados sobre estos piroxenos, muestran un doble *trend*. Por un lado, las zonas no alteradas o transformadas a anfíboles y/o biotitas presentan mayores enriquecimientos en Fe, siguiendo las líneas evolutivas típicas de diferenciación en rocas toleíticas (ver fig. IV.4.2b), mientras que el *trend* de mayor enriquecimiento en Ca puede deberse a los procesos de *uralitización*.

Esta doble tendencia encontrada en los piroxenos de las facies pegmatoides es similar a la de los pegmatoides de las ofitas de Pirineos (Azambre *et al.*, 1987).

IV-4-2.- Parámetros que condicionan los diferentes cambios composicionales.

Las diferencias geoquímicas observadas entre los piroxenos de los diferentes tipos de magmas se pueden explicar si se consideran cuatro parámetros principales interrelacionados unos con otros (Nisbet & Pearce, 1977), tales como: 1.- composición química y estructura del fundido, que determina la presencia o ausencia de determinadas fases minerales en éste, de modo que determinados elementos se podrán incorporar con mayor o menor dificultad en la estructura de los piroxenos; 2.- distribución de las posiciones estructurales del piroxeno, es decir, las proporciones catiónicas entre las posiciones X, Y y Z para alcanzar el equilibrio químico dentro de la estructura cristalina; 3.- controles físicos, en particular de la temperatura, que afecta a las actividades de los cationes en el fundido y su distribución en la estructura cristalina; 4.- historia de cristalización del fundido, incluyendo la naturaleza y orden de las fases que cristalizan así como la velocidad de enfriamiento de las lavas.

Efectivamente, la participación en mayor o menor medida de estos cuatro parámetros pueden explicar las diferencias composicionales observadas en los piroxenos de las ofitas. De igual modo, la existencia de los dos grupos de ofitas, con diferencias mineralógicas que responden a diferentes composiciones de los piroxenos, puede ser reflejo de diferencias composicionales de los líquidos a partir de los cuales cristalizan.

Según el quimismo de los piroxenos, expresado en términos de Wo-En-Fs (ver fig. VI.4.2), los de las ofitas del **grupo-1** presentan un *trend* composicional similar al de los basaltos alcalinos, mientras que el *trend* correspondiente a los del **grupo-2** es más afín al encontrado en toleitas continentales típicas, tales como las ofitas de Pirineos (Azambre *et al.*, 1987) o las doleritas del norte de Marruecos (Bertrand, 1991), entre otras. Pero, incluso dentro de cada grupo de ofitas, los piroxenos muestran unas variaciones composicionales indicativas de procesos de cristalización fraccionada, representadas en la figura en términos de Ca-Fe-Mg. Otro buen indicador de los procesos de fraccionación es el Ti. De hecho, si

consideramos el valor de X_{Fe} ($X_{Fe} = Fe^{2+}/(Fe^{2+} + Mg)$) como índice de variación, se observa un comportamiento diferencial entre los piroxenos de las ofitas del grupo-1 y los del grupo-2 (fig IV.4.4). En efecto, los piroxenos del **grupo-1** presentan un amplio rango composicional de Ti (0.10 - 0.00, expresado en proporciones atómicas), mostrando una ligera correlación negativa con X_{Fe} , mientras que en los del **grupo-2**, la correlación observada es positiva, siendo los piroxenos de las facies pegmatoides los más ricos en Ti (valores del orden de 0.02). Este doble *trend* composicional, con diferentes correlaciones entre los dos grupos, ha sido interpretado por Schweitzer *et al.* (1979) como característico de la evolución por cristalización de basaltos alcalinos y toleíticos, respectivamente.

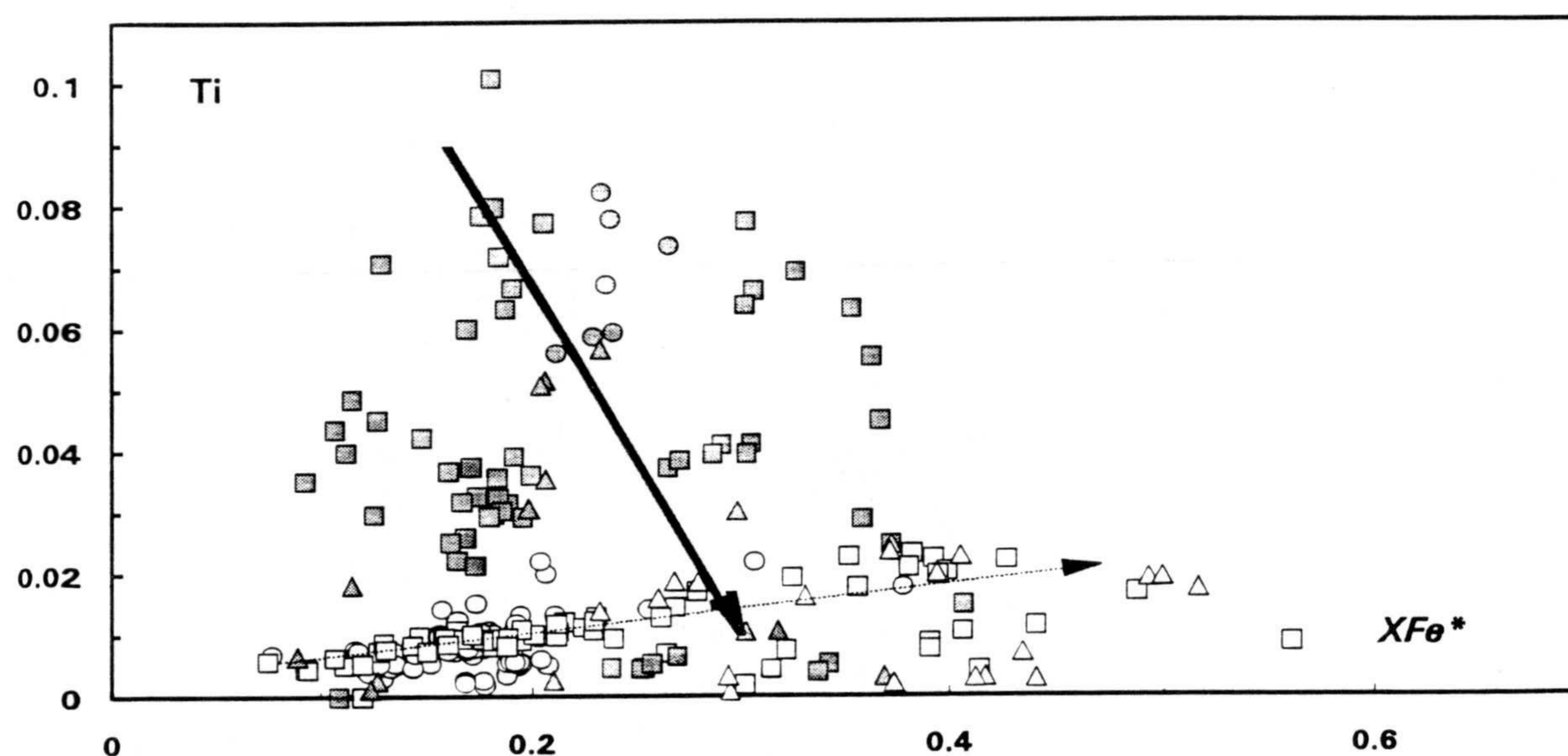


FIGURA IV.4.4.- Diagrama de variación en el que se enfrenta el valor de X_{Fe} ($X_{Fe} = Fe^{2+}/(Fe^{2+} + Mg)$) y el Ti, considerados ambos como buenos índices de variación. En este diagrama los símbolos para ambos grupos de ofitas corresponden a los de la figura IV.4.2. Los piroxenos del grupo-1 presentan valores mayores de Ti y mayores dispersiones en los valores X_{Fe*} , quizá como consecuencia de mayores variaciones en la f_{O_2} reinantes durante su cristalización. No obstante, el descenso pronunciado en Ti (aunque no sea muy buena la correlación observada) está de acuerdo con la afinidad más alcalina de estos piroxenos. La ligera correlación positiva, observada para los piroxenos del grupo-2 es coherente con la afinidad más toleítica de estos piroxenos (Schweitzer *et al.*, 1979).

Por otro lado, los altos contenidos en TiO_2 y Na_2O y las bajas concentraciones en SiO_2 que diferencian el quimismo de los basaltos alcalinos de intraplaca (*Whitin Plate Alkalic Basalts*) de los toleíticos intraplaca (*Whitin Plate Tholeiitic Basalts*), se reflejarán también en el quimismo de los piroxenos de estos ambos de magmas, lo que indica que existe una clara correlación entre las actividades de estos cationes en el fundido y sus proporciones catiónicas en los piroxenos que cristalizan a partir del mismo.

La figura IV.4.5 muestra una doble tendencia en los piroxenos de los dos grupos de ofitas, coincidiendo con las diferencias petrográficas observadas entre ellos: un **grupo-1** con alto Ti y alto Al^{IV} (bajas proporciones en Si) y un **grupo-2** que presenta bajos contenidos en Al^{IV} (altos contenidos en Si) y bajo Ti. Estas dos tendencias se explican por las diferencias de quimismo de los magmas de ambos grupos. Así, los valores bajos en a_{SiO_2} en los fundidos basálticos del grupo-1 implican bajas proporciones en Si y, por lo tanto, altas concentraciones en Al en posiciones tetraédricas, necesitando equilibrarse el balance de cargas con un aumento en Ti en las posiciones octaédricas (Gupta *et al.*, 1973; Nisbett y Pearce, 1977; Azambre *et al.*, 1992), mientras en los del grupo-2 la a_{SiO_2} sería alta y, por consiguiente, el contenido en Si de los piroxenos sería también alto, mientras que los contenidos en Al^{IV} y Ti, bajos.

Este fuerte enriquecimiento de Al^{IV} y Ti generalmente se interpreta en relación con evolución desarrollada en condiciones de baja presión, generados por sustituciones del tipo $\text{Ti} \rightleftharpoons \text{Mg}$ y $\text{Al} \rightleftharpoons \text{Si}$, pudiéndose hablar de una hipotética molécula de "piroxeno-titanífero", expresada en términos de $\text{CaTiAl}_2\text{O}_6$, existiendo solución sólida entre ésta y la molécula de dióxido, expresada como $\text{CaMgSi}_2\text{O}_6$. Menores contenidos en SiO_2 en el líquido disminuirá la solubilidad del Al y Ti en los piroxenos diopsídicos, aumentando el componente $\text{CaTiAl}_2\text{O}_6$ en el clinopiroxeno (Gupta *et al.*, 1973).

Según esto, y considerando sólo las augitas, las principales diferencias composicionales entre los dos grupos de piroxenos se refieren a los contenidos en CaO, TiO_2 , Na_2O y Al_2O_3 , que disminuyen de manera considerable de los piroxenos del grupo-1 a los del **grupo-2**, siendo también los contenidos en SiO_2 significativamente menores en los piroxenos pertenecientes al **grupo-1**. Estos muestran una afinidad química más próxima a la de los

basaltos alcalinos, mientras que los del grupo-2 son más afines a los basaltos de tendencia toleítica, caracterizados por sus bajos contenidos en Al, Ca, Ti, Na (Schweitzer *et al.* 1979, Leterrrier *et al.*, 1982).

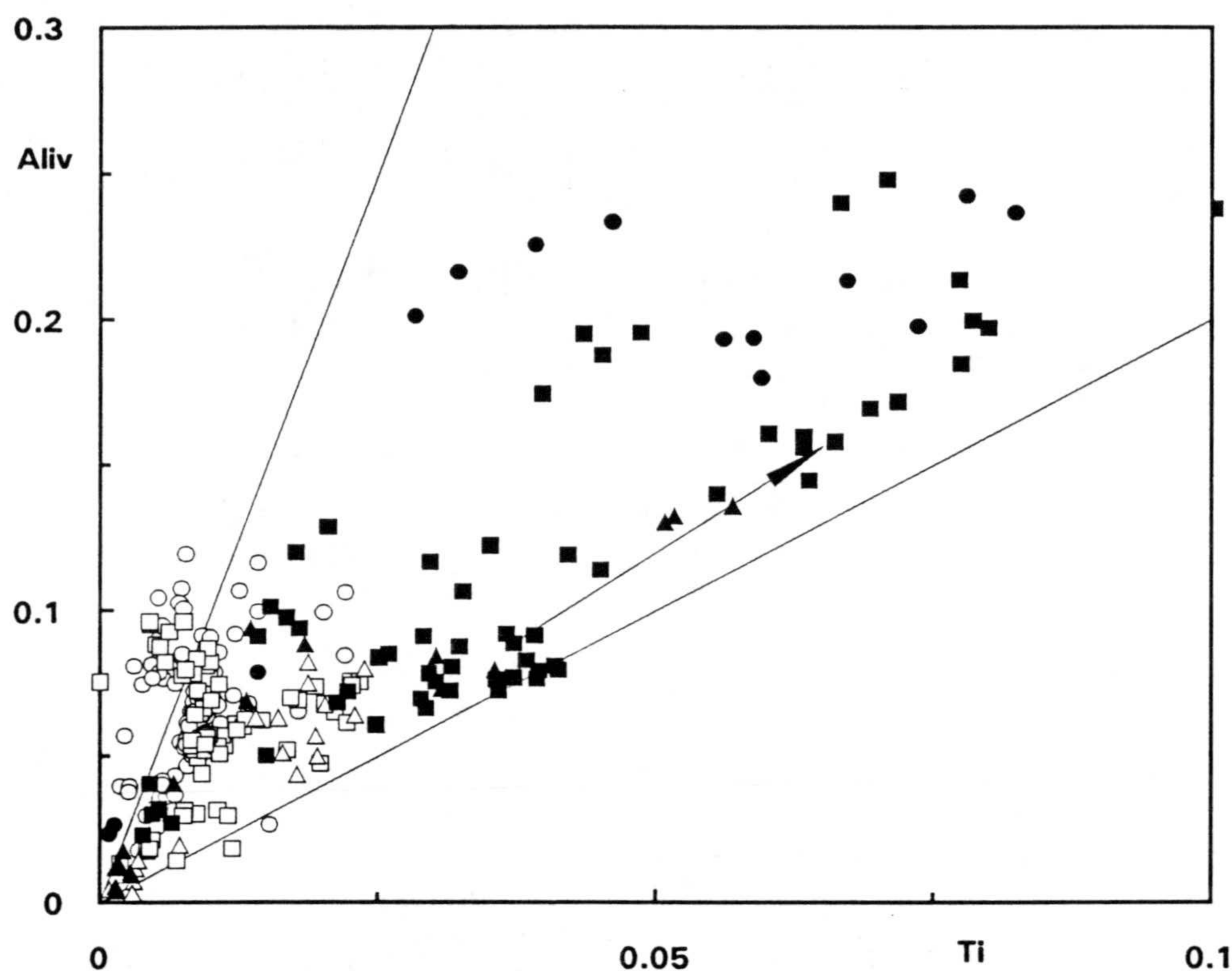


FIGURA IV.4.5.- Relación entre los contenidos en Ti y Al^{IV} para los piroxenos de ambos grupos de ofitas. Símbolos como en la figura IV.4.2. La flecha indica las variaciones composicionales que se observan en los piroxenos zonados del grupo-1. Nótese cómo en este grupo-1, aquellos piroxenos con mayores contenidos egirínicos (generación 3 en los piroxenos zonados, figura IV.4.3) son los que presentan menores valores de Ti y Al^{IV} .

Es interesante hacer notar que estas diferencias composicionales no son la consecuencia de otros procesos como la velocidad de enfriamiento (*cooling rate*), que puede afectar a los contenidos en Ca, Fe y, sobre todo, Al y Ti, cuya entrada en la estructura de los piroxenos magmáticos se puede ver favorecida en condiciones de rápido enfriamiento (Lofgren *et al.*, 1974; Mével y Velde, 1976; Grove y Bence, 1977; Coish y Taylor, 1979; Gamble y Taylor, 1982), ya que no se han incluido en estos diagramas análisis correspondientes a piroxenos de matriz de las facies de borde. Por otra parte, los altos contenidos en Ti en los piroxenos del grupo-1 (relacionados con la sustitución de Si por Al^{IV})

son una evidencia de altas temperaturas de formación, lo que excluye totalmente la posibilidad de un origen secundario (ver Kushiro, 1960)).

IV-4-3.- *Quimismo de los piroxenos como discriminantes de la afinidad magmática*

Kushiro (1960) y Le Bas (1962) pusieron de manifiesto la relación que existe entre el contenido en alúmina de los piroxenos y el grado de saturación en sílice de las lavas a partir de las que se forman dichos piroxenos. Le Bas (1962) propuso un diagrama basado en los contenidos en Al_2O_3 y SiO_2 de los piroxenos para discriminar la afinidad química de los mismos, y con ello la de los líquidos basálticos a partir de los cuales cristalizan. En la figura IV.4.6 se puede observar cómo los piroxenos del **grupo-1** evolucionan desde el campo subalcalino (preferentemente los núcleos de los piroxenos zonados), hacia el campo de los piroxenos alcalinos, proyectándose algunos en el campo de los hiperalcalinos. Sin embargo, los piroxenos del **grupo-2** se proyectan todos en el campo subalcalino.

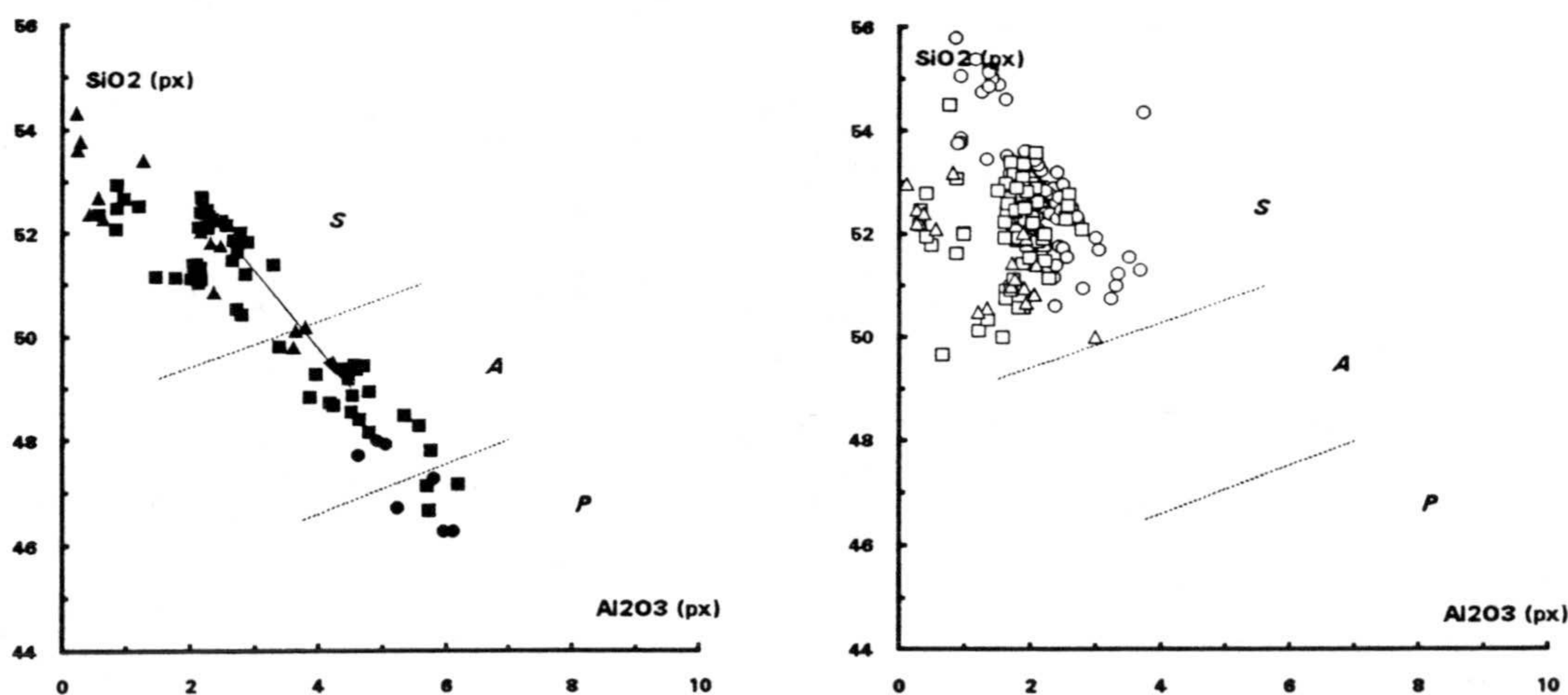


FIGURA IV.4.6.- Diagrama Al_2O_3 vs SiO_2 , con los límites establecidos por Le Bas *et al.* (1962) para diferenciar entre piroxenos de afinidad subalcalina (S), alcalina (A) e hiperalcalina (P). Símbolos como en la figura IV.4.2. Los mayores valores en SiO_2 en los piroxenos del grupo-1 corresponden a los de alto componente egirínico, mientras que en el grupo-2 corresponden a los ortopiroxenos y pigeonitas.

Leterrier *et al.* (1982) y Molard *et al.* (1983) propusieron varios diagramas discriminantes, basados en la composición de los piroxenos, para la caracterización de la afinidad química de rocas paleovolcánicas en las que los clinopiroxenos ígneos se conserven bien. Con estos tipos de diagramas tan sólo se puede discriminar entre tipos de magmas con afinidad geoquímica fuertemente contrastada. La aplicación de estos diagramas discriminantes está restringida únicamente a los piroxenos que aparecen como fenocristales, para evitar los cambios químicos producidos por el enfriamiento rápido sobre los piroxenos de la matriz. Asimismo, estos autores aconsejan el uso exclusivo de piroxenos que contengan más de 0.5 átomos de Ca por fórmula estructural (calculada sobre la base de 6 oxígenos), eliminando de este modo los ortopiroxenos y pigeonitas. En el diagrama Ti:Ca+Na de Leterrier *et al.* (fig. IV.4.7), que discrimina entre los piroxenos de basaltos alcalinos y subalcalinos, se puede observar cómo los piroxenos del **grupo-1** se proyectan en el campo de los piroxenos alcalinos, presentando un enriquecimiento en Ti, típico de la afinidad alcalina, mientras que los del **grupo-2** lo hacen en la zona correspondiente a los piroxenos de basaltos toleíticos.

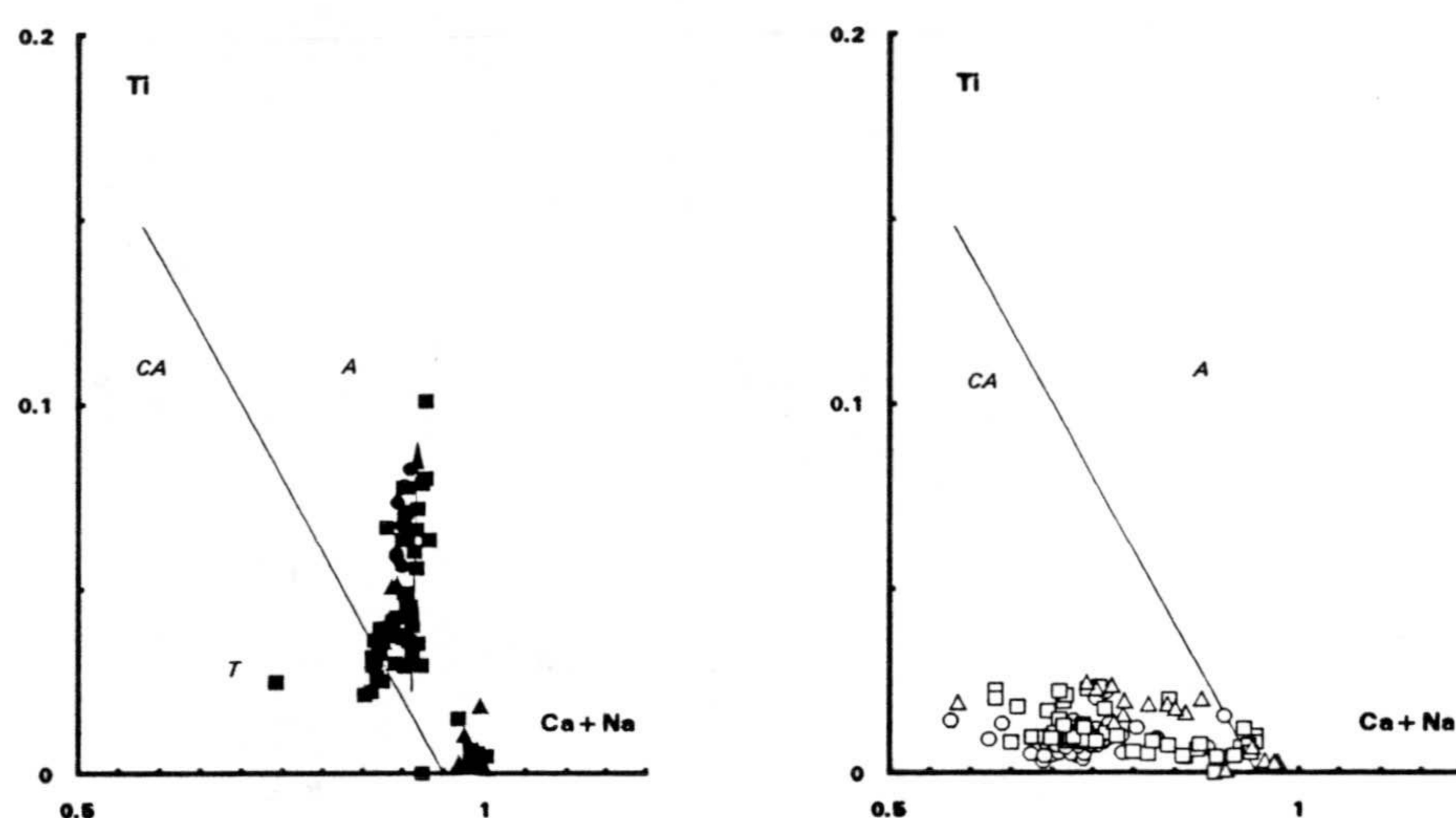


FIGURA IV.4.7.- Diagrama de discriminación entre piroxenos de basaltos alcalinos (campo A) y calcoalcalinos y toleíticos (campos CA y T, respectivamente), según Leterrier *et al.*, 1982. a) Piroxenos del grupo-1. En estos piroxenos es destacable el enriquecimiento en Ti (la flecha indica la dirección de las zonaciones desde el centro hacia el borde), con valores de Ca+Na relativamente constantes. Los menores valores de Ti y mayores contenidos en Ca+Na corresponden a los piroxenos de alto contenido egirínico. b) Piroxenos del grupo-2. Los ortopiroxenos y pigeonitas no aparecen en este diagrama por presentar valores de Ca+Na < 0.5. Obsérvese la variación en los contenidos en Ca+Na manteniéndose relativamente constante el valor de Ti. Símbolos como en la figura IV.4.2.

Nisbet y Pearce (1977) propusieron una serie de diagramas discriminantes de los diferentes ambientes de génesis de las lavas, a partir de la composición química de los piroxenos. Estos diagramas presentan el inconveniente del solapamiento parcial de los campos representativos de los diferentes tipos de magmas, aunque también es cierto que existen áreas ocupadas predominantemente por un solo tipo de magma. La aplicación de estos diagramas parece ser de poca fiabilidad para la caracterización de los ambientes de génesis, ya que los piroxenos del **grupo-1** se proyectan en el campo de los basaltos alcalinos de intraplaca, pero los del **grupo-2** lo hacen en el de los basaltos de fondo oceánico, lo que está en desacuerdo con los resultados obtenidos mediante la aplicación de todos los otros diagramas de discriminación de ambiente de génesis basados sobre el quimismo de roca global (ver capítulo VI). Únicamente la proyección en el campo de los basaltos oceánicos no está indicando su afinidad geoquímica de carácter más toleítico (Morata y Puga, *in press*).

En lo que antecede, se ha podido comprobar cómo las diferencias composicionales entre los piroxenos de los dos grupos de ofitas, son reflejo de diferencias en la afinidad química de los líquidos a partir de los cuales cristalizan, observándose asimismo variaciones en el quimismo de los piroxenos, dentro de cada uno de los grupos establecidos, que son debidas a los procesos evolutivos durante el enfriamiento y cristalización de dichos líquidos. En aquellas áreas en las que coexisten basaltos de afinidad toleítica con los de afinidad alcalina es frecuente observar también diferencias entre los quismos de sus piroxenos (Hermes *et al.*, 1984; Guillou *et al.*, 1990), tal y como se ha observado entre los de las ofitas de las Z.E..

IV-5.- Anfíboles

Modalmente los anfíboles suelen ser fases minoritarias en las ofitas, aunque aumentan en abundancia en las facies más diferenciadas, llegando a constituir hasta un 15% en los pegmatoides (ver tabla III.3.1). Cristalizan después de los clinopiroxenos, pudiendo aparecer en siguientes posiciones texturales: bien como cristales xenomorfos, en posiciones intersticiales entre las plagioclasas y clinopiroxenos de las facies centro, o en cristales de mayor tamaño en los pegmatoides, o bien reemplazando en los bordes a cristales de piroxenos

(proceso de *uralitización*). Este reemplazamiento es de mayor magnitud en los diferenciados pegmatoides, lo que indica el aumento en agua en las etapas finales de la diferenciación magmática. También es frecuente observar cristales aciculares de anfíbol, rellenando los espacios abiertos de las cavidades miarolíticas desarrolladas en los pegmatoides.

Al igual que ocurre con los piroxenos, existen diferencias ópticas entre los anfíboles de los dos grupos de ofitas, aunque sus diferencias composicionales no son tan evidentes. Los anfíboles del grupo-1 son de color marrón-rojizo, mientras que los del grupo-2 presentan tonos de color más tipo marrón-verdoso.

Con relativa frecuencia se encuentran transformados a minerales secundarios, tales como cloritas ó anfíboles metamórficos (generalmente tipo actinolíticos), dificultando enormemente la selección de zonas no transformadas para el estudio de las fases ígneas por microsonda. Por tal motivo, para el estudio de los anfíboles primarios, hemos seleccionado únicamente aquellas láminas en las que el metamorfismo no sea muy evidente; los relictos ígneos encontrados, parcialmente transformados en anfíboles metamórficos, serán tratados en el capítulo del metamorfismo de bajo grado, junto con sus productos de transformación metamórfica. De cualquier modo, las composiciones observadas en estos relictos son idénticas a las que se obtienen de los anfíboles primarios seleccionados en este capítulo.

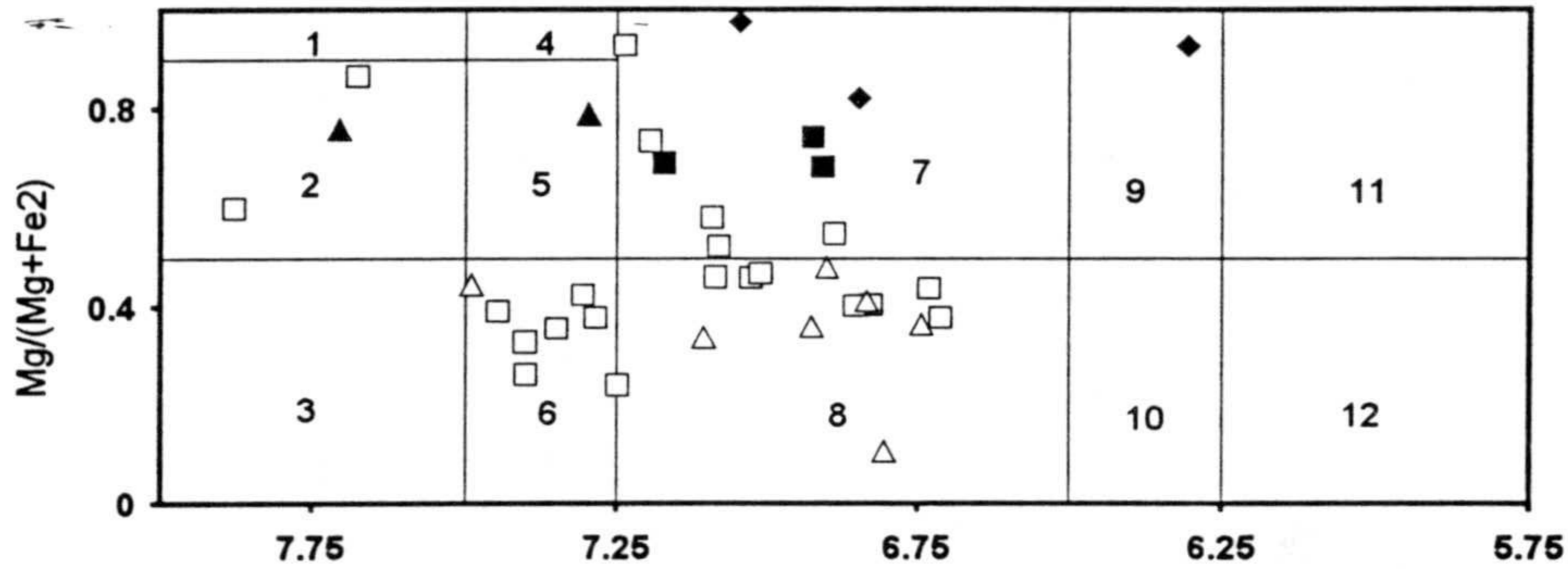
En el anexo-2 están recopilados los análisis realizados sobre los anfíboles ígneos de ambos grupos de ofitas. Las fórmulas estructurales se han calculado sobre la base de 23 oxígenos, utilizando el programa de cálculo de Richard y Clarke (1990) para establecer la distribución de cationes entre las diferentes posiciones estructurales, considerando el contenido en hierro férrico según el método de cálculo de "13 cationes excluyendo al Ca, Na y K" (13-CNK). Según Robinson *et al.* (1982) este es el método más apropiado para el cálculo de las fórmulas estructurales en los anfíboles cálcicos, aunque establezca una valor máximo para el hierro en su estado férrico. No obstante, en algunos casos, sobre todo para anfíboles con alto contenido en Fe_{total} , ha sido necesario aplicar el método de cálculo de 15-NK, ajustándose en este caso más a las restricciones cristalquímicas de los anfíboles. En los anexos se especifica el método de cálculo aplicado para cada caso.

Los anfíboles ígneos de las ofitas presentan una suma total de óxidos que oscila entre 97 y 98%. Es probable que contengan contenidos en Cl del orden de 1 a 2/, como los anfíboles de las ofitas de Pirineos (Azambre *et al.*, 1987) resultado del aumento en volátiles hacia las últimas etapas de cristalización, en las cuales se forman también abundantes cristales de apatito (ver apartado IV-8).

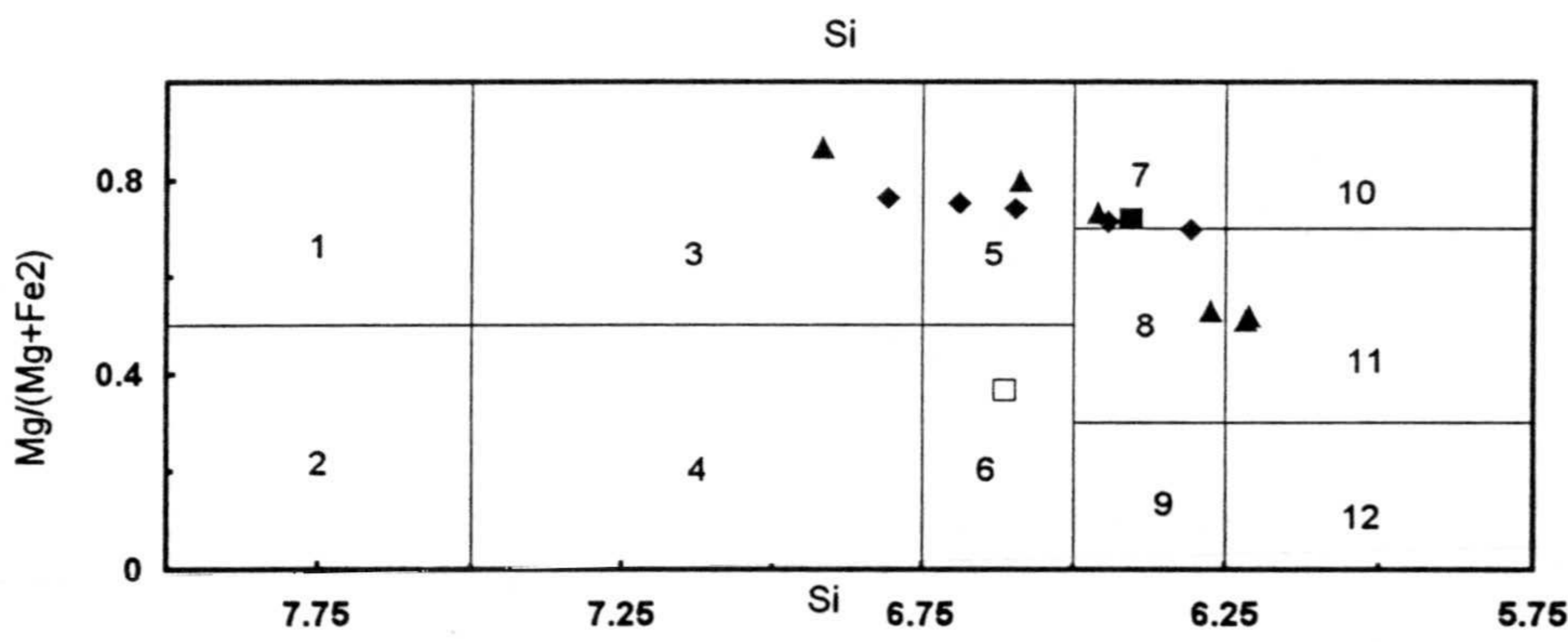
Todos los anfíboles ígneos analizados pertenecen al grupo de los anfíboles cálcicos, proyectándose entre los diferentes diagramas de clasificación propuesto por Leake (1978), (como puede verse en la figura IV.5.1), aunque son más abundantes los de tipo edenítico y hornbléndico, predominantemente magnesianos en los anfíboles del grupo-1, y ferrosos en el grupo-2. La proyección en el diagrama $(Na+K)_A$ (fig. IV.5.2a) muestra cómo la mayoría de los anfíboles se proyectan por encima de la línea de sustitución tremolita-pargasita (fig. IV.5.2a), indicando componentes tschermaquíticos. Es notorio los bajos valores obtenidos para el aluminio en posición octaédrica (fig. IV.5.2b), lo que indica que la sustitución dominante es la edenítica y, en menor medida, la tschermaquítica.

FIGURA IV.5.1 (página siguiente).- Diagramas de clasificación de anfíboles basados en los contenidos en Si y $Mg/(Mg+Fe^{2+})$. La separación entre los diferentes diagramas se ha realizado según los criterios propuestos por Leake (1978). Los símbolos son iguales que los utilizados en la figura IV.3.1, correspondiendo los cuadrados llenos a los anfíboles de las ofitas del grupo-1 y los cuadrados vacíos a los del grupo-2.

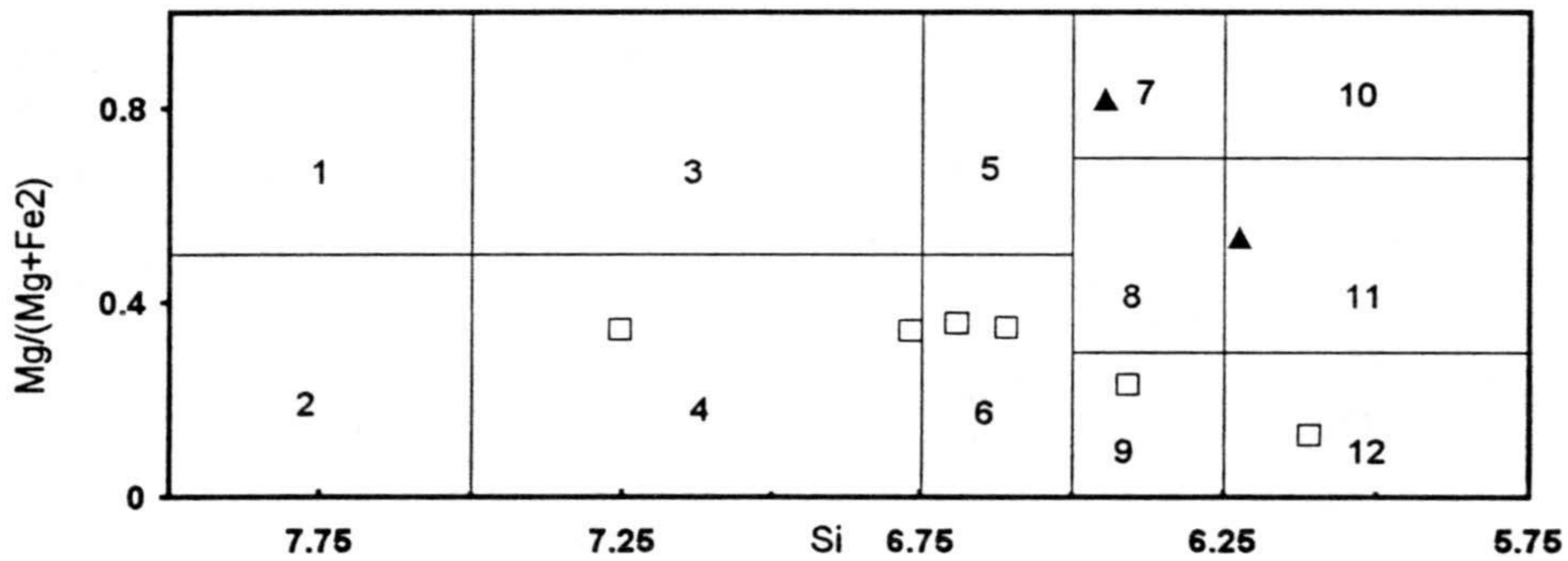
ANFIBOLES CALCICOS : $(Ca+Na)M4 \geq 1.34$; $NaM4 < 0.67$



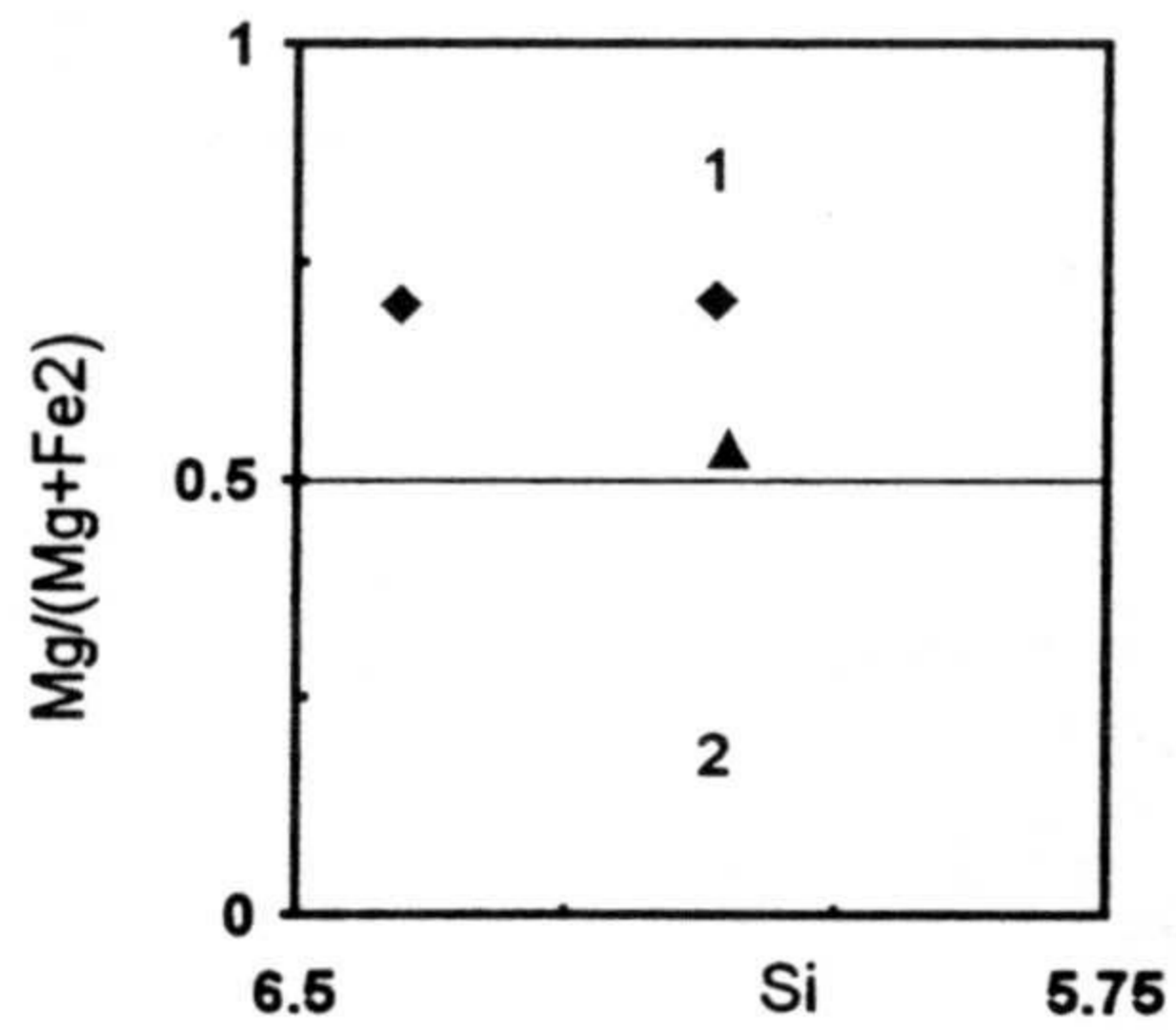
$(Na+K)A < 0.50$
 $Ti < 0.50$
 Diag. 1
 1- Tremolita
 2- Actinolita
 3- Ferro-actinolita
 4- Hornblenda-tremolítica
 5- Hornblenda-actinilítica
 6- Ferro-hornb-actinl.
 7- Magnesio-hornblenda
 8- Ferro-hornblenda
 9- Hornblenda-tschk.
 10- Ferro-hornb-tschk.
 11- Tschermakita
 12- Ferro-tschermakita



$(Na+K)A \geq 0.50$
 $Ti < 0.50$
 $Fe3 \leq AIV$
 Diag. 2
 1- Edenita-silic.
 2- Edenita-ferro-silic.
 3- Edenita
 4- Ferro-edenita
 5- Hornblenda-edenítica
 6- Ferro-hornbl-edenítica
 7- Hornblenda-pargas.
 8- Hornbl-ferro-pargas.
 9- Ferro-hornbl-pargas.
 10- Pargasita
 11- Pargasita-ferrosa
 12- Ferro-pargasita



$(Na+K)A \geq 0.50$
 $Ti < 0.50$
 $Fe3 > AIV$
 Diag. 3
 1- Edenita-silicica
 2- Ferro-edenita-silic.
 3- Edenita
 4- Ferro-edenita
 5- Hornblenda-edenitica
 6- Hornbl.-ferro-edenitica
 7- Magnesio-hornb-hastin.
 8- Hornb-magnesio-hastin.
 9- Hornblenda-hasting.
 10- Magnesio-hastingsita
 11- Hastingsita-magnésica
 12- Hastingsita



$Ti \geq 0.50$
 Diag. 4
 1- Kaersutita
 2- Ferro-kaersutita

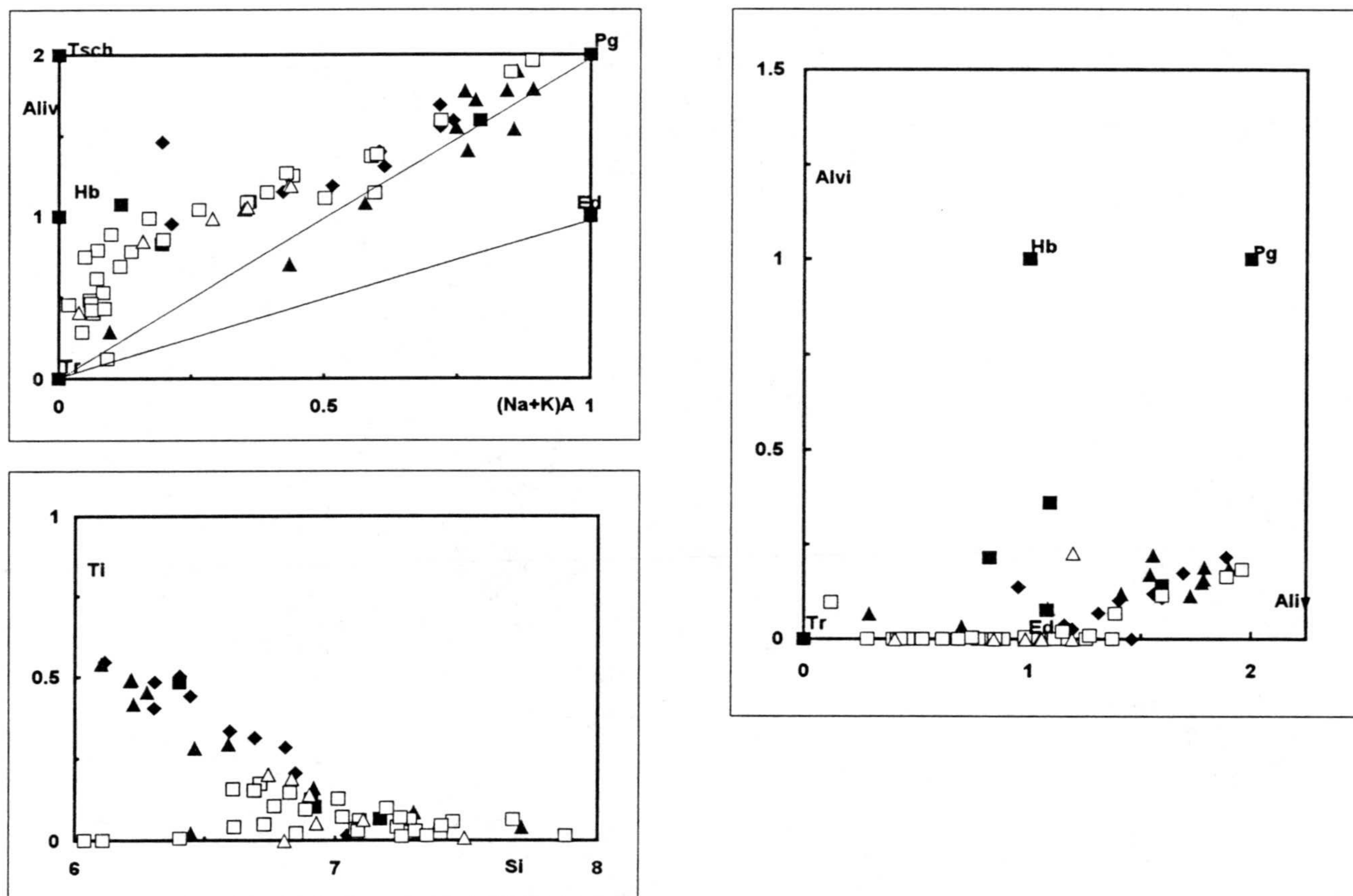


FIGURA IV.5.2.- Representación de las diferentes ocupaciones catiónicas en diversas posiciones estructurales para mostrar las principales sustituciones y variaciones composicionales observadas entre los diferentes anfíboles de ambos grupos de ofitas. Símbolos como en la figura anterior. Los términos extremos de los anfíboles son: Tsch = tschermakita; Pg = pargasita; Hb = hornblenda; Ed = edenita; Tr = tremolita. Las principales sustituciones que se pueden deducir de la observación de las figuras a) y b) son las del componente tremolítico por edenítico, con un fuerte aporte del componente tschermakítico. En la figura c) se puede observar cómo los anfíboles del grupo-1 presentan, en general, mayores contenidos en Ti, sobre todo los anfíboles de las doleritas picríticas, lo que permite que algunos de ellos se proyecten en el campo de las kaersutitas de la figura IV.5.1.

De manera general se puede decir que los anfíboles del grupo-1 presentan siempre valores mayores de la relación $Mg/(Mg+Fe^{2+})$, por lo general > 0.6 (ver fig. IV.5.1), mientras que los del grupo-2 siempre presentan mayores valores en FeO (y por lo tanto menores valores en la relación $Mg/(Mg+Fe^{2+})$), lo que hace que en muchos de los anfíboles analizados el Fe ocupe posiciones tetraédricas. Esta disposición del Fe en posiciones tetraédricas ha sido también observado en anfíboles ricos en FeO por Offler (1984), entre otros. El enriquecimiento en FeO de las fases tardías de la cristalización, reflejado en el quimismo de los anfíboles del grupo-2 (en los que puede llegar a suponer el 20 ó 30% del total de óxidos), se considera característico de líquidos de afinidad toleítica. Similares valores en FeO y en la relación $Mg/(Mg+Fe^{2+})$ se han observado en los anfíboles ígneos de las ofitas del Pirineo (Azambre *et al.*, 1987). Para el caso de los anfíboles del grupo-1, también se observa un enriquecimiento en Fe hacia las fases tardías de la cristalización, siendo más evidente en los pegmatoides (triángulos negros en la figura IV.5.1), en los que se observa una disminución progresiva de la relación $Mg/(Mg+Fe^{2+})$ (ver diagrama 2, fig. IV.5.1).

Otro rasgo composicional que diferencia bien a los anfíboles de los dos grupos de ofitas, es el contenido en TiO_2 , mayor para los del grupo-1 (figura IV.5.2c), en los que se puede llegar a alcanzar hasta el 4% del total. Este mayor contenido en Ti hace que algunos de los anfíboles se proyecten en el campo de las kaersutitas. El análisis correspondiente al pegmatoides, cuya proyección se efectúa en el campo de la kaersutita (figura IV.5.1), corresponde al núcleo de un anfíbol de gran tamaño, que evoluciona hacia los bordes a valores progresivamente más bajos en Ti. En el caso de anfíboles relictos de ofitas del grupo-1 metamorfizadas, no será fácil encontrar los contenidos originales de Ti, debido a la relativa facilidad que presenta este catión para movilizarse de la estructura del anfíbol y participar en la formación de minerales metamórficos ricos en Ti, tales como la titanita (ver capítulo V).

Evidentemente, estas diferencias en los contenidos en Ti y en la relación $Mg/(Mg+Fe^{2+})$ son el resultado de las diferencias químicas observadas entre las rocas que los contienen, concordando bastante bien con lo observado en el apartado anterior respecto al quimismo de los piroxenos y el de roca global (ver capítulo VI).

IV-6.- Biotitas

Aparecen minoritariamente en posiciones intersticiales en las facies centro, y más abundantemente en los pegmatoides de ambos grupos, englobando generalmente menas opacas. Es muy frecuente que se encuentren parcial o totalmente transformadas a cloritas, con óxidos de hierro exsueles hacia los bordes, siguiendo las superficies de exfoliación. En los bordes suelen presentar procesos de reabsorción, sobre todo en las facies pegmatoides. También se pueden encontrar biotitas como producto de la *uralitización* de los piroxenos ígneos, más frecuentemente en los diferenciados pegmatoides. Al igual que con los anfíboles, pequeñas diferencias ópticas se pueden apreciar entre las biotitas de los dos grupos de ofitas, siendo por lo general más pleocroicas, en tonos de marrón-rojizos las del **grupo-1**, mientras que las del **grupo-2** nunca llegan a dar colores rojizos-pardos.

La composición química de las biotitas analizadas está recogida en los anexos. Las fórmulas estructurales se han calculado sobre la base de 22 oxígenos, considerando todo el hierro como ferroso. Químicamente se han podido observar pequeñas diferencias entre las biotitas del **grupo-1** y las del **grupo-2** (ver anexos-2). La proyección del quimismo en el diagrama Al-Fe-Mg pone de manifiesto cómo todos los análisis se proyectan entre los cuatro términos extremos eastonita-siderofilita-flogopita-annita (fig. IV.6.1a), aunque se ajustan más en su composición a la de estos dos últimos tipos. En las biotitas del primer grupo se han encontrado dispersiones mayores en el valor $[mg]$ (siendo $[mg] = Mg/(Mg + Fe)$), llegándose a proyectar las procedentes del afloramiento de doleritas picríticas en el campo de las flogopitas (fig. IV.6.1b), y siendo en su mayoría más magnesianas que las biotitas del segundo grupo. Por lo general, las biotitas y flogopitas del **grupo-1** son más ricas en Ti que las del **grupo-2**, reflejando esta característica también diferencias químicas en la roca global.

Como fases tardías de cristalización se encuentran en el grupo-2 biotitas relativamente ricas en Fe, lo que es totalmente coherente con la evolución de cristalización de los líquidos toleíticos, en los que en las etapas tardías se concentran las fases hidratadas ricas en hierro, a semejanza de lo observado en las ofitas de Pirineos (Azambre *et al.*, 1987). Por otra parte, la presencia de flogopitas (ricas en Ti), que indican una afinidad magmática más de tipo

alcalino, en las rocas del **grupo-1** pone de manifiesto las diferencias de afinidad química entre los dos grupos.

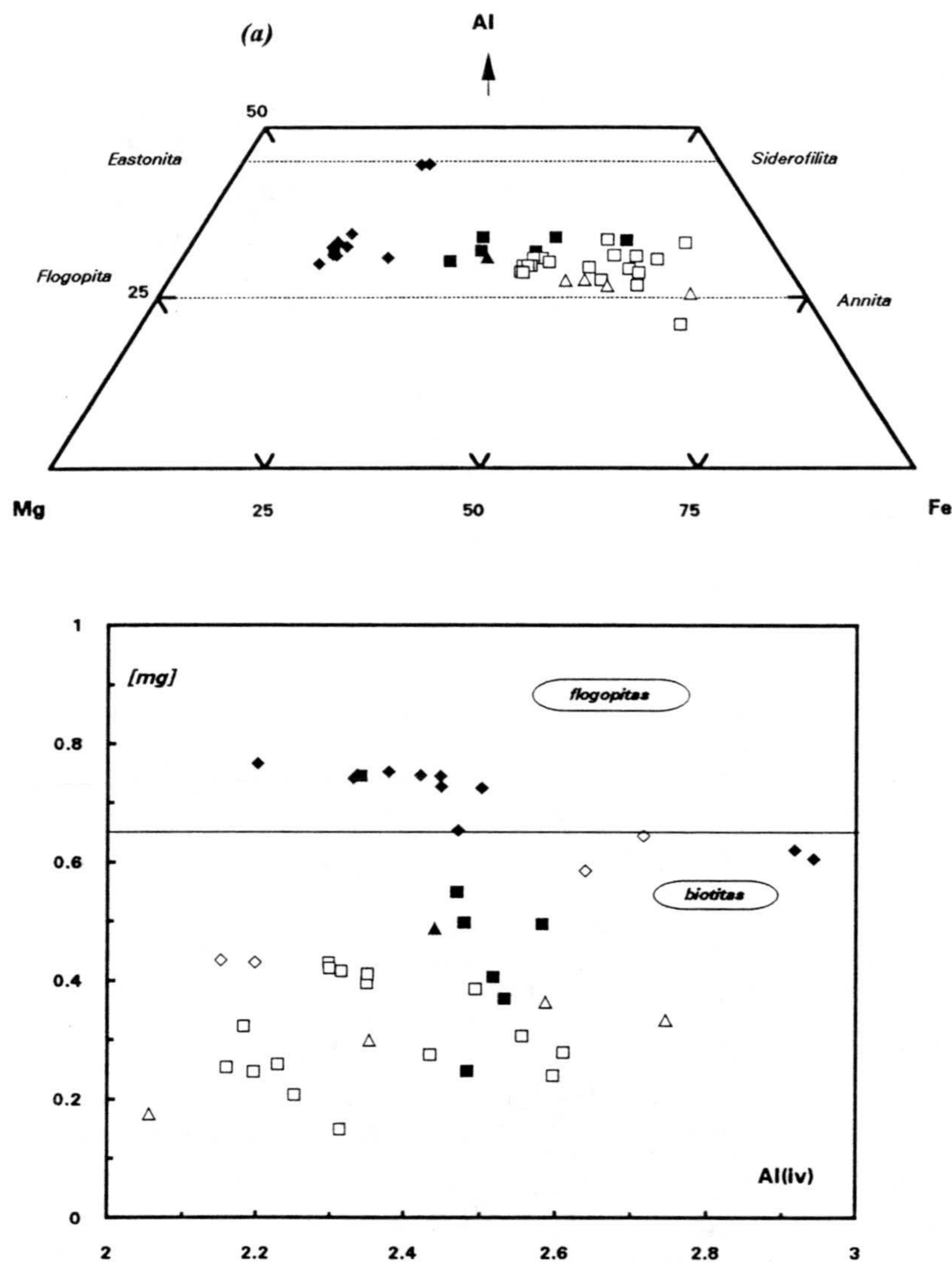


FIGURA IV.6.1.- Representación del quimismo de las biotitas de las ofitas de las Z.E. de las Cordilleras Béticas. a) Triángulo composicional Al-Mg-Fe, en el que se han incluido los términos extremos ricos en Mg (eastonita y flogopita) y los ricos en Fe (siderofilita y annita). b) Diagrama Al^{IV} vs $[mg]$, siendo $[mg] = Mg/(Mg+Fe)$, que muestra el límite entre flogopitas y biotitas, estimado en $[mg] = 0.65$, según Deer *et al.* (1962). Símbolos en ambas figuras como en la figura IV.3.1. En ambos diagramas, se observa cómo las biotitas del grupo-1, sobre todo las analizadas en las doleritas picríticas, presentan mayores valores de $[mg]$, proyectándose en el campo de las flogopitas.

IV-7.- Oxidos de Fe-Ti. Otras menas

Se presentan como cristales xenomorfos a hipidiomorfos intersticiales, generalmente englobados o intercrecidos con biotitas. Son fases minoritarias, aunque aumentan en proporción y tamaño hacia las facies más diferenciadas. Además de los óxidos de Fe-Ti, que son las menas más frecuentes, hay sulfuros de Fe tipo pirita en muy pequeña cantidad. En el caso de la dolerita picrítica del afloramiento de Santa Ana, se han identificado también asociaciones de sulfuros de Ni-Cu-Fe, en posiciones intersticiales.

IV-7-1.- Oxidos de Fe-Ti

Corresponden a cristales de magnetita, en los que son frecuentes las exsoluciones de ilmenita, preferentemente según la dirección (010), aunque también se observan exsoluciones de ulvoespinela según (111) (foto). Es frecuente asimismo encontrar cristales subredondeados de ilmenita, siempre de menor tamaño que las magnetitas. En ocasiones, estos cristales de magnetita están parcialmente transformados a hematites (*proceso de martitización*).

El tamaño de las magnetitas, así como la frecuencia y tamaño de las exsoluciones de ilmenita, aumentan considerablemente con el grado de diferenciación, indicando que las últimas etapas de cristalización se produjeron bajo condiciones de alta f_{O_2} . La existencia de estas exsoluciones presenta un gran interés para la estimación de las condiciones de temperatura y f_{O_2} a la que cristalizaron estas menas.

IV-7-2.- Sulfuros de Ni-Cu-Fe

Por sus peculiaridades e información petrogenética, merece destacar la presencia de pirrotina, pentlandita y calcopirita, íntimamente relacionados, a modo de pequeñas gotas, diseminadas intersticialmente en la dolerita picrítica. Por lo general están englobadas por las fases intersticiales flogopita y/o, minoritariamente, anfíbol.

Las relaciones texturales y orden de cristalización de estos sulfuros, hacen pensar en

una cristalización tipo *mss* (solución sólida monosulfurada) a partir de un líquido sulfurado inmisible.

IV-8.- Fases tardías de cristalización

Estas sólo aparecen intersticialmente y de forma minoritaria en las muestras más evolucionadas de las facies centro y, de forma sistemática y en mayor proporción, en los diferenciados pegmatoides.

En las rocas del **grupo-1** se ha observado la cristalización tardía de plagioclasa albítica (prácticamente An_0 , como se ha puesto de manifiesto en el apartado correspondiente al quimismo de las plagioclasas) y finas agujas de **apatito** asociadas a estas últimas fases. La presencia y abundancia de apatito en las fases más diferenciadas indican un enriquecimiento en fósforo y volátiles en el líquido residual, que puede llegar a ser importante en los términos más diferenciados. Así mismo, es destacable el hecho de encontrar abundantes cavidades miarolíticas, indicadoras de una alta concentración de volátiles y de cristalización a poca profundidad. Nunca se ha encontrado feldespató potásico entre estas fases tardías siendo el único feldespató la plagioclasa sódica.

En las rocas del **grupo-2** se pueden observar cristales aislados de **cuarzo**, generalmente de pequeño tamaño y hábito xenomórfico, en posiciones intersticiales. Estos cristales pueden llegar a desarrollar tamaños relativamente importantes en los diferenciados pegmatoides, en los que puede aparecer en un elevado porcentaje. También es frecuente que el cuarzo forme intercrecimientos micrográficos con albita ($An_{1.3-3.5}$), resultado de su cristalización simultánea en condiciones eutécticas.

La aparición de estos intercrecimientos micrográficos, así como su abundancia en las facies más diferenciadas, indican una evolución en la diferenciación de estas rocas, caracterizada por el enriquecimiento en sílice y álcalis en los líquidos residuales, propia de los fundidos toleíticos.

IV-9.- Otras fases minerales

En este apartado nos referiremos a aquellas fases minerales minoritarias que no han podido ser analizadas mediante microsonda, pero que pueden ser de gran interés para la comprensión de la evolución de estas rocas.

IV-9-1.- Zircón

Las rocas del **grupo-2** contienen pequeños cristales de zircón, generalmente idiomorfos, incluidos en biotita o, más raramente, en anfíbol, con desarrollo en ocasiones de halos pleocroicos de reacción. Este mineral se presenta fundamentalmente en las facies más diferenciadas, por lo que podrían ser consecuencia de una concentración relativa de Zr en las últimas etapas de la cristalización magmática.

IV-9-2.- Allanita

Este tipo de epidota, sólo se ha identificado en los diferenciados pegmatoides del afloramiento de Ermita Nueva (perteneciente al **grupo-1**) en proporciones muy minoritarias. Se trata de allanita recrecida por pistacita, de la que no se ha podido obtener un análisis cuantitativo, pero sí cualitativo con la microsonda de los SSTT de la Universidad de Granada, obteniéndose los picos característicos en La, Ce e Y de este mineral.

Azambre *et al* (1987) describen también la presencia de zircón y allanita entre las "ofitas" más diferenciadas de Pirineos, y los interpreta como consecuencia de la concentración de los elementos más incompatibles en la últimas fases en cristalizar. No obstante, en el caso de las ofitas Béticas, parece poco posible que las allanitas (y posiblemente los zircones) sean consecuencia directa de la cristalización fraccionada, ya que las rocas en las que se presentan no están especialmente enriquecidas ni en Zr ni en tierras raras ligeras (ver capítulo VI), como cabría esperar para permitir la precipitación de estos minerales. Quizá la presencia de estos minerales nos indique un enriquecimiento anómalo en dichos elementos como consecuencia de procesos de contaminación crustal. Una discusión más detallada será

desarrollada en el capítulo VII.

IV-10.- Secuencia de cristalización

En la figura IV.10.1 se resumen las sucesiones de paragénesis encontradas en cada uno de los grupos de ofitas diferenciados, así como las variaciones químicas observadas como consecuencia de los procesos de cristalización fraccionada desarrollados. Se puede concluir que estas variaciones químicas responden a procesos de cristalización *in situ*, por enfriamiento progresivo del líquido basáltico desde el borde hacia el interior (ver estudio geotermométrico realizado en el capítulo VIII-1). Como se ha podido comprobar en el apartado IV.4, las variaciones composicionales más importantes corresponden a los piroxenos

FIGURA IV.10.1.- Esquemas de las secuencias de cristalización obtenidas para ambos grupos de ofitas. Los límites entre las diferentes facies están en línea discontinua, indicando que el proceso de cristalización y enfriamiento se desarrolla de una manera progresiva, sin que exista gran diferencia temporal entre ellas. Los análisis seleccionados en el caso de los olivinos, plagioclasas y piroxenos corresponden a los valores extremos de los *trends* de variación observados para cada uno de ellos.

a) Ofitas GRUPO-1

	F. Borde	F. Centro	Pegmatoides
olivino	(alterado)	Fo72 Fo66 ?	
plagioclasa	?	An70 An60 ?	? An0
piroxeno-Ca	Wo46En39Fs15	Wo45En38Fs17 Wo47En35Fs18	Wo47En31Fs22
anfíbol			
biotita			
menas			
apatito, ...			

a) Ofitas GRUPO-2

	F. Borde	F. Centro	Pegmatoides
ortopiroxeno	Wo4.5En75.5Fs20	Wo5En76Fs19	
plagioclasa	An80 An65	An75 An50	An67 An45 An0
piroxeno-Ca	Wo36En52Fs12	Wo38En50Fs12 Wo36En38Fs26	Wo37En39Fs24
pigeonita		Wo8En68Fs24 Wo10En53Fs37	
anfíbol			
biotita			
menas			
intercr. Qtz-Ab			
cuarzo, apatito			

IV-11.- Xenocristales

En el afloramiento de Santa Ana (aflor. n° 20) es donde ha sido posible identificar estos xenocristales, debido a su mejor estado de conservación, y en donde se ha podido estudiar su composición química y las transformaciones minerales durante la etapa de asimilación. En general están constituidos por agregados cristalinos (*xenocristales*) derivados de rocas metamórficas. Estas rocas fueron parcialmente asimiladas, quedando los xenocristales como minerales restíticos. A partir de los xenocristales, durante el proceso de endomorfismo se generan una serie de nuevos minerales (*metacristales*), cuyas condiciones de formación indican los cambios físico-químicos producidos durante la asimilación (Morata y Puga, 1992).

Por lo general los xenocristales restíticos están constituidos por agregados de tamaño centimétrico (< 2 cm), de color blanco-rosado, por lo que destacan notoriamente sobre la dolerita picrítica, de tamaño de grano medio y color oscuro. En ocasiones estos agregados presentan secciones cuadradas, aunque lo más normal es que sean subredondeados. Corresponden a pseudomorfos de andalucita, parcial o totalmente reemplazadas por corindón y espinela verde. Estos agregados están separados de la dolerita picrítica por una corona de plagioclasa altamente sericitizada, aunque se han podido realizar análisis en restos de plagioclasa no pseudomorfizados, que corresponde a bitwonita con An₇₅.

Estos xenocristales son muy parecidos a los encontrados en otras zonas de las Cordilleras Béticas, como Alicún de Ortega (Puga, 1987; Puga y Portugal, 1989) o en algunos niveles de los gabros cumulíticos de Cóbdar (Zonas Internas) (Puga *et al.*, 1989; Gómez-Pugnaire y Muñoz, 1990, 1991). Además, en la zona de Alicún, se conservan también restos de xenolitos, probablemente micaesquistos, actualmente transformados en agregados de plagioclasa, vidrio y esmectitas (Puga y Portugal, 1989).

Respecto a los *metacristales* (minerales neoformados durante el proceso de endomorfismo), Morata y Puga (1992) distinguen dos etapas de formación, generadas durante el aumento progresivo de la temperatura:

a) *etapa silicatada*.- en la que tiene lugar la transformación de la andalucita a sillimanita (variedad fibrolita) (figura). Esta transformación parece ser el resultado del aumento progresivo de temperatura durante los inicios del proceso de endomorfismo.

b) *etapa de óxidos*.- corresponde a una etapa de muy alto grado de metamorfismo, en facies sanidinitas, durante la cual se produce la desilicificación y transformación de los silicatos previamente formados para dar la asociación corindón + espinela. El corindón aparece con hábito acicular, desarrollando cristales palmeados, como herencia de la textura de la sillimanita (variedad fibrolita) a la que pseudomorfiza. La espinela verde, rica en hierro y alúmina (ver anexos-2), suele estar en el borde de los xenocristales y el hecho de aparecer en asociación con el corindón indica que estas dos fases se han formado en el mismo período, constituyendo ambas las fases del *climax* del endomorfismo sufrido por los xenocristales. La corona externa de plagioclasa se forma por reacción entre los silicatos de aluminio y el líquido magmático que englobaba los xenolitos. La desilicificación progresiva de los xenocristales debe haber ido acompañada de migración de SiO₂ hacia el magma.

De manera simplificada, las reacciones de endomorfismo que han debido tener lugar en los xenocristales para dar lugar a la formación de los metacristales son las siguientes:



En el capítulo VII se propondrá un modelo para el origen de estos xenocristales y para la formación de los metacristales, en el que se indican las condiciones de presión y temperatura de tales transformaciones. Igualmente, se propondrá un modelo de contaminación que explique las variaciones químicas observadas.

CAPITULO V

**MINERALES DEL METAMORFISMO
DE BAJO GRADO**

CAPITULO V: MINERALES DEL METAMORFISMO DE BAJO GRADO

V-1.- Introducción

Como se comentó al tratar el contexto geológico (capítulo II), las Zonas Externas de las Cordilleras Béticas se han considerado clásicamente como exentas de todo tipo de metamorfismo a diferencia de las Zonas Internas, No obstante, Helmers (1978) describió el desarrollo de prehnitización y pumpellitización en algunas doleritas ("ofitas") de la Zona Subbética, aunque no consideró estos procesos como metamórficos. Posteriormente, Göltz (1978) describió la presencia de paragénesis correspondientes al metamorfismo de bajo grado en algunas ofitas del sector norte de la provincia de Murcia, considerando este metamorfismo como continuación del metamorfismo orogénico que había afectado a las Zonas Internas.

Sin embargo, no fue sino hasta comienzos de los años 80 cuando se empezó a hablar de metamorfismo de bajo grado en algunos sectores de las Z.E., siendo Puga *et al.* (1983) y Morten y Puga (1983) los primeros autores que describieron la presencia de paragénesis de metamorfismo de bajo grado en el afloramiento de doleritas próximo a la localidad de Archidona, interpretando estas en relación con el metamorfismo orogénico desarrollado en las Cordilleras Béticas durante la orogenia alpina. Dataciones radiométricas realizadas por Puga *et al.* (1983) sobre anfíboles sódicos (crossitas) de dichas metadoleritas, dieron una edad de 78-90 m.a. que es coincidente con las primeras fases de metamorfismo alpino registradas en las Zonas Internas (Portugal *et al.*, 1988; Puga y Torres-Roldán, 1989; Puga *et al.*, 1989b; Díaz de Federico *et al.*, 1990). Puga *et al.* (1988) pusieron de manifiesto la extensión regional de dicho metamorfismo de bajo grado en las Z.E. de las Cordilleras Béticas, y explicaron la dispersión y rejuvenecimiento de las edades radiométricas obtenidas mediante dataciones K-Ar en ofitas de un amplio sector de las Z.E. como consecuencia de dicho evento metamórfico, puesto que dicho metamorfismo puede modificar seriamente el cronómetro K-Ar, bien por incorporación de potasio (neoformación de fases ricas en potasio), bien por pérdida de argón radiogénico ^{40}Ar (Sebai *et al.*, 1991).

Durante los últimos años hemos podido comprobar la presencia de paragénesis metamórficas de bajo grado entre las ofitas de todos los sectores estudiados en esta Tesis, desde los afloramientos más occidentales (área de Cádiz) hasta los más orientales (área de Cehegín), aunque, ciertamente, existen características diferenciales según el área estudiada. De hecho, uno de los objetivos planteados en esta Tesis fue intentar dilucidar la evolución de este metamorfismo en las Z.E. El análisis petrográfico de las paragénesis minerales en los diferentes afloramientos estudiados ha puesto de manifiesto que son las ofitas que forman parte del Trias de Antequera, que jalona el límite entre las Z.I. y las Z.E., las que presentan un metamorfismo más penetrativo. Por esta razón se han seleccionado estos afloramientos, particularmente, para establecer la geoquímica de fases minerales con microsonda.

Nuestra caracterización del metamorfismo se ha basado únicamente en las paragénesis metamórficas que presentan las ofitas, por ser los sistemas básicos los más sensibles a los cambios termodinámicos en las condiciones del metamorfismo de muy bajo grado. Para establecer los gradientes metamórficos será necesario, no obstante, ampliar este estudio a las rocas volcánicas Jurásicas suprayacentes de las ofitas del Trias. Así mismo, sería interesante complementar este estudio del metamorfismo con el de los litotipos de origen sedimentario en los que encajan las ofitas, o entre los que se intercalan las vulcanitas Jurásicas. Los únicos datos disponibles, hasta el momento, respecto al metamorfismo en rocas no ofíticas de las Z.E. se refieren al aumento de cristalinidad de la illita en los materiales arcillosos del Trias entre los que aparecen las metadoleritas del afloramiento de Archidona (Puga *et al.*, 1983) y a la presencia de minerales de facies zeolitas y prehnita-pumpellyita en rocas volcánicas Jurásicas de la Zona Subbética (Comas *et al.*, 1986; Puga *et al.*, 1988).

Las transformaciones metamórficas sufridas por las rocas básicas originan silicatos de Ca-Al como zeolitas, prehnitas, pumpellyitas, lawsonita y anfíboles, que han sido utilizados como minerales índices para definir las diferentes facies del metamorfismo de bajo grado (Liou *et al.*, 1985, 1987), que se caracterizan por la presencia de las siguientes asociaciones de minerales índices:

- a) *facies zeolita*.- caracterizada por la presencia de Ant + Hul (o Stb) + Qtz + Chl/Sm para la subfacies de baja temperatura, y Lmt + Ab + Qtz + Chl/Sm (\pm Pmp \pm Prh \pm Ep) para la de alta temperatura, estando el límite entre las dos en 180° C.
- b) *facies prehnita-pumpellyita*.- cuya asociación característica en rocas basálticas es Prh + Pmp + Ep (+ Chl + Ab + Qtz). Metabasitas dentro de esta facies están caracterizadas por la asociación estable de pumpellyita y epidota \pm prehnita, con total ausencia de laumontita y actinolita.
- c) *facies prehnita-actinolita*.- definida por la asociación Prh + Act + Ep (+ Chl + Qtz + Ab + Ttn). Las asociaciones pertenecientes a esta facies están caracterizadas por la presencia de prehnita y actinolita y la ausencia de pumpellyita.
- d) *facies pumpellyita-actinolita*.- caracterizada por la asociación Pmp + Act + Ep (+ Chl + Ab + Qtz). Algunas metabasitas ricas en Fe³⁺ pertenecientes a esta facies metamórfica pueden también presentar anfíboles sódicos (Nakajima *et al.*, 1977; Maruyama y Liou, 1985).
- e) *facies de esquistos azules*.- caracterizada por la presencia de Lws + anfíbol sódico + Chl (zona de la lawsonita), Pmp + Gln + Chl (zona de la pumpellyita), y Ep + Gln + Chl + Act (zona de la epidota).

(Abreviaturas de minerales según Kretz, 1983).

Esta es la nomenclatura que seguiremos al describir las diferentes asociaciones metamórficas encontradas en las diferentes zonas estudiadas.

V-2.- Características generales del metamorfismo de bajo grado en las metabasitas de las Z.E. de las Cordilleras Béticas

Al igual que ocurre en la mayoría de los casos de rocas básicas metamorfizadas en condiciones de bajo grado, se puede considerar al metamorfismo que afecta a las ofitas como no deformacional, sin desarrollo de ningún tipo de orientación preferencial en los minerales neoformados, ni desarrollo de esquistosidad, conservándose prácticamente intactas las relaciones texturales a micro y macroescala, de modo que, a pesar de la neoformación de

minerales metamórficos, es totalmente frecuente poder reconocer perfectamente las típicas texturas desarrolladas en las ofitas de las facies de borde, o las texturas doleríticas y/o ofíticas en las facies centrales, conservación de maclas en plagioclasas, etc. No obstante, es cierto que en el caso del area de Archidona se han observado maclas de plagioclasa deformadas, así como trituración de minerales, a escala de la lámina delgada, debido a la existencia de dominios de microcizallas. En las metadoleritas de este area lo que si se observa es un aumento de la recristalización con el grado metamórfico, con pérdida casi total de los espacios intercristalinos, que pasan a estar ocupados por los minerales secundarios.

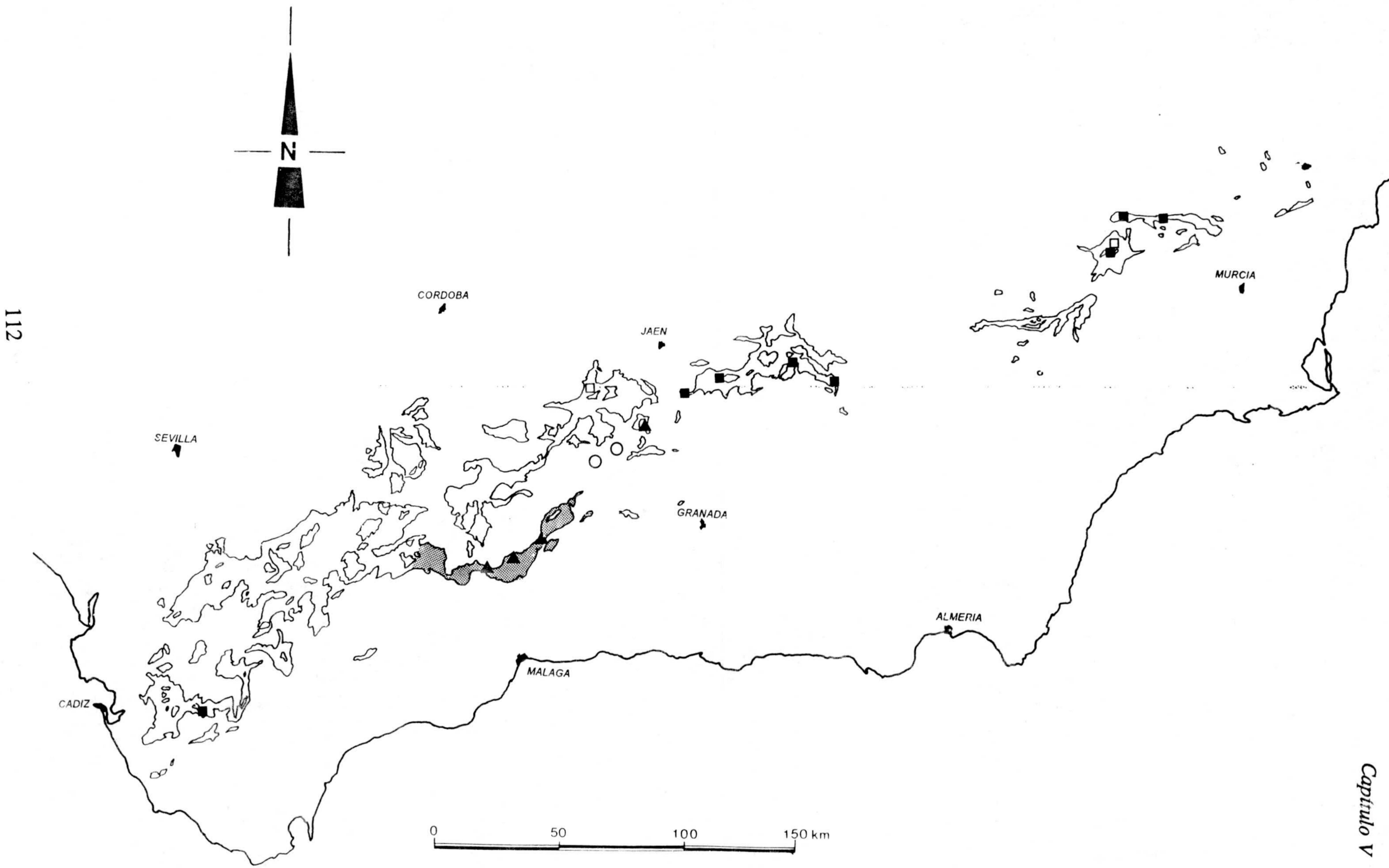
Varios han sido los minerales metamórficos encontrados entre las ofitas, así como las transformaciones que han tenido lugar y que los han generado. La distribución de estos minerales puede estar restringida a areas concretas de la roca, recreciendo epitaxialmente a minerales previos, ó remplazar de manera selectiva a determinados minerales ígneos, aunque con el aumento del grado metamórfico su distribución se hará más penetrativa. Por lo general estos minerales metamórficos suelen aprovechar los espacios abiertos de la roca, por lo que es frecuente encontrarlos rellenando venas y fisuras (o vacuolas, que como se vio en el capítulo III no son muy frecuentes), tapizando los planos de diaclasa que se producen durante el diaclasado ígneo (ver capítulo III), o bien reemplazando a minerales primarios previos (plagioclasas, olivinos y ortopiroxenos preferentemente). En este último caso, se ha podido comprobar cómo el quimismo del mineral precursor influye fuertemente en la composición química del mineral metamórfico. En las rocas porfídicas también se pueden observar como producto de la transformación de la matriz, mientras que en las rocas más cristalinas pueden aparecer en posiciones intersticiales.

Otra de las características generales de este tipo de metamorfismo es la modificación del quimismo de algunas fases minerales ígneas, siendo frecuente encontrar fases relictas metaestables no metamorfizadas. Como se discutirá en el capítulo VIII, la presencia de estas fases metaestables es de gran importancia para controlar el quimismo global del sistema en el que se van a desarrollar las diferentes paragénesis metamórficas. Las modificaciones en el quimismo original son más evidentes en el caso de las plagioclasas, olivinos y ortopiroxenos. En aquellas áreas en las que el metamorfismo está mucho mejor desarrollado

los minerales ígneos aparecen totalmente transformados, siendo frecuente la albitización total de la plagioclasa, hablándose en este caso de metamorfismo *pervasivo* (según la definición propuesta por Nyström, 1983). Ocasionalmente es posible encontrar plagioclasas con bajos grados de alteración en las que la descalcificación no es total, mientras que los piroxenos aparecen totalmente cloritizados. Este contraste de alteración entre las plagioclasas y los piroxenos puede ser consecuencia de diferencias en la composición de fluidos, de la relación fluido/roca o de otras variables físico-químicas (Liou *et al.*, 1987). No ocurre lo mismo con los clinopiroxenos, que, como se ha visto en el capítulo precedente, suelen conservar su quimismo hasta las condiciones de metamorfismo en facies de esquistos verdes (ver referencias bibliográficas recopiladas en el capítulo IV en el apartado referente a los piroxenos), debiéndose considerar como fases metaestables durante los procesos de metamorfismo de bajo grado. Igualmente, es posible encontrar restos de anfíboles primarios como fases metaestables en rocas con elevado grado de transformación.

Evidentemente, todas estas variaciones en el quimismo de las paragénesis ígneas previas y en la formación de nuevos minerales podrían suponer variaciones en el quimismo de la roca global. Aunque recientemente son numerosos los trabajos en los que se discute la movilidad o inmovilidad de los elementos mayores, trazas y REE durante el metamorfismo, parece ser, en líneas generales, que el metamorfismo de bajo grado genera cambios mínimos de la composición global de la roca. Una discusión más detallada sobre la conservación del quimismo original de la roca durante el metamorfismo será desarrollada en el capítulo de geoquímica (capítulo VI).

En este capítulo realizaremos la descripción de los minerales metamórficos, y pondremos de manifiesto sus características químicas y las variaciones sufridas durante las principales transformaciones metamórficas que los han generado. Los minerales metamórficos estudiados entre las diferentes metadoleritas son: piroxenos sódicos, anfíboles cálcicos, calcosódicos y sódicos, pumpellyitas, prehnitas, epidotas, cloritas, titanitas, micas incoloras y albitas. En la figura V.2.1 se representa la distribución de las principales asociaciones de minerales metamórficos según las definiciones de facies metamórficas anteriormente descritas.



112

Capítulo V

Las principales transformaciones metamórficas observadas en las metabasitas estudiadas dependen, por un lado, de las variables intensivas bajo las que se ha desarrollado el metamorfismo (P , T , a_{CO_2} , fO_2 , etc.), y por otro de la composición química, tanto del protolito como de la fase mineral ígnea, sobre la que se desarrollan los minerales metamórficos. De manera esquemática, resumiremos a continuación las principales transformaciones metamórficas observadas en las diferentes áreas estudiadas.

Los *olivinos* frecuentemente se transforman en minerales del grupo de los filosilicatos. Ocasionalmente es posible observar la formación de anfíboles aciculares actinolíticos a partir de las cloritas que pseudomorfizan al olivino. Los *ortopiroxenos* también presentan poca estabilidad durante los procesos de metamorfismo, siendo frecuente observarlos totalmente pseudomorfizados por minerales del grupo de los filosilicatos. No obstante es relativamente frecuente observar cómo los ortopiroxenos se encuentran en la actualidad parcial o totalmente pseudomorfizados por la asociación pumpellyita \pm prehnita (fotos).

Los *clinopiroxenos* suelen permanecer estables durante los procesos de metamorfismo de bajo grado. El caso más espectacular de transformación de clinopiroxenos se observa en algunas metadoleritas del Trías de Antequera, sobre todo aquellas que pertenecen al grupo-1 (grupo de ofitas con piroxenos de afinidad alcalina). En este caso, las augitas titaníferas se transforman en piroxenos sódicos, con contenidos en molécula de jadeita que llegan a alcanzar el 19% (ver capítulo V.2). Una descripción más detallada de estas transformaciones y de los productos resultantes se realizará en el próximo apartado. En ocasiones es posible observar clinopiroxenos transformados a pumpellyitas, aunque ésta no es una transformación muy frecuente.

FIGURA V.2.1 (página anterior).- Distribución esquemática de las principales asociaciones metamórficas encontradas en las ofitas de las Z.E. Se puede observar cómo la asociación prehnita-pumpellyita () aparece distribuida a lo largo de todas las Z.E., estando mucho peor representada la asociación prehnita-actinolita (), mientras que las asociaciones pumpellyita-actinolita () se encuentran más restringidas al área del Trías de Antequera. En este último caso, se han distinguido aquellos afloramientos en los que aparecen tanto piroxeno sódico como anfíboles sódicos y/o calco-sódicos (∇). Se ha añadido igualmente la distribución de minerales metamórficos estudiados en secuencias volcánicas jurásicas, todos ellos pertenecientes a las facies zeolitas (\blacklozenge). Ver texto para más detalles.

Las *plagioclasas* suelen también transformarse con relativa facilidad, produciéndose una descalcificación progresiva durante el metamorfismo, hasta el punto de llegar a encontrar únicamente plagioclasas sódicas en las metabasitas cuyo metamorfismo esté más desarrollado. Esta liberación de Ca de las plagioclasas durante el metamorfismo es responsable de la formación de los típicos minerales cálcicos indicativos del metamorfismo del bajo grado, tales como prehnita y pumpellyitas, que pseudomorfizan los cristales previos de plagioclasa. Cloritas y sericitas también son minerales metamórficos comunes como producto transformación de las plagioclasas.

Las *biotitas* se transforman a cloritas, generalmente de forma parcial. Los *anfíboles ígneos* suelen presentarse recrecidos y parcialmente sustituidos por anfíboles aciculares tipo actinolita.

Los *óxidos de Fe-Ti* se transforman principalmente en leucoxeno, aunque en aquellas metabasitas de mayor intensidad metamórfica es frecuente la formación de titanita a partir del leucoxeno previamente formado por transformación de los óxidos de Fe-Ti previos.

Además del reemplazamiento de minerales ígneos previos, es relativamente frecuente encontrar rellenos de fisuras por pumpellyitas, prehnitas y cloritas. Una descripción y discusión más detallada se realizará en los apartados siguientes.

En los siguientes apartados se especificarán las características composicionales de los principales minerales del bajo grado metamórfico analizados en las metadoleritas del Trías de las Z.E. En cada caso, se especificará la disposición textural en la que se presentan cada uno de estos minerales, así como las relaciones texturales y asociaciones minerales paragenéticas.

V-3.- Variaciones composicionales de los minerales de metamorfismo de bajo grado en las ofitas de las Z.E.

Para estudiar el quimismo de los principales minerales metamórficos presentes en las ofitas de las Z.E., se han seleccionado aquellas láminas que presentaban mayor variedad mineralógica, o bien, las que contenían restos ígneos sin transformar, pudiéndose estudiar puntualmente las variaciones químicas desde los sistemas ígneos a los metamórficos. En la tabla IV.1.1 se relacionan las láminas que han sido seleccionadas para sus estudios mediante microsonda electrónica. Los análisis de microsonda han sido realizados en su mayor parte en una microsonda automática CAMEBAX de la Universidad de Montpellier (Francia), y los restantes en la de los SSTT de la Universidad de Granada. Las condiciones analíticas de ambas están referidas en el anexo-1.

V-3-1.- Piroxeno sódico

En las ofitas del Trias de Antequera hay piroxenos sódicos, con fuerte pleocroísmo desde verde esmeralda a amarillo pálido, y colores anómalos de interferencia en tonos marrón dorado a azul. Este tipo de piroxenos son más abundantes en las ofitas del grupo-1, en las que recrecen epitaxialmente a los cristales de piroxeno ígneo (augita-Ti), transformándolos parcialmente, desde la periferia hacia el interior, y siguiendo fracturas internas (foto). Este reemplazamiento puede llegar a ser total, no conservándose ningún resto del piroxeno primario, aunque sí la textura ofítica (foto). Piroxenos de semejantes características ópticas se han observado también en algunos afloramientos de ofitas del grupo-2, aunque en este caso no recrecen epitaxialmente al piroxeno ígneo, sino que desarrolla sólo a favor de fisuras (foto).

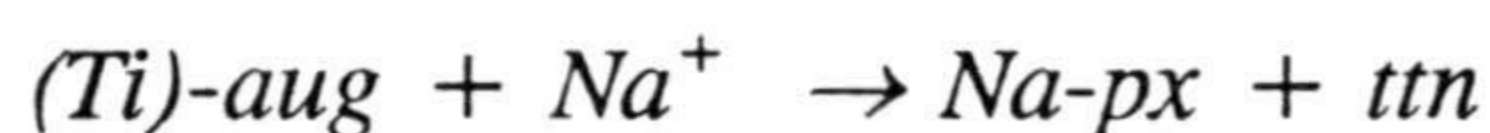
Los análisis con microsonda de estos piroxenos están recogidos en el anexo-3. Al igual que para los piroxenos ígneos, los cálculos de las fórmulas estructurales se han realizado sobre la base de 6 oxígenos, realizando el ajuste entre Fe^{3+}/Fe^{2+} según balance de cargas (según Droop, 1987). Los cálculos de los términos finales Wo, En, Fs así como los contenidos en Jd y Ae se han realizado según el esquema propuesto por Morimoto *et al.*

(1988). En la figura V.3.1a se muestra un esquema, desarrollado a partir de lámina delgada, de la disposición textural de estos piroxenos y sus relaciones con las fases ígneas previas. Como se puede ver en este esquema, a pesar del crecimiento epitaxial del piroxeno verdoso metamórfico sobre la augita ígnea, a la que llega a pseudomorfizar por completo, es posible observar la textura ofítica primaria, en la que grandes cristales de piroxenos engloban cristales idiomórficos de plagioclasa.

En este caso ha sido posible estudiar las variaciones químicas originadas durante el metamorfismo, desde el centro del piroxeno, en el que se conserva aún la augita primaria como fase relictiva metaestable, hasta el borde, donde se desarrolla el piroxeno metamórfico verdoso. Las principales variaciones químicas existentes entre los piroxenos primarios (augita-Ti) y los metamórficos (piroxenos ricos en Na) radican en el intercambio catiónico, tanto en la posición M1, con intercambio de Mg^{2+} por $Al^{VI} + Fe^{3+}$, como de Ca por Na en la posición M2. En el piroxeno metamórfico se observa un aumento en la relación Fe^{3+}/Fe^{2+} , considerada de gran importancia para la formación de piroxenos sódicos (Otten y Buseck, 1987). Además, el paso del piroxeno ígneo al metamórfico supone la pérdida total de titanio y un ligero aumento en Si, como consecuencia del descenso en Al^{IV} (figura V.3.1b). Si comparamos este perfil de microsonda con el realizado en los piroxenos ígneos del grupo-1 (fig. IV.4.3), se pueden observar algunas diferencias notables. Así, el calcio en los piroxenos metamórficos sufre disminuciones del orden del 50%, a diferencia del aumento que experimenta en los piroxenos verdosos de origen ígneo. El sodio, por el contrario, aumenta desde 0.03 en el piroxeno primario hasta 0.53 (en proporciones atómicas) en el metamórfico. Estos mayores contenidos en Na se ven reflejados en las mayores proporciones del componente jadeítico, que pasan del 0.1% en el piroxeno ígneo hasta el 14% en el metamórfico. También es destacable el lixiviado que sufre el titanio, pasando de tener aproximadamente 0.05 átomos de Ti en los relictos ígneos hasta desaparecer por completo en los piroxenos metamórficos (posiblemente según una reacción de intercambio del tipo $Ti \rightarrow M^{3+} + \square$). El titanio liberado junto con el calcio, se emplea en la formación de pequeños cristales de titanita, generalmente según los planos de exfoliación del piroxeno. Igualmente, parte del calcio se puede invertir en la formación de titanita a partir de la transformación de los cristales de óxidos de Fe-Ti previos (ver esquema realizado a partir de foto de la figura

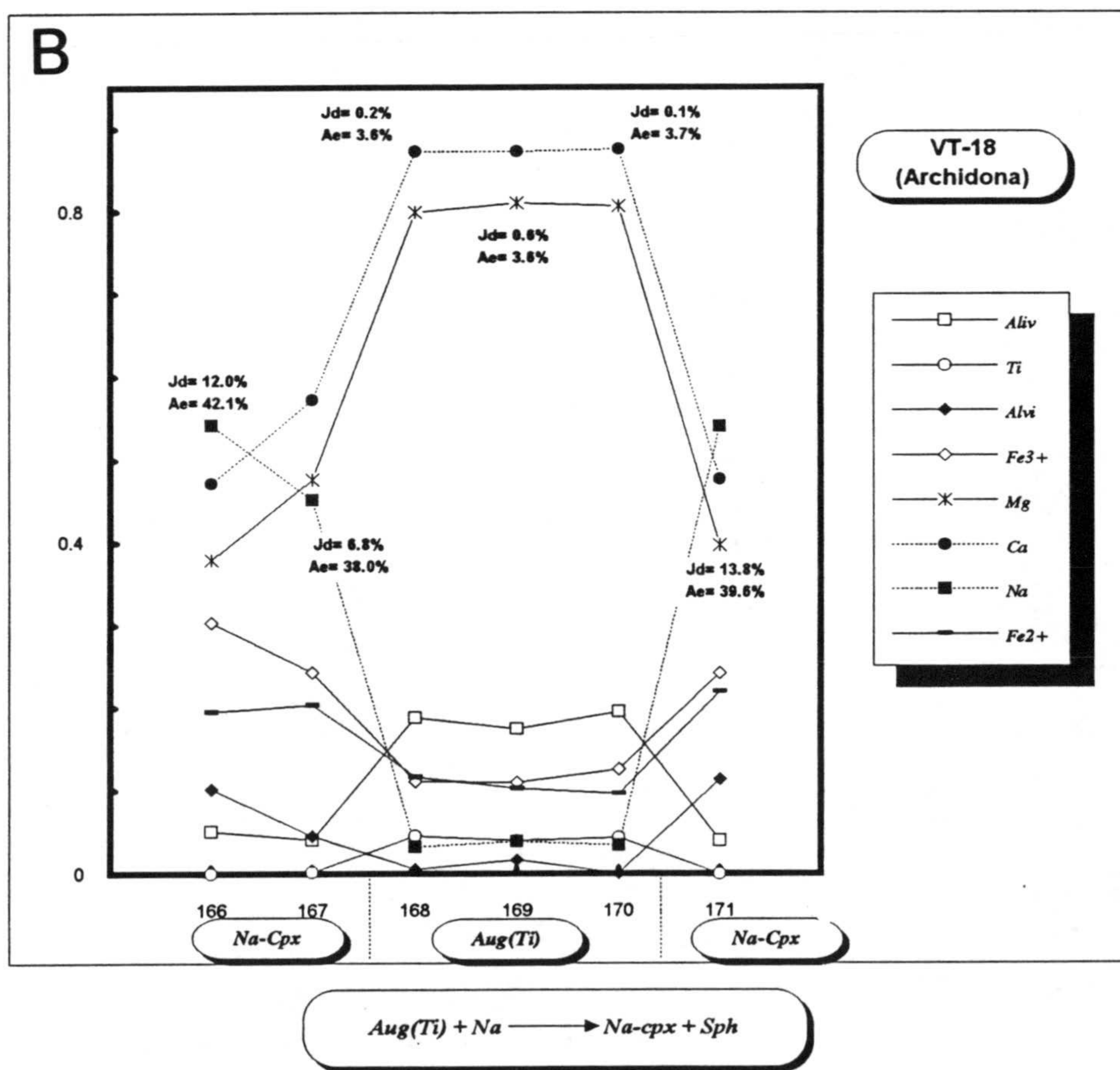
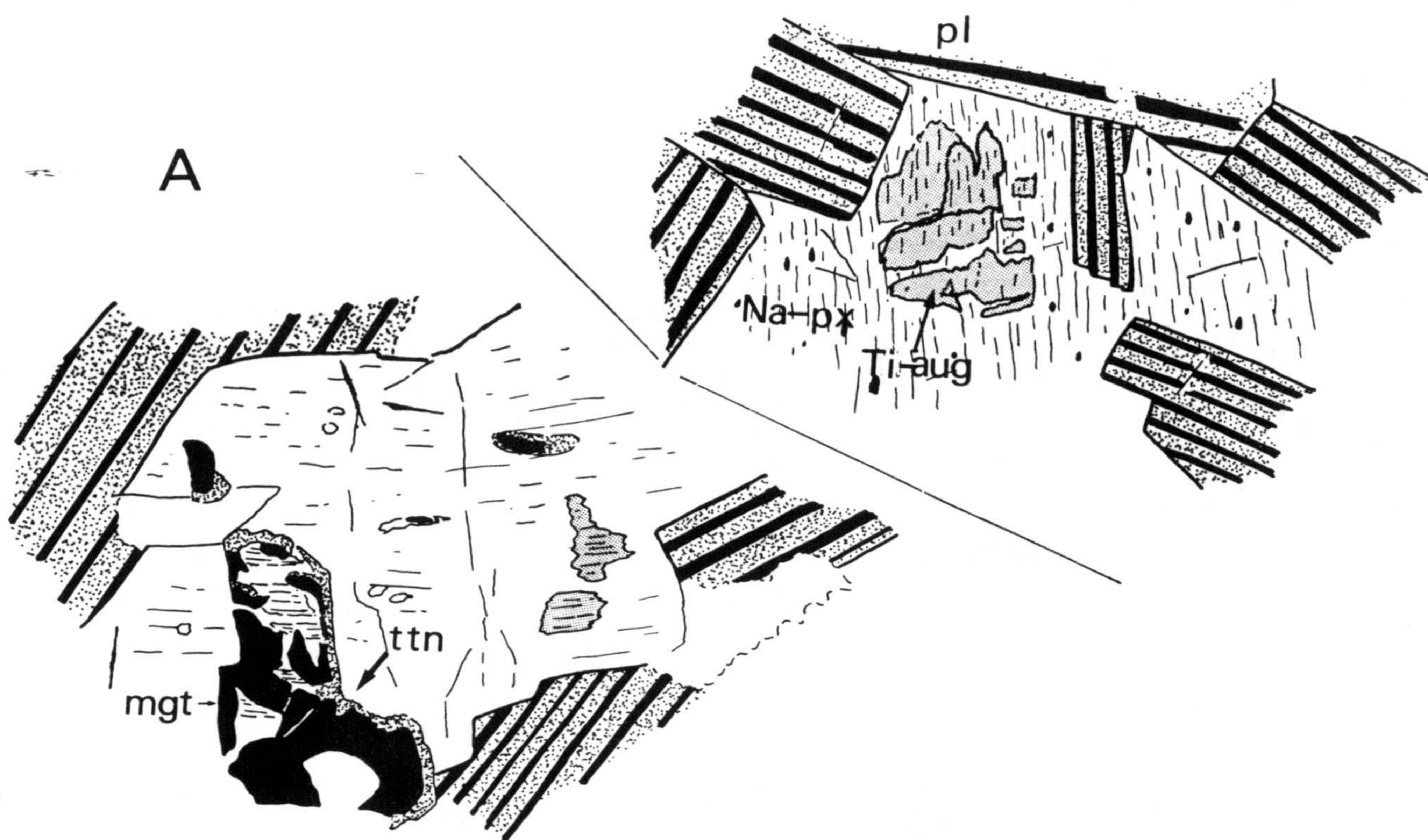
V.3.1a).

Este intercambio de Ca por Na fue ya puesto de manifiesto en los piroxenos de estas metadoleritas por Morten y Puga (1983), siendo un caso totalmente similar al observado por Carpenter y Okay (1978) en las transformaciones de los piroxenos ígneos de las metadoleritas del noroeste de Turquía, en las que se da el intercambio de $(Ca+Mg+Fe^{2+})$ por $(Na+Al+Fe^{3+})$, acompañado de un aumento de Si en posiciones tetraédricas y el consiguiente descenso de Al^{IV} . De manera simplificada, la reacción idealizada que genera estos piroxenos metamórficos, ricos en Na, podría corresponder con:



Aguirre (1977) y Shibakusa y Hirajima (1988) citan transformaciones similares en el cinturón metamórfico de Kamuikotan. Maruyama y Liou (1985) describen también piroxenos sódicos como consecuencia de transformaciones de piroxenos cálcicos ígneos, en condiciones de metamorfismo en facies pumpellyita-actinolita, y Thompson (1974) interpreta los altos contenidos en Al y Na, junto con valores bajos de Ti, como una característica de los piroxenos cuya génesis ha tenido lugar en condiciones de alta presión y baja temperatura.

FIGURA V.3.1 (página siguiente).- a) Esquema realizado a partir de fotografía en el que se muestra el reemplazamiento del piroxeno ígneo (aug-Ti) por el piroxeno metamórfico (Na-px), preferentemente a partir de los bordes, formándose pequeños cristales de titanita (ttn), como subproducto a favor de las fisuras. También se puede observar la formación de titanita a partir de los óxidos de hierro y titanio (mgt), y la preservación de la textura ofítica a pesar del metamorfismo. b) Análisis de microsonda realizados tanto en el piroxeno ígneo como en el metamórfico. Los números de análisis corresponden a los indicados en el esquema anteriormente descrito.



De hecho, la proyección del quimismo de los piroxenos, expresado en términos de TiO_2 vs Na_2O (fig. V.3.2a), muestra la evolución desde las augitas ricas en titanio con bajos contenidos en Na_2O hasta los piroxenos metamórficos, sin titanio, con contenidos en Na_2O del orden del 8%, pudiendo alcanzar hasta el 10%. Para el afloramiento de Archidona existe un *gap* composicional entre las augitas ricas en Ti y los piroxenos metamórficos, no observándose ningún piroxeno con valores de Na_2O en el intervalo entre aprox. 0.5% hasta aprox. 5%. Este posible *gap* es de menor magnitud para el caso de piroxenos sódicos que recrecen a piroxenos ígneos con afinidad más toleítica. Asimismo, el intercambio Ca-Na se pone de manifiesto en la figura V.3.2b, con aumento progresivo en Na y disminución en Ca desde los núcleos de augitas ígneas hacia los bordes de piroxenos sódicos.

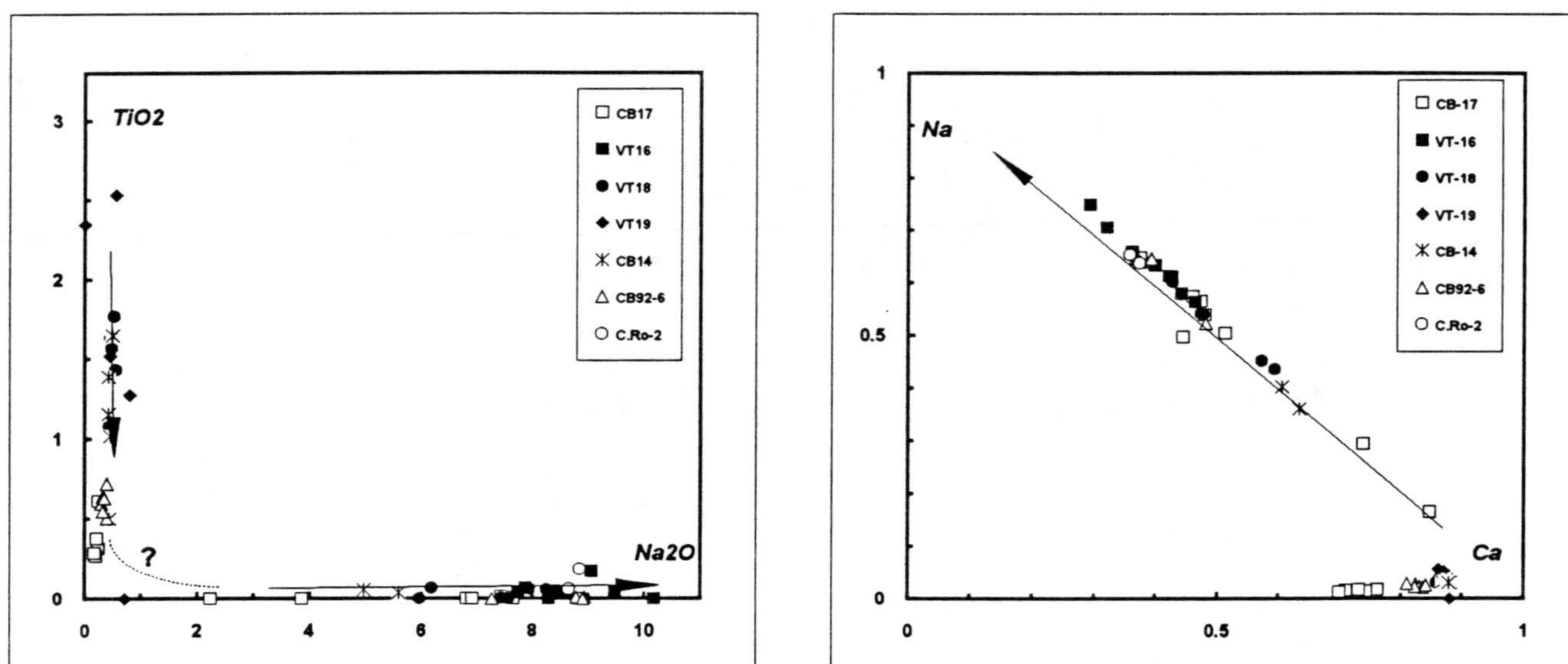


FIGURA V.3.2.- a) Diagrama TiO_2 vs Na_2O en el que se pone de manifiesto la drástica disminución en los contenidos en TiO_2 entre los piroxenos ígneos y los metamórficos. Con símbolos llenos las muestras procedentes de Archidona (ofitas grupo-1). El resto de las muestras pertenecen a otros bloques del área de Antequera. La muestra CB-17 representa el único bloque de ofitas del grupo-2 en el que se han observado piroxenos sódicos metamórficos. La muestra CB14 corresponde a piroxenos relictos encontrados en la matriz de los diques porfídicos ricos en plagioclasa. b) Diagrama Ca vs Na en el que se expresa el aumento en Na debido al metamorfismo, compensado por la disminución progresiva del contenido en Ca. Las flechas indican el sentido de la evolución del quimismo observado desde los núcleos ígneos hasta los bordes metamórficos.

Como se indicó al principio de la descripción de este apartado, también se ha observado el desarrollo de piroxenos sódicos en otros afloramientos del Trías de Antequera a los que corresponden las muestras CB-14, CB-17, C.Ro-2 y CB92-6 de la figura V.3.2. En el caso de las muestras CB-17 y C.Ro-2, el quimismo de sus piroxenos ígneos es más afín a los del grupo-2, de afinidad toleítica. El resto de las muestras analizadas pertenecen a ofitas del grupo-1. Para el caso de las ofitas del grupo-2 del área de Antequera, el piroxeno metamórfico aparece recreciendo al piroxeno ígneo a favor de una fisura, en la que también se desarrolla albita y cuarzo (foto y figura V.3.3), o bien como pequeños cristales, siempre en pequeñas fisuras (foto). Nunca se han observado piroxenos sódicos metamórficos recreciendo epitaxialmente a piroxenos ígneos del grupo-2.

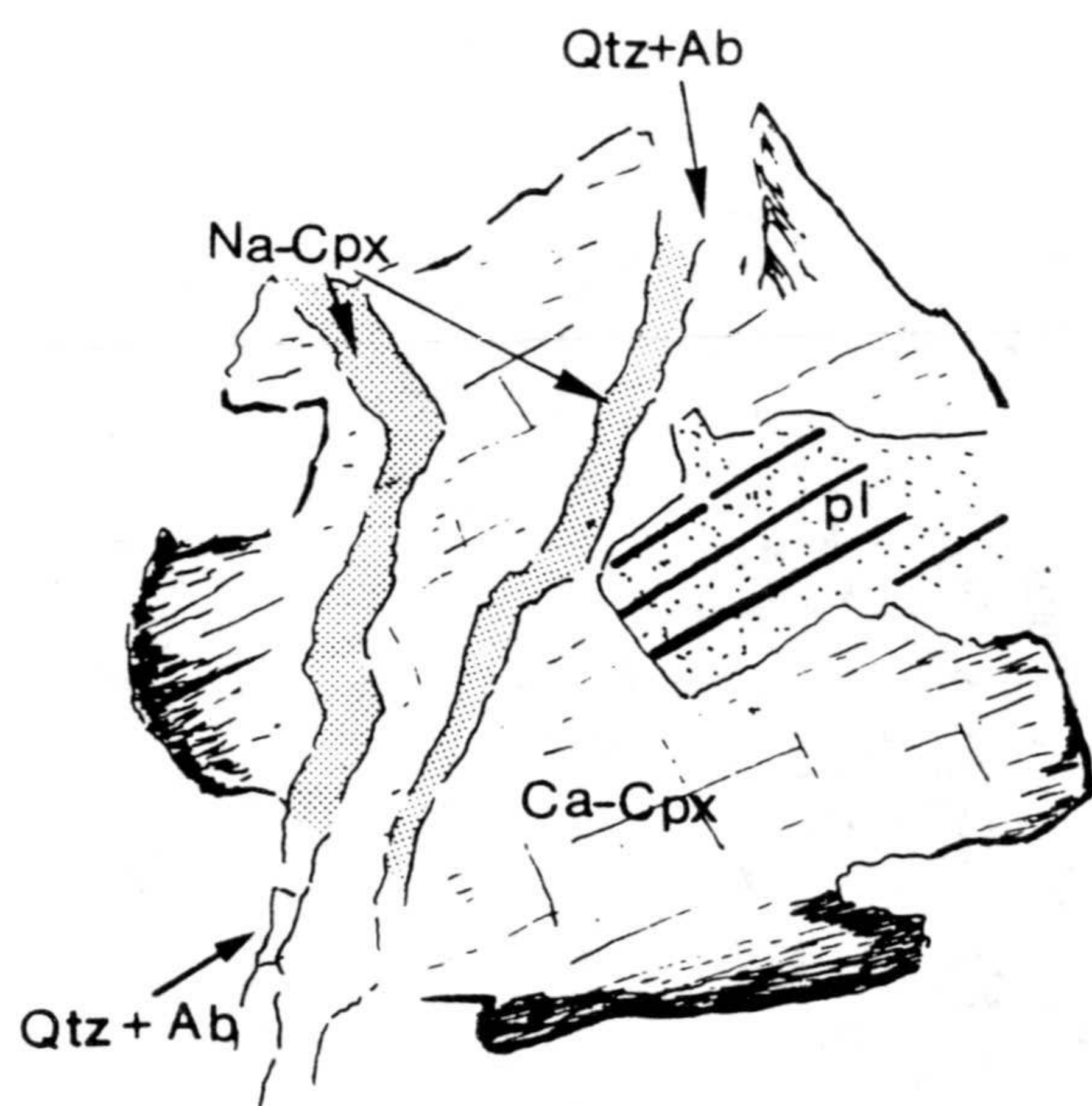


FIGURA V.3.3. - Esquema realizado a partir de una lámina delgada de la muestra CB-17 en el que se muestra el recrecimiento del piroxeno ígneo por un piroxeno metamórfico (~15% Jd) a favor de una fisura, en la que también se forman Ab y Qtz.

Los piroxenos de otras doleritas del area de Antequera presentan variaciones composicionales similares a las observadas en el afloramiento de Archidona, aunque las augitas son ligeramente más bajas en TiO_2 (figura V.3.2a), y muestran, por lo general, menores contenidos en Na_2O , (ver figs. V.3.2a y V.3.2b).

Globalmente, desde el punto de vista composicional, estos piroxenos metamórficos se caracterizan por su alto contenido en componentes no cuadriláteros, por lo no será posible su

proyección en el diagrama Wo:En:Fs. La proyección en el diagrama triangular QUAD:Jd:Ac (Essene y Fyfe, 1976) muestra cómo los restos de piroxenos no metamorfizados se proyectan en el vértice QUAD, mientras que, con el aumento del metamorfismo, se van haciendo progresivamente más ricos en egrina y jadeita, proyectándose en el campo de las augitas egrínicas. Algunos piroxenos muestran contenidos en Jd próximos al 20%, proyectándose en el campo propuesto para los cloromelanitos (fig. V.3.4). Como se puede comprobar, son los piroxenos encontrados en el afloramiento de Archidona los que presentan mayores contenidos en jadeita. Todos los piroxenos metamórficos se caracterizan también por sus contenidos relativamente altos en egrina, indicando altas f_{O_2} durante su formación.

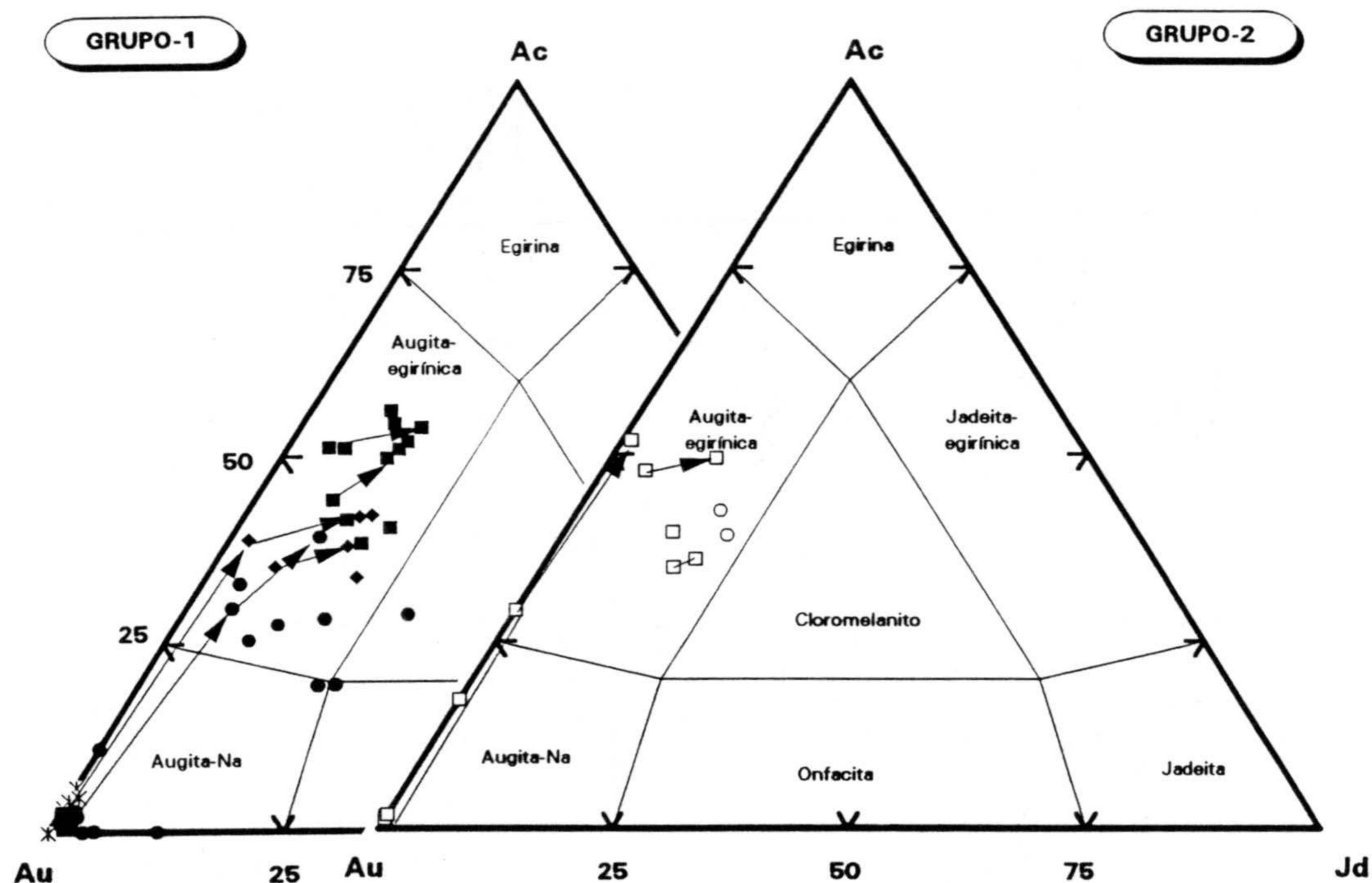
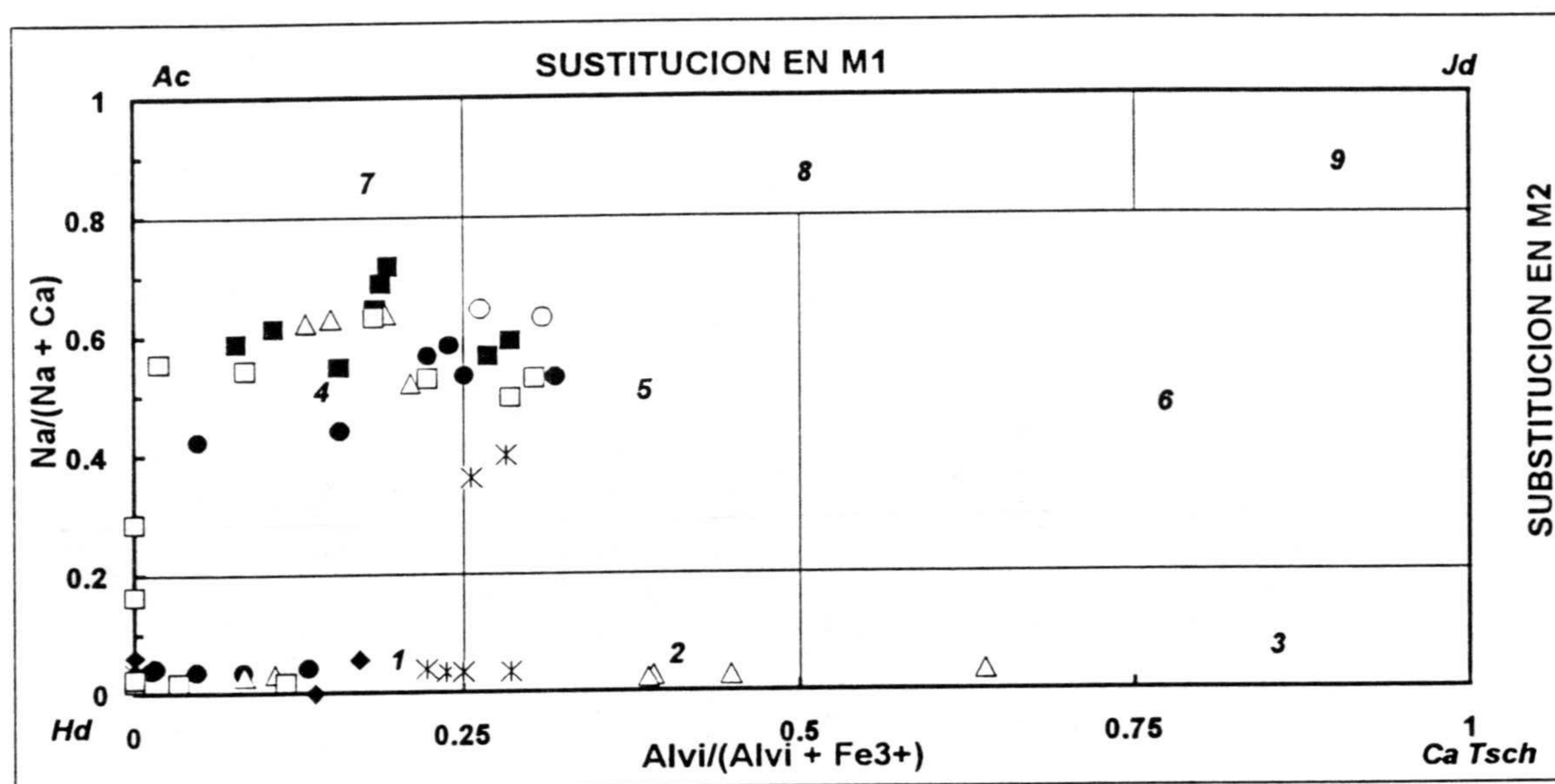


FIGURA V.3.4.- Variaciones composicionales de los piroxenos metamórficos expresadas en el diagrama ternario Ac:Jd:Au propuesto por Essene y Fyfe (1976). a) Proyección para los afloramientos de metadoleritas del grupo-1. b) Idem para las del grupo-2 (muestras CB-17 y C.Ro-2). Obsérvese como en ambos casos, los relictos de piroxenos ígneos se proyectan en el vértice Au (=QUAD). Las líneas unen puntos analizados en el mismo piroxeno. Símbolos como en la figura V.3.2.

Curtis y Grittings (1979) propusieron un diagrama para la clasificación de los piroxenos alcalinos, basado en la variación de los parámetros $\text{Na}/(\text{Na}+\text{Ca})$ y $\text{Al}^{\text{VI}}/(\text{Al}^{\text{VI}}+\text{Fe}^{3+})$, representando las sustituciones en las posiciones M2 y M1 respectivamente. En la figura V.3.5 se han proyectado las composiciones químicas de los piroxenos metamórficos analizados, así como la de los restos de augita sin transformar. Se puede comprobar cómo, para el caso de Archidona, algunos de los piroxenos se proyectan en el campo del cloromelanito.



1= hedenbergita; 2= hedenbergita alumínica; 3= fassaita
 4= hd egirínica; 5= cloromelanito; 6= onfacia
 7= egirina; 8= jadeita egirínica; 9= jadeita

FIGURA V.3.5.- Diagrama $\text{Al}^{\text{VI}}/(\text{Al}^{\text{VI}}+\text{Fe}^{3+})$ vs $\text{Na}/(\text{Na}+\text{Ca})$ propuesto por Curtis y Grittings (1979) para la clasificación de piroxenos alcalinos, en donde se reflejan las sustituciones producidas en las posiciones M1 y M2..

La pseudomorfosis de augita-Ti por piroxeno sódico, se puede considerar como un reemplazamiento topotáctico, que se produce sin modificar la estructura básica del piroxeno, implicando principalmente los cambios químicos $\text{Mg} \rightarrow \text{Al}^{\text{VI}}$ y $\text{Ca} \rightarrow \text{Na}$ en las posiciones M1 y M2 respectivamente (Carpenter y Okay, 1978; Otten y Buseck, 1987; Pognante y Kienast, 1987). Este tipo de reemplazamiento es de especial importancia en los procesos de metamorfismo de bajo-grado, en los que las bajas temperaturas dominantes no permiten altas

velocidades de difusión, y es más fácil la nucleación del piroxeno metamórfico a partir del ígneo por tener estructuras cristalinas similares. Las bajas velocidades de difusión, en condiciones de metamorfismo de baja temperatura, son también causa de la existencia de fases relictas metaestables. En el capítulo VIII se discutirán las condiciones de formación de estos minerales metamórficos.

V-3-2.- Anfíboles

Los anfíboles aparecen en numerosas asociaciones del metamorfismo de bajo grado de sistemas máficos, siendo su composición química función del quimismo del protolito ígneo y de las condiciones de presión y temperatura reinantes durante su formación. De hecho, en las ofitas de las Z.E. es posible encontrar una gran variedad textural y composicional de anfíboles. En general aparecen recreciendo epitaxialmente a anfíboles y piroxenos primarios, o en pseudomorfos de olivino junto a cloritas. También se presentan frecuentemente agregados aciculares que rellenan espacios abiertos, tanto vacuolas como fisuras. En el afloramiento de Archidona también se presentan como producto de transformación de piroxenos metamórficos preexistentes.

Los cálculos de las fórmulas estructurales se realizaron sobre la base de 23 oxígenos, con un ajuste total de cationes de 13 - (Ca+Na+K), siguiendo las recomendaciones de Leake (1978), utilizando el programa de cálculo elaborado por Richard y Clarke (1990). Este ajuste catiónico es el recomendado por Robinson *et al.* (1982) para el caso de los anfíboles cálcicos. En algunos casos, al igual que ocurrió con los anfíboles ígneos, los cálculos de las fórmulas estructurales se han tenido que realizar según el método 15-NK, para obtener un mejor ajuste entre las diferentes posiciones estructurales. Los altos contenidos en FeO de algunos análisis se traducen en la presencia de Fe³⁺ en posiciones tetraédricas, hasta completar los ocho átomos de esta posición. Este hecho también ha sido observado en el caso de metadoleritas en las que se han formado anfíboles cálcicos ricos en hierro, necesitándose pequeñas cantidades de Fe³⁺ para completar las posiciones tetraédricas (Offler, 1984).

Los tipos de anfíboles presentes en las ofitas son: cálcicos, calco-sódicos y sódicos,

según la nomenclatura de Leake (1978). Los anfíboles calco-sódicos y sódicos tan sólo se han encontrado en las metadoleritas del Trías de Antequera y en el afloramiento de Ermita Nueva, mientras que los cálcicos presentan una distribución geográfica mucho más amplia, aunque con ligeras diferencias composicionales en función del area en concreto, y están muy bien representados en el area de Cambil.

Anfíboles de los afloramientos de Cambil

Los anfíboles metamórficos localizados en el afloramiento de Cambil corresponden en su mayoría a los tipo actinolita - tremolita (figura V.3.4). Se presentan en agregados acilulares, relleno de vacuolas en las facies de borde y son paragenéticos con pumpellyita y prehnita. Esta asociación es de gran importancia, ya que indica condiciones de metamorfismo próximas al punto triple de las facies metamórficas prehnita-actinolita, prehnita-pumpellyita y pumpellyita-actinolita, según la red petrogenética propuesta por Liou *et al.* (1987). El relleno posterior de la vacuola en la que se encuentran estos minerales por carbonato (generalmente calcita) supone el aumento de a_{CO_2} , y con ello la inhibición de formación de estos silicatos de calcio. En el capítulo VIII se volverá sobre este punto, a fin de cuantificar los parámetros que han influido en la formación de esta asociación metamórfica.

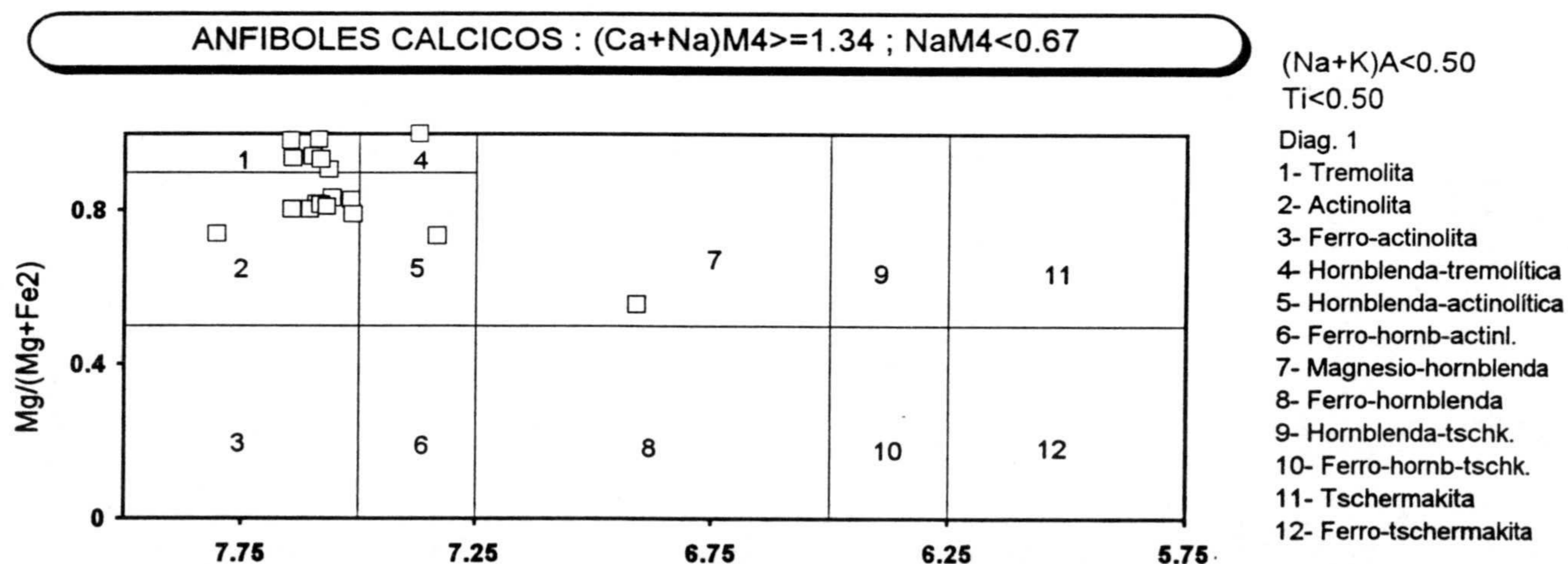


FIGURA V.3.4.- Clasificación de Leake (1978) para los anfíboles cálcicos del area de Cambil .

Los anfíboles de las metabasitas del Trías de Antequera

En los diferentes afloramientos de metabasitas presentes en el Trías de Antequera se ha identificado la mayor variedad de anfíboles. Estos se encuentran tanto en ofitas del grupo-1 como del grupo-2, por lo que se ha podido estudiar la influencia del protolito en el quimismo de los anfíboles. En este area se han identificado anfíboles cálcicos, calco-sódicos y sódicos. Los anfíboles cálcicos son mayoritariamente de tipo actinolítico, aunque otros se pueden clasificar como Mg-hornblendas (según puede verse en la figura V.3.5). En esta figura se han proyectado también los núcleos de los anfíboles ígneos (tipo hornblenda o edenita) sobre los que crecen los metamórficos. El interés de analizar los anfíboles ígneos relictos es el de poder controlar puntualmente la composición química del microdominio (=anfíbol ígneo) a partir del cual se han formado los anfíboles metamórficos.

Los anfíboles sódicos y calco-sódicos se caracterizan por presentar un típico color azul, con pleocroismo bien desarrollado desde tonos violáceos a amarillentos. Anfíboles sódicos se han observado únicamente en el afloramiento de Archidona perteneciente al grupo-1, y pertenecen a la variedad Mg-riebeckita a crossita (figura V.3.6). Se presentan como producto de transformación de anfíboles previos o bien reemplazando, junto a clorita y titanita, a los piroxenos metamórficos ricos en sodio, formados previamente a expensas de las augitas-Ti. El reemplazamiento de los anfíboles primarios (generalmente edenitas) por los anfíboles azules metamórficos suele ser parcial y, por lo general, a favor de fisuras o planos de exfoliación. El reemplazamiento por anfíboles sódicos de los piroxenos metamórficos puede llegar a ser total, generándose, en estos casos, paragénesis constituida por anfíboles azules, albita y clorita. Esta pseudomorfosis completa es más frecuente en las facies de borde, en las que no se conservan ningún resto de piroxeno ígneo ni metamórfico. Los anfíboles calco-sódicos se presentan en los dos grupos de ofitas, aunque son más abundantes en los afloramientos de ofitas del grupo-2, en los que se desarrollan a partir de fisuras y planos de exfoliación de los anfíboles ígneos primarios. Según la clasificación de Leake (1978), las variedades presentes son winchita, ferro-winchita, barroisita y ferro-barroisita (figura V.3.5 y V.3.6).

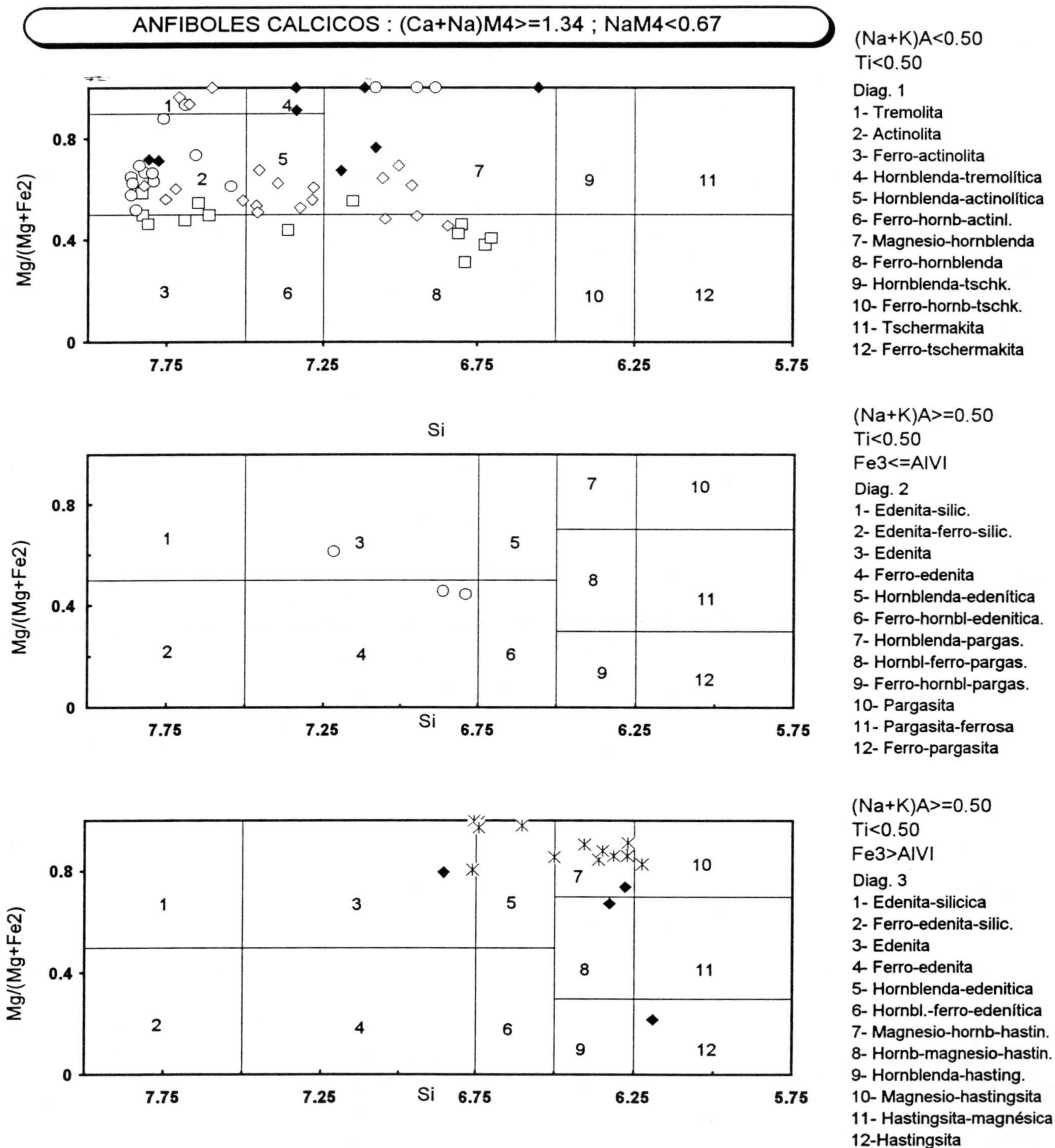


FIGURA V.3.5.- Diagramas de clasificación según Leake (1978) para los anfíboles cálcicos de las diferentes metabasitas analizadas pertenecientes al Trías de Antequera. Las muestras correspondientes a ofitas del grupo-1 tienen símbolos llenos y las del grupo-2, símbolos vacíos.

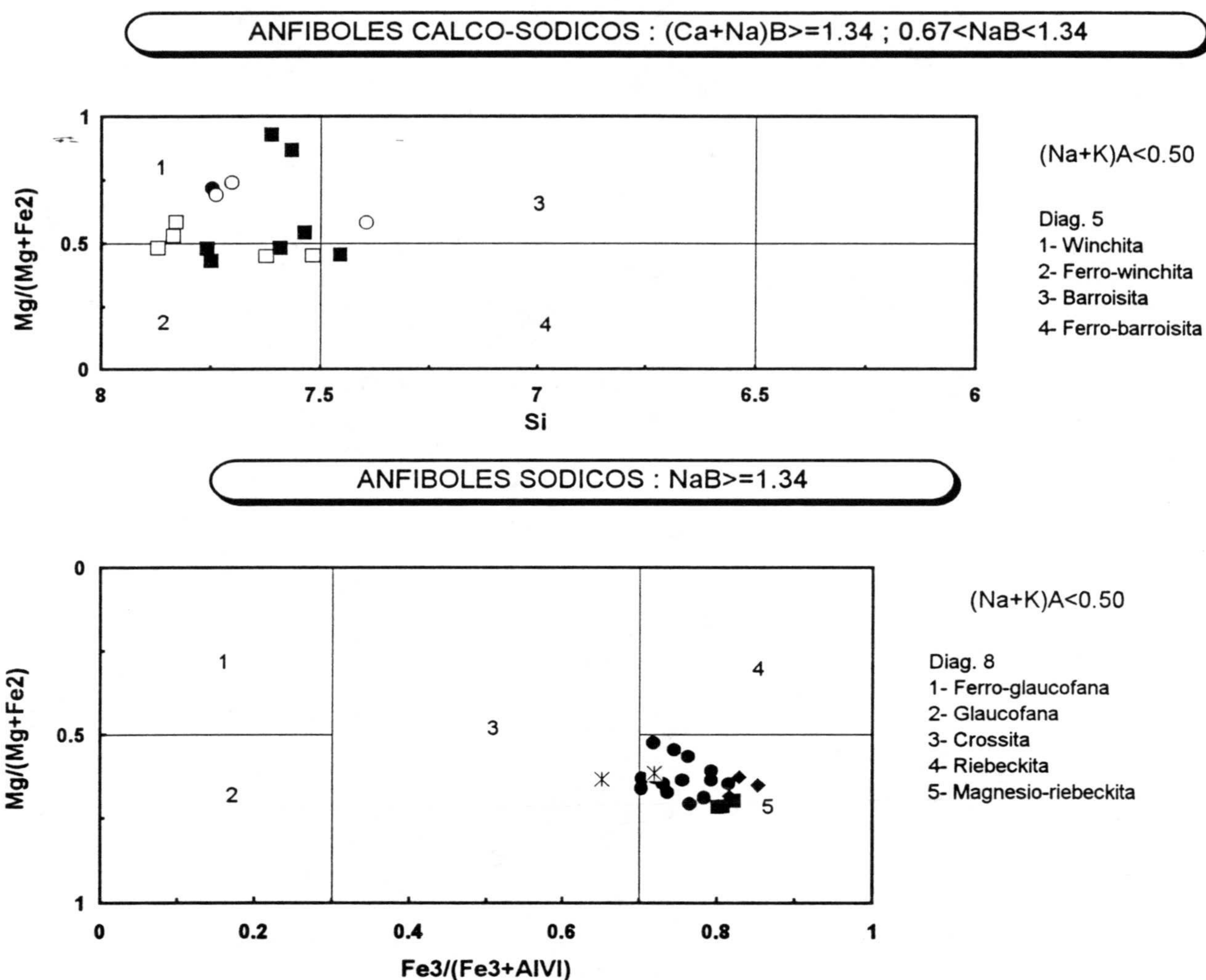


FIGURA V.3.6.- Diagramas de clasificación según Leake (1978) para los anfíboles calco-sódicos y sódicos de las diferentes metabasitas analizadas pertenecientes al Trías de Antequera. Las muestras correspondientes al afloramiento de Archidona (grupo-1) tienen símbolos llenos. Con símbolos vacíos se representan otras muestras pertenecientes a ofitas del grupo-2.

Los diferentes nombres que resultan de la proyección del quimismo en los diagramas de clasificación propuestos por Leake (1978) pueden deberse, en parte, a problemas en el cálculo de la relación Fe^{2+}/Fe^{3+} , que resulta determinante para su clasificación. Un problema similar ha sido descrito para anfíboles azules de doleritas triásicas alpujárrides de Sierra de Almagro (Murcia) por Sánchez-Vizcaíno *et al.* (1991). También puede influir en la dispersión de la clasificación el hecho de que no existen condiciones de reequilibrio que permitan la homogeneización química a escala de la muestra. Este hecho lo hemos podido comprobar con las variaciones químicas observadas en un fenocristal de anfíbol sódico de la facies de borde

del afloramiento de Archidona. En este caso, se ha observado una importante dispersión en los valores de $[mg]$ y de Na_2O (figura V.3.7) sin ninguna orientación preferencial ni tampoco responden a ópticamente a zonaciones en el cristal.

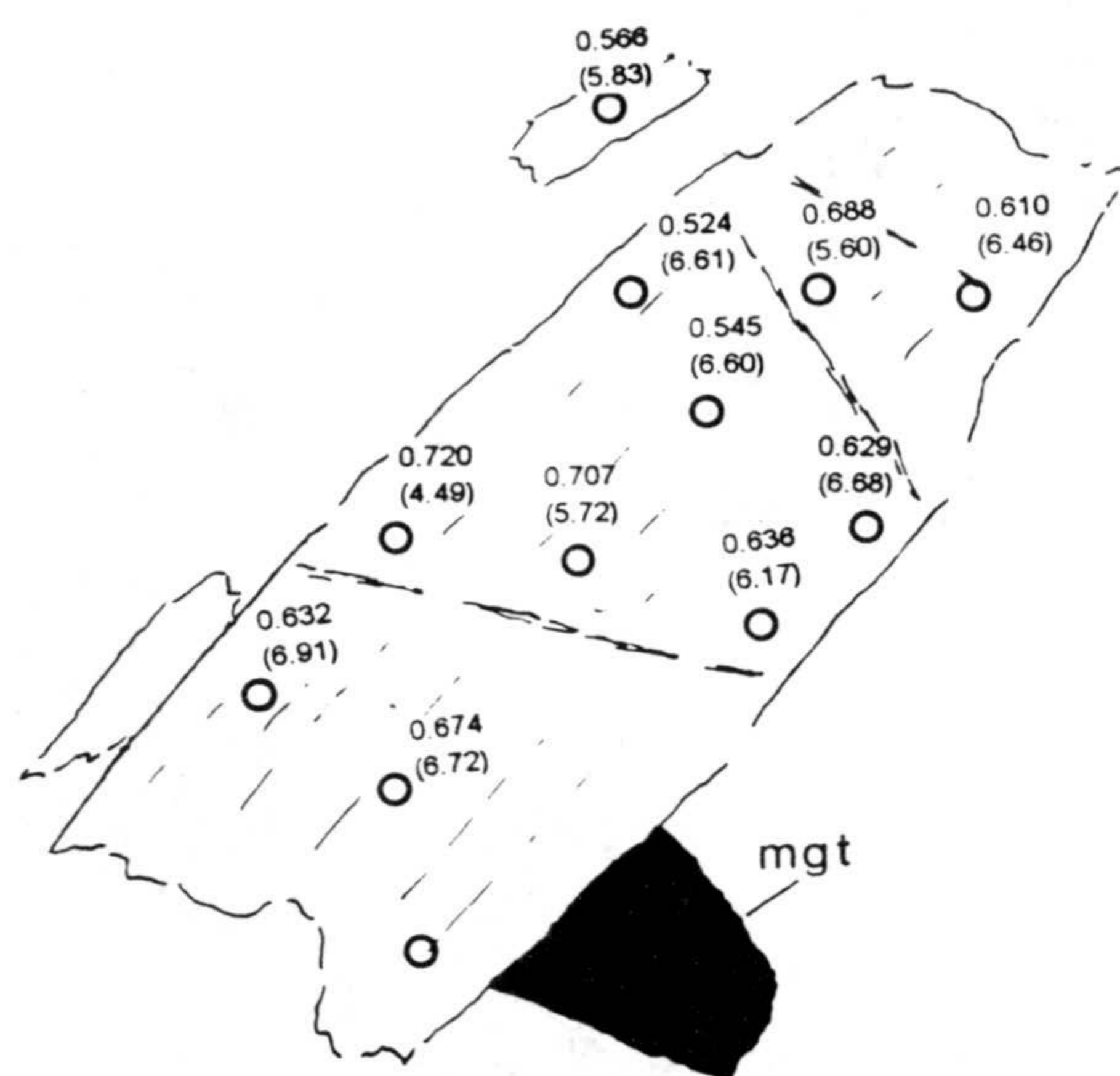


FIGURA V.3.7.- Esquema de un fenocristal de anfíbol sódico, en el que se muestran las variaciones químicas, expresadas en términos de $[mg]$ ($=\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe}^{2+})$) y de porcentaje en Na_2O (valor expresado entre paréntesis).

Esto induce a pensar que la heterogeneidad química se deba a un problema de desequilibrio consecuencia de las temperaturas relativamente bajas del metamorfismo de bajo grado, que dificultan la homogeneización química a escala de grandes cristales.

De cualquier forma, aunque según lo anteriormente mostrado no sea demasiado correcto asignar a estos anfíboles un nombre preciso, es claro que, por sus propiedades ópticas y contenidos en Na_2O , corresponden al grupo de los anfíboles azules calco-sódicos y sódicos. en este sentido, quizá sea más correcto estudiar el quimismo de estos anfíboles utilizando los diagramas discriminantes propuestos por Laird y Albee (1981) en los que se proyectan los términos extremos de los diferentes anfíboles, pudiendo estudiar las sustituciones más importantes que han tenido lugar en ellos (figura V.3.8).

Composición de anfíboles en los diagramas de Laird & Albee (1981).

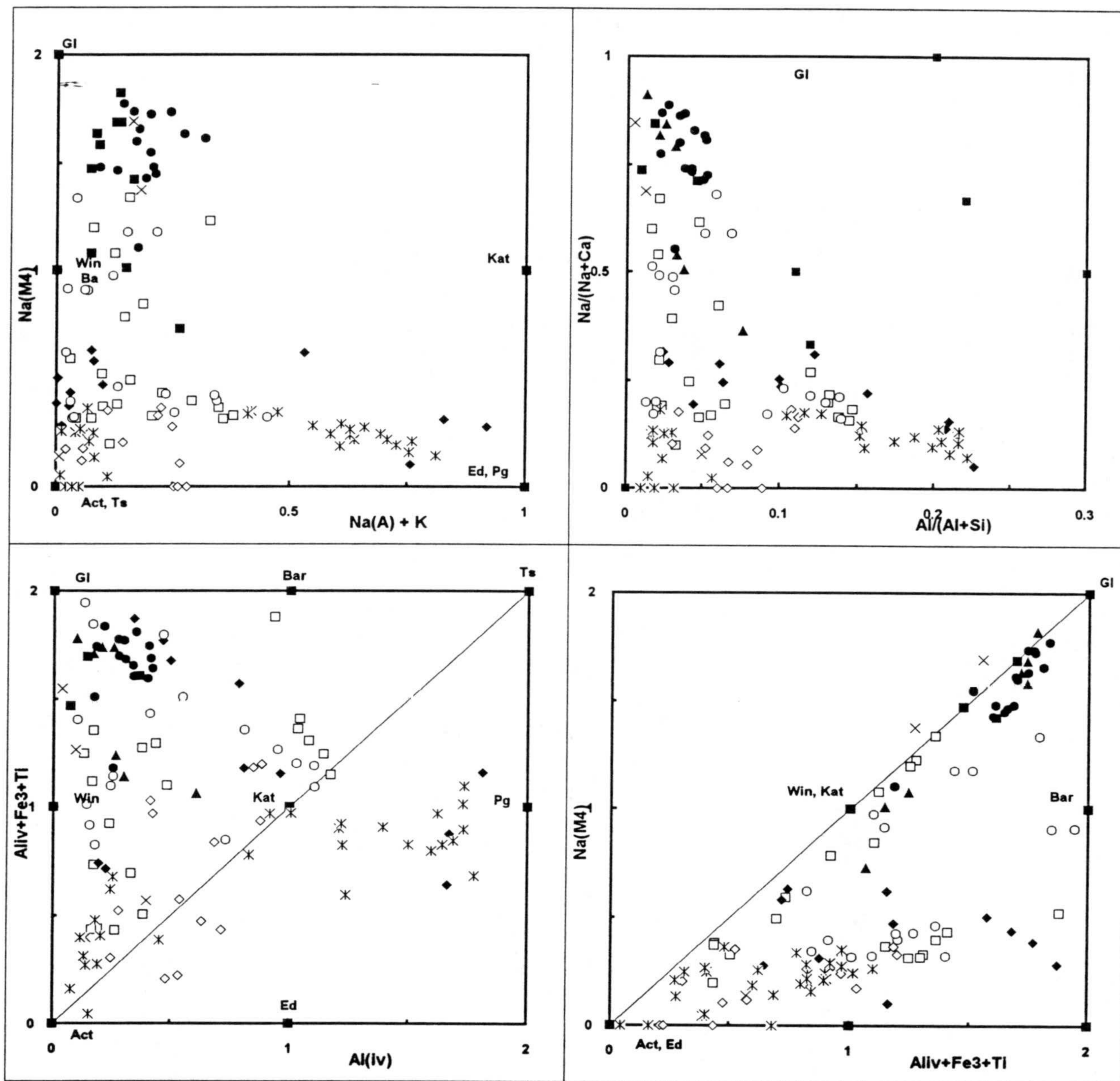


FIGURA V.3.8.- Composición de los anfíboles de las diferentes metabasitas estudiadas pertenecientes al Trías de Antequera, representada en los diagramas discriminantes de Laird y Albee (1981), expresada en proporciones atómicas (átomos calculados sobre la base de 23 oxígenos). Símbolos como en las figuras V.3.5 y V.3.6. Las composiciones finales de los anfíboles corresponden a Act= actinolita, Bar= barroisita, Ed= edenita, Gl= glaucofana, Kat= kataforita, Pg= pargasita, Ts= tschermakita, Win= winchita

En esta figura se distinguen aquellos anfíboles caracterizados por un alto contenido glaucofánico (anfíboles sódicos y calco-sódicos) de los que presentan un mayor contenido en

componente edenítico (anfíboles ígneos relictos) ó actinolítico. En concreto, en el area de Archidona se puede observa cómo los anfíboles metamórficos del afloramiento de ofitas del grupo-1 presentan el mayor componente glaucofánico, dominando la *sustitución glaucofánica* ($\text{Na}^{\text{M4}}, (\text{Al}^{\text{VI}} + \text{Fe}^{\text{3+}} + \text{Ti} + \text{Cr}) \rightleftharpoons \text{Ca}, (\text{Fe}_{2+} + \text{Mg} + \text{Mn})$), en la que se producen pendientes de 1:1 en el diagrama $(\text{Al}^{\text{VI}} + \text{Fe}^{\text{3+}} + \text{Ti})$ vs Na^{M4} , característica según Laird y Albee (1981) de series metamórficas de alta presión. Otros anfíboles del Trías de Antequera son más afines a una *sustitución edenítica* (definida por estos autores como $(\text{Na}^{\text{A}} + \text{K}), \text{Al}^{\text{IV}} \rightleftharpoons \square, \text{Si}$), característica según estos autores de series metamórficas de baja presión. Los anfíboles del afloramiento de Archidona del grupo-2 se proyectan próximos al polo de la actinolita.

De manera global, se puede concluir que los anfíboles sódicos y calco-sódicos del Trías de Antequera se proyectan entre los términos extremos de la winchita y la glaucofana en el diagrama $\text{R}^{\text{3+}}$ vs Na^{B} , siendo $\text{R}^{\text{3+}} = \text{Al}^{\text{VI}} + \text{Fe}^{\text{3+}} + 2\text{Ti} + \text{Cr}$ (figura V.3.9), por debajo del campo delimitado por Laird y Albee (1981) como de metamorfismo de presión media-alta, según un *trend* composicional que, considerando únicamente los anfíboles metamórficos, se ajusta relativamente bien a la sutitución 1:1 según la línea evolutiva actinolita-winchita-glaucofana. Este *trend* es similar al encontrado por Baroz *et al.* (1987, fig. 12) en metabasitas de los Helénides (Grecia), generadas en condiciones de presión relativamente alta (6-7 kbar). En esta figura, se puede observar la evolución mostrada desde los anfíboles primarios, proyectados en el campo de los anfíboles cálcicos, próximos al polo de la hornblenda, hasta los anfíboles tipo actinolita o los calco-sódicos. Esta transición es mucho más evidente en el afloramiento del Trías de Antequera (muestra CB-17), en el que se puede seguir la evolución desde los anfíboles ígneos, caracterizados por altos contenidos en Ti, hasta las winchitas, pasando por anfíboles cálcicos tipo actinolita.

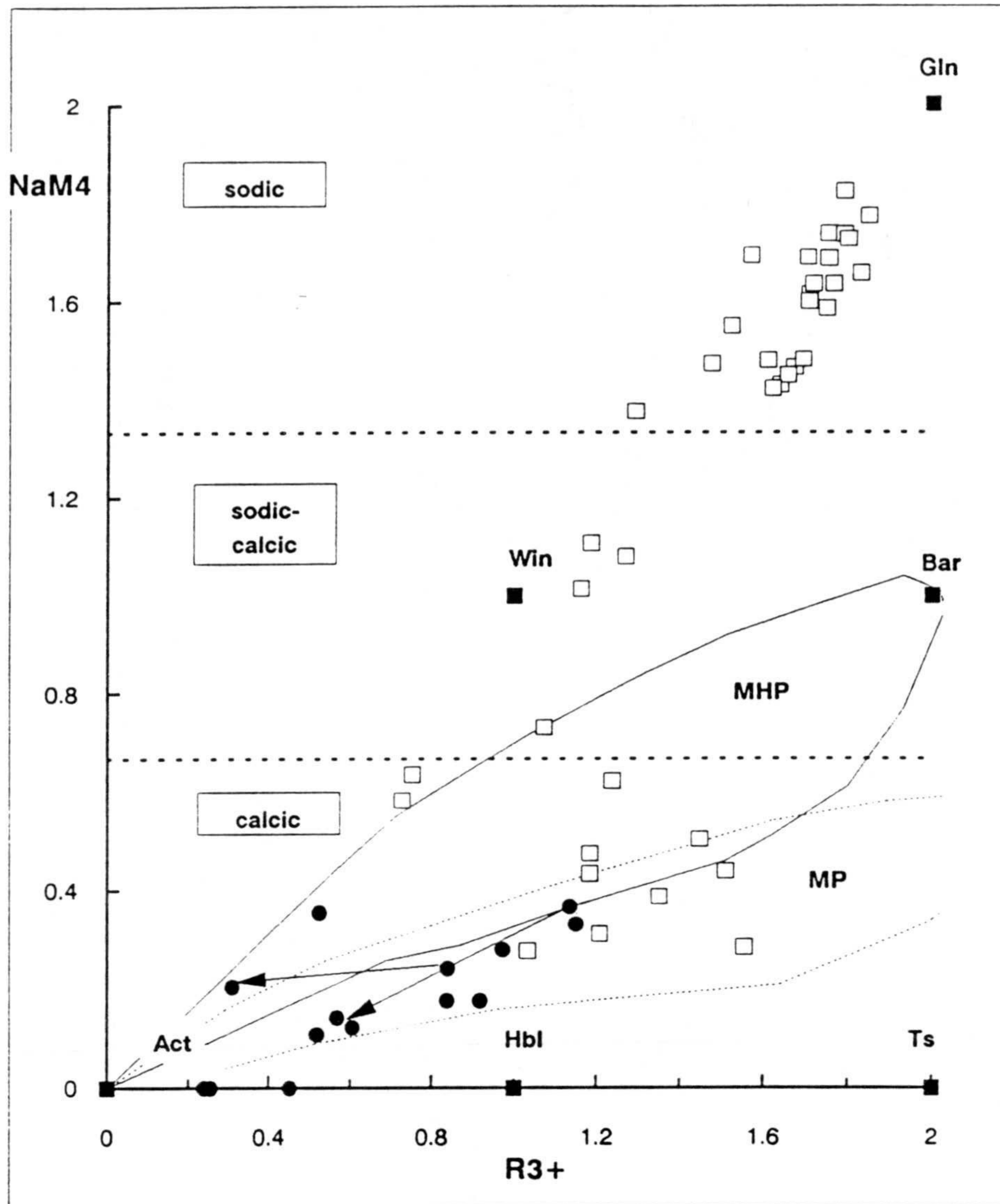


FIGURA V.3.9.- Diagrama de variación Na^{B} vs $(\text{Al}^{\text{VI}} + \text{Fe}^{3+} + 2\text{Ti} + \text{Cr})$ para los anfóboles de las metabasitas del Trías de Antequera. Los campos de presión media (M.P.) y presión media-alta (M.H.P.) están tomados de Laird y Albee (1981). Símbolos como en las figuras V.3.5 y V.3.6).

V-3-3.- Plagioclasa

Como se mencionó en el apartado de introducción, son las plagioclasas ígneas los minerales que más fácilmente se transforman en condiciones metamórficas, siendo frecuente su descalcificación. Esta pérdida de calcio se invierte en la neoformación de minerales calco-silicatados tipo prehnita y/o pumpellyita. También es frecuente que la plagioclasa se transforme parcialmente en clorita y parcial, o incluso totalmente, en sericita. De hecho, los análisis realizados sobre los cristales de plagioclasas ígneas que aún se conservan en la mayoría de las ofitas muestran cómo, durante los procesos de metamorfismo, van

disminuyendo progresivamente los contenidos en Ca, hasta el punto que en el area del Trías de Antequera, todas las plagioclasas analizadas corresponden a albitas (ver en los anexos-2 los análisis correspondientes a plagioclasas de ofitas del Trías de Antequera). Ocasionalmente quedan restos de plagioclasa más fresca en la que se alcanzan contenidos del orden de An_{20} .

También es frecuente observar rellenos de venas y fisuras por agregados de albita pura neoformada (An_0), generalmente asociadas a cuarzo.

En aquellas areas en las que la albitización de la plagioclasa es total se podrá hablar de *metamorfismo pervasivo*, según la definición de Nyström (1983). Según este autor, únicamente bajo estas condiciones de metamorfismo, se puede considerar que la composición de las pumpellyitas son representativas de las condiciones de equilibrio (ver capítulo VIII).

V-3-4.- Pumpellyita

Es, junto con la prehnita y clorita, el mineral metamórfico más abundante en las ofitas Subbéticas (ver mapa distribución minerales metamórficos en la figura V.1.1), y constituye un buen mineral índice del metamorfismo de bajo grado en rocas básicas. Suele mostrar un pleocroismo bien marcado desde el verde esmeralda hasta amarillo pálido, aunque también se han encontrado pumpellyitas poco pleocroicas, pero siempre en los mismos tonos. Aparece en una amplia variedad de posiciones texturales, mostrando diferencias composicionales según el microdominio en el que se encuentre. Forma pequeños agregados radiales, a modo de rosetas, que reemplazan cristales de plagioclasa y de ortopiroxeno, o rellena venas y fisuras, por lo general de pequeño tamaño ($< 1\text{mm}$). Un caso excepcional lo constituyen los agregados cristalinos de hasta 4 mm de longitud que rellenan las fisuras en el afloramiento de la metadolerita del grupo-1 localizado en las proximidades de Archidona. También es posible encontrar este mineral en posiciones intersticiales, así como en la matriz de las rocas porfídicas, desarrollando agregados masivos.

Para la caracterización de este mineral en función de su composición química, se han separado los afloramientos del Trías de Antequera, incluyendo Archidona, en los que es muy

abundante, de los de otras unidades en los que su aparición es frecuente pero en menores proporciones. De estos se han seleccionado Cambil, Ermita Nueva y Cehegín, cuyas pumpellyitas cubren una amplia gama de paragénesis y composiciones (ver figura V.3.10), con objeto de calibrar los posibles cambios originados en las condiciones del metamorfismo.

Numerosos autores han puesto de manifiesto la correlación existente entre el quimismo de las pumpellyitas, especialmente en lo referente al intercambio entre Al y Fe^{3+} , y las condiciones del metamorfismo del bajo grado, mostrando que, de manera general, las pumpellyitas más ferríferas aparecen en las facies metamórficas de más bajo grado, es decir, las facies zeolitas y prehnita-pumpellyita, mientras que las más aluminosas lo hacen en las de mayor grado, tales como las facies pumpellyita-actinolita y de esquistos azules (Kawachi, 1975; Coombs *et al.*, 1976; Liou, 1979, 1983; Schiffman y Liou, 1980, 1983; Nyström, 1983; Cortesogno *et al.*, 1984; Cho *et al.*, 1986; Cho y Liou, 1987; Ishizuka, 1991; Aguirre, 1992). Además de las variables presión y temperatura existen otros condicionantes que influyen en el quimismo de las pumpellyitas, y que deben ser tenidas en cuenta si se pretende utilizar la composición de estos minerales como indicador del grado metamórfico. Entre estos condicionantes destacan la f_{O_2} (Coombs *et al.*, 1976; Liou, 1979; Schiffman y Liou, 1980), composición global de la roca (Banno, 1964; Watanabe, 1977), composición de los minerales primarios sobre los que se desarrollan (Offler *et al.*, 1981; Ishizuka, 1991), P_{CO_2} (Offler *et al.*, 1981 y referencias en él citadas), grado de *pervasibilidad* del metamorfismo (Nyström, 1983), presencia o no de asociaciones de baja varianza (Cho *et al.*, 1986, Bevins y Merriman, 1988), así como el ambiente geotectónico en el que se hayan generado las pumpellyitas y el hábitat en el que se encuentran (Aguirre *et al.*, 1989; Aguirre, 1993). Todos estos condicionantes serán tenidos en consideración en el capítulo VIII en el que se abordará la estimación de las variables intensivas del metamorfismo, utilizando el quimismo de las pumpellyitas y el de otros minerales.

Los análisis de pumpellyitas (anexo-3) han sido realizados con la microsonda de la USTL de Montpellier. Para el cálculo de la distribución de cationes en las diferentes posiciones estructurales se han propuesto diferentes métodos, así como para el ajuste de la relación entre el $\text{Fe}^{2+}/\text{Fe}^{3+}$. Nosotros hemos normalizado los análisis sobre la base de 24.5

oxígenos, asumiendo la estructura ideal propuesta por Passaglia y Gottardi (1973), ligeramente modificada por Coombs *et al.* (1976), de $W_4X_2Y_4Z_6O_{20+x}(OH)_{8-x}$. La distribución catiónica entre las diferentes posiciones estructurales se ha realizado siguiendo el esquema propuesto por Cortesogno *et al.* (1984), en el que $W = Ca, Na, K, Mn$; $X = Fe_{(x)}, Mg, Al, Cr, Mn$; $Y = Al, Fe_{(y)}, Ti$, y $Z = Si, Al$. Respecto al reparto del hierro entre Fe^{2+}/Fe^{3+} , hay diversidad de opiniones. El hecho de que generalmente la suma de cationes sea ligeramente inferior a 16, expresando todo el hierro como férrico, indica que debe haber un cierto contenido en ferroso en la estructura de este mineral. Recientemente, Aguirre *et al.* (*in press*) han aislado pumpellyitas del afloramiento de Archidona, realizando análisis mediante ICP, tanto de elementos mayores como de REE, obteniendo una relación Fe^{3+}/Fe^{2+} próxima a 3:1. No obstante, dado que no sería correcto extrapolar esta relación a las pumpellyitas de las restantes áreas estudiadas en esta Tesis, hemos aplicado los métodos de cálculo propuestos por Springer *et al.* (1992) y Beiersdorfer (*in press*), pero los resultados parecen poco fiables, por obtenerse en algunos casos muy superiores de ferroso respecto al férrico, lo que está en contradicción con los resultados obtenidos por análisis de ICP. Por este motivo, hemos preferido realizar los cálculos considerando todo el hierro como Fe^{3+} obteniendo, por lo general, un buen ajuste entre las diferentes posiciones estructurales.

Las pumpellyitas analizadas presentan valores variables de Fe_2O_3 , siendo mucho más altos en los afloramientos de Cambil que en los de Antequera, Archidona, Cehegín y Ermita Nueva, que presentan valores menores del 11%. Liou (1983) sugirió que las pumpellyitas con contenidos en Fe_2O_3 por debajo del 10% pertenecerían a las facies pumpellyita-actinolita y esquistos azules, mientras que aquellas con contenidos en Fe_2O_3 superiores al 10% sería más propias de metabasitas originadas en condiciones de metamorfismo de facies zeolitas. La figura V.3.10 muestra la proyección de la composición de las pumpellyitas de las ofitas, expresada en términos de $Al:Fe^{3+}:Mg$ (Coombs *et al.*, 1976), separando las procedentes de las diferentes áreas estudiadas e indicando los microdominios a partir de los cuales se han desarrollado. En este diagrama se incluyen además para comparación los campos de referencia de pumpellyitas pertenecientes a diferentes facies metamórficas (Coombs *et al.*, 1976; Liou y Ernst, 1979), desde las facies de zeolitas (pumpellyitas de Taiwan) hasta la de los esquistos azules (California).

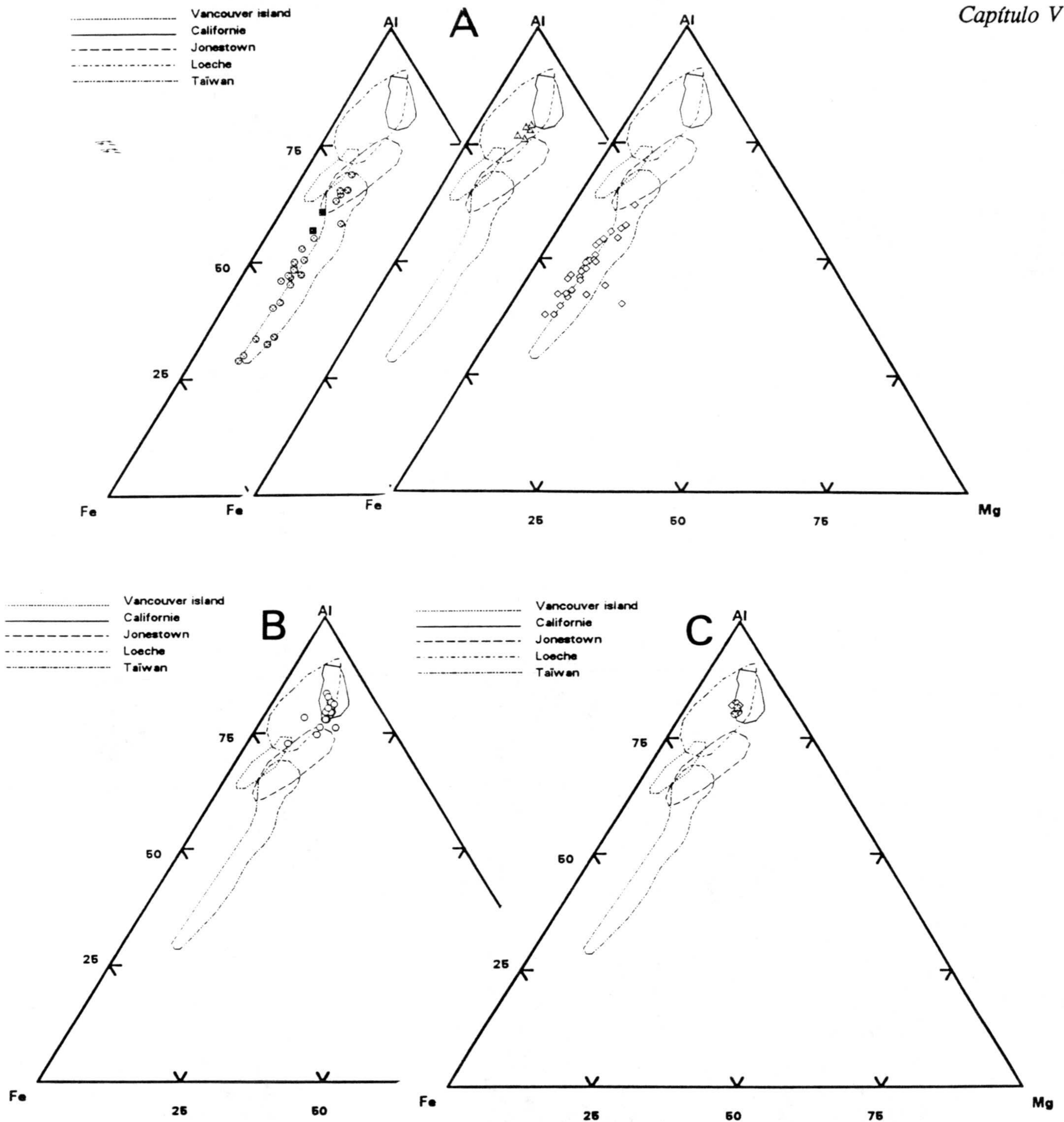
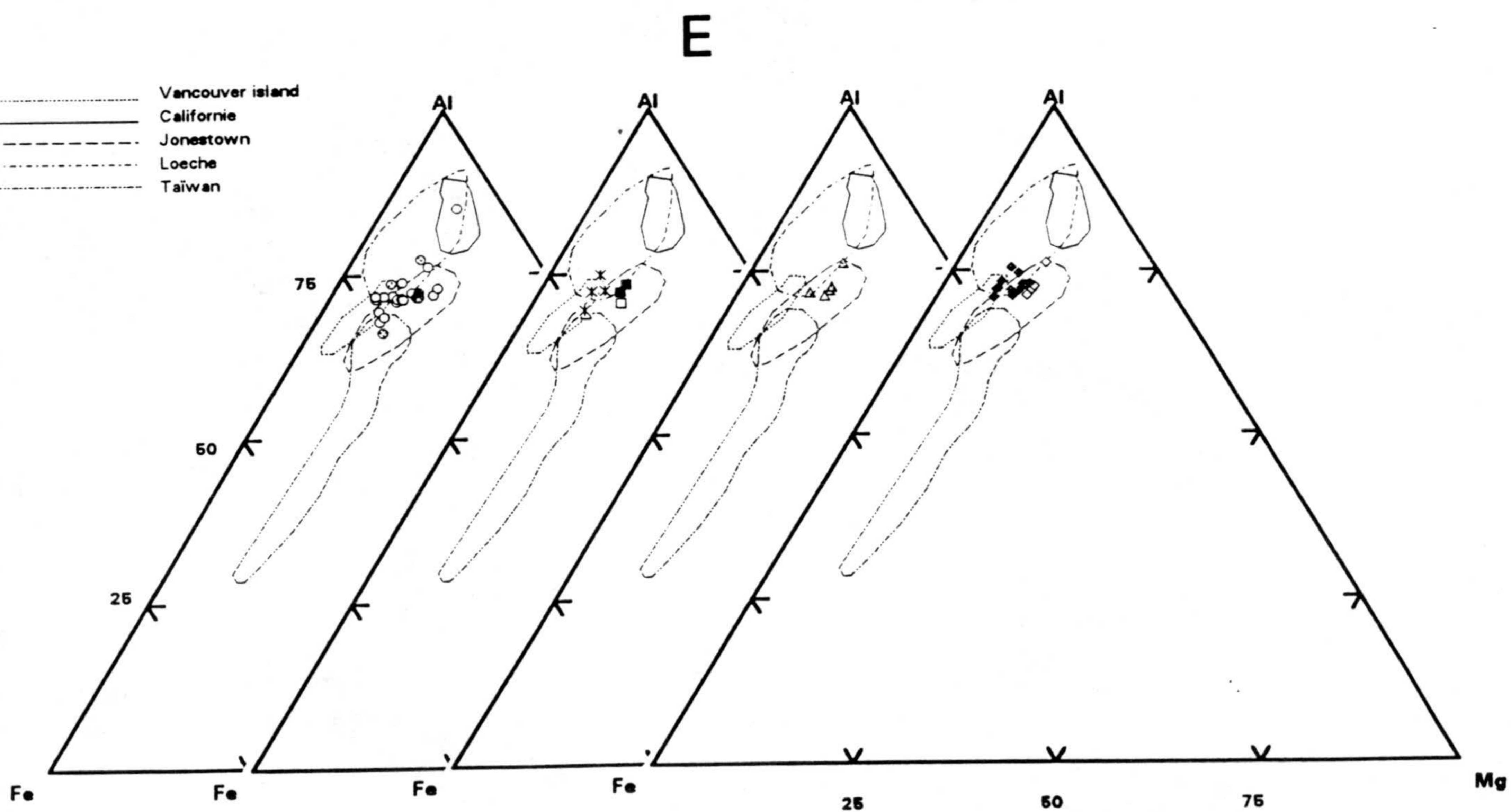
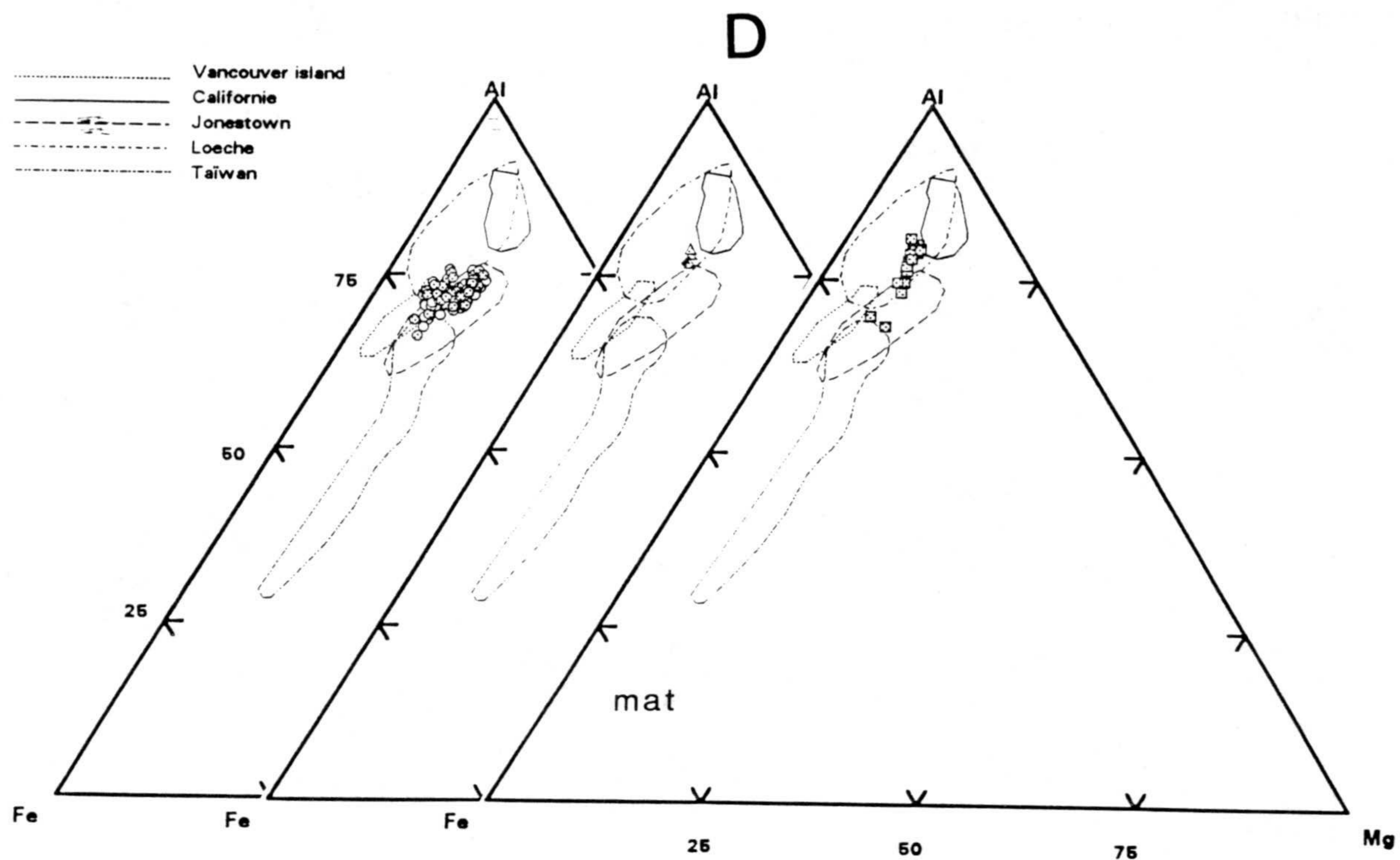


FIGURA V.3.10.- Variaciones composicionales de las pumpellyitas expresadas en el diagrama Al-Fe³⁺-Mg (Coombs *et al.*, 1976). Los campos de referencia están tomados de Coombs *et al.* (1976) y Liou y Ernst (1979). a) Pumpellyitas del área de Cambil. b) Area de Cehegín. c) Area de Ermita Nueva. d) Afloramiento de Archidona perteneciente al grupo-2. e) Area de Antequera. cpx= pumpellyitas reemplazando clinopiroxenos, fis= pumpellyitas rellenoando fisuras, mat= pumpellyitas en la matriz de la roca, opx= pumpellyitas reemplazando ortopiroxenos, pl= pumpellyitas reemplazando plagioclasas, vac= pumpellyitas en vacuolas.



Por un lado son destacables las importantes variaciones de Fe-Al observadas en el área de Cambil (figura V.3.10a) para pumpellyitas desarrolladas tanto a partir de ortopiroxenos como las de la matriz de la roca. Estos dos tipos presentan marcado pleocroísmo desde verde esmeralda a amarillo, y están frecuentemente asociadas a clorita \pm prehnita. Estas pumpellyitas se proyectan en el campo de las metabasitas de Taiwan, que han sido generadas en condiciones de facies zeolitas. Sin embargo, los pocos análisis realizados en pumpellyitas de vacuolas muestran valores de Al mucho más altos, y con menor dispersión, proyectándose dentro del campo delimitado para las pumpellyitas de Loeche correspondientes a las facies pumpellyita-actinolita. También se han observado pumpellyitas como producto de transformación de las plagioclasas, que no se han podido analizar.

Las diferencias mostradas en el quimismo de las pumpellyitas de este pueden ser consecuencia de los diferentes *microdominios composicionales* de los que proceden. El hecho de que en las amígdalas, la pumpellyita esté en contacto con magnetita y anfíbol cálcico, formando un dominio en equilibrio cerrado, debe suponer unos condicionantes físico-químicos completamente diferentes y más próximas al equilibrio, que en el caso en el que las pumpellyitas se desarrollan en el interior de los ortopiroxenos, en donde es indudable la influencia de la composición del mineral huésped. Estos representan microsistemas ferroso-magnesianos, con MgO del orden del 28% y FeO del 13%, según los análisis obtenidos de algunos relictos metaestables (foto). Un fenómeno similar ha sido observado por Ishizuka (1991) en metabasitas procedentes de la secuencia ofiolítica de Horokanai, en la zona de Kamuikotán (Japón), siendo en este caso las pumpellyitas que pseudomorfizan plagioclasas las más ricas en Al, mientras que las que aparecen en la matriz ó pseudomorfizando olivino son más ricas en Fe, presentando también un abanico composicional más amplio.

Estas variaciones químicas de las pumpellyitas dentro de un mismo afloramiento (e incluso dentro de una misma muestra) indica que para estimar las condiciones P-T de su formación, se debe tener en cuenta no sólo su quimismo, sino también el del microdominio del precursor sobre el que se desarrolla la pumpellyita, especialmente en condiciones de alta varianza, originadas por la existencia de pocas fases en equilibrio (ver capítulo VIII).

En el caso del afloramiento de Cehegín (aflor. n° 38), las pumpellyitas aparecen en fisuras, desarrollando agregados, a modo de rosetas, de color verde pálidas. Junto a las pumpellyitas también aparece prehnita y clorita (foto). La proyección del quimismo de estas pumpellyitas en el diagrama Al-Fe³⁺-Mg (figura V.3.10b) muestra que son relativamente ricas en alúmina (como cabría esperar por su color), proyectándose entre el campo de las pumpellyitas de Loèche (facies pumpellyita-actinolita) y las de California (facies esquistos azules). No obstante, a pesar de la similitud de composición con estas pumpellyitas de referencia, la ausencia de actinolita paragenética en las ofitas de Cehegín impide afirmar que las condiciones de formación hayan sido las mismas.

Las pumpellyitas del afloramiento de Ermita Nueva se presentan a modo de rosetas, poco pleocroicas, y se proyectan en la figura V.3.10c en los campos correspondientes a las pumpellyitas de mayor presión. Esto es congruente con el hecho de que en el otro afloramiento de ofitas presente en este área (perteneciente al denominado grupo-1) haya anfíboles sódicos y calco-sódicos, también indicativos de una presión de metamorfismo relativamente alta.

En los afloramientos de ofitas del Trías de Antequera, la pumpellyita es el mineral metamórfico más abundante, presentándose en una amplia variedad de posiciones texturales, en asociación paragenética con clorita, epidota, prehnita y/o mica incolora. En el afloramiento de Archidona, perteneciente al grupo-2, la pumpellyita se presenta en numerosas fisuras, formando agregados de hasta 4 mm de longitud, y también pseudomorfizando ortopiroxenos y plagioclasas. Como se pone de manifiesto en la figura V.3.10d, las pumpellyitas de las fisuras se proyectan en un área que abarca tanto el campo de referencia de Jonestown (facies prehnita-pumpellyita) como el de Loèche (facies pumpellyita-actinolita), con una relativa homogeneidad química. Aguirre *et al.* (*in press*) han mostrado la homogeneidad cristalina que presentan estas pumpellyitas en fisuras, sin intercrecimientos con ninguna otra fase mineral, así como la existencia de una limitada variación química, expresada en sustituciones entre Fe, Al y Mg, debido a la existencia de una restringida solución sólida. Las pumpellyitas prodedentes de plagioclasas son algo más ricas en aluminio, probablemente como consecuencia de la composición de los microdominios químicos sobre los que se desarrollan.

Los pocos análisis realizados sobre pumpellyitas en ortopiroxenos se proyectan en común con las otras pumpellyitas de estas rocas. La similitud del quimismo de estas pumpellyitas, independientemente del microdominio sobre el que se forman, apuntan a condiciones de equilibrio, pudiendo establecerse, por tanto, de manera cualitativa, las condiciones físicas del metamorfismo en estas metadoleritas a partir de la composición química de las pumpellyitas (ver capítulo VIII).

Igual ocurre en el caso de los otros afloramientos del Trías de Antequera (figura V.3.10e), en los que las pumpellyitas se proyectan en un área común, entre los campos de referencia de Jonestown y Loèche, sea cual sea su posición textural y su microdominio precursor. Por esta razón, y considerando como válido el acercamiento cualitativo a las condiciones de metamorfismo que significa este tipo de proyección, estas pumpellyitas se habrían generado en condiciones de metamorfismo entre las propias de las facies prehnita-pumpellyita y pumpellyita-actinolita, a juzgar por los contenidos relativamente bajos en Fe_2O_3 , que son, en general, menores del 10%.

V-3-5.- Prehnita

Este mineral se presenta en agregados radiales, generalmente rellenando fisuras o bien reemplazando plagioclasas y piroxenos. Es, junto a la pumpellyita y clorita, el mineral metamórfico más ampliamente distribuido en todos los afloramientos de ofitas de las Z.E. Por lo general se presenta en cristales, o agregados cristalinos, incoloros y de tamaño submicroscópico, pero excepcionalmente desarrolla agregados mayores, de hasta varios centímetros de tamaño, como en los afloramientos de Cehegín y Alcalá de los Gazules en las provincias de Murcia y Cádiz, respectivamente, que han sido objeto de varios estudios mineralógicos y cristalquímicos (García Cervigón *et al.*, 1976; Pérez-Sirvent *et al.*, 1985 y Domínguez-Bella *et al.*, 1989). En estos casos, las prehnitas están rellenando huecos y fisuras. En el caso de Cehegín (aflor. nº 39), los agregados esferoidales, de gran tamaño y color verde pálido, están asociadas a anfíboles tremolítico-actinolíticos y hematites. Estas prehnitas han sido interpretadas por García Cervigón *et al.* (1976) como resultado de procesos hidrotermales tardimagmáticos, bajo condiciones termodinámicas aproximadas de 250 a

300°C y de 3 a 4 kbars de presión. Ahora bien, estas condiciones de presión no se pueden generar por un proceso hidrotermal tardimagmático, ya que las ofitas en las que aparecen estas prehnitas se pueden clasificar como volcánicas por presentar estructuras claramente indicativas de la interacción del magma con sedimentos húmedos poco consolidados (ver capítulo III). Por tal motivo, creemos que la formación de estas prehnitas está relacionada con un proceso de metamorfismo de bajo grado, posterior al magmatismo. El gran desarrollo de agregados esferoidales se ve favorecido en este afloramiento por la naturaleza del encajante, que son brechas volcánicas productos de la interacción magma-sedimento, que presentan espacios abiertos que facilita el desarrollo de los cristales. En el afloramiento del Cabezo Ródenas (aflor. n° 38) aparece la prehnita rellenando fisuras junto a granate y, muy minoritariamente, a pumpellyita en rosetas. Con esta asociación mineral, se puede hablar de metamorfismo en facies prehnita-pumpellyita.

Los cálculos de las fórmulas estructurales (ver anexos-3) se han realizado sobre la base de 22 oxígenos, considerando todo el hierro como férrico. Los valores de XFe^{3+} ($= Fe^{3+}/(Fe^{3+} + Al)$) presentan grandes dispersiones, incluso dentro de un mismo afloramiento, indicando la importancia de las sustituciones de Fe^{3+} por Al. Las prehnitas del afloramiento de Archidona (perteneciente al grupo-2), que rellenan fisuras en asociación con pumpellyita, clorita, albita y cuarzo, presentan un rango estrecho de variación del parámetro XFe^{3+} , variando entre 0.93 y 1.73%. En el afloramiento de Cambil, las prehnitas en fisuras muestran una gran dispersión de valores XFe^{3+} , que varían desde 1.22 hasta 17.17%, mientras que las que se forman sobre plagioclasas presentan valores que varían entre 0.12 y 1.42%, siendo las más ricas en hierro las que aparecen, junto a clorita y pumpellyita, en la pseudomorfosis de ortopiroxenos ($XFe^{3+} = 11.78$ a 28.56%). En Alcaudete, la prehnita que rellena fisuras presenta valores de XFe^{3+} relativamente elevados, de 9.67 a 13.20%, mientras que las que aparecen en la matriz de la roca, en paragénesis con actinolitas, tienen valores mucho más bajos, de 0.93 hasta 1.99%. Por último, las prehnitas de las fisuras en Cehegín, que son paragenéticas con pumpellyita, clorita y cuarzo, presentan valores de XFe^{3+} que varían entre 0.08 y 7.03%, aunque algunos análisis presentan valores entre 11.46 y 15.73%.

Surdam (1973) y Kuniyoshi y Liou (1976) consideran que los contenidos elevados en

Fe de las prehnitas puede ser debido a mayores temperaturas de formación. Cho *et al.* (1986) mostraron, sin embargo, que el enriquecimiento en hierro en prehnitas puede deberse también a la presencia de asociaciones con hematites, más que a una variación en las condiciones del metamorfismo. Además, según Cho *et al.* 1986 y Cho y Liou 1987, las prehnitas en asociaciones de alta varianza (fisuras rellenas únicamente por prehnita) pueden contener una cantidad de Fe^{3+} significativamente más alta que las prehnitas en asociaciones de baja varianza, como es el caso de la prehnita en fisuras de Archidona. En el caso de la prehnita que pseudomorfiza plagioclasas u ortopiroxenos, la composición del microdominio es el que más influye en la composición de las prehnitas, en asociaciones de alta varianza, siendo más férricas las generadas a partir de ortopiroxeno.

Así pues, únicamente las prehnitas en asociaciones de baja varianza serían indicativas de condiciones de equilibrio. Un caso extremo se encuentra en algunas prehnitas de fisuras de Cehegín, que recrecen rosetas de pumpellyita (figura V.3.11), en las que se observa cómo los contenidos de XFe^{3+} son diferentes en función de la proximidad a la pumpellyita. A semejanza de lo indicado por Cho *et al.* (1986), únicamente los núcleos de las prehnitas, en contacto con la pumpellyita, representarían condiciones de equilibrio, con un menor grado de varianza que los bordes. En líneas generales, las variaciones químicas presentadas por las prehnitas no son indicadores fiables de cambios en las condiciones de metamorfismo (Bevins y Merriman, 1988).

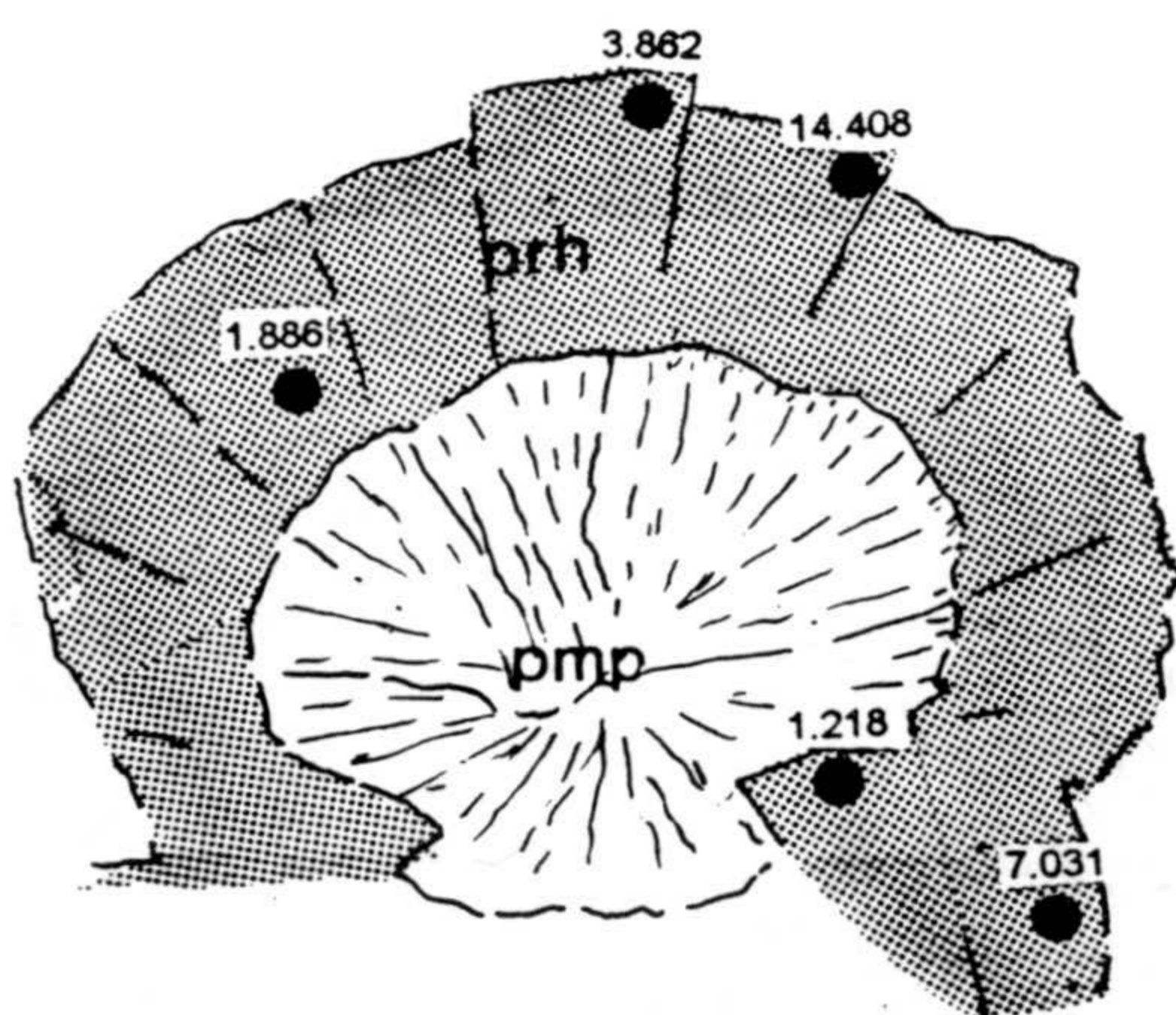
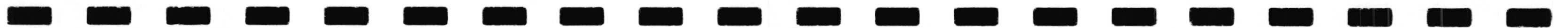


FIGURA V3.11.- Esquema de prehnitas en fisuras paragenéticas con pumpellyitas y cloritas (no mostrada en el esquema). La calcita aparece como un fase tardía, englobando a los minerales metamórficos previos. Los valores indicados corresponden a los de la razón XFe^{3+} en las prehnitas.



CAPITULO VI

GEOQUIMICA DE ROCA GLOBAL



CAPITULO VI: GEOQUIMICA DE ROCA GLOBAL

VI-1.- Introducción

Diferentes condicionantes se superponen en todos los estudios geoquímicos de rocas paleovolcánicas. Por lo general, y sobre todo cuando la amplitud geográfica del area considerada es de gran magnitud, el muestreo se suele realizar en condiciones desfavorables, no siendo posible realizar análisis químicos de todos los afloramientos. Además, el grado de alteración meteórica no permite realizar un muestreo sistemático, por lo que los estudios de correlaciones lineares entre los diferentes elementos químicos no siempre van a presentar líneas evolutivas características. Otro factor a tener en cuenta es la presencia generalizada de un metamorfismo, más o menos intenso, que a priori podría modificar en mayor o menor medida la composición original de los magmas.

Tras los estudios petrográficos se seleccionaron aquellas muestras, representativas de las diferentes facies de los dos grupos de ofitas establecidos que presentaban menor grado de alteración, con el fin de intentar caracterizar químicamente la naturaleza original de los magmas. También se han realizado análisis químicos de muestras pertenecientes a afloramientos con marcado metamorfismo, para poder comprobar el grado de movilidad con el metamorfismo de los elementos químicos y su utilidad en los estudios petrogenéticos. Cuando ha sido posible, se han analizado las tres facies petrográficas principales (borde, centro y pegmatoide) de cada afloramiento .

Teniendo en cuenta todos estos criterios, para la caracterización geoquímica de estas rocas se han realizado un total de 82 análisis de roca total (elementos mayores). De estos, 63 muestras también han sido seleccionadas para analizar los contenidos en trazas y REE. Un listado completo de los contenidos de elementos mayores (sobre base anhidra), elementos en traza y REE se presenta en el anexo-3.

En la Tabla VI.1.1 se enumeran las muestras analizadas, incluyendo algunas características de los afloramientos, así como los laboratorios en los que se realizaron los

análisis químicos. El uso de varios laboratorios, con diferentes técnicas analíticas, podría ser una fuente de error en cuanto a la dispersión encontrada para algunos elementos. Por este motivo, algunas muestras se han analizado en los diferentes laboratorios, obteniéndose resultados totalmente comparables. En el anexo-1 están indicados las técnicas analíticas utilizadas en los diferentes laboratorios, así como los límites de detección de cada elemento.

Asimismo, se han realizado análisis de elementos mayores, trazas y REE en muestras representativas de varios niveles volcánicos presentes en la zona de Alicún (ver figura). Estos nuevos análisis complementan los ya realizados por Puga y Portugal (1989) en este área. Además, la selección de esta zona como representativa de la evolución magmática en la llamada *Provincia Magmática Subbética* nos va a permitir comprobar los cambios composicionales en relación con variaciones en el tiempo, así como los que son debidos a procesos de asimilación, ya que también se han analizado niveles en los que se han encontrado xenolitos de metapelitas.

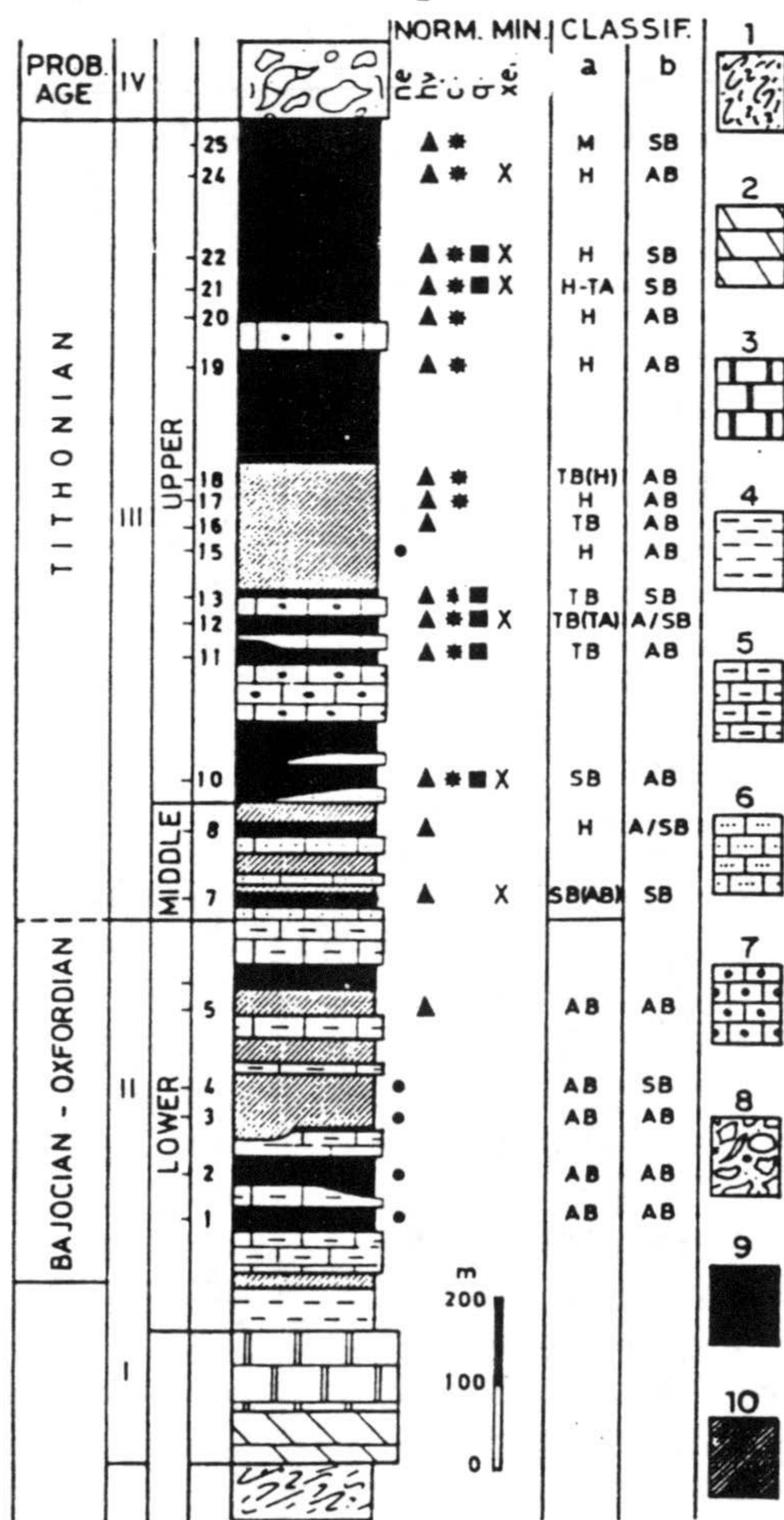


FIGURA VI.1.1.- Columna estratigráfica de la secuencia volcánica en el área de Alicún de Ortega, según Comas *et al.* (1986) y Puga *et al.* (1989). Tipos de facies sedimentarias: I) facies de plataforma carbonatada; II) facies de cuencas pelágicas; III) facies de surcos y umbrales; IV) facies pelágicas-turbidíticas. Inferior, medio y superior se refiere a los diferentes niveles basálticos definidos por Puga y Portugal (1989) y Puga *et al.* (1989), y los números 1 a 25 corresponden a los niveles analizados por estos autores. 1: Trías de facies Keuper; 2: dolomías; 3: calizas; 4: margas y margas silíceas; 5: calizas margosas; 6: calcarenitas; 7: calizas oolíticas; 8: olitostromas y brechas; 9: pillow lavas, coladas basálticas e hialoclastitas; 10: rocas subvolcánicas.

TABLA VI.1.1.- Relación de muestras analizadas, indicando el afloramiento al que pertenecen (ver tabla II.4.1), grupo de ofitas y facies petrográficas que presentan. También se indica el laboratorio en el que han sido analizadas (ver anexo-1).

anal. nº	sigla	afl. nº	grupo	facies	laboratorio
1	MOF-1	4	G2	pegmat.	Univ Bolonia
2	MOF-2	4	G2	centro	"
3	MOF-3	4	G2	centro	"
4	MOF-5	10	G2	centro	"
5	MOF-6	10	G2	centro	"
6	MOF-7	26	G1	borde	"
7	MOF-16	26	G1	centro	"
8	OF-28	26	G1	centro	"
9	OF-29	26	G1	centro	"
10	OFR-51	4	G2	centro	"
11	OFR-52	4	G2	pegmat.	"
12	OF-302	26	G1	centro	"
13	OF-304	26	G1	centro	"
15	EOF-121	23	G2	centro	"
16	EOF-122R	23	G2	centro	"
17	EOF-123	23	G2	centro	"
18	EOF-124	23	G2	centro	"
19	EOF-500	1	G2	borde	"
20	EOF-507	1	G2	centro	"
21	EOF-510	2	G1	centro	"
52	SPA-24	23	G2	centro	XRAL (Canadá)
53	SPA-26	23	G2	centro	"
56	CAM-15	1	G2	borde	"
57	CAM-18	1	G2	borde	"
58	ALCII-A6	4	G2	borde	"
59	ALCIV-B3	12	G1	pegmat.	"
60	STANA-1	20	G1	dol.picrit.	"
61	GILI-1	43	G2	borde	"
62	GILI-3	43	G2	centro	"
63	EN-1	18	G1	borde	"
64	EN-5	19	G1	pegmat.	"
65	CJO-6	2	G1	borde	"
66	CEF-3	40	G2	centro	"
67	CEG2-1	38	G2	borde	"
68	CEG2-2	38	G2		"
69	MM-4	41	G2	centro	"
70	CHIC-1	53	G2	borde	"
71	CHIC-3	53	G2	centro	"
72	GAZUL-4	52	G2	borde	"
73	GAZUL-6	52	G2	centro	"
74	ABAR-7	44	G2	pegmat.	"

TABLA VI.1.1.- (continuación).

anal. nº	sigla	aflr nº	grupo	facies	laboratorio
75	ANT-1	28	G1	centro	XRAL (Canadá)
76	CB-7c	1	G2	centro	"
77	ABAR-1	44	G2	centro	"
78	CC-1	24	G1	borde	"
79	CC-3	24	G1	centro	"
80	CC-4	24	G1	pegmat.	"
81	CEG-3	38	G2	borde	"
82	STANA-4	20	G1	centro	"
83	STANA-12	20	G1	centro	"
84	STANA-13	20	G1	centro	"
85	ALCII-A1	4	G2	centro	"
86	ALCII-A8	4	G2	pegmat.	"
87	ALCII-B1	4	G2	borde	"
88	ALCIV-B5	12	G1	pegmat.	"
89	VT-16	28	G1	centro	"
90	VT-18	28	G1	centro	"
91	VT-19	28	G1	centro	"
92	SPA-8	34	G2?	borde	"
93	SPA-15	28	G1	centro	"
94	SPA-16	28	G2	centro	"
95	SPA-17	23	G2	centro	"
96	SPA-18	1	G2	borde	"
97	SPA-19	23	G2	centro	"
98	SPA-25	23	G2	centro	"
99	CB-1	4	G2	centro	Univ. Marsella
100	CB-2	4	G2	borde	"
101	CB-3	18	G1	borde	"
102	CB-4	19	G1	pegmat.	"
103	CB-7	1	G2	centro	"
104	CB-10	2	G1	borde	"
105	CB-13	26	G1	centro	"
106	CB-14	26	G1?	dique	"
107	CB-16	26	G1?	dique	"
108	CB-17	26	G2	centro	"
109	CB-18	26	G2	centro	"
110	CB-19	26	G2	centro	"
111	CB-20	26	G1	centro	"
112	CB-21	26	G1	pegmat.	"
113	EPOF-2	4	G2	borde	"
114	ALCIIA8m	4	G2	pegmat.	"

VI-2.- Clasificación química de las ofitas

En los últimos años se han propuesto diferentes diagramas de clasificación de rocas ígneas, basados en las composiciones químicas. El último esquema de clasificación propuesto, y aceptado por la I.U.G.S. (*International Union of Geological Sciences*) es el de Le Bas *et al.* (1986), conocido como *TAS* (*total alkali-silice*), basado en el contenido en SiO_2 y la suma total de álcalis ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$). Recientemente, Middlemost (1991) ha realizado unas modificaciones sobre el original diagrama *TAS*, introduciendo el límite entre rocas con *Qtz* normativo de rocas con *Nef* normativa, marcando los límites entre las series alcalina, transicional y subalcalina (fig. VI-2-1).

Básicamente, las diferencias observadas entre los dos grupos de rocas que se han podido diferenciar, tanto petrográficamente como mediante el quimismo de los piroxenos, corresponde al contenido en SiO_2 , de manera que las del **grupo-1** evolucionan desde básicas a intermedias, con un rango de variación en sílice considerable, mientras que las del **grupo-2** son fundamentalmente intermedias, con menor rango de variación en sílice. La muestra con SiO_2 próxima al 45% corresponde a la dolerita picrítica. También se puede apreciar un *trend* para las del **grupo-1** típicamente alcalino, con unos valores en álcalis (entre el 2 y el 8%) ligeramente mayores a los valores encontrados para las rocas del **grupo-2** (entre el 2.5 y el 6.5%), en las que es interesante destacar el *trend* subvertical. La muestra con contenidos en SiO_2 del orden del 58% corresponde a un diferenciado pegmatoide, con textura granofídica y abundante cuarzo modal.

El uso de los álcalis para la clasificación de rocas paleovolcánicas, con grados de alteración variable, como es el caso de las "ofitas", es poco fiable como consecuencia de su fácil movilidad durante los procesos de alteración. De hecho, la dispersión en los contenidos en álcalis observada hace que este diagrama de clasificación no sea el más apropiado para estas rocas, aunque para Sabine (1989), el diagrama *TAS* puede ser también es de gran utilidad para la clasificación de rocas alteradas.

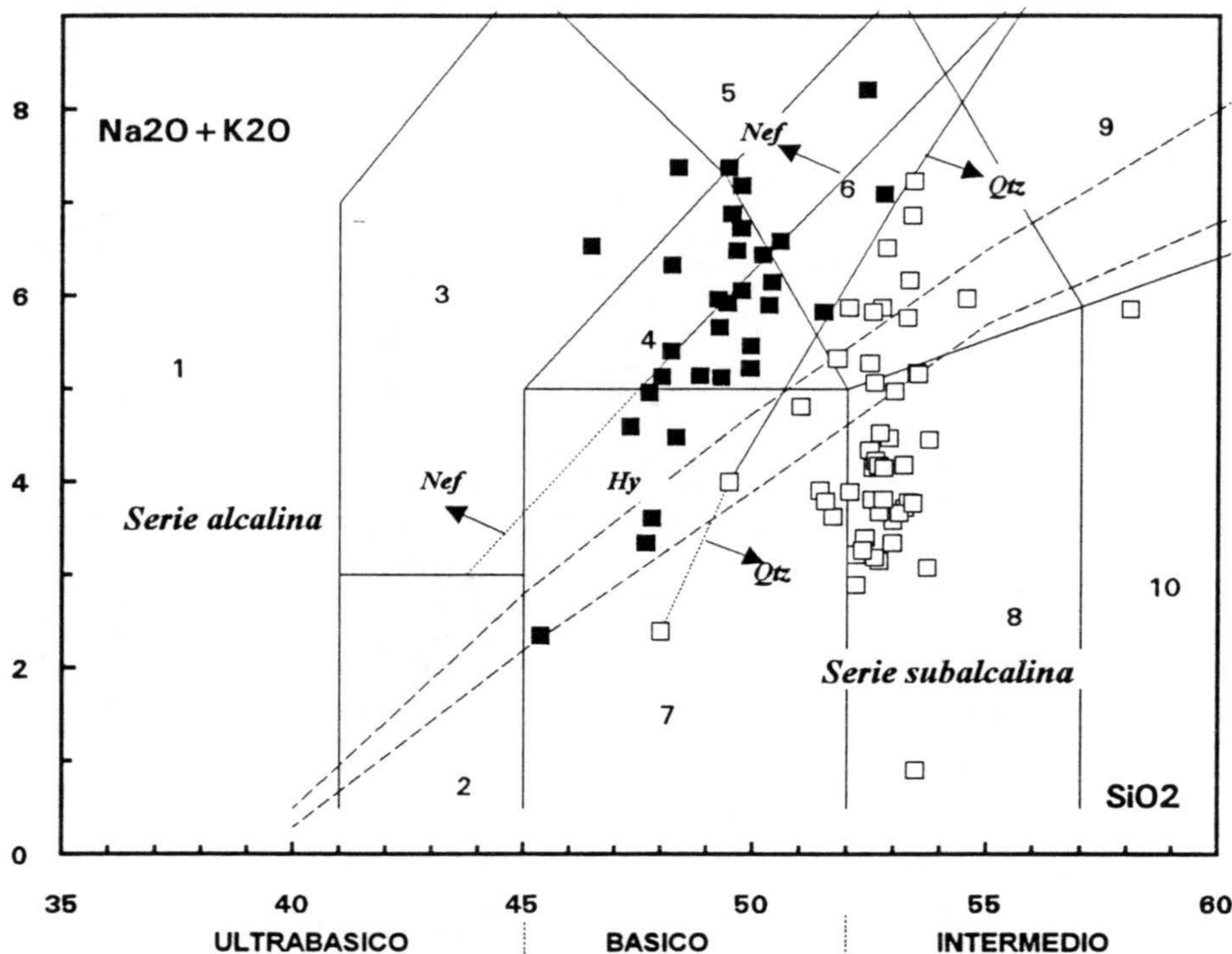


FIGURA VI.2.1.- Diagrama TAS (%SiO₂ vs %(Na₂O+K₂O)) sobre base anhidra) para la clasificación química de las ofitas de las Z.E.. Los límites definidos en este diagrama corresponden a los definidos por Le Bas *et al.* (1986), siendo 1: foidita; 2: picro-basalto; 3: tefrita/basanita; 4: traquibasalto; 5: fonotefrita; 6: andesita traqui-basáltica; 7: basalto; 8: andesita basáltica; 9: traqui-andesita; 10: andesita. La banda que delimita las series alcalinas y subalcalinas (líneas discontinuas) corresponden a la envolvente de los diferentes límites propuestos para ambas series (Rickwood, 1989). Se ha añadido el límite aproximado propuesto por Middlemost (1991) para las rocas con cuarzo normativo (*Qtz*) de las que presentan feldespatoides normativo (*Nef*). El area *Hy* corresponde a rocas que presentarían hiperstena normativa. (■) = ofitas grupo-1; (□) = ofitas grupo-2.

Otros diagramas se han propuesto para el caso de rocas paleovolcánicas que hayan sufrido diferentes procesos de alteración. Quizá el más completo sea el diagrama SiO₂:Nb/Y por la inmovilidad comprobada de estos dos elementos en los procesos de alteración secundaria. Como se puede observar en la figura VI-2-2, en este diagrama se pone bien de manifiesto la existencia de dos grupos de rocas con diferentes contenidos en SiO₂, de manera que las del **grupo-1** se proyectan preferentemente en el campo de los basaltos subalcalinos, proyectándose algunas en el de los basaltos alcalinos, mientras que las del **grupo-2** lo hacen mayoritariamente en el de las andesitas. El otro parámetro utilizado en este diagrama (relación Nb/Y) ha sido considerado por Winchester y Floyd (1976) y Pearce (1982) como indicador del grado de alcalinidad de los magmas. Si consideramos la modificación propuesta

por Pearce (1982) respecto al límite alcalino subalcalino, introduciendo el campo transicional, se puede comprobar cómo las rocas del grupo-1 son fundamentalmente transicionales entre toleíticas y alcalinas, mientras que las del grupo-2 son en su mayoría toleíticas y, en parte, transicionales. Sin embargo, este parámetro es menos diferenciador que la sílice, ya que ambos grupo presentan unos márgenes en los valores de Nb/Y similares, lo que indica que proceden de una fuente mantélica con igual grado de alcalinidad.

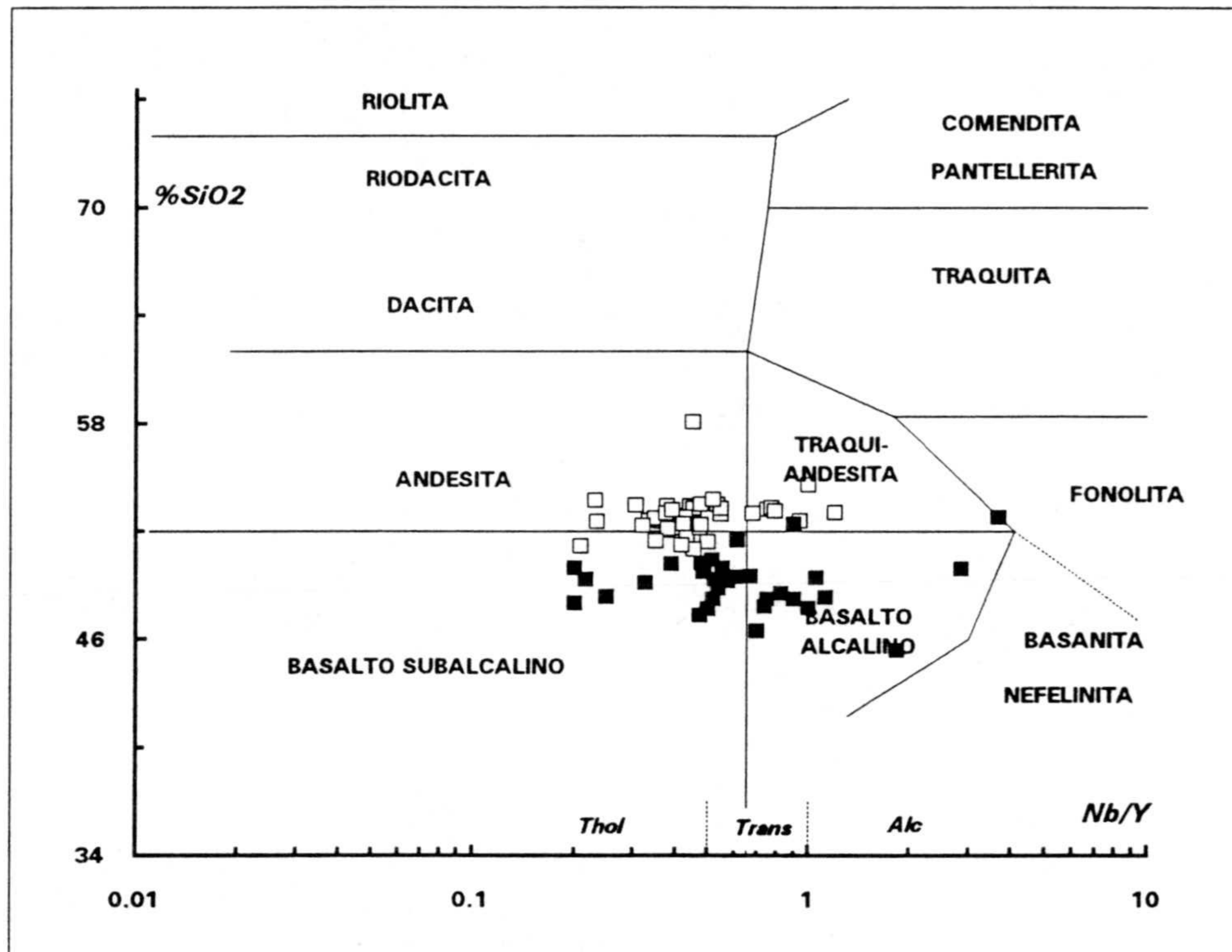


FIGURA VI.2.2.- Diagrama de clasificación química Nb/Y vs SiO₂ (% en peso) propuesto por Winchester y Floyd (1976). Los límites entre toleítico (*Thol*), transicional (*Trans*) y alcalino (*Alc*) corresponden a Pearce (1982). Símbolos como en la figura VI.2.1.

VI-3.- Geoquímica de elementos mayores

VI-3-1.- Norma C.I.P.W.

En el anexo-3 se presentan también las normas C.I.P.W. de cada una de las muestras analizadas. Los cálculos de la norma se han realizado según Cox *et al.* (1979), considerando la relación $Fe^{3+}/Fe^{2+} = 0.15$. En este aspecto es interesante destacar cómo los cambios en la relación Fe_2O_3/FeO pueden llegar a producir modificaciones significativas en la abundancia de los minerales normativos (Middlemost, 1989), por lo que los contenidos en *Qtz* y *Nef* normativos calculados deben considerarse con precaución. Las composiciones normativas de las muestras analizadas están representadas en el diagrama Ne-Ol-Di-Hy-Q (fig. VI-3-1). En esta figura se pueden diferenciar claramente dos grupos de rocas: las de piroxeno rosado (**grupo-1**) se proyectan en el campo de la nefelina normativa ó próximo al límite Di-Ol, mientras que las rocas de piroxeno incoloro (**grupo-2**) son rocas sobresaturadas, que se proyectan preferentemente en el campo del cuarzo normativo y se extiende a través el campo de la *Hy* normativa hacia el límite Di-Ol. Este último grupo de rocas coincide en su proyección con en el area indicada por Bertrand (1991) para las doleritas triásicas cuarzo-toleíticas del norte de Marruecos.

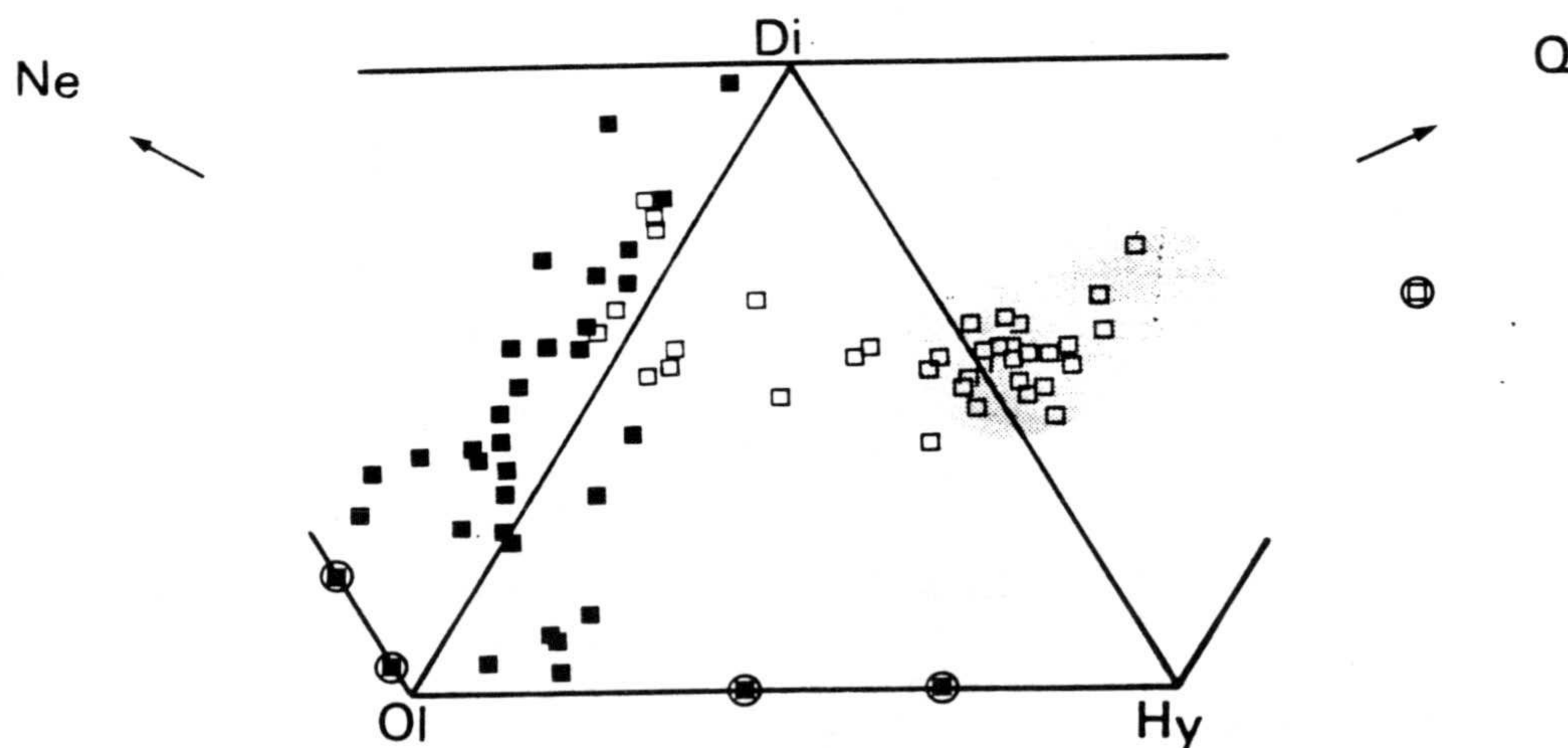


FIGURA VI.3.1.- Proyección de la composición normativa de las ofitas en el plano Ne-Ol-Di-Hy-Qz según Yoder y Tilley (1962). Símbolos como en la figura VI.2.1. Las muestras con corindón normativo están rodeadas por un círculo. El campo punteado, correspondiente a las doleritas toleíticas del norte de Marruecos (Bertrand, 1991), se ha proyectado para comparación.

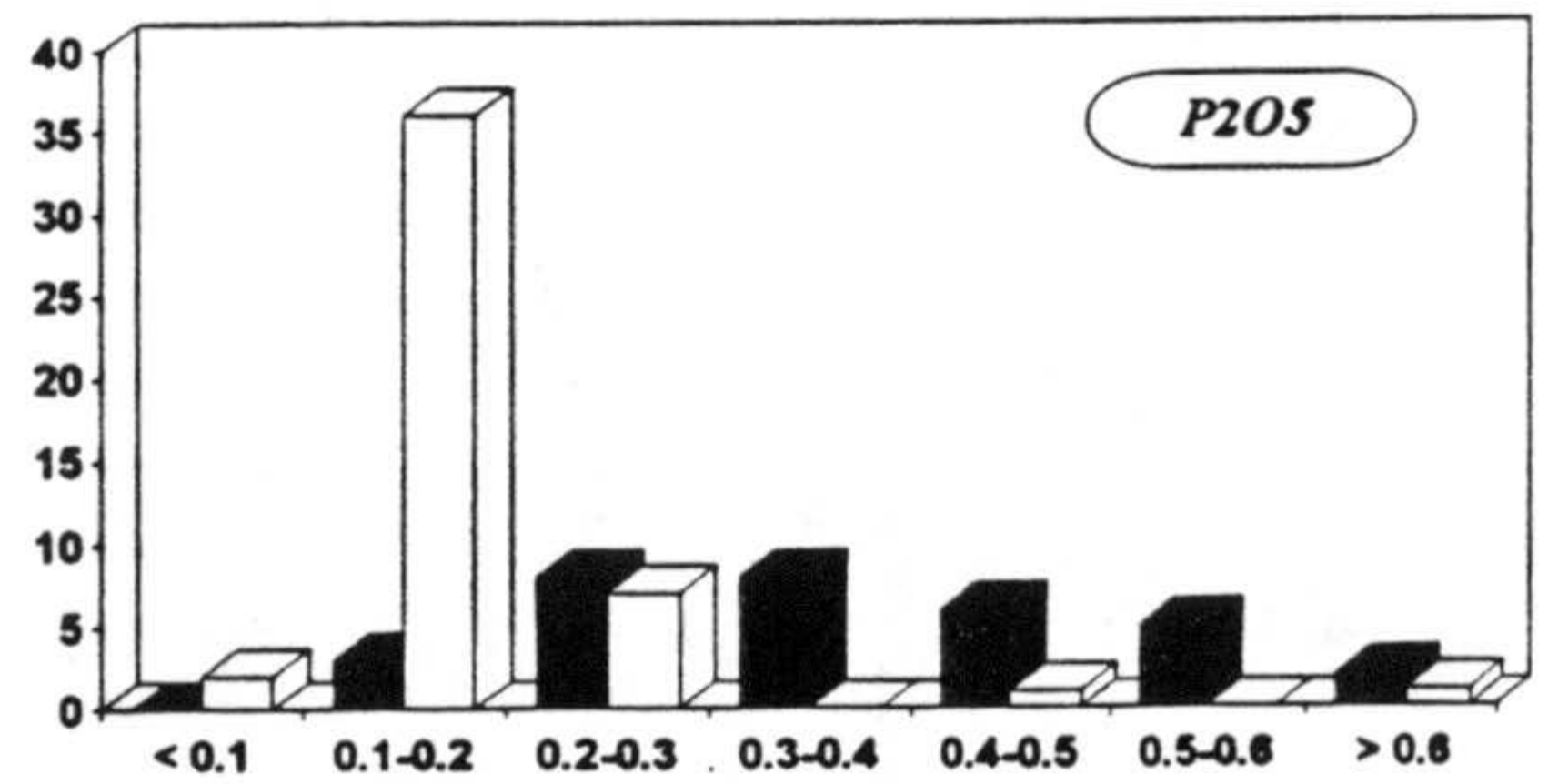
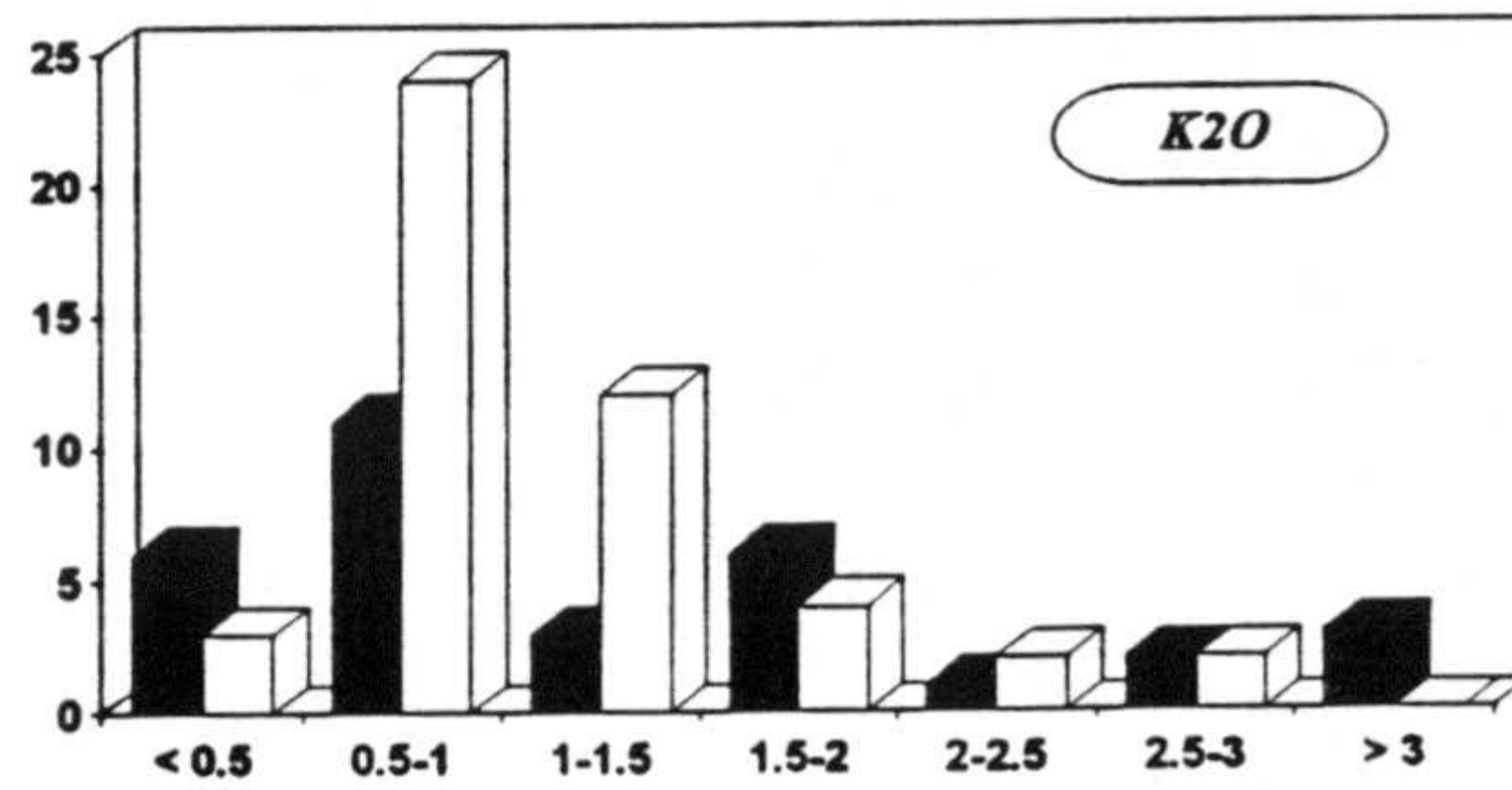
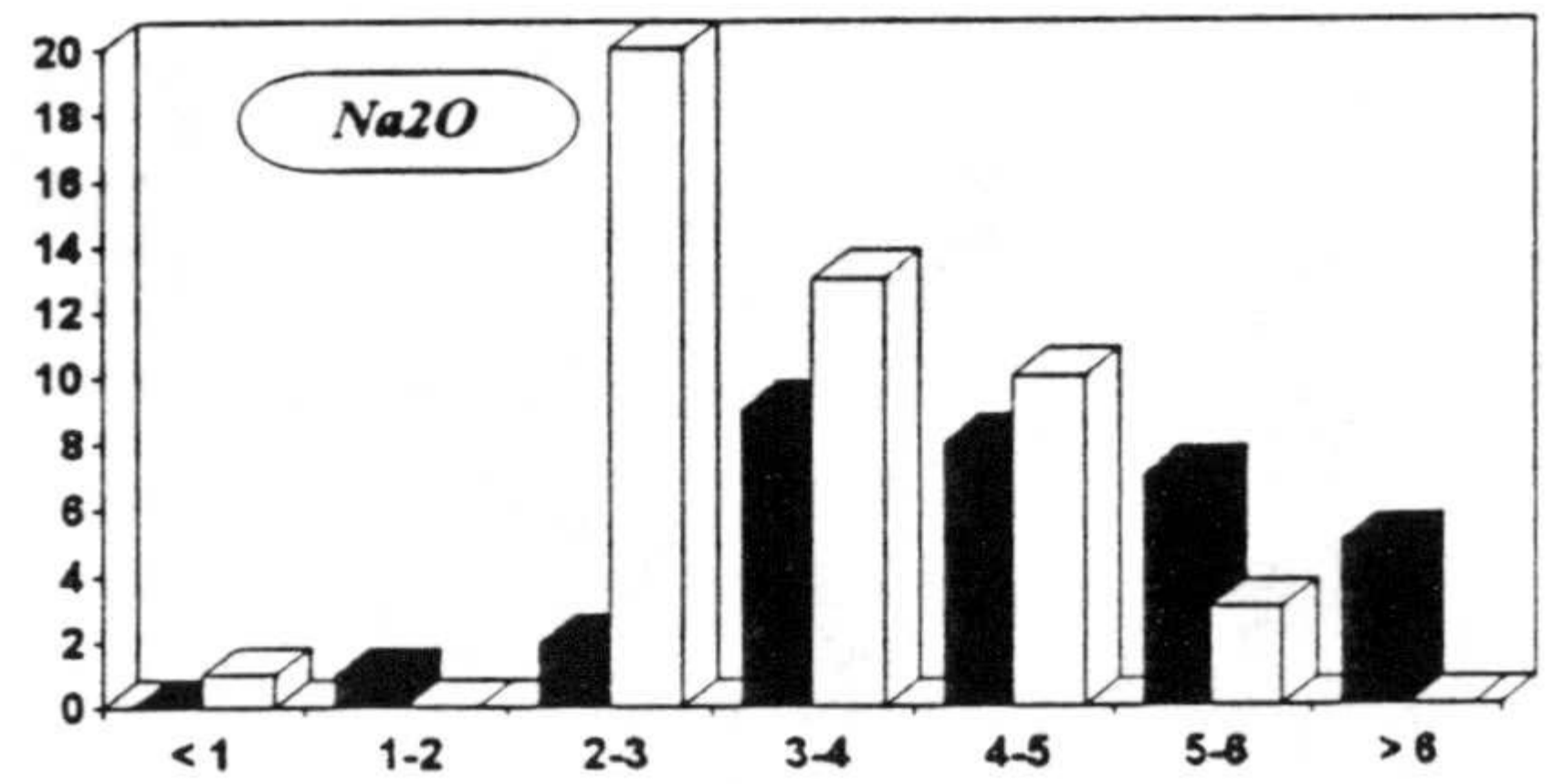
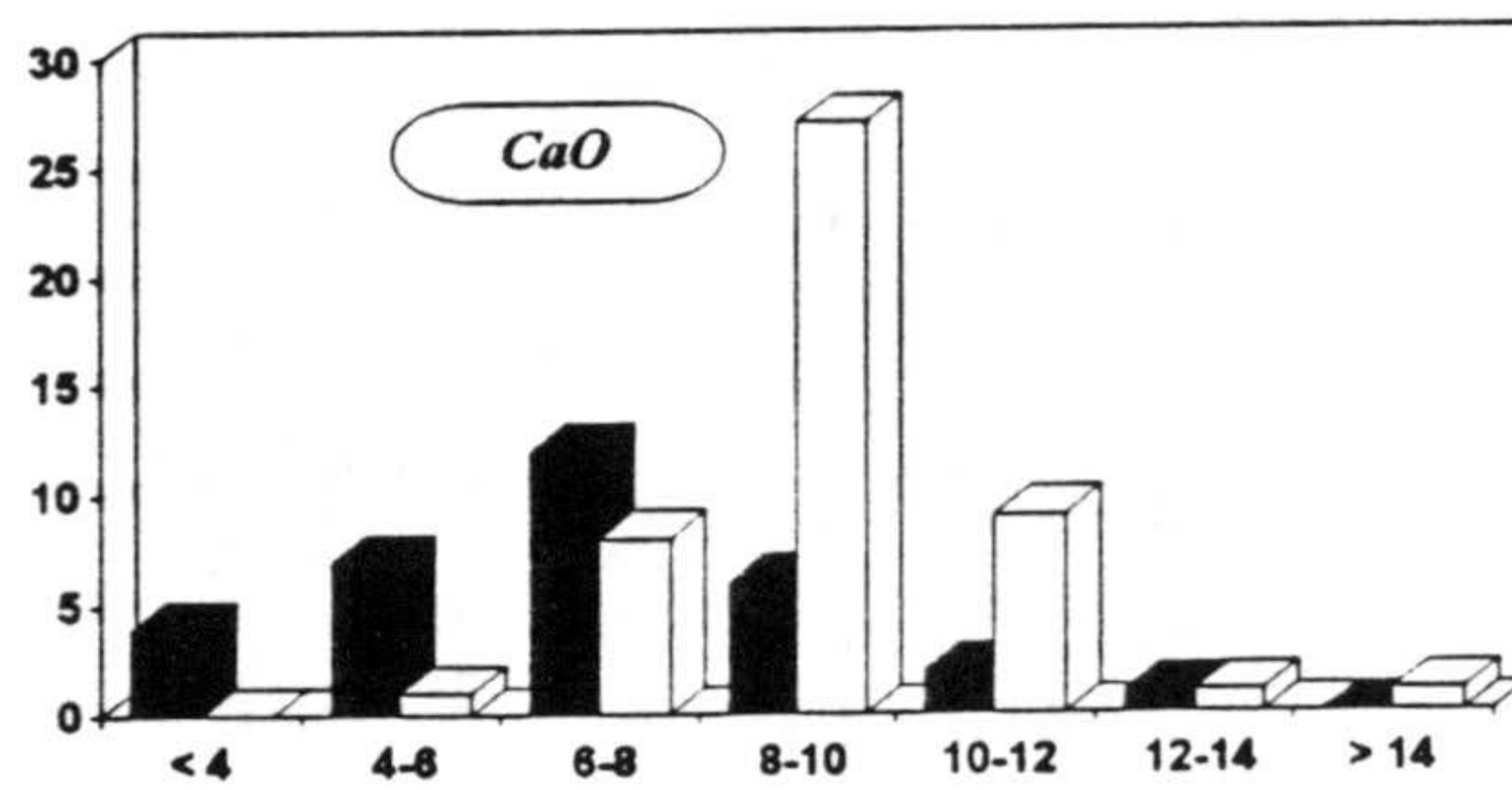
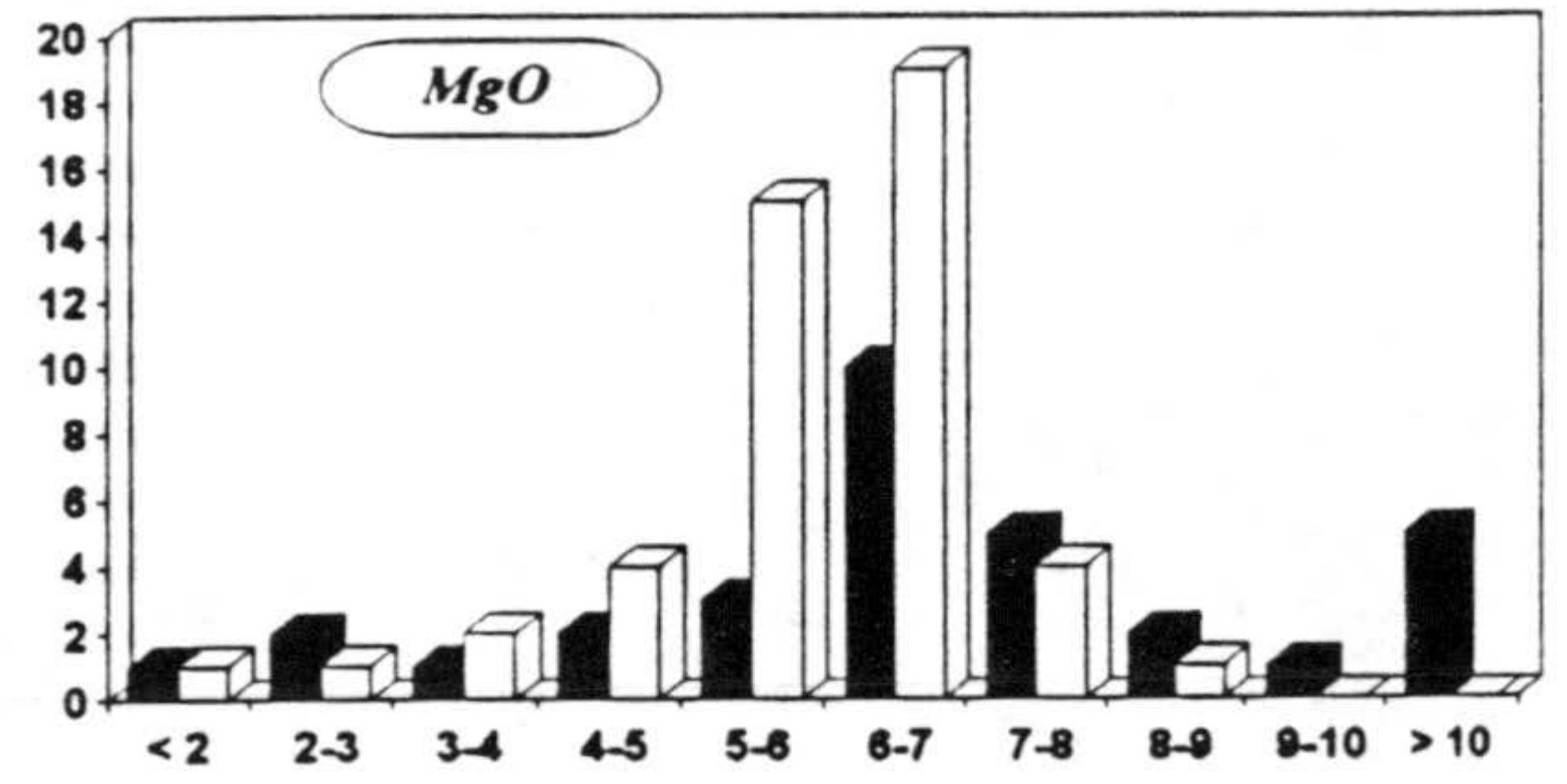
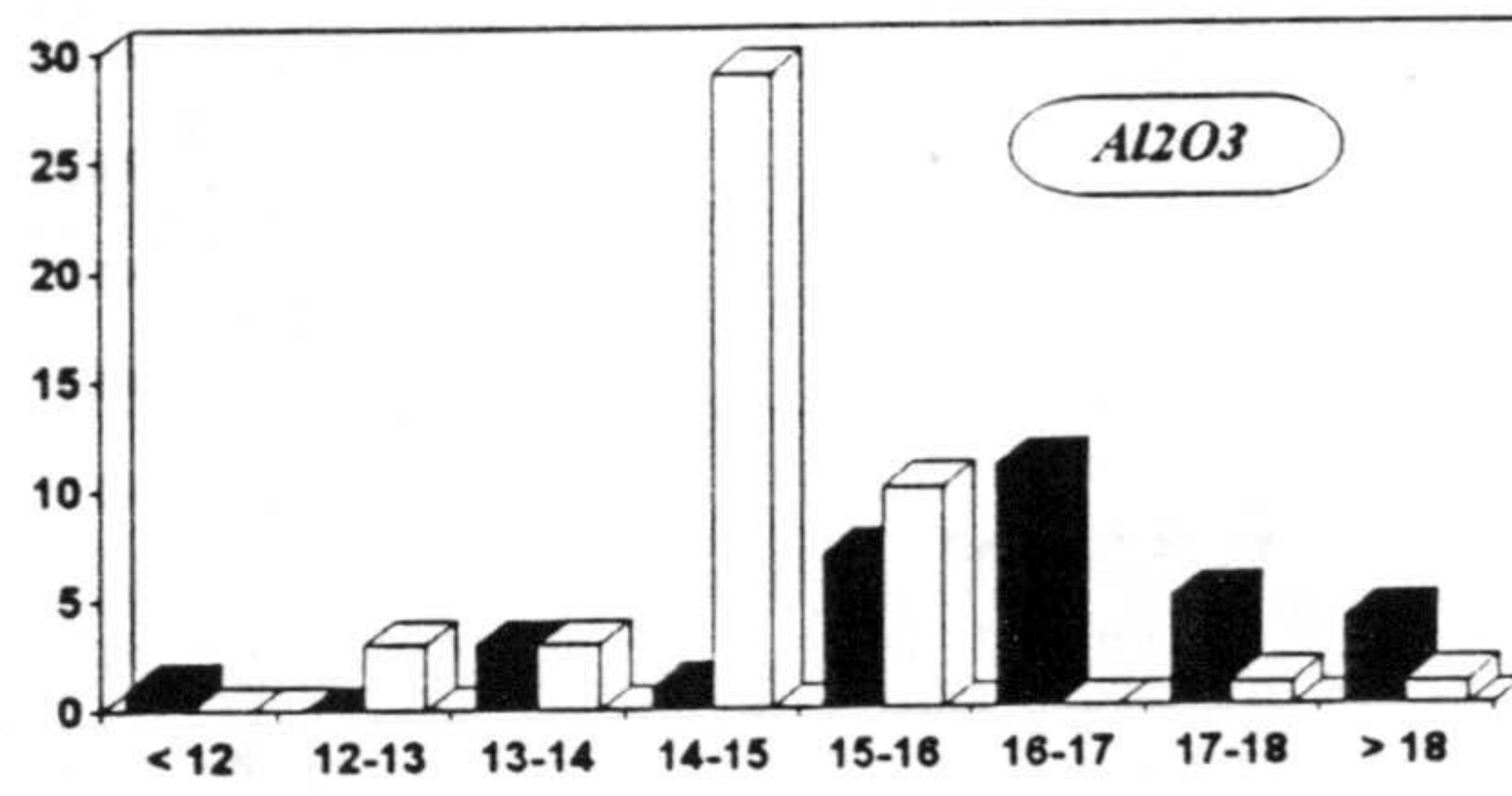
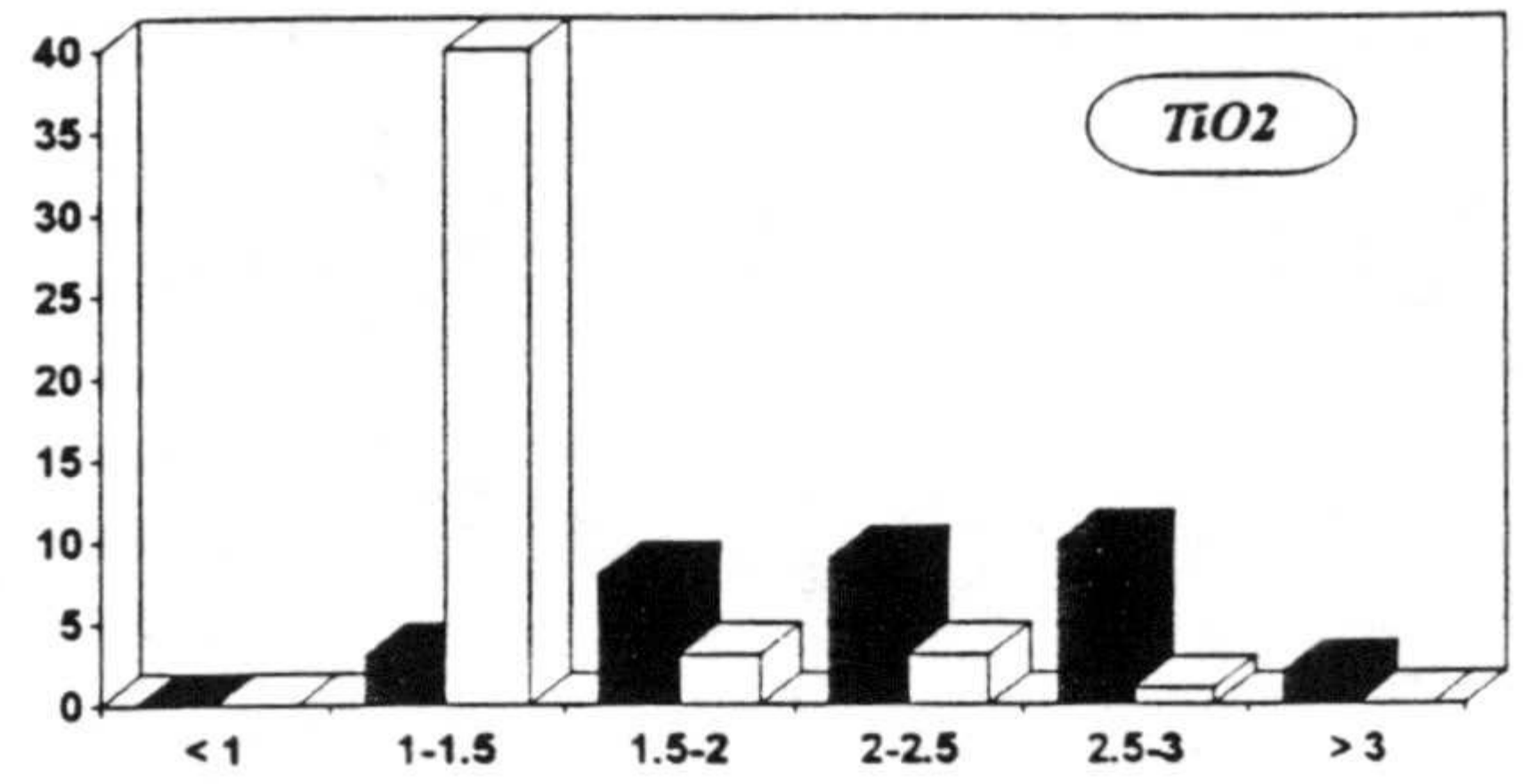
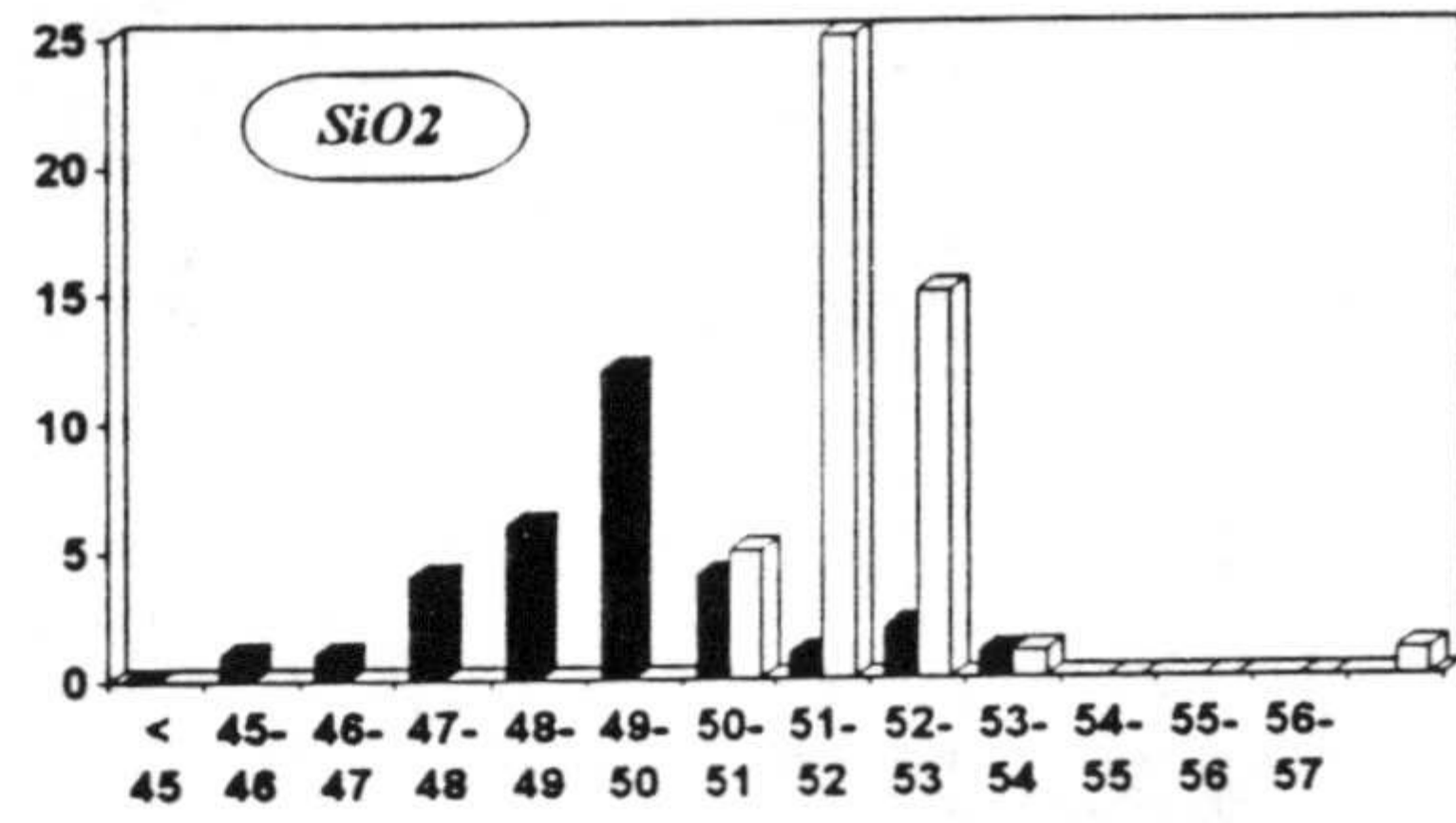
Puga *et al.* (1989) clasificaron las ofitas como rocas pertenecientes -en su conjunto- a una serie transicional, con predominio de rocas toleíticas con *Qtz* e *Hy* normativos, con un *trend* de variación continuo que iría desde las rocas con *Nef* normativa hasta las que presentan *Hy* y *Qtz* normativos, como resultado de la cristalización fraccionada. La presencia de corindón normativo, tanto en rocas ofíticas como en rocas pertenecientes al llamado vulcanismo jurásico, fue interpretado por estos autores como resultado de la asimilación de rocas pelíticas ricas en alúmina. Los resultados de este trabajo contradicen la afirmación realizada en Puga *et al.* (1989) que considera a todas las ofitas como miembros de una serie continua, que evolucionan desde *Nef* hasta *Qtz* normativo por procesos de cristalización fraccionada, y va a favor de que este tipo de rocas estén compuestas por dos series con diferente grado de saturación. Una discusión más en profundidad sobre este aspecto se realizará en el capítulo de petrogénesis.

VI-3-2.- *Contenidos totales de elementos mayores*

Una forma rápida y cómoda de ver las concentraciones de los diferentes elementos mayores es mediante los histogramas de frecuencia representados en la figura VI-3-2. En estos se han representado los contenidos anhidros de los diferentes óxidos, para disminuir las variaciones que introduce el diferente grado de hidratación de estas rocas como consecuencia de la alteración.

Mediante estos diagramas se pone de manifiesto cómo las grandes diferencias que existen entre los dos grupos de ofitas, las de piroxenos rosados (grupo-1) y las de piroxenos incoloros (grupo-2), se deben, básicamente, a unos menores contenidos en SiO_2 y valores más altos en Al_2O_3 , TiO_2 y P_2O_5 para las rocas del grupo-1. También es destacable la mayor dispersión en Na_2O , K_2O , CaO y MgO , posiblemente como consecuencia de las diferencias en el grado del metamorfismo.

FIGURA VI.3.2 (página siguiente).- Histogramas de frecuencias de los elementos mayores (óxidos en %peso) sobre base anhidra para ambos grupos de ofitas. La población de muestras utilizada en estos histogramas es de 32 análisis para las ofitas del grupo-1 y de 47 para las del grupo-2.



Esas mayores concentraciones en TiO_2 y P_2O_5 , así como las menores concentraciones de SiO_2 son los responsables de la "tendencia alcalina" de estas rocas del **grupo-1**, puesta de manifiesto por la existencia de *Nef* normativa y mediante el quimismo de los piroxenos.

En ambos grupos de rocas los contenidos en K_2O son más altos que los observados por Bertrand (*op. cit.*) en las doleritas del borde W africano. Estos contenidos relativamente altos en K_2O se pueden deber a procesos de contaminación crustal y probablemente también a la movilidad del K_2O durante los procesos de metamorfismo de bajo grado y alteración metóica. Así mismo, los bajos valores del contenido en CaO , pueden ser consecuencia de una descalcificación de las plagioclasas, por metamorfismo de bajo grado, que se transforman en albita casi pura.

A pesar de estas modificaciones secundarias del quimismo global, existen otros elementos que presentan un comportamiento más "inmóvil" frente a los procesos secundarios, y que pueden aportar información sobre las características primarias de estas rocas. En este sentido, el hecho de encontrar dos grupos de rocas con diferentes valores en SiO_2 , TiO_2 y P_2O_5 debe estar en relación con características diferenciales del quimismo original de ambos grupos de ofitas. Así pues, las ofitas del **grupo-1** se pueden caracterizar por sus menores contenidos en SiO_2 (45 - 53%) y mayores valores en TiO_2 y P_2O_5 ($\text{TiO}_2 = 1 - 3\%$ y $\text{P}_2\text{O}_5 = 0.3 - 0.6\%$), mientras que las del **grupo-2** presentan bajos contenidos en TiO_2 y P_2O_5 ($\text{TiO}_2 = 1 - 1.5\%$ y $\text{P}_2\text{O}_5 = 0.1 - 0.2\%$) y mayores valores en SiO_2 , que oscilan entre el 52-54%.

VI-3-3.- Diagramas de variación

Las pocas diferencias mineralógicas existentes entre las diferentes facies petrográficas observadas, sobre todo entre los bordes y los centros, no son lo suficientemente grandes como para esperar grandes variaciones en los contenidos en SiO_2 , por lo que utilizaremos como índice de diferenciación el valor $[mg]$ (siendo $[mg] = \text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe}^{2+})$ en proporciones atómicas, y considerando la relación entre $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$ como de 0.15). Además, la selección de este parámetro como índice de diferenciación presenta la ventaja de su relativa insensibilidad a las variaciones producidas por contaminación cortical, incluso si el

contaminante es de composición granítica (Cox y Hawkesworth, 1984). Como se puede observar en la figura VI.3.3, la gran mayoría de las rocas presentan valores en el intervalo de 0.5-0.7. Las rocas con valores mayores a 0.7 corresponden (salvo el caso de la dolerita picrítica) a rocas con muy bajos contenidos en $\text{FeO}_{\text{total}}$. El valor muy frecuente del parámetro $[mg]$ entre 0.5 y 0.7, es coherente con el que presentan otras basaltos emplazados en ambientes continentales, y parece ser una característica de estos tipos de basaltos (Cox, 1980; Dupuy y Dostal, 1984; Bellieni *et al.*, 1984; entre otros). La similitud de valores $[mg]$ es coherente con un modelo de "origen común" para ambos grupos de ofitas. Por otro lado, los valores "relativamente bajos" del $[mg]$ indican que las ofitas no representan líquidos primarios, sino líquidos diferenciados.

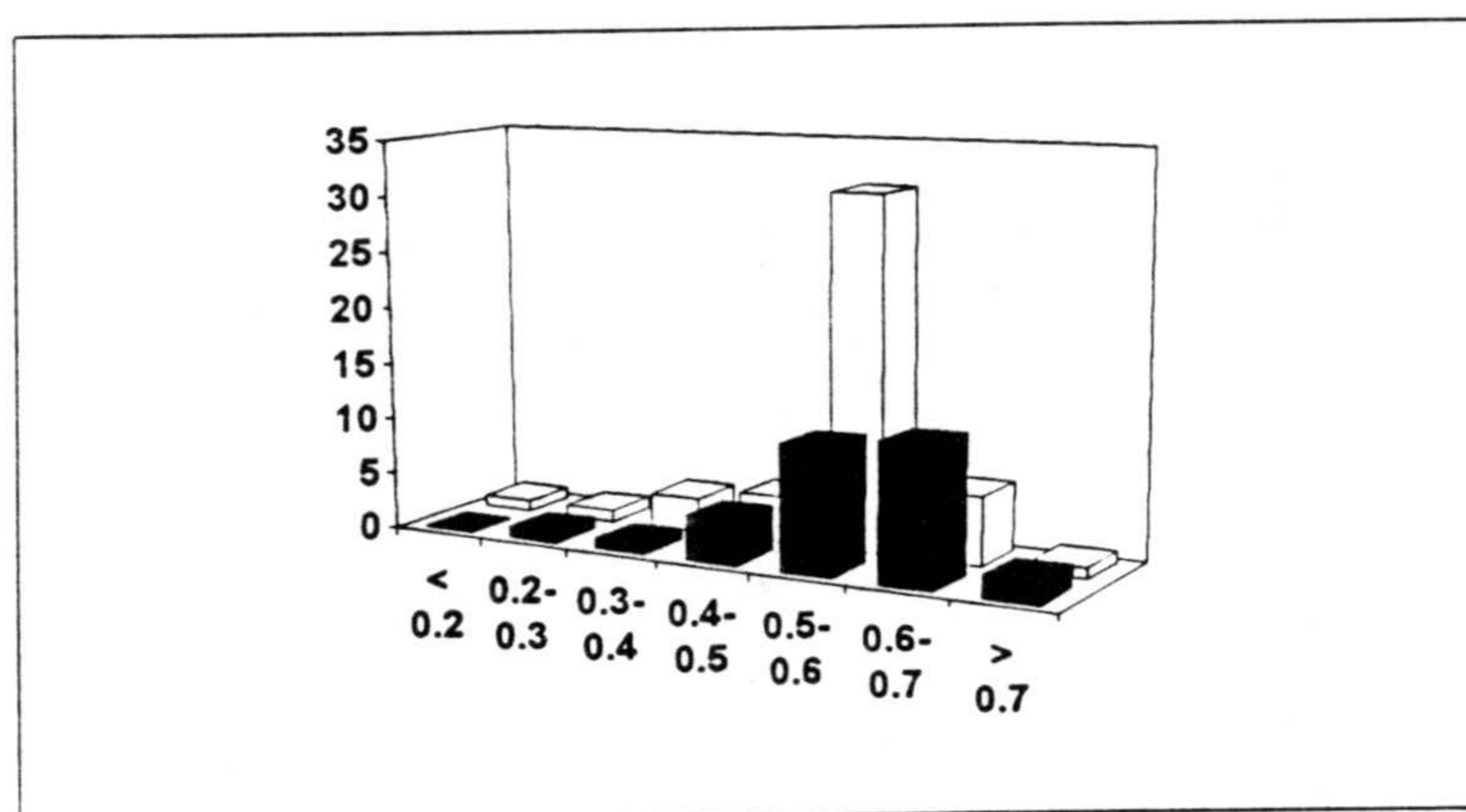


FIGURA VI.3.3.- Histograma de frecuencias del valor $[mg]$ para las ofitas de ambos grupos. Se puede observar la mayor concentración entre los valores comprendidos entre 0.5 y 0.7. Ver texto para más detalles.

En la figura VI.3.5 están representadas las variaciones de los diferentes elementos mayores, expresados como óxidos (siempre sobre base anhidra) con respecto al $[mg]$. Quizá lo más llamativo de las variaciones químicas sea el aumento progresivo en los contenidos en SiO_2 en las rocas del **grupo-1** durante la diferenciación, mientras que apenas se observan variaciones en las rocas pertenecientes al **grupo-2**. También es destacable el comportamiento diferencial que parece observarse en los contenidos en TiO_2 . Así, mientras que en el **grupo-1**, las rocas más diferenciadas (de menor valor $[mg]$) presentan un ligero empobrecimiento en TiO_2 , en las del **grupo-2**, por el contrario, se observa un enriquecimiento en este elemento.

Estas diferencias son congruentes con el desarrollo de augita egrínica menos rica en Ti, en las facies más diferenciadas del **grupo-1** (ver figura de evolución de zonación del quimismo en piroxenos de este grupo), y el desarrollo de mayores concentraciones de óxidos de Fe-Ti en las fases más diferenciadas de las rocas del **grupo-2**, así como con el ligero enriquecimiento en Ti los piroxenos de este grupo en las facies más diferenciadas (ver figura evolución de piroxenos).

El P_2O_5 presenta una correlación positiva con el grado de diferenciación, con mayores valores en las rocas del **grupo-1** que en las del **grupo-2**. El aumento en P_2O_5 en las facies más diferenciadas explica la mayor concentración de apatito en los pegmatoides.

El Na_2O y el CaO tienen amplios y similares márgenes de variación; esto podría explicarse por el hecho de que las plagioclasas primarias suelen presentar procesos de albitización secundaria, con el consiguiente enriquecimiento en Na_2O y descenso en CaO . En este sentido es destacable la perfecta correlación mostrada entre la suma de los álcalis con el descenso del contenido en CaO (figura VI.3.4), atribuible a la albitización secundaria de la plagioclasa junto al efecto que producirá la cristalización progresiva de plagioclasas cada vez menos cálcicas.

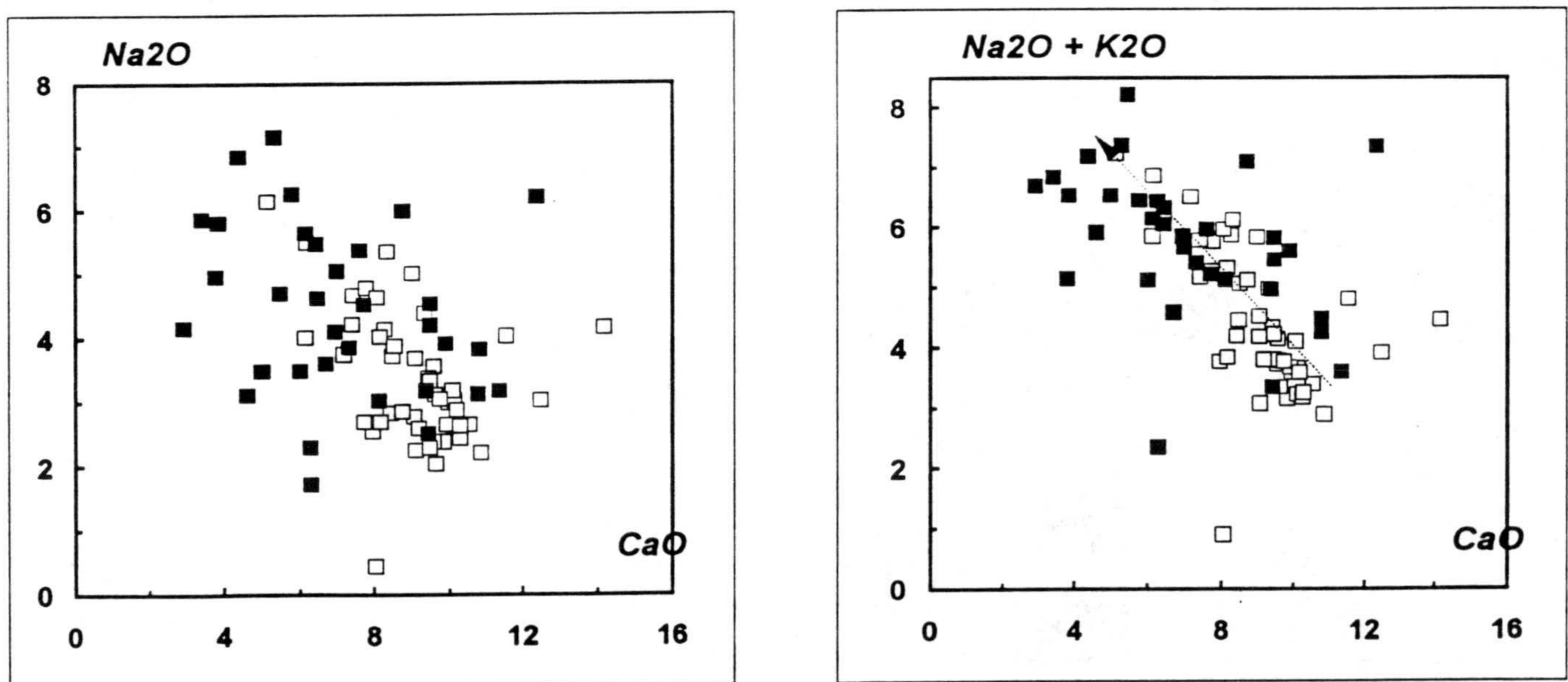


FIGURA VI.3.4.- Variación del CaO con los elementos alcalinos. Obsérvese cómo la correlación es mucho mejor al considerar la suma de álcalis (Na_2O+K_2O) que considerando únicamente el Na_2O . Símbolos como en la figura VI.2.1.

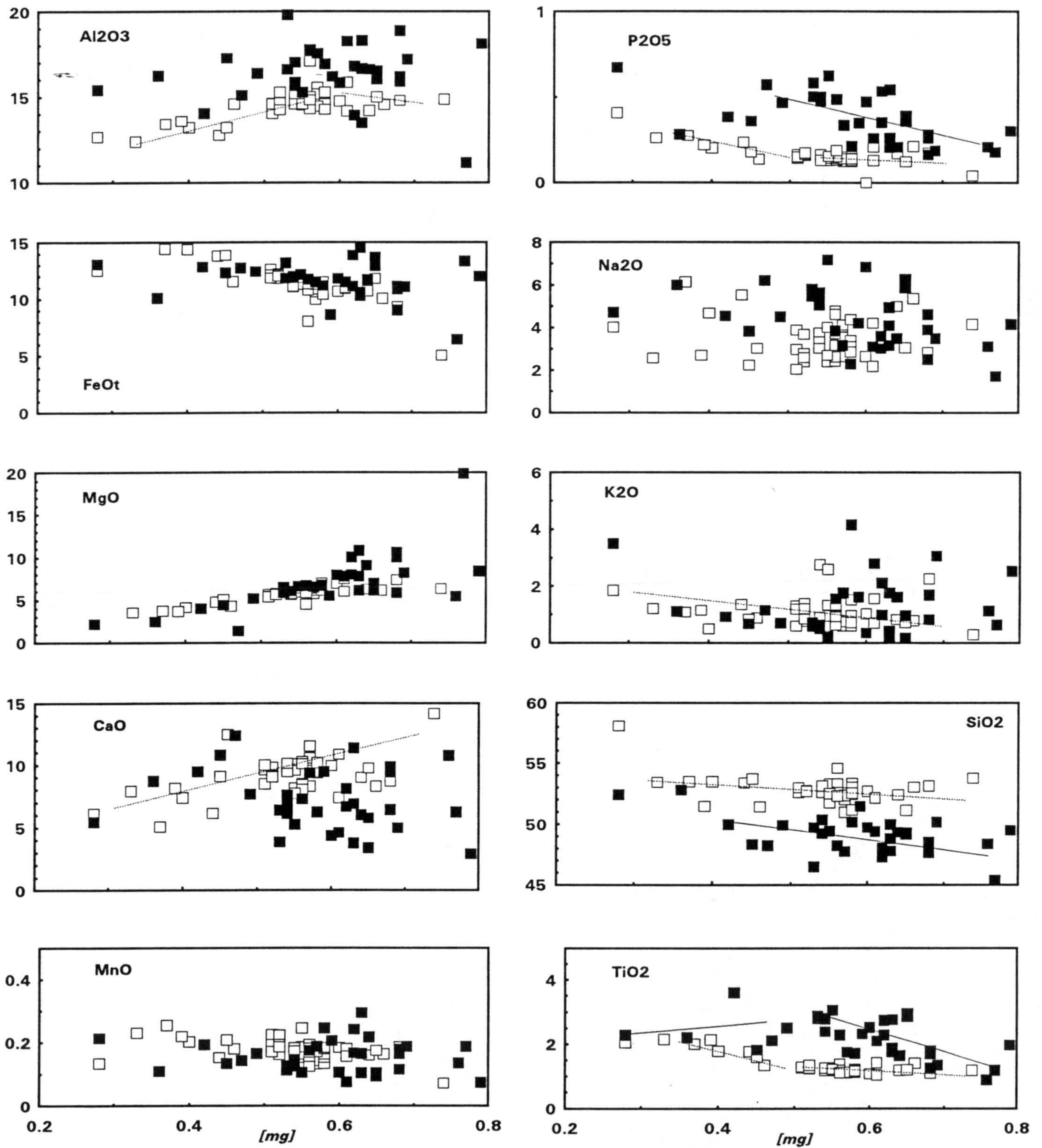


FIGURA VI.3.5.- Diagramas de variación de los contenidos de los elementos mayores, expresados en % en peso sobre base anhidra. Símbolos como en la figura VI.2.1.

Los contenidos en Na_2O se podrían modificar también por procesos de *metasomatismo* en el contacto entre los bordes de los cuerpos subvolcánicos y los materiales salinos-yesíferos, muy abundantes en el Trías de facies Keuper en el que intruyen la mayoría de estas rocas. De hecho, el encontrar altos contenidos en Na_2O en las facies de borde de algunos afloramientos, como el de Cambil, se podría explicar por un proceso de asimilación de sales a niveles muy someros y de escasa influencia en el total del afloramiento; por lo que sólo se podría hablar de *metasomatismo* en los bordes más externos de estos cuerpos, de unos cuantos centímetros de espesor.

El K_2O presenta una movilidad menor que el Na_2O . Este elemento puede sufrir importantes modificaciones por procesos de contaminación crustal y, de hecho, el aumento de este K_2O junto al del MgO pueden ser debidos a procesos de asimilación de metapelitas con biotitas (ver Puga y Portugal, 1989).

Así pues, las diferencias en los contenidos de elementos mayores entre ambos grupos, son congruentes con las diferencias mineralógicas observadas entre ellos. Teniendo en cuenta los elementos más distintivos, se puede hablar de un **grupo-1**, con bajos contenidos en SiO_2 y altos valores de TiO_2 y P_2O_5 , y un **grupo-2** con mayores valores en SiO_2 y menores contenidos de TiO_2 y P_2O_5 . En la tabla VI.3.1 se recogen los valores máximos, mínimos y medios para cada uno de los dos grupos de ofitas que se han diferenciado. Sólo se han considerado aquellas rocas cuyo valor *[mg]* esté comprendido entre 0.5 y 0.7, eliminando de este modo las dispersiones que se producirían por procesos de acumulación (caso de las doleritas picríticas) ó de diferenciación máxima (caso de los pegmatoides). Los rangos de quimismo observados son, especialmente para las ofitas del grupo-2, similares a los que se presentan en otras doleritas Triásicas de marcada afinidad toleítica (ofitas de Pirineos, doleritas del norte de Marruecos, etc).

TABLA VI.3.1. - Valores medios en elementos mayores para los dos grupos de ofitas, considerando únicamente aquellos análisis cuyos valores de *[mg]* están comprendidos entre 0.5 y 0.7.

	OFITAS GRUPO-1			OFITAS GRUPO-2		
	MAX	MIN	MED	MAX	MIN	MED
SiO ₂	51.49	46.47	49.26	54.58	51.02	52.61
TiO ₂	3.06	1.26	2.31	1.43	1.05	1.20
Al ₂ O ₃	19.80	13.51	16.61	17.09	14.06	14.65
FeO _t	14.51	8.60	11.74	12.63	8.07	11.31
MnO	0.29	0.08	0.16	0.24	0.12	0.17
MgO	10.79	5.53	6.73	7.55	4.57	6.20
CaO	11.36	3.42	6.43	11.54	7.16	9.46
Na ₂ O	7.16	2.29	4.16	5.36	2.03	3.04
K ₂ O	4.16	0.18	0.98	2.76	0.59	0.91
P ₂ O ₅	0.62	0.17	0.36	0.21	0.12	0.15
<i>[mg]</i>	0.69	0.53	0.62	0.68	0.51	0.56

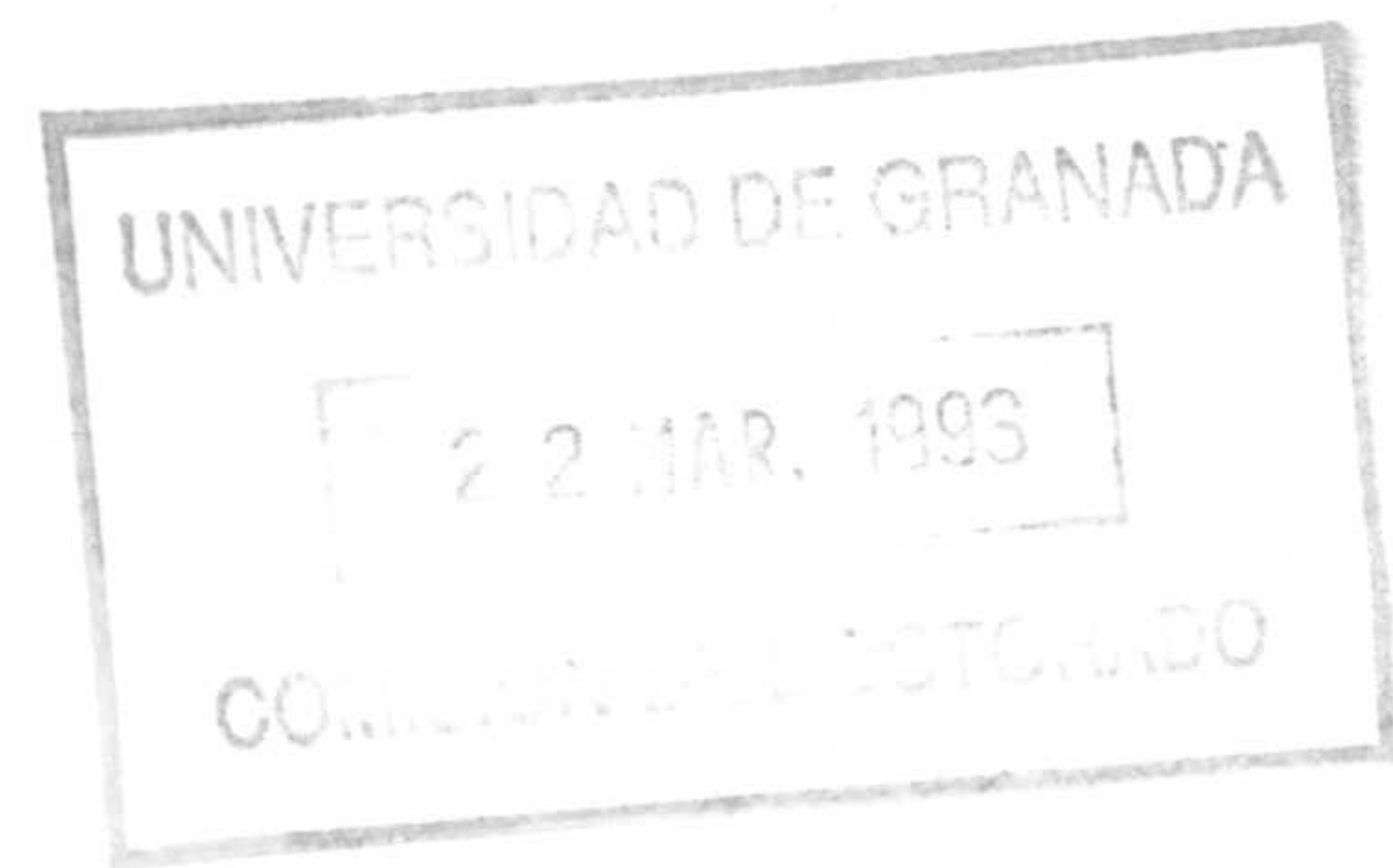
VI-3-4.- Otros diagramas con elementos mayores

Los bajos grados de diferenciación mostrados en ambos grupos de rocas, así como el hecho de presentar valores relativamente bajos en la relación *[mg]*, son los responsables de la proyección en el clásico diagrama *AFM* hacia el centro, con bajos valores de MgO y contenidos relativamente altos en álcalis, posiblemente debido a procesos de movilidad secundaria de los álcalis además del posible aumento en K₂O por contaminación cortical. Esto hace que la proyección de ambos grupos no se ajuste al *trend* establecido para las típicas secuencias toleíticas (figura VI.3.6).

En el diagrama SiO₂:K₂O (figura VI.3.7a) se pone de manifiesto la diferencia en los valores de SiO₂ de ambos grupos de ofitas, así como el *trend* subvertical mostrado en el diagrama *TAS* para las rocas del grupo-2. En este caso, las ofitas del grupo-1 también muestran un marcado *trend* subvertical. Es decir, para unos mismo valores en SiO₂ se observa un gran variación en los contenidos en K₂O. Según este diagrama, las "ofitas" abarcan los tres campos establecidos (subalcalinos bajos en potasio, subalcalinos y alcalinos), aunque la

mayoría se proyectan en el campo de los basaltos subalcalinos (con contenidos en K_2O mayores que los N-MORB). Cox (1980) interpreta la marcada dispersión en diagramas de variación tales como el diagrama $SiO_2:K_2O$ como la consecuencia natural de los efectos de cristalización fraccionada polibárica combinados con la heterogeneidad de la fuente, variables grados de fusión parcial y contaminación crustal. Los estudios más detallados de elementos traza y tierras raras permitirán dilucidar entre los diferentes factores que pueden influir en la dispersión en los valores de K_2O mostrada en la figura IV.3.7a.

Por otro lado, el diagrama A.I. vs Al_2O_3 pone de manifiesto el carácter toleítico de estas rocas, así como una diferencia en los valores del A.I., como consecuencia de los diferentes contenidos en SiO_2 entre las rocas de ambos grupos (figura VI.3.7b).



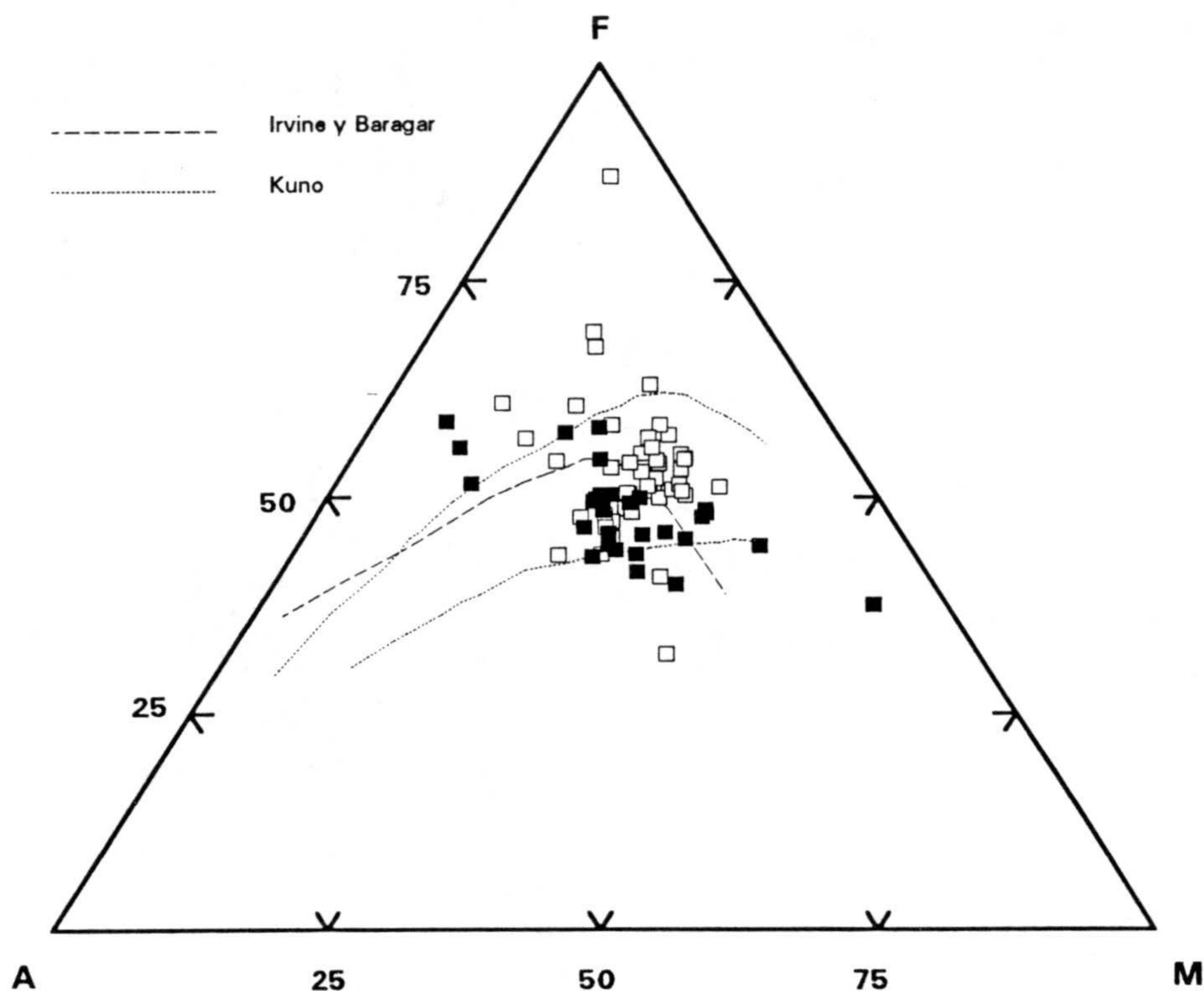


FIGURA VI.3.6.- Diagrama AFM para las ofitas de las Z.E. Símbolos como en figura VI.2.1. Se incluyen los *trends* clásicos definidos por Irvine y Baragar (1971) y Kuno (1968) para las series toleíticas y calco-alcalinas, respectivamente.

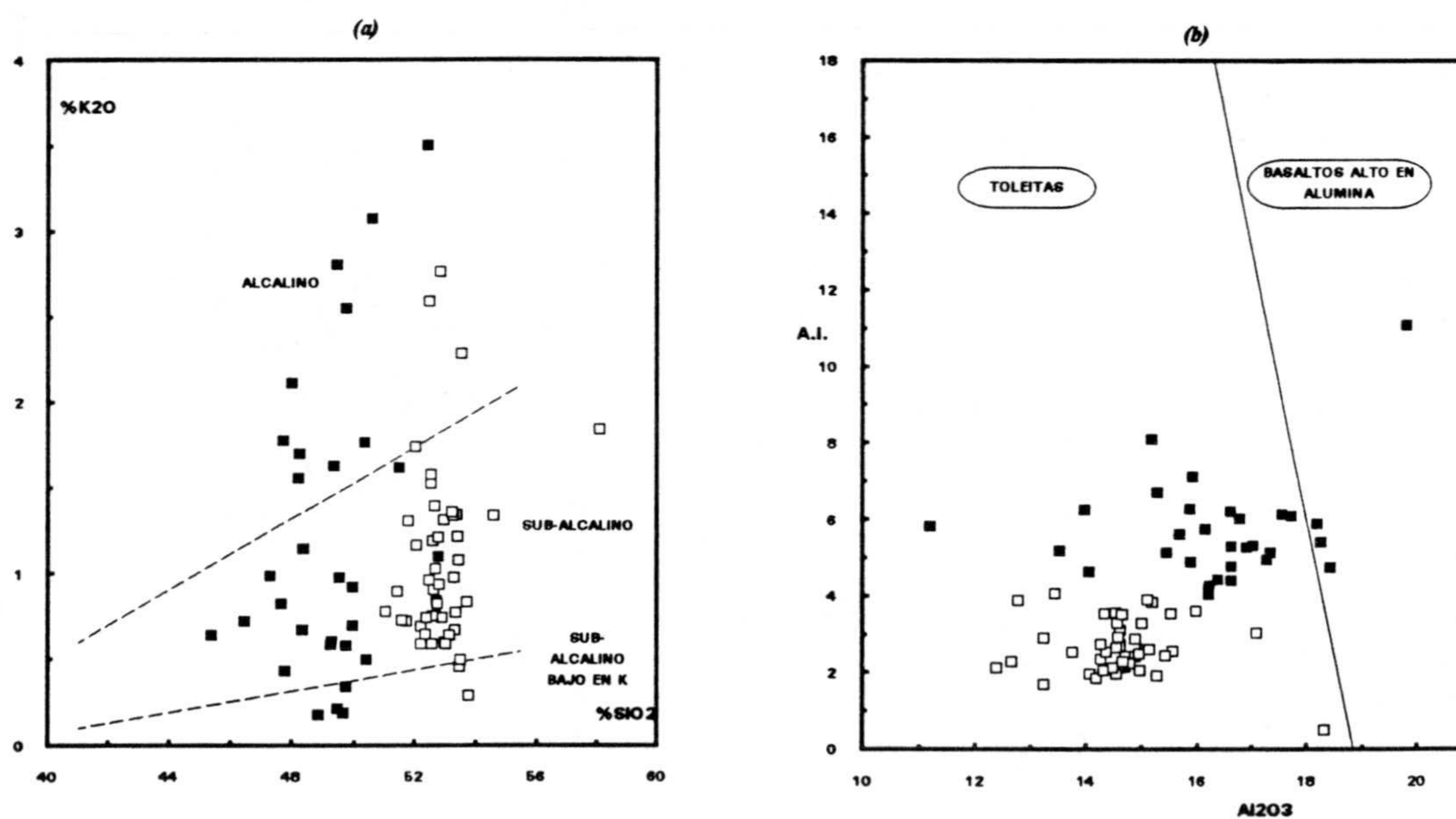


FIGURA VI.3.7.- a) Diagrama SiO_2 vs K_2O , marcando los límites entre los basaltos de series alcalinas, subalcalinas y subalcalina baja en potasio (Middlemost, 1975). b) Diagrama Al_2O_3 vs A.I. (A.I. = $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})/(\text{SiO}_2 - 43) \times 0.17$), en el que se separan los campos de las toleitas respecto a los basaltos altos en alúmina (según Middlemost, 1975). Símbolos como en la figura VI.2.1.

VI-4.- Geoquímica de elementos traza

VI-4-1.- Introducción

El estudio de los elementos en traza presenta muchas más posibilidades de información petrogenética que los elementos mayores, ya que permite evaluar con mayor precisión los parámetros que han influido en el quimismo final de estas rocas. Esto es debido al hecho de poder contar con algunos elementos que clásicamente han sido considerados como inmóviles durante los procesos de alteración meteórica y metamorfismo de bajo-grado y que, además, ofrecen amplia información petrogenética (elementos compatibles/incompatibles).

En función de su afinidad geoquímica, los elementos en traza (excluyendo las tierras raras) se pueden clasificar en tres grupos:

- a) elementos de elevado radio iónico, baja carga y bajo potencial iónico (elementos LFS ó light field strength), tales como el **Rb, Ba, Sr, Cs y K**. Numerosos autores han demostrado la movilidad de estos elementos durante procesos de alteración de baja temperatura, lo que hace que se cuestione su valor petrogenético en la interpretación geoquímica de rocas paleovolcánicas con diferentes grados de alteración. También son elementos *LFS* el **Th, U, Pb**, con alta carga y baja relación radio/carga, presentando tanto el Th como el U un comportamiento inmóvil durante los procesos de transformación secundaria.
- b) elementos con pequeño radio iónico, alta carga y alto potencial iónico (elementos HFS ó high field strength), tales como **Zr, Hf, Nb, Ti, P, Y, Ta**, aunque algunos autores consideran que el Y se podría englobar dentro del grupo de las tierras raras. Estos elementos tienden a ser fuertemente incompatibles, con bajos coeficientes de reparto en la mayoría de los casos, siendo considerados como inmóviles durante los procesos de alteración de baja temperatura.
- c) elementos de transición: **Ni, Cr, Co, Cu, Zn, Sc, Ti, V**. De ellos, Ni, Cr, Co, Sc, Ti y V se suelen considerar como inmóviles durante la alteración y el metamorfismo. Además, Ni, Cr, Co y Sc se comportan como elementos compatibles durante los

procesos de cristalización fraccionada y fusión parcial de magmas básicos.

De manera generalizada, últimamente se tiende a agrupar a los elementos en traza en dos familias: los elementos *LIL* (*large ion lithophile*), que comprenden los *LFS* (Cs, Rb, K, Ba, Sr, Th, U, Pb) y tierras raras ligeras (*LREE*), y los elementos *HFS* junto con las tierras raras pesadas (*HREE*).

En el anexo-III están recogidos los contenidos en elementos en traza que se han obtenido para las diferentes muestras analizadas. En el anexo-I se resumen las diferentes técnicas analíticas empleadas para su determinación, así como los límites de detección propios de cada método para los diferentes elementos. Como se puede comprobar en los listados de los análisis químicos, para el caso del Ta, las bajas concentraciones en que se encuentra, no han permitido precisar con exactitud su contenido. Este elemento es de gran interés petrogenético (ver apartado VI-6), por lo que nos hemos visto obligados a utilizar el cálculo del contenido en Ta usando las equivalencias establecidas por Wood *et al.* (1979), según las cuales la razón Nb/Ta es de 16 en la mayoría de las rocas basálticas consideradas por estos autores. Hemos podido observar cómo los valores calculados para el Ta siempre han resultado ser coherentes con los resultados analíticos, de modo que aquellas muestras cuyo valor en Ta se expresó como < 1 ppm han mostrado siempre contenidos menores que 1, y, por otro lado, muestras cuyos contenidos eran de 1 ppm, han presentado valores de Ta calculado mayor que 1, pero siempre menor que 2.

VI-4-2.- Diagramas de variación

Las abundancias de los diferentes elementos traza en las ofitas se han representado en diagramas de variación en los que, al igual que se hizo para los elementos mayores, se ha utilizado el valor [mg] como índice de diferenciación (figura VI.4.1).

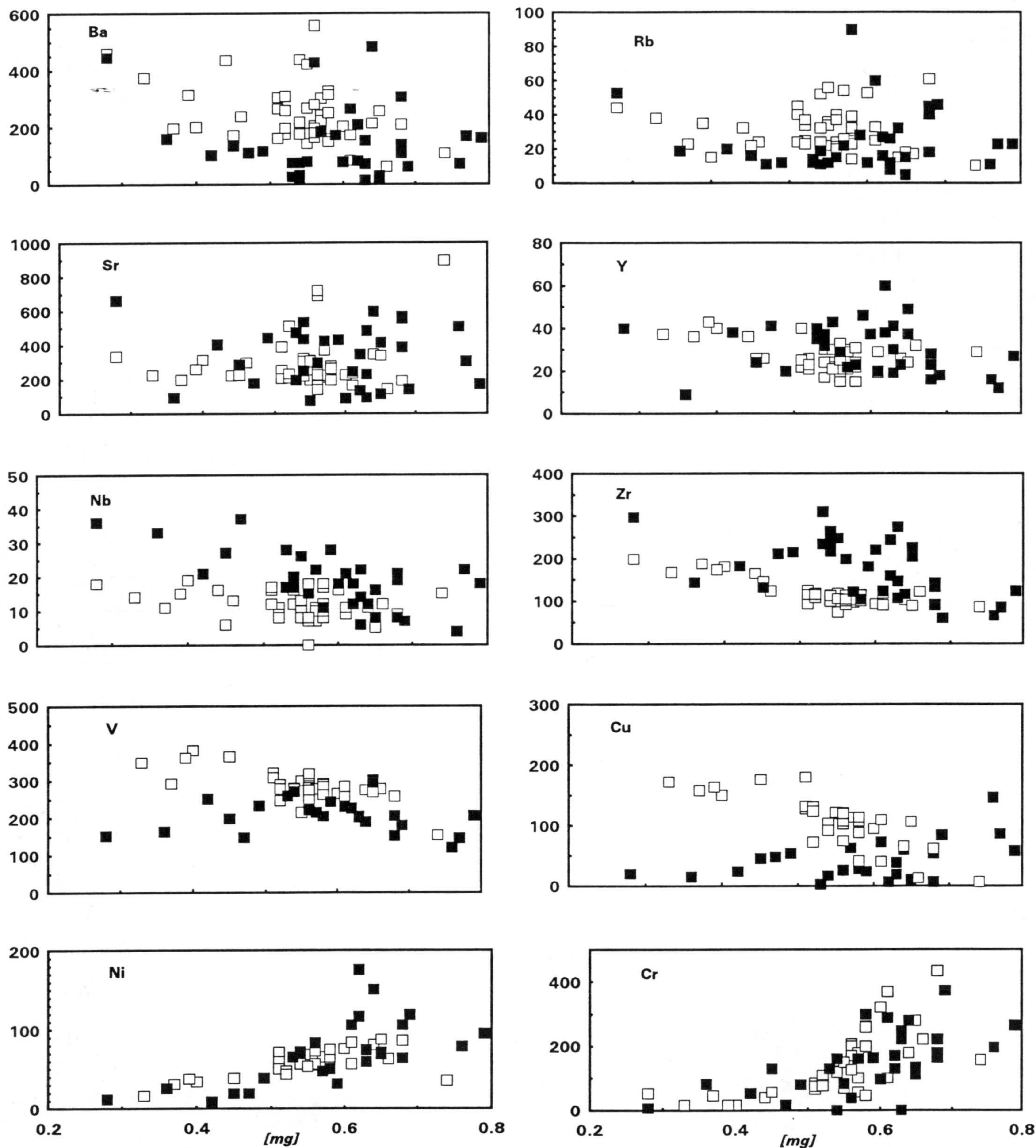


FIGURA VI.4.1.- Diagramas de variación de los elementos traza, utilizando como índice de variación el parámetro $[mg]$. Símbolos como en la figura VI.2.1.

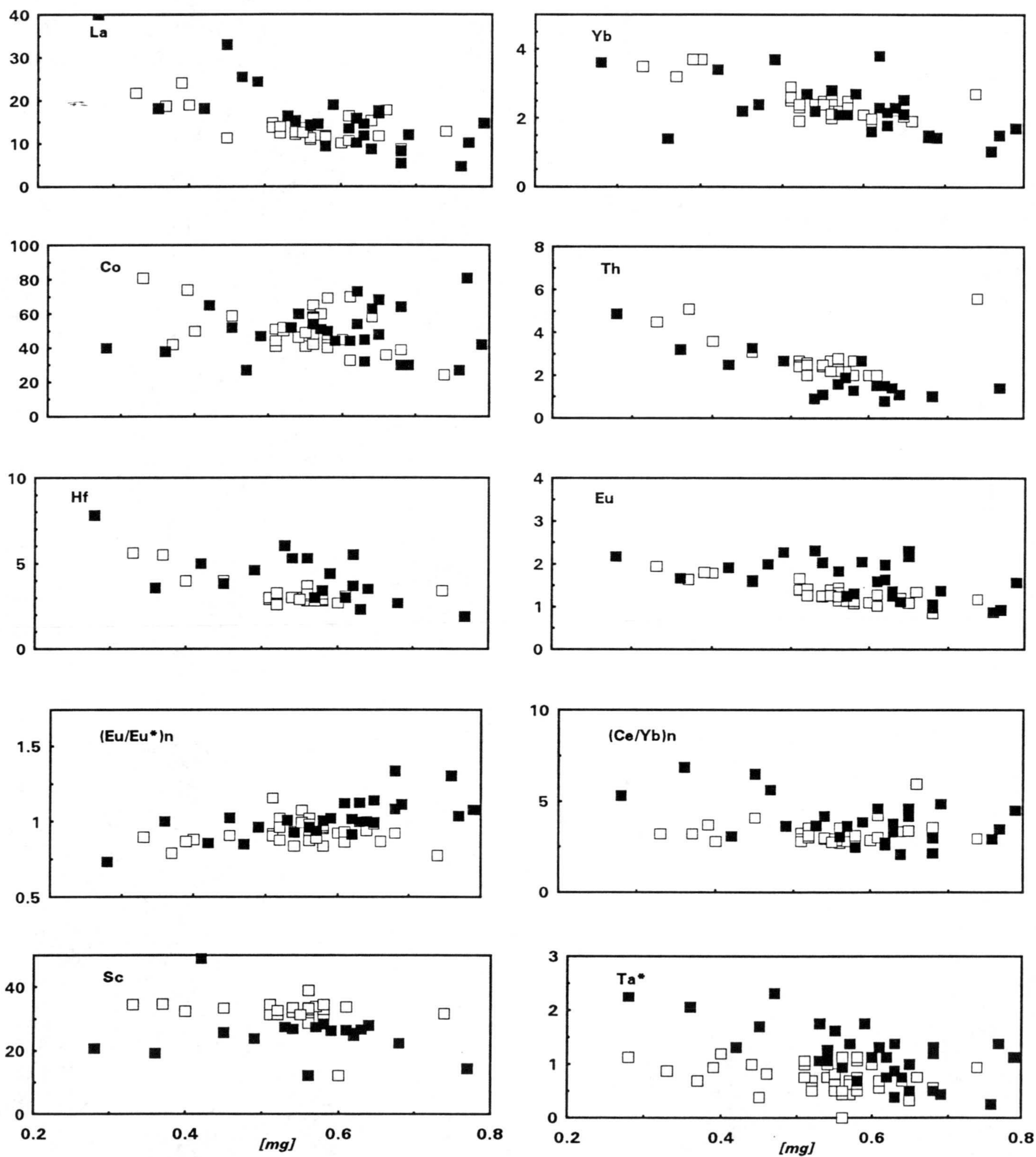


FIGURA VI.4.1.- (continuación).

Como se puede observar, los elementos de elevado radio y baja carga, tales como el Ba, Rb y Sr, presentan una fuerte dispersión de valores. Esta dispersión es consecuencia de la fácil movilidad de estos elementos durante los procesos de metamorfismo de bajo-grado (Smith y Smith, 1976; Dickin y Jones, 1983; Dostal y Strong, 1983; Merriman *et al.*, 1986). Sin embargo, el Y presenta un carácter mucho más inmóvil (no existe fuerte dispersión de valores), observándose una ligera correlación positiva con el grado de diferenciación.

Los elementos de alta carga y alto radio, tales como Zr, Nb, P, Ti, Th, Hf, Ta muestran por lo general un comportamiento mucho más inmóvil durante las transformaciones secundarias (Ludden *et al.*, 1982; Merriman *et al.*, 1986). Por lo general, estos elementos muestran buenas correlaciones con el índice de diferenciación. Tanto el Zr como el Nb presentan correlación positiva con la diferenciación.

El V parece presentar un comportamiento similar al que se observó para el TiO_2 ; es decir, correlación positiva con la diferenciación pero, en las rocas del **grupo-1**, se puede observar la existencia de una ligera correlación negativa en las fases más diferenciadas, posiblemente en relación con el descenso en los contenidos en Ti de estas facies.

Los elementos de transición (Cr, Ni, Sc, Co, Cu) también presentan un comportamiento digno de resaltar. El carácter "incompatible" del Cu en las rocas del **grupo-2** frente al comportamiento más "compatible" en las del **grupo-1** es bastante notable. Algunos autores han considerado como característico de las series toleíticas continentales el comportamiento incompatible del Cu (Dupuy y Dostal, 1984). El Ni y Cr presentan una marcada correlación negativa con el grado de diferenciación. No obstante, se puede observar un comportamiento diferencial entre estos dos elementos para cada una de las series. En concreto, la presencia de olivino en las rocas menos diferenciadas del **grupo-1** y de ortopiroxeno en las del **grupo-2** harán que las variaciones de estos dos elementos sean más acusadas en un grupo u otro, como consecuencia del diferente coeficiente de reparto que existe para el Ni y Cr entre los dos minerales y los líquidos de composición básica ($D^{\text{Ni}}_{\text{ol/liq}} = 3.8-35.0$ mientras que $D^{\text{Ni}}_{\text{opx/liq}} = 2-8$; y $D^{\text{Cr}}_{\text{ol/liq}} = 0.2-2.1$ mientras que $D^{\text{Cr}}_{\text{opx/liq}} = 1.5-13.0$). Según estos valores (tomados de López Ruiz, 1986) la fraccionación de olivino

supondrá un mayor descenso en Ni que en Cr (que será mayor cuando sea el ortopiroxeno el que participe en los procesos de fraccionación). Obviamente, los mayores contenidos en Cr y Ni corresponden a la dolerita picrítica con carácter cumúlítico. Los valores de estos elementos no han sido proyectados en los diagramas de variación para no enmascarar las variaciones observadas para estos elementos en el resto de las rocas.

La variación de algunas tierras raras con el índice de diferenciación no ofrece grandes informaciones, aunque si se puede considerar que, en general, se observa una ligera correlación positiva con el grado de diferenciación. Sin embargo, se presenta mucho más interesante la correlación negativa mostrada por la razón $(Eu/Eu^*)_n$ durante la diferenciación (siendo Eu^* la concentración de Eu que se obtiene de la interpolación entre el Sm y Gd), pudiendo ser un indicador más fiable que el CaO y Sr (debido a la movilidad presentada por estos elementos) de la ligera fraccionación de plagioclasa durante los procesos de cristalización a baja presión (Cox *et al.* 1977). Tampoco se observan variaciones significativas en la razón $(Ce/Yb)_n$. Esta relación está indicando el fraccionamiento de REE durante los procesos de cristalización, al considerar al Ce como representante de las LREE y al Yb como de las HREE, además de dar información sobre la homogeneidad ó heterogeneidad de la fuente de la que procedan los líquidos magmáticos (ver capítulo VII para más detalles sobre este respecto). Únicamente en las etapas más diferenciadas de las ofitas del grupo-1 parece observarse un relativo enriquecimiento de LREE sobre las HREE, consecuencia de procesos de cristalización fraccionada, ya que en las etapas más tardías de cristalización es donde se concentrarán preferentemente los elementos más incompatibles (en este caso, el Ce respecto al Yb). De cualquier modo, las tierras raras serán motivo de una discusión más detallada en el próximo apartado.

VI-4-3.- Diagramas multielementales (*spider-diagrams*)

Estos diagramas presentan la ventaja de mostrar una visión de conjunto de las variaciones observadas por un gran número de elementos. Además, el hecho de considerar un standard de normalización, de composición y ambiente de génesis bien conocidos, permite evaluar las variaciones de los diferentes elementos. Para la realización de esta memoria de

Tesis hemos optado por la normalización al MORB, usando los valores de normalización y el orden de elementos trazas propuestos por Pearce (1982), en orden decreciente de movilidad en una fase fluida acuosa (mayor movilidad para el grupo Sr, K, Rb y Ba, mientras que el grupo Th a Yb generalmente son inmóviles), y en el que la incompatibilidad de los elementos traza, durante la fusión de un manto lerezolítico, aumenta desde los bordes (Sr y K, de un lado, e Yb e Y, del otro) hacia el interior (Th, Ta, Nb) (Pearce, 1982, 1983). Además, se han añadido dos elementos compatibles (Sc y Cr) para observar sus variaciones durante los diferentes procesos evolutivos sufridos por estas rocas (principalmente durante la cristalización fraccionada). Obviamente, rocas toleíticas de afinidad MORB que no hayan sufrido ningún tipo de modificación por procesos de contaminación o alteración secundaria, presentarán un *pattern* plano, con valores próximos a la unidad. Los basaltos de intraplaca presentan un *pattern* curvo, con enriquecimientos en todos los elementos excepto Y, Yb, Sc y Cr, aumentando el grado de enriquecimiento desde el Ti hacia el Th y desde el Sr hacia el Ba (Pearce, 1983). El enriquecimiento en Ba, Rb, Th, Sr y LREE de toleitas continentales respecto a los MORB es una característica de las toleitas de este ambiente de génesis, y parece ser consecuencia de aportes debido a la contaminación crustal (Dupuy y Dostal, 1984; Dostal *et al.*, 1986; Thompson *et al.*, 1982, 1983, 1984) ó bien a la procedencia de fundidos generados en un manto subcontinental enriquecido (Hawkeswoth *et al.*, 1983; Menzies *et al.*, 1983; entre otros). Una discusión más detallada sobre el origen de tal enriquecimiento será desarrollada en el capítulo VII.

En las figuras VI.4.2 se han representado los valores normalizados de los diferentes sectores analizados, separando las ofitas del grupo-1 (fig. VI.4.2a) de las del grupo-2 (fig. VI.4.2b). En estos diagramas se han incluido tanto rocas sin apenas evidencias de metamorfismo cómo aquellas en las que éste se manifiesta patentemente como en los afloramientos de Archidona. Globalmente, los *patterns* observados son muy similares, con claros enriquecimientos para el K, Rb y Ba que descienden bruscamente hasta presentar valores próximos a la unidad para los elementos desde el Zr al Sc.

La comparación de los diagramas procedentes de diferentes facies dentro de un mismo

afloramiento da indicaciones sobre los cambios químicos producidos durante los procesos de cristalización fraccionada. Para ambos grupos de ofitas es notorio el aumento observado en P, Zr, Hf, Sm, Ti, Y e Yb desde las facies centro y borde hasta los pegmatoides (véase el caso del área de Cuevas del Campo, para las del grupo-1 ó de Alcaudete para las del grupo-2,), debido al carácter fuertemente incompatible de estos elementos, por lo que tenderán a aumentar su concentración en las fases tardías de cristalización. También es notable el fortísimo enriquecimiento en Sr, K, Rb y Ba observado en las facies de borde de Cuevas del Campo (muestra CC-1, figura VI.4.2a). Este enriquecimiento es interpretado como consecuencia de la interacción entre el magma y los sedimentos evaporíticos encajantes. Recuérdese que este afloramiento pertenece a los clasificados como intrusivos "en profundidad", en los que es relativamente fácil la producción de interacción con los materiales triásicos yesíferos encajantes. Esta interacción, que afecta únicamente a la zona más externa del afloramiento, se traduce en fuertes aumentos en los elementos indicados.

Igualmente es destacable el *pattern* observado en las rocas pertenecientes al grupo-1 del area de Archidona, en las que el enriquecimiento en K, Rb, Ba y Th apenas es de unas 8 a 10 veces los valores del MORB, mostrando mucha similitud con los *patterns* del área de Cuevas del Campo, salvo en el borde de este último afloramiento. Igual ocurre en las muestras del area de Santa Ana, a excepción, claro está, del pegmatoide de Cuevas del Campo, que está enriquecido en elementos fuertemente incompatibles. En el diagrama en el que se han proyectado las muestras provenientes del sector de Santa Ana se ha representado también la dolerita picrítica que, obviamente, presenta fuerte enriquecimiento en Cr respecto a todas las otras muestras. Es interesante destacar cómo esta roca, en la que han aparecido los xenocristales resultado de procesos de asimilación de metapelitas, no presenta fuertes enriquecimientos en elementos incompatibles, como cabría esperar tras procesos de asimilación de materiales corticales. En el capítulo VII se propondrá una explicación a este fenómeno.

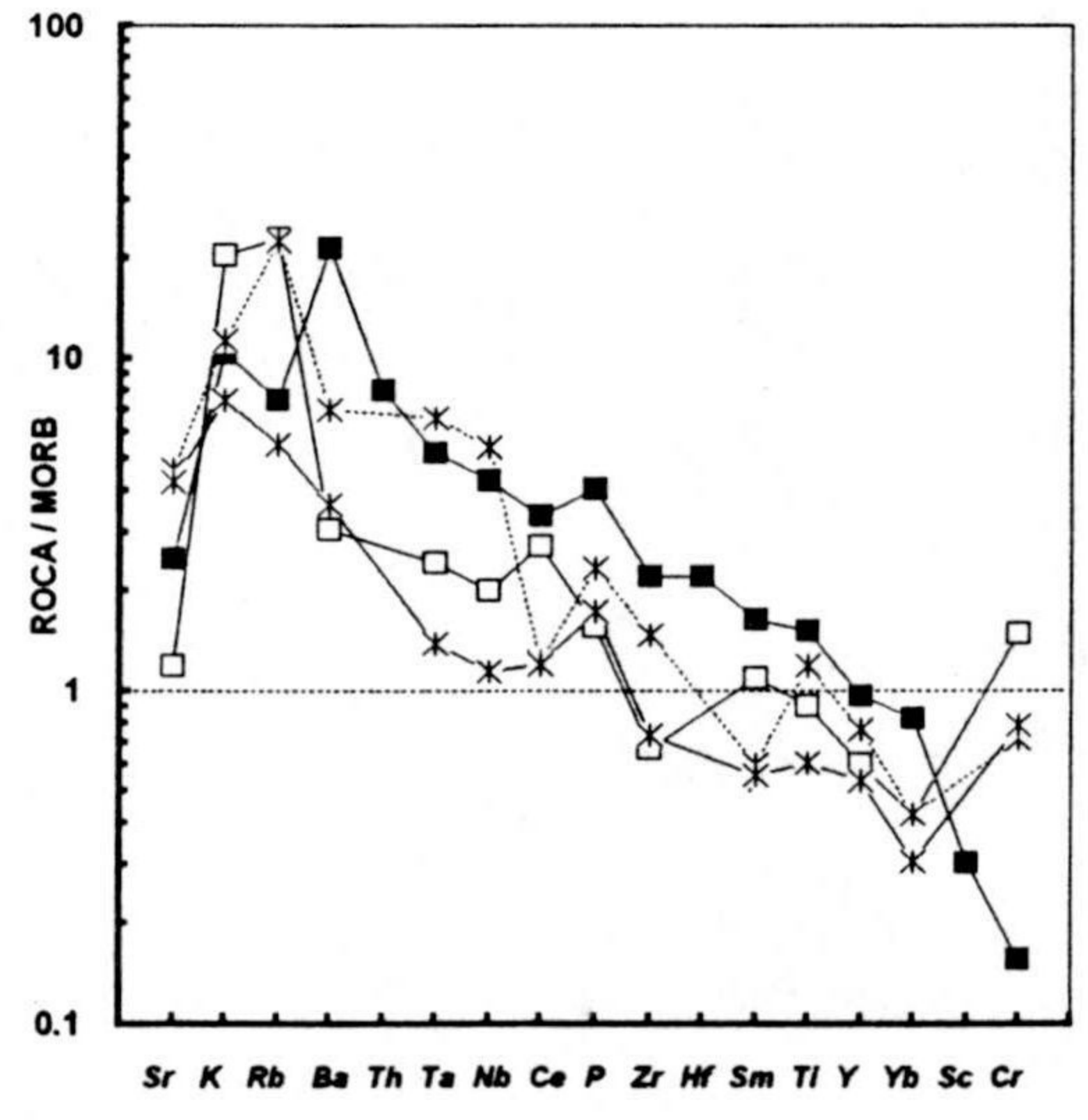
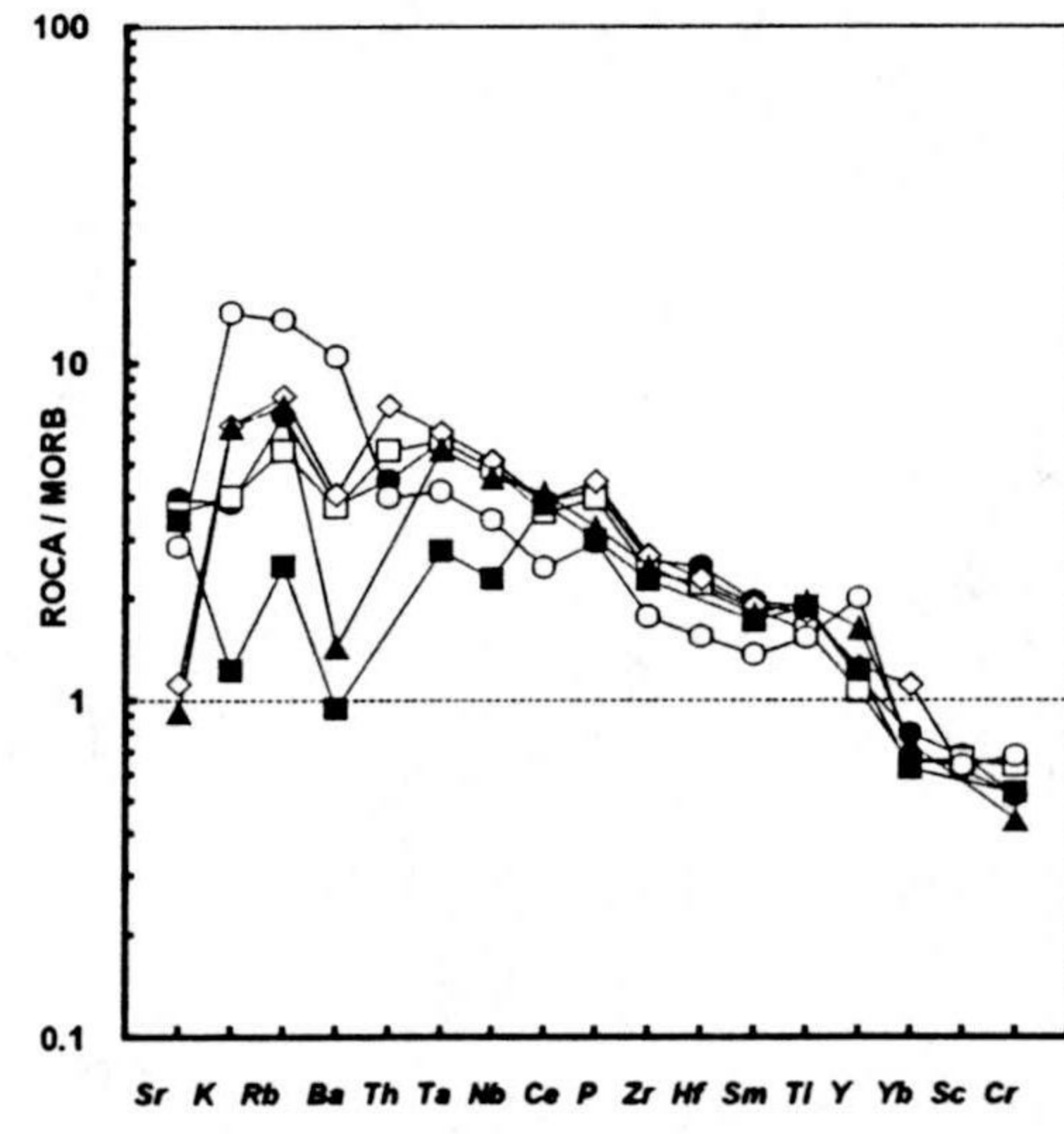
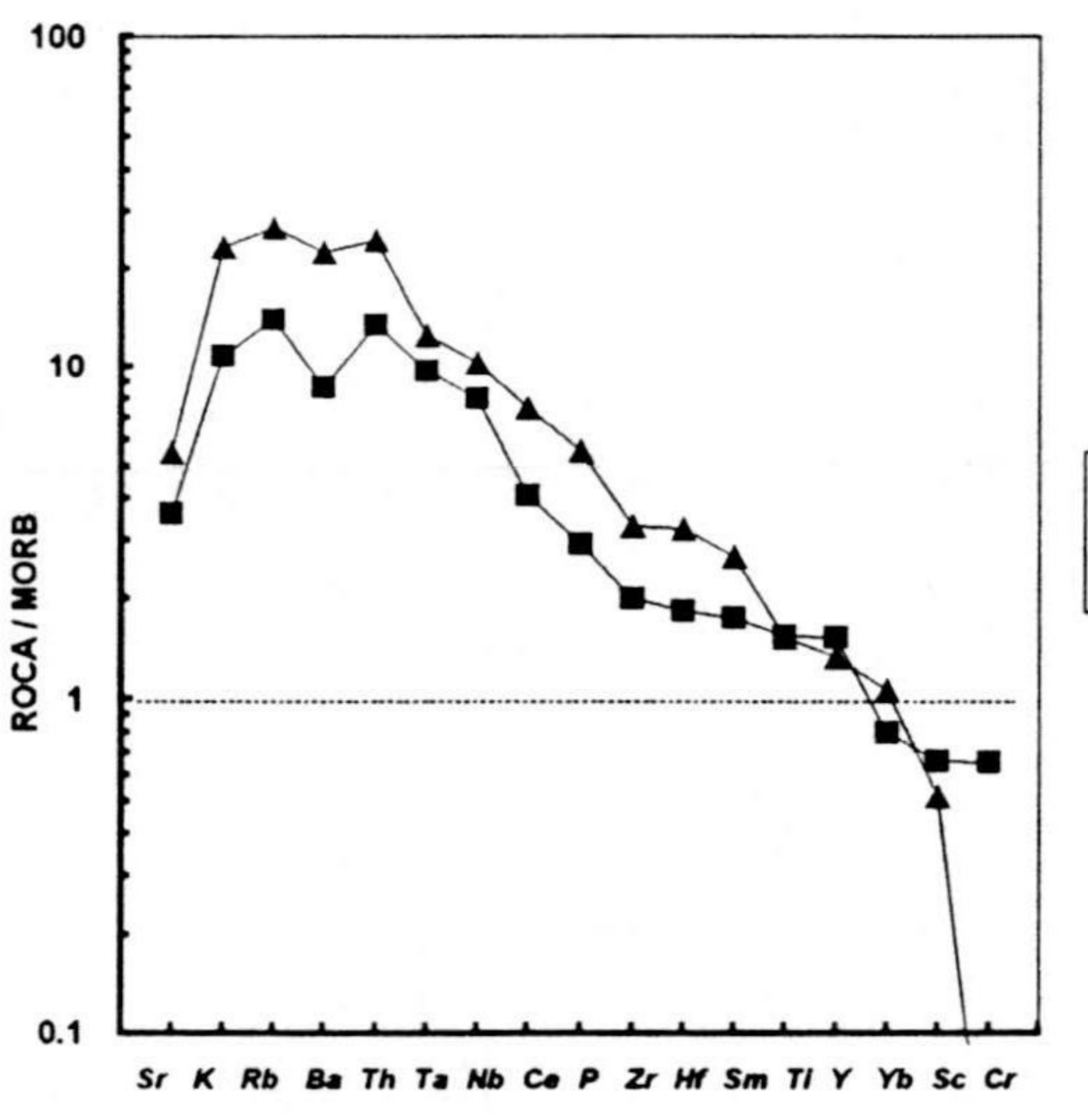
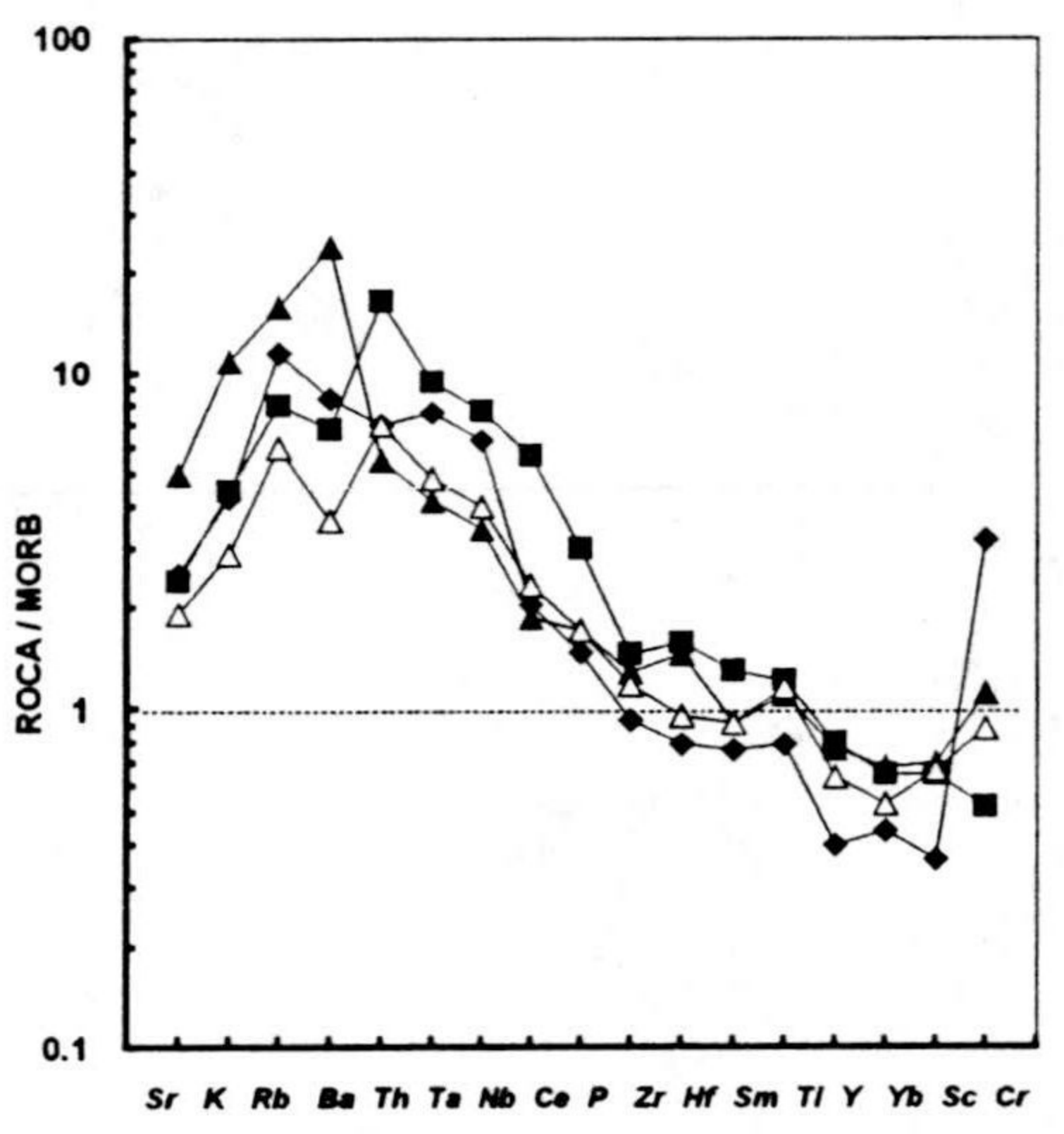
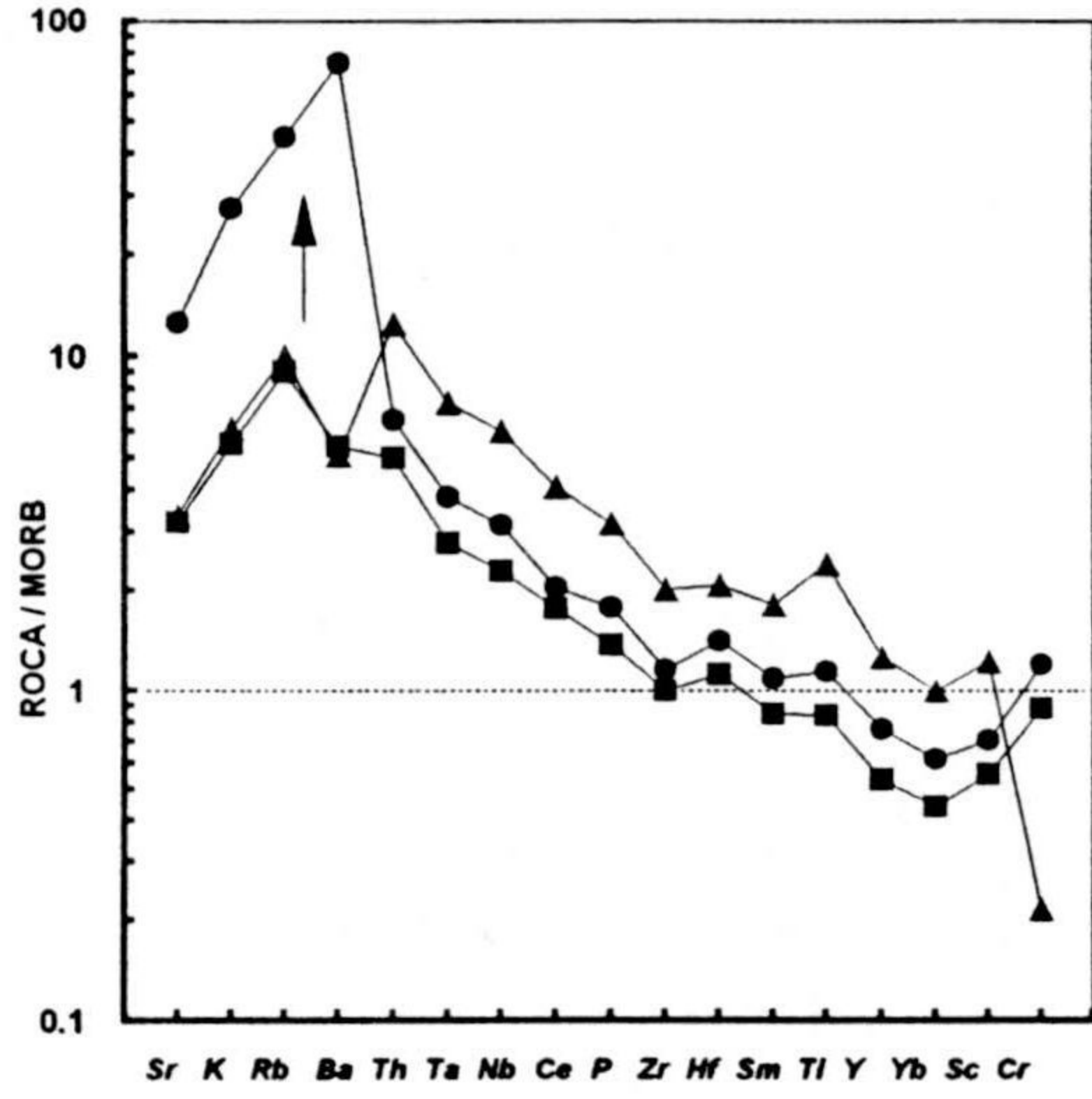
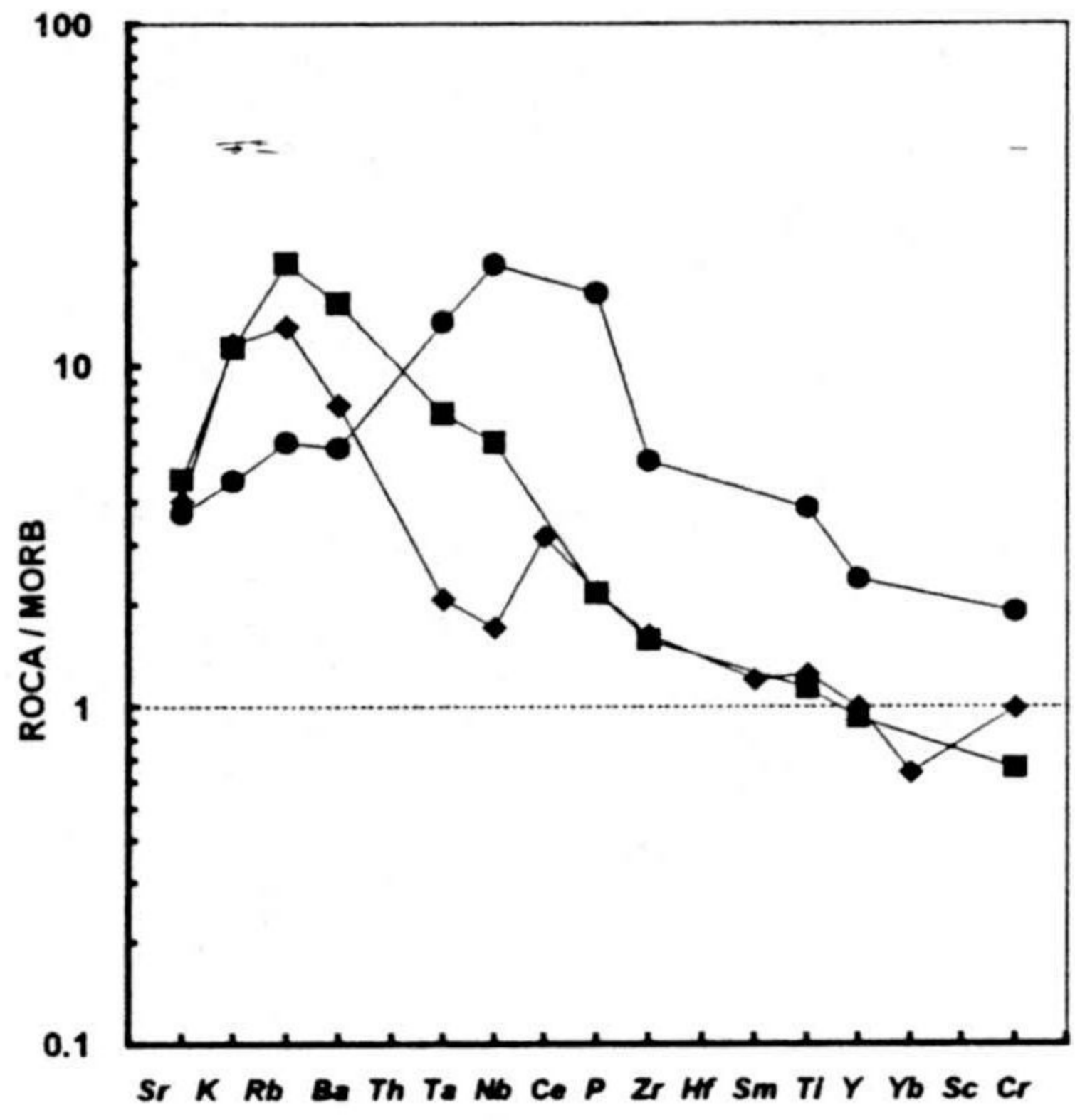
Los dos diques ricos en fenocristales de plagioclasas del area de Antequera (muestras CB-14 y CB-16) presentan contenidos en elementos traza similares a los de los otros bloques de doleritas del area de Antequera, aunque en este caso la dispersión observada en elementos

de fácil movilidad es mucho mayor que la que se observa en el resto de las ofitas, aunque los *patterns* mostrados por estos dos diques nos indican, no obstante, una cierta similitud con el resto de ofitas pertenecientes al grupo-1.

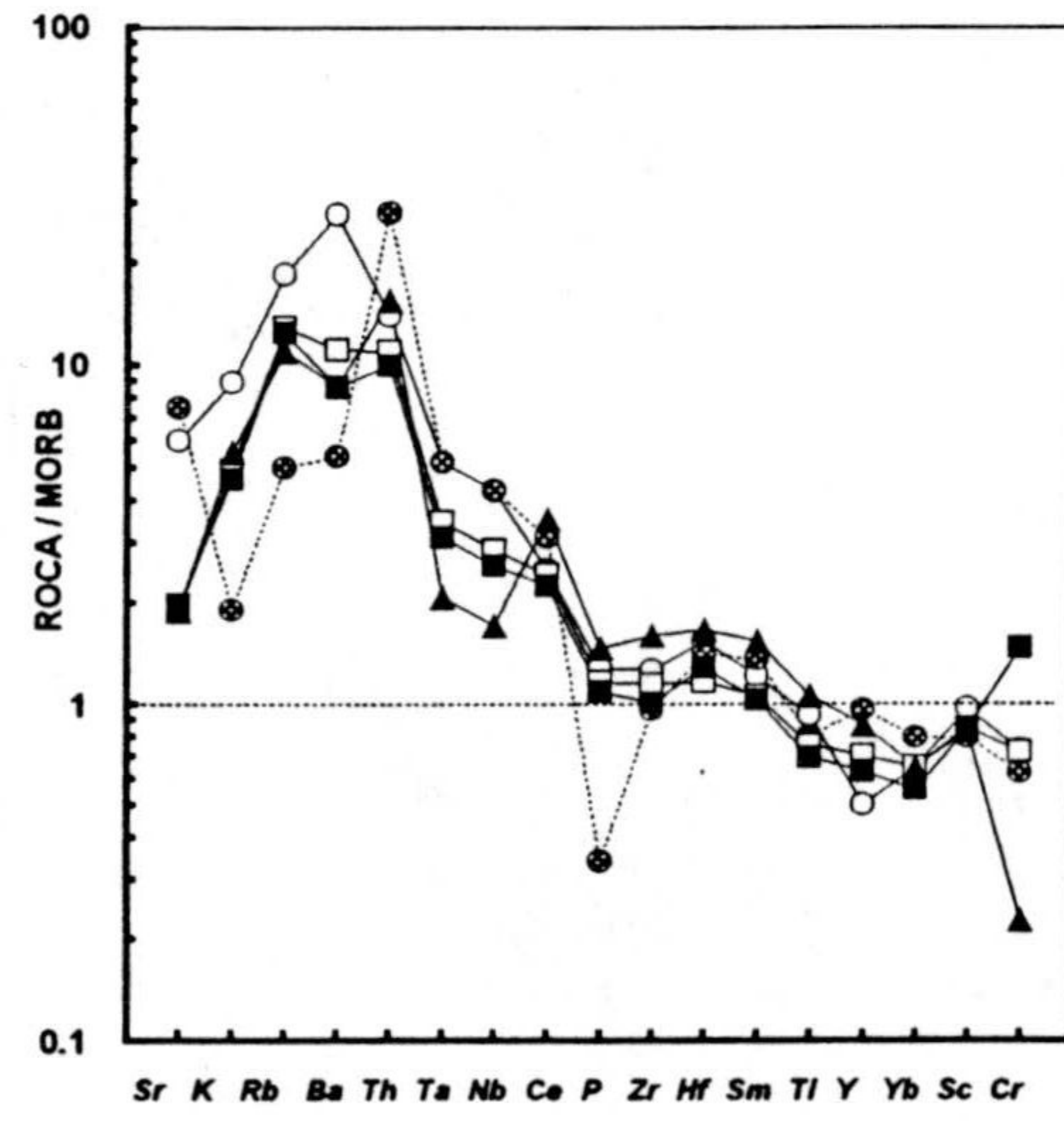
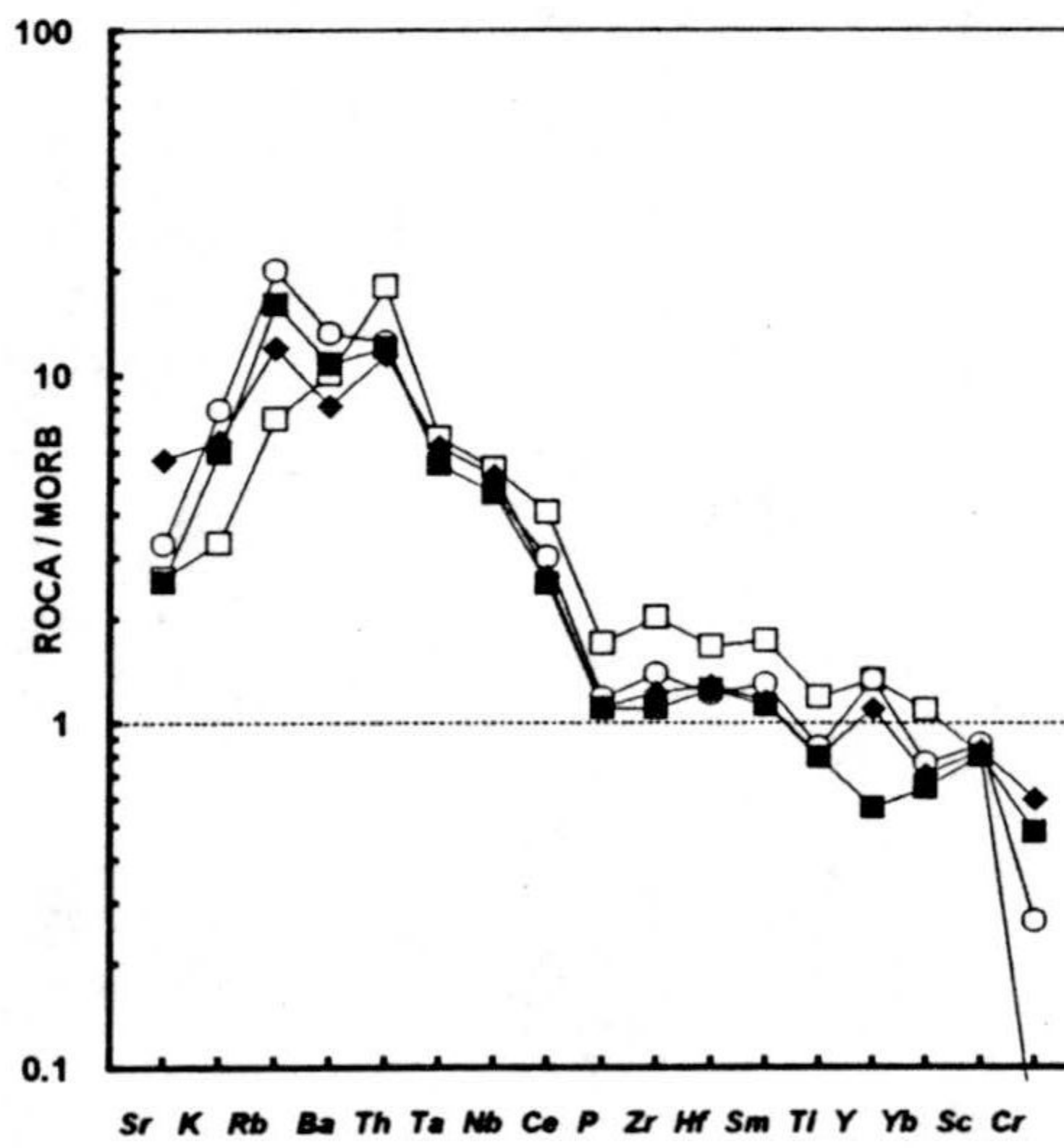
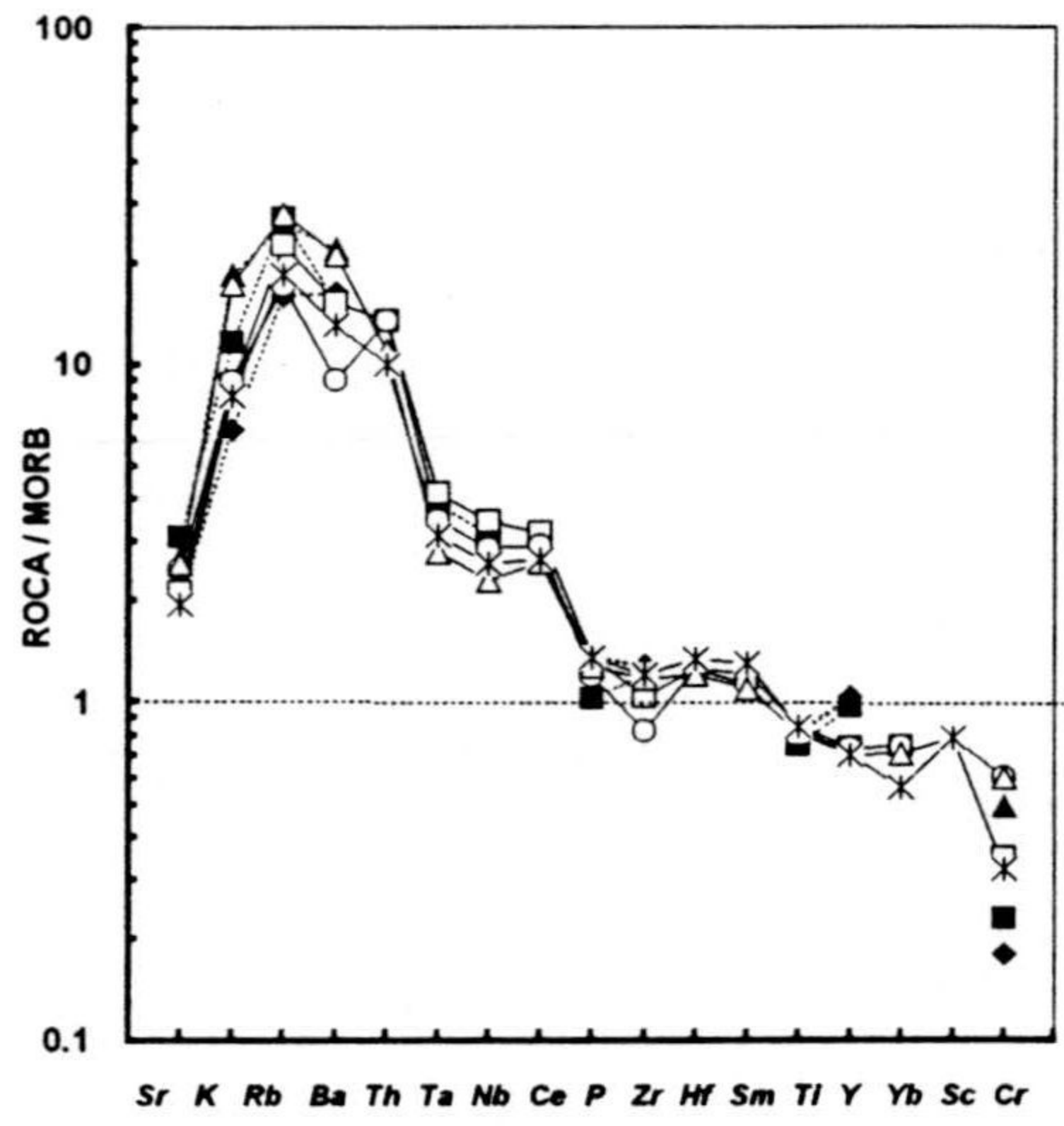
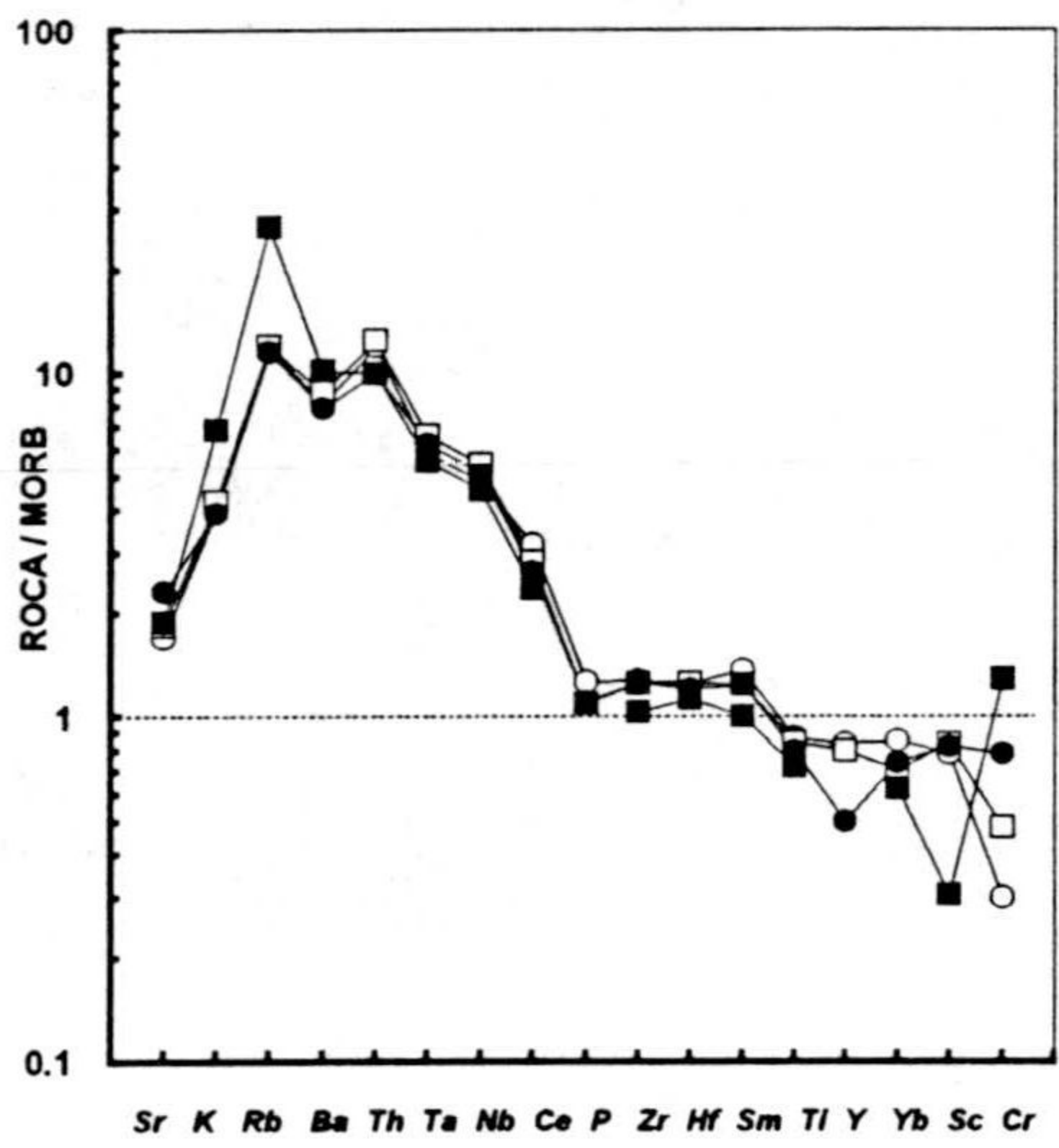
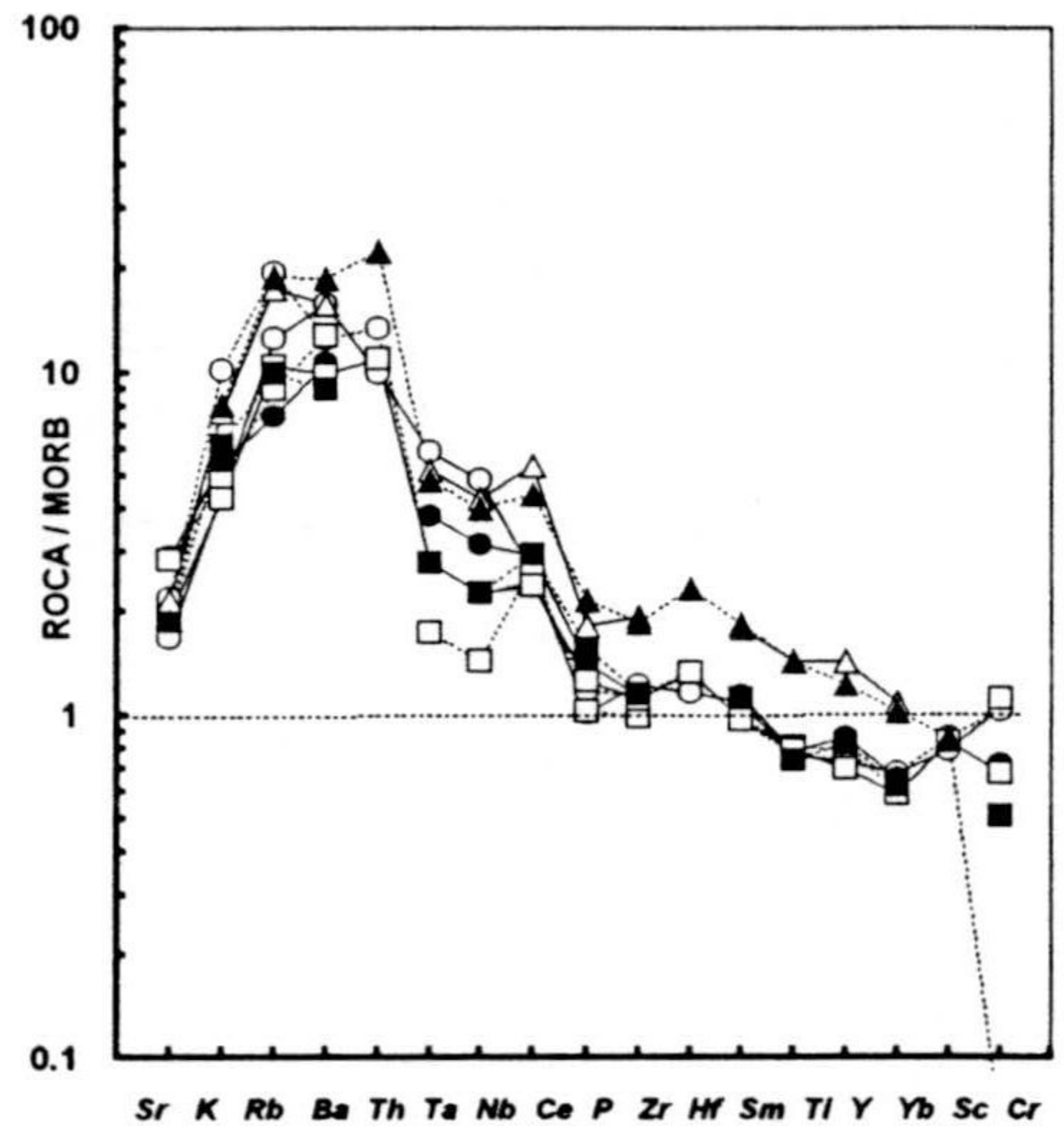
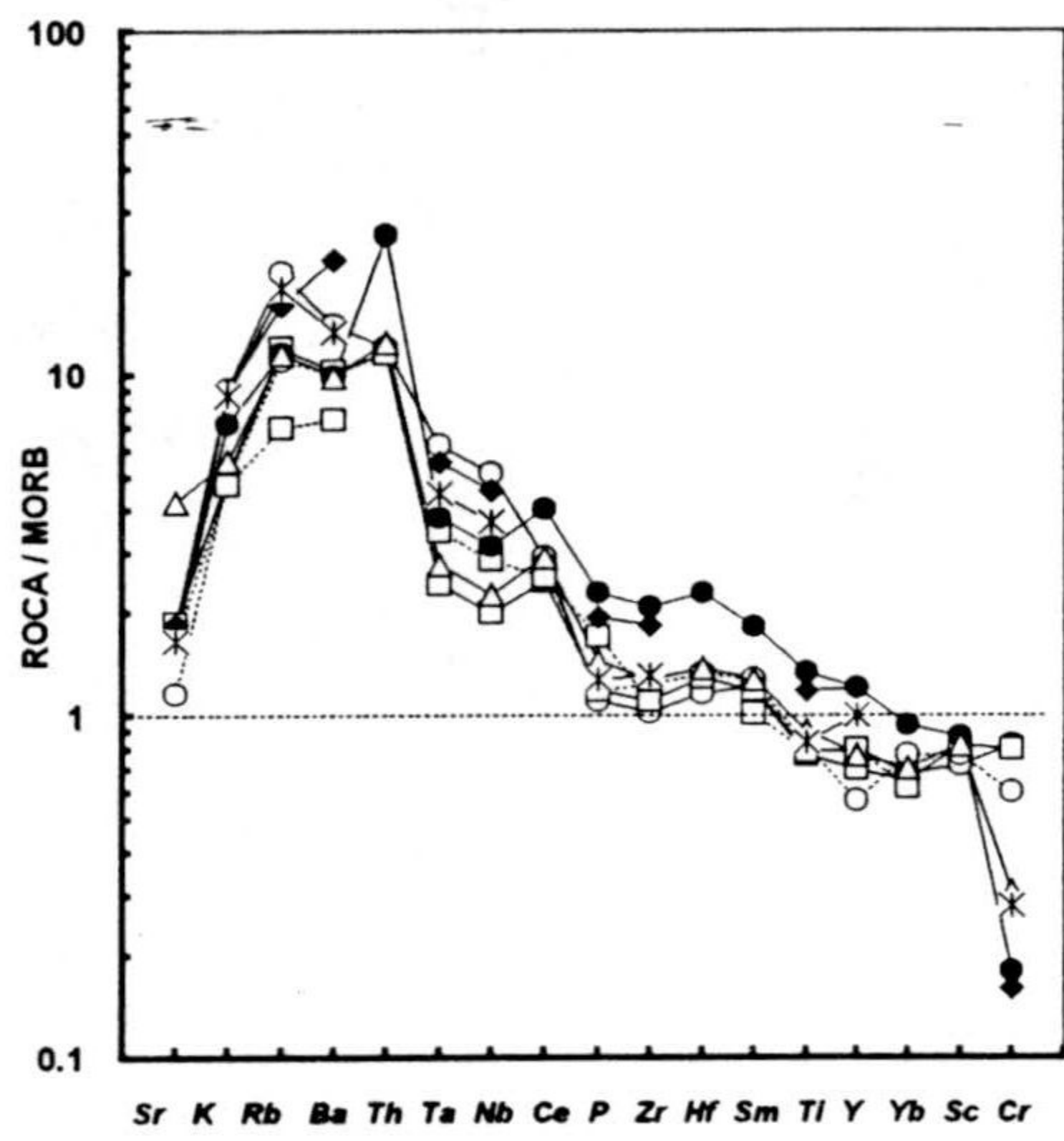
Es asimismo resaltable la homogeneidad mostrada por todas las muestras analizadas pertenecientes a las ofitas del grupo-2 (figura VI.4.2b), incluso en el caso de las muestras con marcado metamorfismo procedentes de Archidona y otras áreas de Antequera, así como la similitud de los *patterns* de estas rocas con las de Alcaudete, cuyo grado de transformación metamórfica es mucho menor. Por esta razón, y a pesar de no haber podido observar en un mismo afloramiento la transición desde rocas sin metamorfismo hasta otras claramente metamorfizadas, lo que ha impedido realizar un balance químico correcto sobre el grado de movilidad o inmovilidad de elementos traza durante el metamorfismo de bajo grado. No obstante, puede asegurarse que la movilidad química observada durante los procesos secundarios no han enmascarado considerablemente los *patterns* primarios de las rocas afectadas, observándose una mayor dispersión en la concentración de aquellos elementos clásicamente considerados como móviles durante los procesos de metamorfismo de bajo grado (Sr, K, Rb, Ba), mientras que aquellos otros considerados como inmóviles en tales procesos secundarios (Th, Nb, Ce, P, Zr, Hf, Sm, Ti, Y, Yb, Yb) han resultado ser relativamente inmóviles, observándose en estos elementos *patterns* totalmente comparables entre rocas sin apenas metamorfismo y rocas claramente metamorfizadas (Cuevas del Campo y Archidona, para las del grupo-1, y Alcaudete o Cambil y Archidona, para las del grupo-2), como se puede observar en las figuras VI.4.2a y b.

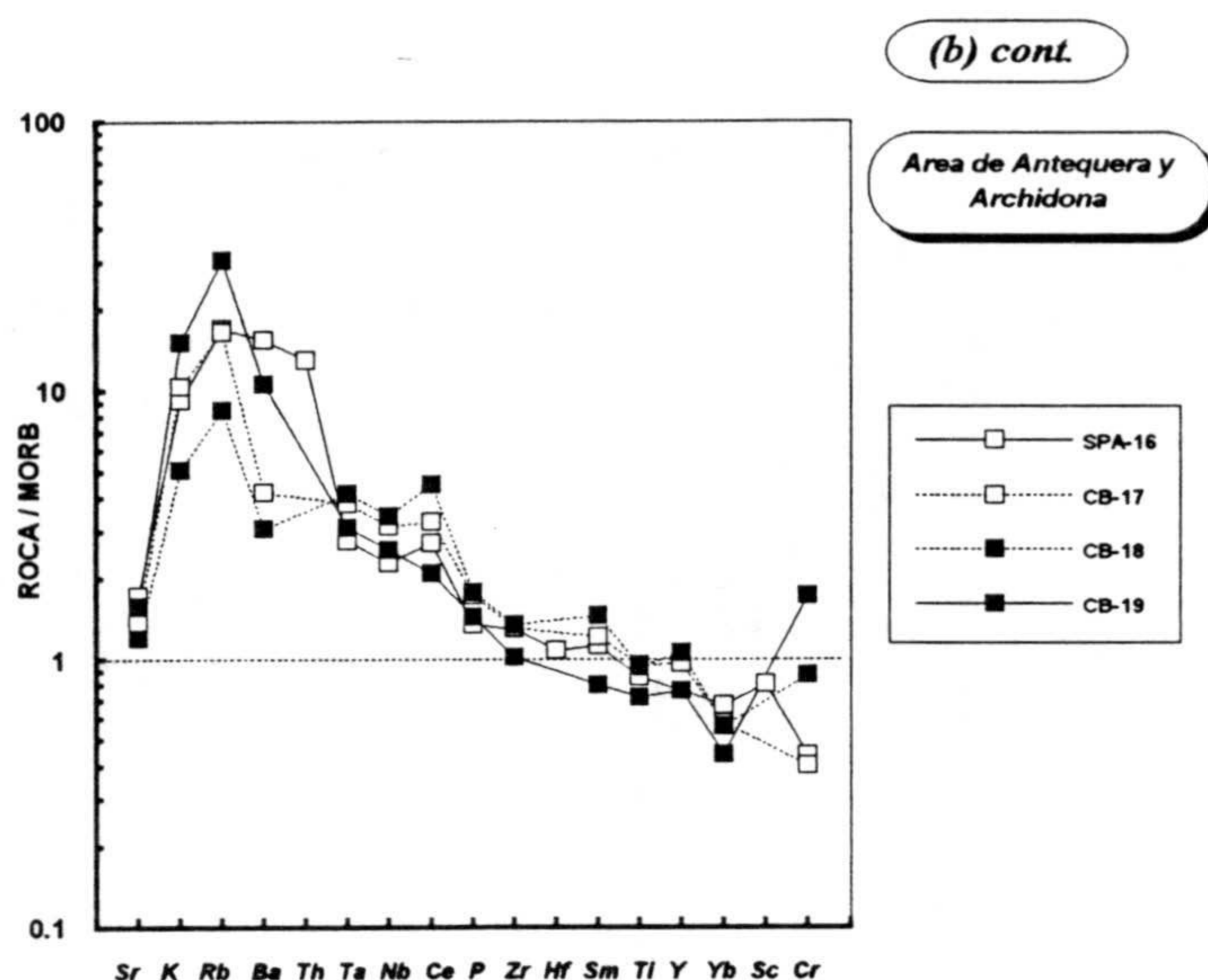
FIGURA VI.4.2 (páginas siguientes).- Diagramas multielementales de elementos traza normalizados al MORB (según Pearce, 1982, 1983) para las ofitas de las Z.E. a) Ofitas del grupo-1. b) Ofitas del grupo-2. En ambos grupos de ofitas, los círculos se han reservado para las muestras procedentes de las facies borde, los cuadrados para las de facies centro y los triángulos para los pegmatoides. La dolerita picrítica de Santa Ana se ha representado con un rombo. Los diques de plagioclasa del área de Antequera se han representado con asterísticos. Para más especificaciones respecto al tipo de muestra analizada y características petrográficas ver tabla VI.1.1.

(a)



(b)





En la figura VI.4.3 se han representado los valores medios y sus máximas variaciones (ver tabla VI.4.1) para cada grupo de ofitas. Además, se han proyectado para comparación valores de basaltos de afinidad geoquímica y ambiente de génesis bien conocidos, tales como las toletitas continentales de Columbia River (BCR-1), cuyos valores promedio están recogidos en el trabajo de Govindaraju (1984) y el de los basaltos toleíticos de islas oceánicas (OIB), cuyos valores medios están recogidos en Wilson (1989). Las principales conclusiones que se pueden extraer de estos espectros son las siguientes:

- Ambos grupos están enriquecidos en elementos LIL tales como K, Rb, Ba y Th, siendo, los *patterns* medios, más similares al del OIB que al del BCR-1. Los elementos desde el P al Sc presentan valores próximos a los del N-MORB de Pearce (1982), aunque en el caso del grupo-1, los valores en P son considerablemente más altos.

- Las dispersiones mostradas entre el Sr, K, Rb y Ba (mucho más patente en el caso del Ba en las ofitas del grupo-1) son debidas a procesos de movilidad secundaria, ya que se puede comprobar con los *patterns* mostrados por los diferentes afloramientos, cómo el máximo representado corresponde al borde del area de Cuevas del Campo, mientras que los

valores mínimos coinciden con los valores obtenidos en el area de Archidona, cuyo metamorfismo es patente.

- Tomando en consideración los valores medios, las ofitas del grupo-1 están menos enriquecidas en Rb, Ba y Th que las del grupo-2, hasta el punto que los mínimos valores obtenidos para las ofitas del grupo-2 superan al valor medio en el caso del Th y presenta valores ligeramente menores en Rb y Ba. Por el contrario, las del grupo-1 están más enriquecidas en Ta, Nb, P, Zr, Ti e Y que las del grupo-2. Aumentos en los contenidos en Rb, y Th y menores valores en los contenidos en Nb ha sido interpretado por Dupuy y Dostal (1984) como característico de toleitas continentales que han sufrido procesos de contaminación cortical. Una discusión más detallada sobre el significado de las diferencias observadas entre estos elementos trazas se desarrollará en el capítulo VII.

- Es destacable el enriquecimiento mostrado en P y Ti para las ofitas del grupo-1, mostrando sendas anomalías positivas (mucho más marcadas en el caso del Ti), con valores de P similares a los de los OIB. En las ofitas del grupo-2 estos mismos elementos presentan ligeras anomalías negativas, similar a las anomalías mostradas en el BCR-1.

- Entre ambos grupos se observan similares variaciones en Cr, obteniéndose los mismos valores medios en los dos grupos de ofitas. Es interesante resaltar cómo los valores medios están ligeramente empobrecidos respecto al MORB, lo cual, junto a los valores relativamente bajos de [mg] observados (valores medios de 0.62 - 0.56), nos indica la no existencia de líquidos primarios. Estas variaciones en Cr son debidas, por una parte, a procesos de cristalización fraccionada además de una posible relativa movilidad durante el metamorfismo de bajo grado (recuérdese que no se han incluido en estos valores medios ni los acumulados ni los pegmatoides, por lo que están muy reducida la variación en Cr debida a procesos de acumulación o fuerte cristalización fraccionada, respectivamente).

- El espectro medio de ambos grupos es muy similar al de toleitas continentales típicas, tales como el BCR-1, aunque, salvo para el caso del Hf, Sm y Ti, el espectro medio mostrado por las ofitas del grupo-1 es más similar al de los OIB.

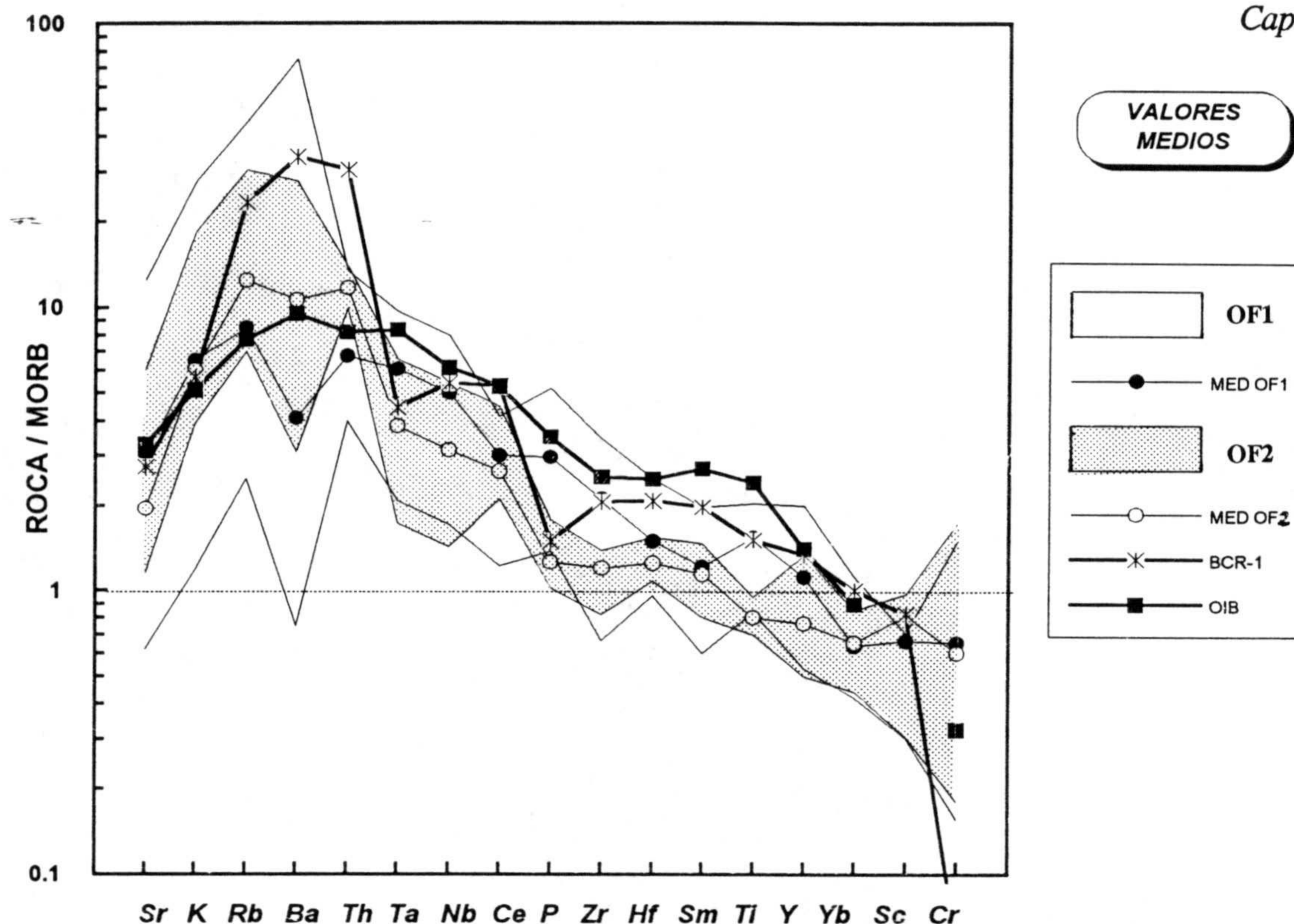


FIGURA VI.4.3.- Diagrama multielemental roca/MORB para los valores medios, máximos y mínimos, de ambos grupos de ofitas (considerando únicamente aquellos análisis cuyos valores [mg] están comprendidos entre 0.5 y 0.7). Los valores medios de las ofitas del grupo-1 están representadas por círculos y las del grupo-2 por cuadrados. Los basaltos de referencia BCR-1 y OIB están representados por arsteriscos y rombos, respectivamente.

Una información complementaria se puede obtener a partir del diagrama de elementos traza normalizados a condritos según la disposición propuesta por Thompson *et al.* (1984). Este tipo de normalización ha sido ampliamente utilizado en el caso de las toleitas continentales (Bertrand, 1991; Dupuy y Dostal, 1984; Thompson *et al.*, 1984; entre otros).

En la figura VI.4.4 se han proyectado nuevamente los valores medios, junto con los valores extremos, de ambos grupos de ofitas, mostrando las del grupo-1 una mayor dispersión de valores que las del grupo-2. De manera general, el *pattern* mostrado es relativamente plano, con enriquecimientos en incompatibles y REE respecto a los valores condriticos. Considerando únicamente los valores medios, estos enriquecimientos son del orden de unas 10 a 60 veces los valores de los condritos, según el elemento considerado (ver figura). Nuevamente se observa la fuerte dispersión en elementos incompatibles de elevada movilidad

durante los procesos secundarios de alteración, tales como el Ba, Rb y K (ver explicación referida en el caso de la normalización al MORB). Si nos restringimos a los valores medios, éstos están menos enriquecidos que el BCR-1 en Ba, Rb, Th, Ce, Sr y Eu, siendo similares los contenidos en K. Las principales diferencias observadas entre las ofitas del grupo-1 y las del grupo-2 están en relación con el Ba, Rb y Th, que presentan contenidos menores en las del grupo-1, mientras que sus contenidos en Nb, P, Ti, Y y REE son más altos. En este grupo-1, el espectro mostrado es más próximo al del OIB, salvo para el Zr, que presenta contenidos medios idénticos en las ofitas del grupo-1 y las del grupo-2. Considerando los valores medios, las ofitas del grupo-2 tienen $Ba < Rb < Th$ y $Th > Nb$, lo que es característico de toleitas que hayan sufrido contaminación con materiales procedentes de la corteza continental (Dupuy y Dostal, 1984; Thompson *et al.*, 1984).

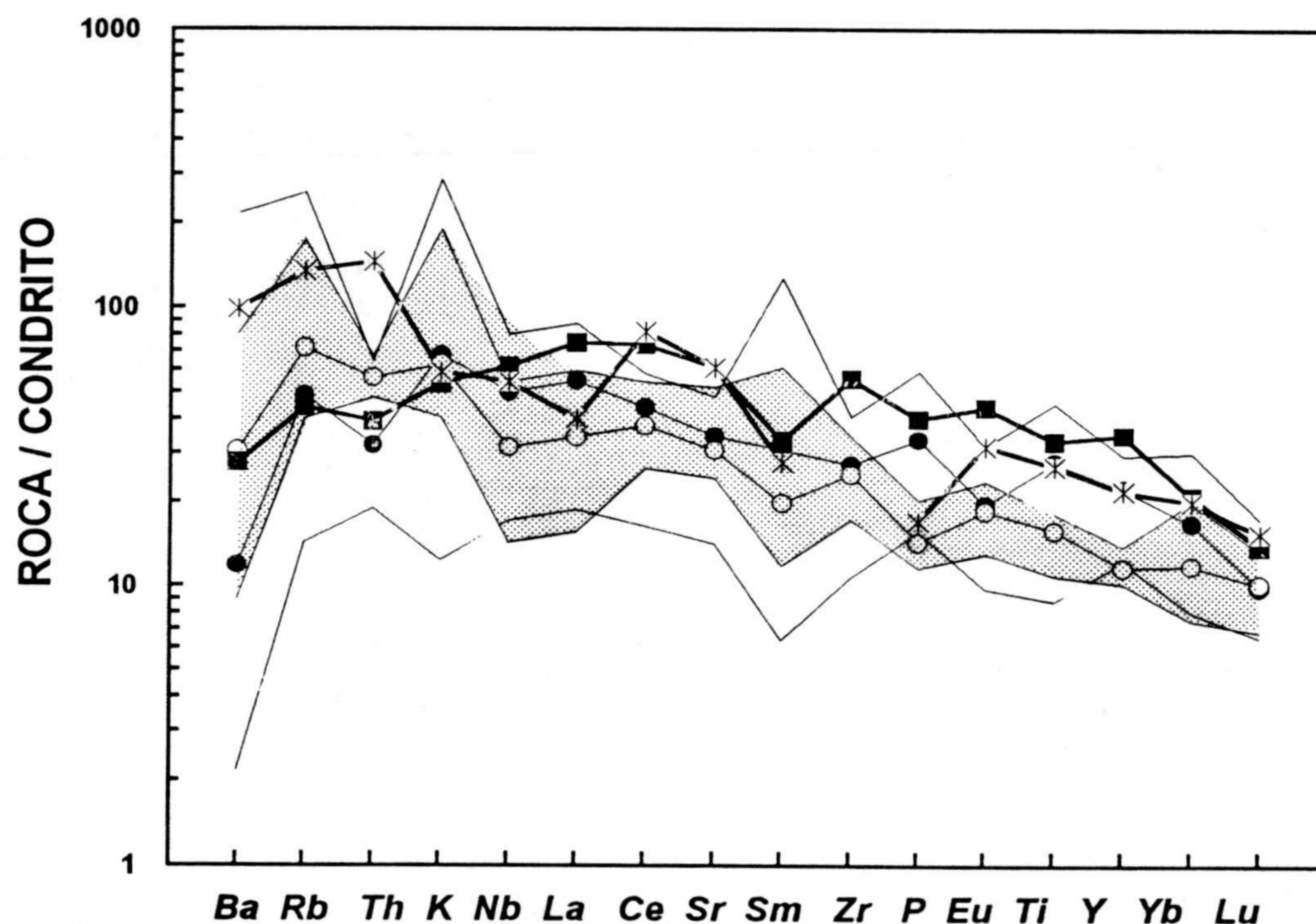


FIGURA VI.4.4.- Diagrama multielemental roca/condrito para los valores medios, máximos y mínimos, de ambos grupos de ofitas (considerando únicamente aquellos análisis cuyos valores [mg] están comprendidos entre 0.5 y 0.7). Símbolos como en la figura VI.4.3.

Así pues, los espectros de elementos trazas normalizados tanto al N-MORB como a condritos reflejan ligeras diferencias en cuanto al contenido en determinados elementos, aunque es significativo el hecho de que los *patterns* generales sean similares a los característicos tanto de los basaltos toleíticos continentales como de los basaltos de islas oceánicas. Las diferencias más notables entre los dos grupos quedaron reflejadas en la tabla de los valores medios (tabla VI.4.1). Los valores más extremos los presentan los máximos de Ba y Sr en las ofitas del grupo-1, como consecuencia de la interacción con los sedimentos evaporíticos del Keuper, aunque es cierto que los altos contenidos en estos elementos no aumentan de manera especial los valores medios. Tomando estos valores medios, se comprueba que las ofitas del grupo-1 presentan mayores valores en Nb, Zr, Y y Hf que las del grupo-2, mientras que las del grupo-2 tienen mayores contenidos en Ba, Rb y Th, elementos cuyos enriquecimiento suelen ser consecuencia de procesos de contaminación cortical (Dupuy y Dostal, 1984).

TABLA VI.4.1.- Valores medios de los contenidos en elementos traza en ambos grupo de ofitas, considerando sólo aquellos análisis con valores [mg] comprendidos entre 0.5 y 0.7. (El valor de Ta* corresponde al calculado según la relación Nb/Ta=16, propuesta por Wood *et al.*, 1979).

	OFITAS GRUPO-1			OFITAS GRUPO-2		
	MAX	MIN	MED	MAX	MIN	MED
Ba	1500	15	82	557	62	213
Rb	90	5	17	61	14	25
Th	2.7	0.8	1.4	2.8	2.0	2.4
Nb	28	6	18	19	5	11
Sr	1510	75	365	722	139	235
Zr	310	60	190	125	74	108
Y	60	16	34	40	15	24
Cr	373	39	164	433	45	150
V	302	152	222	321	216	280
Ni	176	32	72	88	44	63
Co	73	10	49	70	22	46
Sc	28.3	12.1	26.6	39.0	12.2	32.8
Pb						
Cu	84.0	3.2	23.8	180.0	13.0	108.0
Zn	142.0	38.1	84.7	809.0	49.0	83.8
Li	148	29	50	66	9	21
Ta*	1.75	0.38	1.09	1.19	0.31	0.69
Hf	6.0	2.3	3.6	3.7	2.6	3.0
Tb	1.2	0.6	0.8	0.8	0.6	0.7

El estudio comparativo de los espectros de elementos trazas con respecto a los basaltos de Alicún (figura VI.4.5) nos muestra la similitud que existe, en líneas generales, entre éstos y las ofitas del grupo-1, salvo para el Sr, K, Rb y Ba, aunque es cierto que éstos son elementos de fácil movilidad, pudiendo estar modificados sus contenidos iniciales por procesos secundarios. También es llamativo el hecho de que estos basaltos Jurásicos presenten anomalías positivas, tanto para el P como para el Ti, como lo hacen las ofitas del grupo-1, y similares contenidos en Zr (figura VI.4.5). En esta misma figura se puede ver que los niveles basálticos analizados con xenolitos, en los que las evidencias de asimilación son patentes (niveles nº 7, 11, 19, 21 y 22, ver fig. VI.1.1) presentan contenidos en Rb, Th y K mayores que el nivel basal (nivel 3 en fig. VI.1.1), que se puede considerar representativo de líquido original no contaminado (Puga *et al.*, 1989; Puga y Portugal, 1989). El espectro de normalización a condritos (figura VI.4.6) muestra también la fuerte variación en contenidos de Ba, Rb, Th y K, así como las anomalías positivas en P y Ti y la anomalía relativa negativa en Eu, similar a las ofitas del grupo-1.

Las variaciones químicas observadas entre los niveles con asimilación y los carentes de ella, principalmente Rb, Th y K, consecuencia de la modificación del quimismo original por procesos de contaminación cortical, podría justificar también los enriquecimientos en estos elementos en las ofitas. En el capítulo VII se discutirá la influencia de la contaminación cortical en las modificaciones del quimismo de los líquidos magmáticos originales.

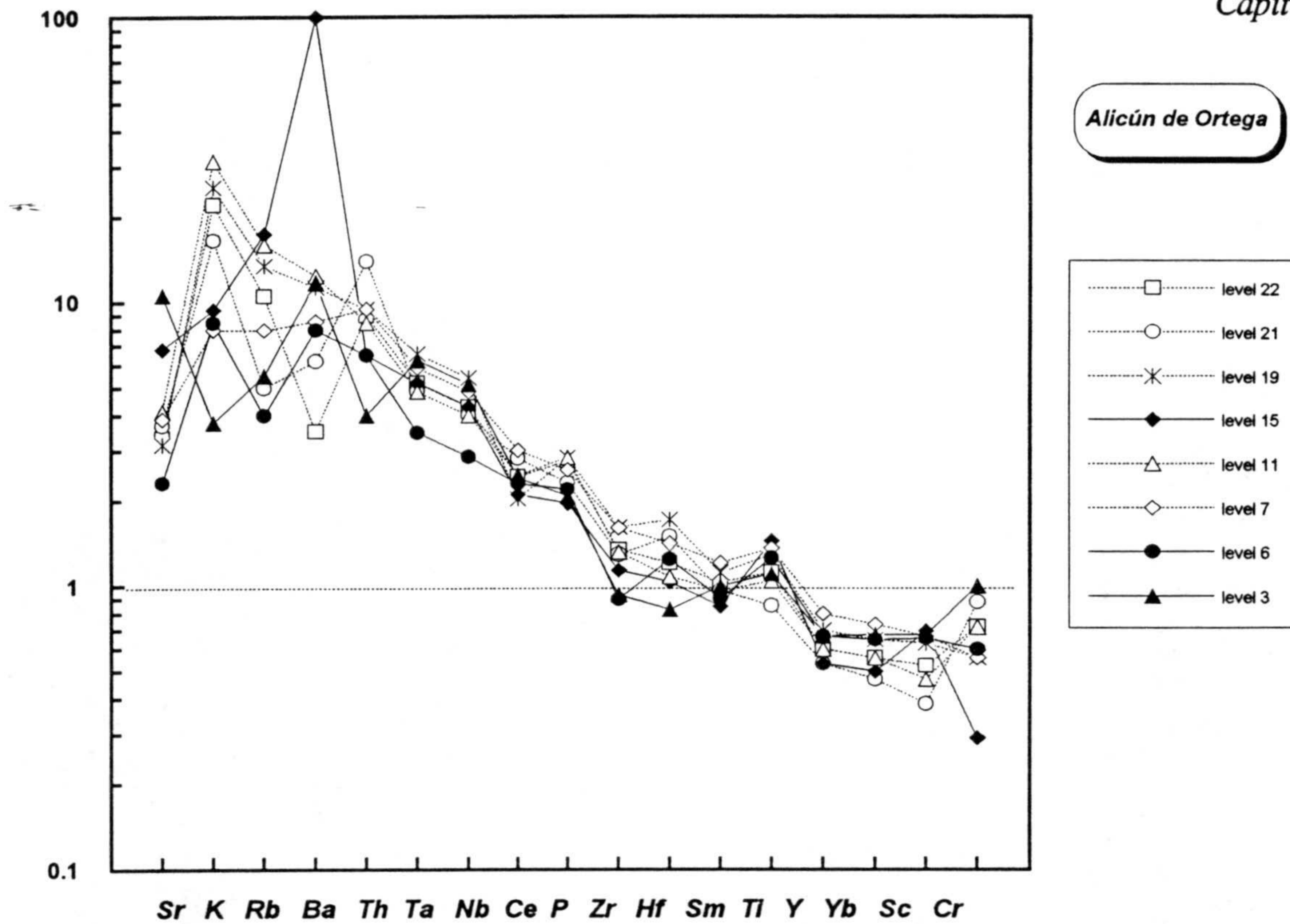


FIGURA VI.4.5.- Diagrama multielemental roca/MORB para los diferentes niveles analizados de la secuencia volcánica de Alicún. El nivel 3 es el que se puede considerar representativo del quimismo más primario, menos contaminado. Ver figura VI.1.1 para la localización de las muestras analizadas.

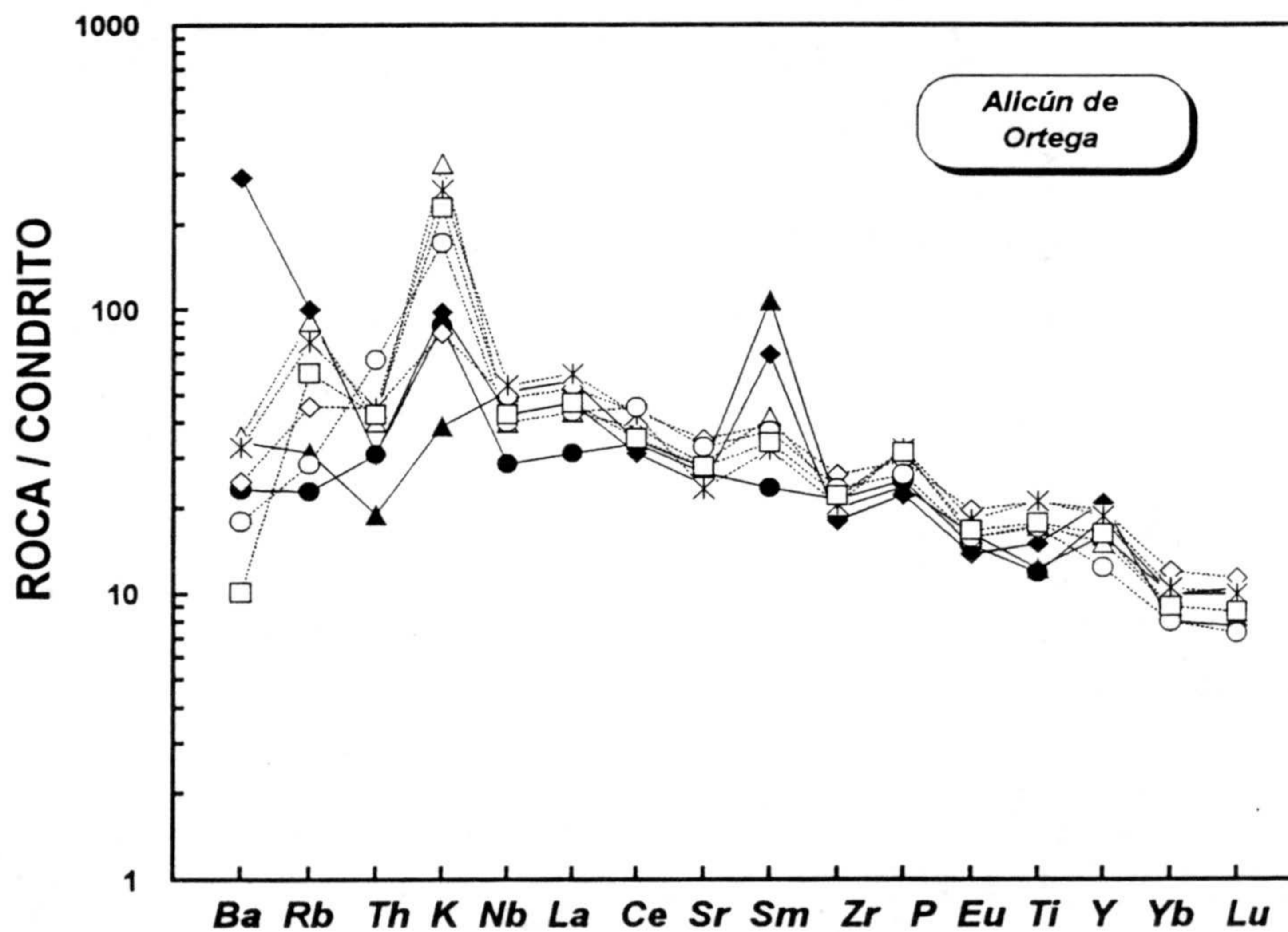


FIGURA VI.4.6.- Diagrama multielemental roca/condritos para los basaltos de la serie de Alicún de Ortega. Símbolos como en la figura VI.4.5.

VI-4-4.- Relaciones entre elementos traza

↔ Algunos elementos traza tienen un comportamiento relativamente inmóvil durante los procesos de alteración y sus contenidos, o relaciones entre ellos, han resultado ser de gran interés como indicadores de la afinidad magmática o en la identificación y modelización de los procesos petrogenéticos que han sufrido los magmas. Este segundo aspecto de utilidad de los elementos en traza será ampliamente discutido en el capítulo VIII, desarrollando ahora tan solo aquellas relaciones interelementales que informen sobre la afinidad geoquímica de estas rocas.

a) Relación Ti/V

En la mayoría de los casos, el Ti y el V muestran un comportamiento similar durante los procesos de alteración, de manera que la relación Ti/V queda más o menos constante tanto en rocas frescas como en aquellas que hayan sufrido diversos procesos de transformación, desde metamorfismo de fondo oceánico hasta metamorfismo regional (Shervais, 1982). Este autor estudió las relaciones Ti/V en una serie de lavas recientes de ambientes geotectónicos bien conocidos. Aunque, como demostró este autor, esta relación no se puede considerar útil como discriminante del ambiente de génesis, si se observa cómo el magmatismo toleítico suele presentar valores Ti/V menores de 50 (entre 20 y 50) mientras que el alcalino suele presentar valores mayores de 50.

La proyección de los valores de Ti/V de las "ofitas" los separa claramente dos grupos, uno con razones Ti/V alrededor de 25 y otro con Ti/V igual o mayor que 50 (figura VI.4.7). Según las conclusiones de Shervais (1982), las rocas del **grupo-1** presentan afinidad alcalina mientras que las del **grupo-2** son de afinidad toleítica. Esto concuerda perfectamente con lo deducido a partir del quimismo de los piroxenos y de la geoquímica global de estas rocas. Además, las rocas del **grupo-2** se proyectan en el area observada por Shervais como típica de las toleitas continentales, con similares relaciones Ti/V que los MORB pero con mayores valores absolutos. Las ofitas del grupo-1 y los basaltos Jurásicos pertenecientes a la secuencia de Alicún, se proyectan en el mismo area, presentando siempre valores de Ti/V próximos o

mayores de 50, lo que puede corresponder, según Shervais (1982), a basaltos de afinidad transicional o alcalinos.

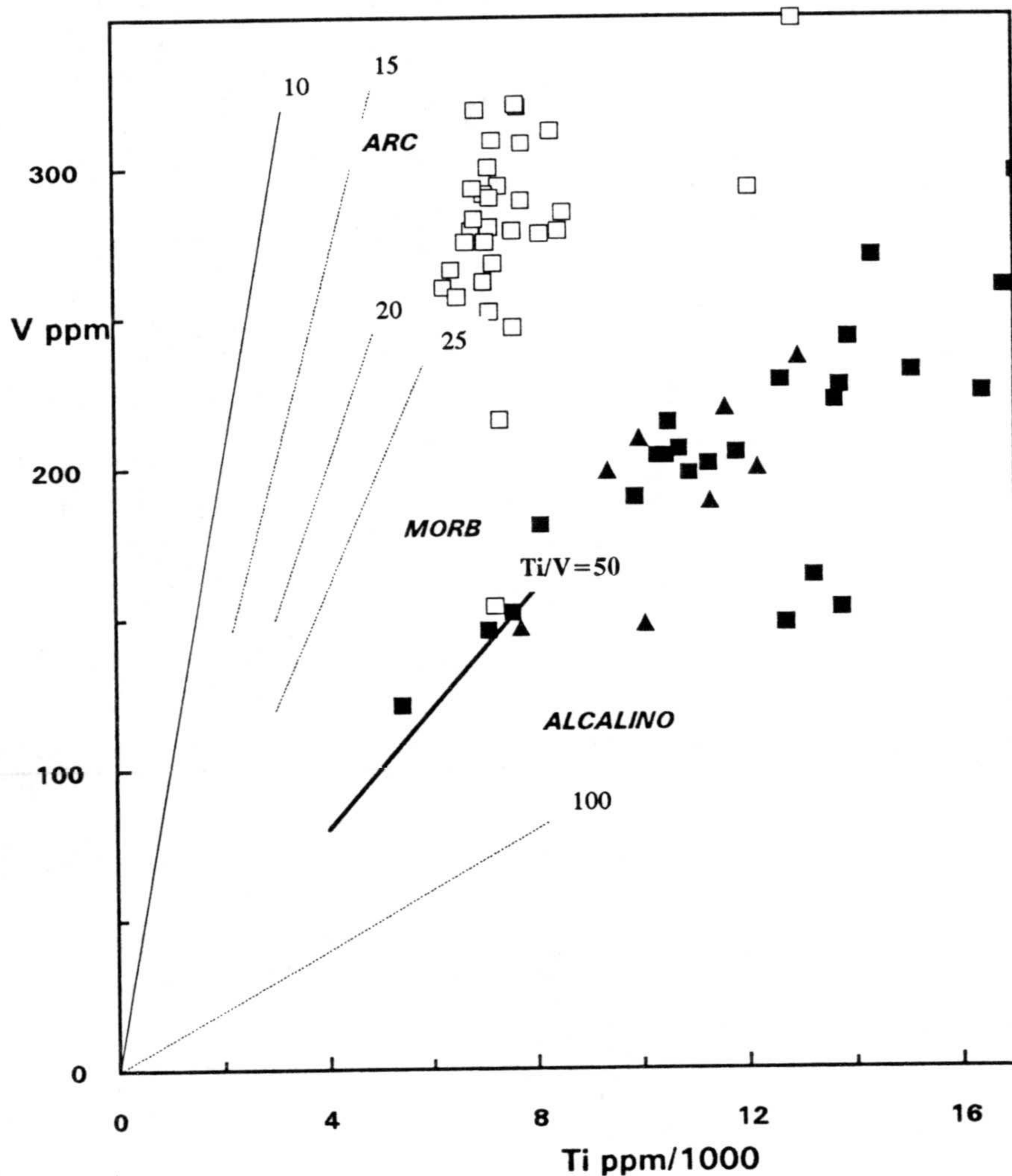


FIGURA VI.4.7.- Diagrama Ti:V (Shervais, 1982) en el que se proyectan las ofitas del grupo-1 (■), las del grupo-2 (□) y los basaltos analizados de la secuencia volcánica de Alicún(▲). Obsérvese la buena separación que se produce entre ambos grupos en el límite $Ti/V = 50$, y cómo todas las muestras analizadas de la secuencia volcánica de Alicún se proyectan en la misma zona que las ofitas del grupo-1

a) Relación Nb/Y

Esta ha sido una relación clásicamente indicativa de la afinidad magmática, separando entre rocas de afinidad alcalina de rocas con afinidad toleítica (Winchester y Floyd, 1976). Posteriormente, Pearce (1982) introdujo el campo transicional a ambos lados del límite alcalino-toleítico propuesto por los primeros. Como se puede observar en la figura VI.2.2, los dos grupos de ofitas presentan rangos de valores de Nb/Y similares, que varían entre 0.20 y 3.67 para las del **grupo-1**, con un valor medio de 0.55, y entre 0.21 y 1.20 para las del **grupo-2**, con un valor medio de 0.42. Según estos valores, ambos grupos de rocas

presentarían afinidad toleítica-transicional, con un carácter toleítico más marcado para las rocas del grupo-2.

Otras relaciones entre elementos traza de interés petrogenético están recogidas en la tabla VI.4.2, en la que se han añadido los valores medios y extremos para cada uno de los grupos de ofitas, así como los de otros basaltos de contextos y afinidad geoquímica bien conocida para comparación. En general, los valores que se obtienen de estas relaciones son muy similares a los de las toleitas continentales mesozoicas de borde oeste africano, mostrando mayores dispersiones aquellas relaciones en las que participan elementos de constatada movilidad en procesos de asimilación superficial y meteorización.

TABLA VI.4.2.- Rango de variación de las principales relaciones entre elementos traza para cada uno de los grupos de ofitas. Se incluyen también, amodo de comparación, los rangos observados en algunos otros basaltos de ambientes geotectónicos y afinidad geoquímica bien conocidos. MCT: toleitas continentales mesozoicas del borde oeste africano asociadas con las primeras etapas de apertura del Atlántico Central; CHON: valores condriticos. Datos de MCT, CHON, MORB e IAT tomados de Kampunzu *et al.* (1991).

	OFITAS GRUPO-1			OFITAS GRUPO-2			MCT	CHON	MORB	IAT
	MAX	MIN	MED	MAX	MIN	MED	(*)	(**)	(***)	(****)
Zr/Nb	25.50	5.55	11.65	17.80	5.11	9.91	16.9 - 9.7	17	>64 - 6	34.7
La/Th	18.33	7.04	8.75	6.20	3.93	5.36	11.0 - 4.1	6.25	> 5	9
La/Nb	2.43	0.28	0.88	2.34	0.63	1.21	1.37 - 0.98	0.94 - 0.83	1	3.3
Ba/La	159.57	1.07	10.55	50.64	3.48	17.76	21.6 - 6.4	11	10 - 3.	>40 - 25
Ba/Th	1153.85	52.14	102.95	198.93	66.30	91.50	122 - 41	164.29	100	323 - 150.
K/Rb	2814.56	69.99	344.99	1044.35	90.08	288.91				
K/Nb	3614.63	67.25	491.21	2681.69	272.38	666.10	754 - 289	364	411 - 332	
Rb/Th	69.23	8.57	13.57	26.50	9.20	12.55	17.5 - 2.5	8.33	10	16.8 - 10
Rb/Nb	8.18	0.36	0.98	7.00	1.26	2.65	3.4 - 0.8	1	0.57 - 0.39	
Th/U										5.5 - 2.06
Th/Nb	0.13	0.05	0.09	0.34	0.11	0.22	0.31 - 0.13	0.12	0.057	
Ba/Nb	136.36	0.68	5.70	52.75	5.17	20.97	21. - 8.	11	8.0 - 4.7	
Zr/Y	7.75	2.65	5.70	7.60	3.13	4.42	5. - 2	2.30	7.9 - 1.8	2.7
Sr/Ce	73.66	2.68	12.04	28.76	3.23	9.30	13.9 - 2.7	13	15 - 8.	60
Nb/U								30	47 ± 10	
Ti/V	72.97	44.66	55.18	33.93	21.60	25.24	13 - 68		36.28	28 - 14.

VI-5.- Geoquímica de Tierras Raras (REE)

No existen muchos trabajos en los que se estudie el comportamiento de las tierras raras (REE) durante los procesos de metamorfismo. Evidentemente, los contenidos en REE dependen de los minerales presentes en las rocas, tanto los ígneos como los neoformados durante el metamorfismo, las abundancias de estos minerales y las condiciones físico-químicas en las que se han generado los minerales metamórficos. De manera general se puede concluir que las dos principales hipótesis respecto a las REE es de total inmovilidad ó de movilidad durante los procesos de metamorfismo (ver tabla 1 de Grauch, 1989).

En el caso del metamorfismo de bajo-grado de rocas basálticas han sido varios los autores que han discutido la movilidad ó inmovilidad de las REE (Aguirre, 1988; Bartley, 1986; Church, 1986; Dickin y Jones, 1983; Hellman *et al.*, 1977; Ludden *et al.*, 1982; Merriman *et al.*, 1986; Nyström, 1984; Seifert, *et al.*, 1985, 1987; Valsami y Cann, 1992). En general, se asume que la movilidad de REE es posible cuando existen altas relaciones agua/roca, condiciones de temperatura relativamente elevadas y gran permeabilidad de la roca (debido a la presencia de abundantes de vacuolas, por ejemplo). En cualquier caso, parece que la movilidad no es en líneas generales de gran magnitud, observándose, en todo caso, un movimiento coherente de los *patterns* de REE, con desplazamientos de empobrecimientos paralelos, lo que permite que se mantengan las relaciones entre las diferentes REE que son características de los litotipos ígneos metamorfizados. También parece ser de acuerdo común que, dentro de la "inmovilidad" de las REE, es posiblemente el La el elemento menos inmóvil. Evidentemente, la formación de determinados minerales de metamorfismo puede modificar los espectros de REE, pudiendo acentuarse las anomalías positivas en Eu en función del contenido en epidota, ó aumentar ligeramente los contenidos en tierras raras pesadas si es la pumpellyita un mineral muy abundante en la metabasita, debido al enriquecimiento en estas REE en este mineral (Nyström, 1984; Aguirre *et al*, *in press*). Un caso particular sería el de la formación de *epidositas* (rocas metamórficas compuestas mayoritariamente por epidota y cuarzo), en las que los *patterns* de REE cambian notablemente con respecto a los de las metabasitas (Valsami y Cann, 1992).

Las abundancias en tierras raras (REE) de las muestras analizadas están recopiladas en el anexo-3. En la figura VI.5.1, se muestran los espectros de REE normalizados a los valores condriticos de Nakamura (1974).

Tanto las rocas del **grupo-1** como las del **grupo-2** presentan un enriquecimiento en REE típico de toleitas continentales, con valores de La del orden de 50 a 100 veces los valores condriticos, y de Lu entre 10 y 25 veces estos valores. El enriquecimiento relativo en tierras raras ligeras (*LREE*) (grupo La-Nd) con respecto a las pesadas (*HREE*) (grupo Er - Lu), da razones $(La/Lu)_n$ que oscilan entre 5.73 y 2.53 para las ofitas del grupo-1, y 6.15 y 3.27 para las del grupo-2. Asimismo, se observan ligeros enriquecimientos entre las *LREE* y las tierras raras intermedias (*MREE*) (grupo Sm-Tb), con valores de $(La/Sm)_n$ del orden de 2.58 a 1.40 para las del grupo-1 y 2.53 a 1.70 para las del grupo-2. En general, ambos grupos presentan una ligera anomalía negativa de Eu, indicando la relativa importancia de la fraccionación previa de plagioclasa (Henderson, 1984). Como se puede observar en la figura VI.3.1, en aquellos afloramientos en los que se han podido analizar centros y pegmatoides (Alcaudete ó Cuevas del Campo), la anomalía negativa en Eu está mucho más acentuada en los pegmatoides, hecho totalmente coherente con la cristalización previa de plagioclasa mucho más cálcica tanto en las facies borde como centro, que la plagioclasa de estos diferenciados de cristalización tardía.

En ambos grupos de ofitas se puede observar cómo los procesos de cristalización fraccionada modifican los contenidos en REE total, aumentando hacia las facies pegmatoides, de manera que se obtienen *patterns* paralelos (salvo como se acaba de ver para el caso del Eu), más enriquecidos en REE, respecto a los valores de las facies centro o incluso de los bordes, entre las que no se observan diferencias significativas. Sin embargo, en la dolerita picrítica, localizada en las zonas basales de un pequeño stock (afloramiento n°) se observa un *pattern* de REE totalmente similar al de las zonas superiores de este cuerpo, acaso con menores contenidos en HREE. La mayor concentración de HREE en la zona superior del stock, se puede explicar por su enriquecimiento anómalo en anfíbol. El mayor $D^{HREE}_{anf/llq}$ (Yb = 0.45 - 4.89 y Lu = 0.43 - 0.89) puede ser el responsable de este enriquecimiento en HREE en estas doleritas enriquecidas en anfíboles.

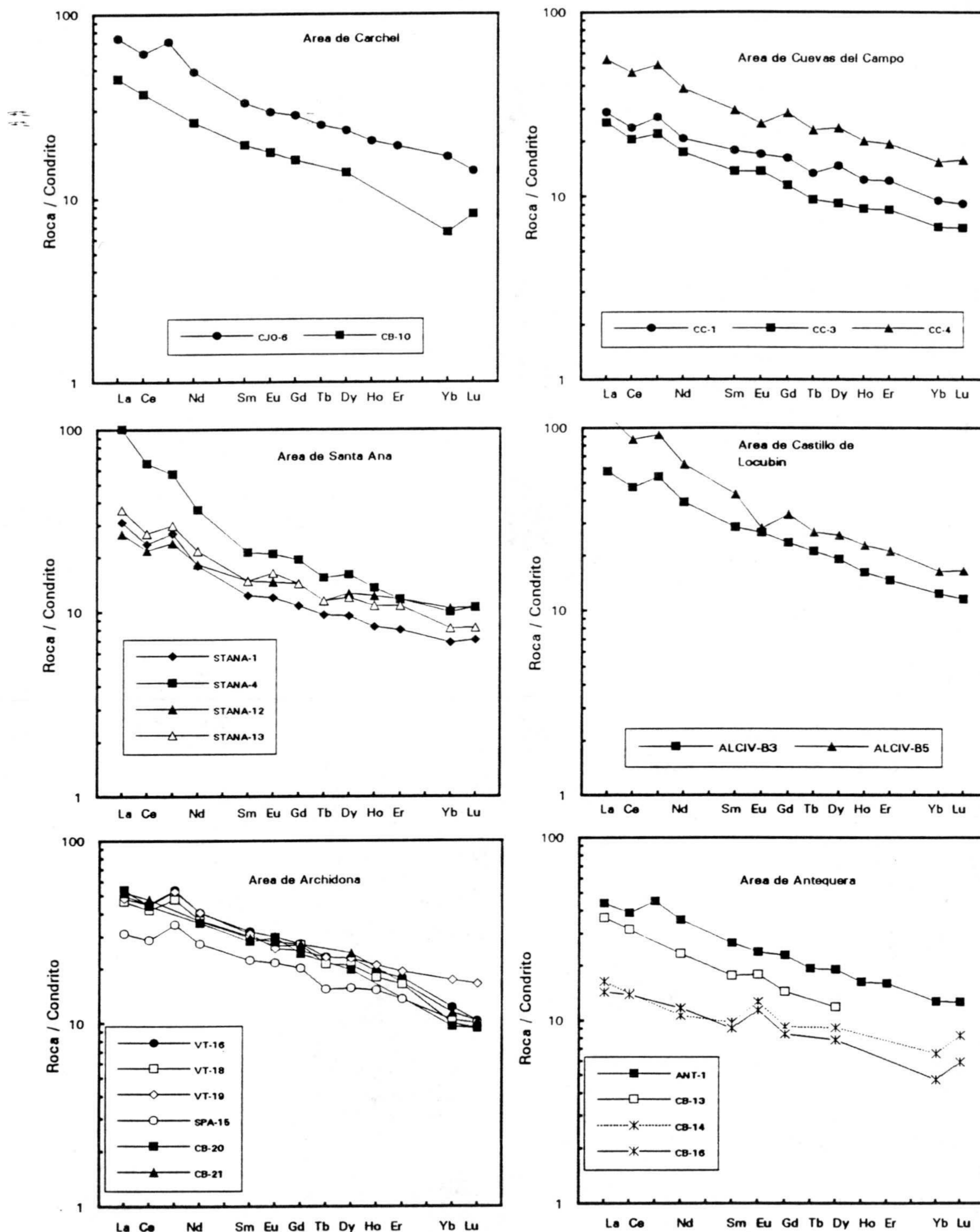
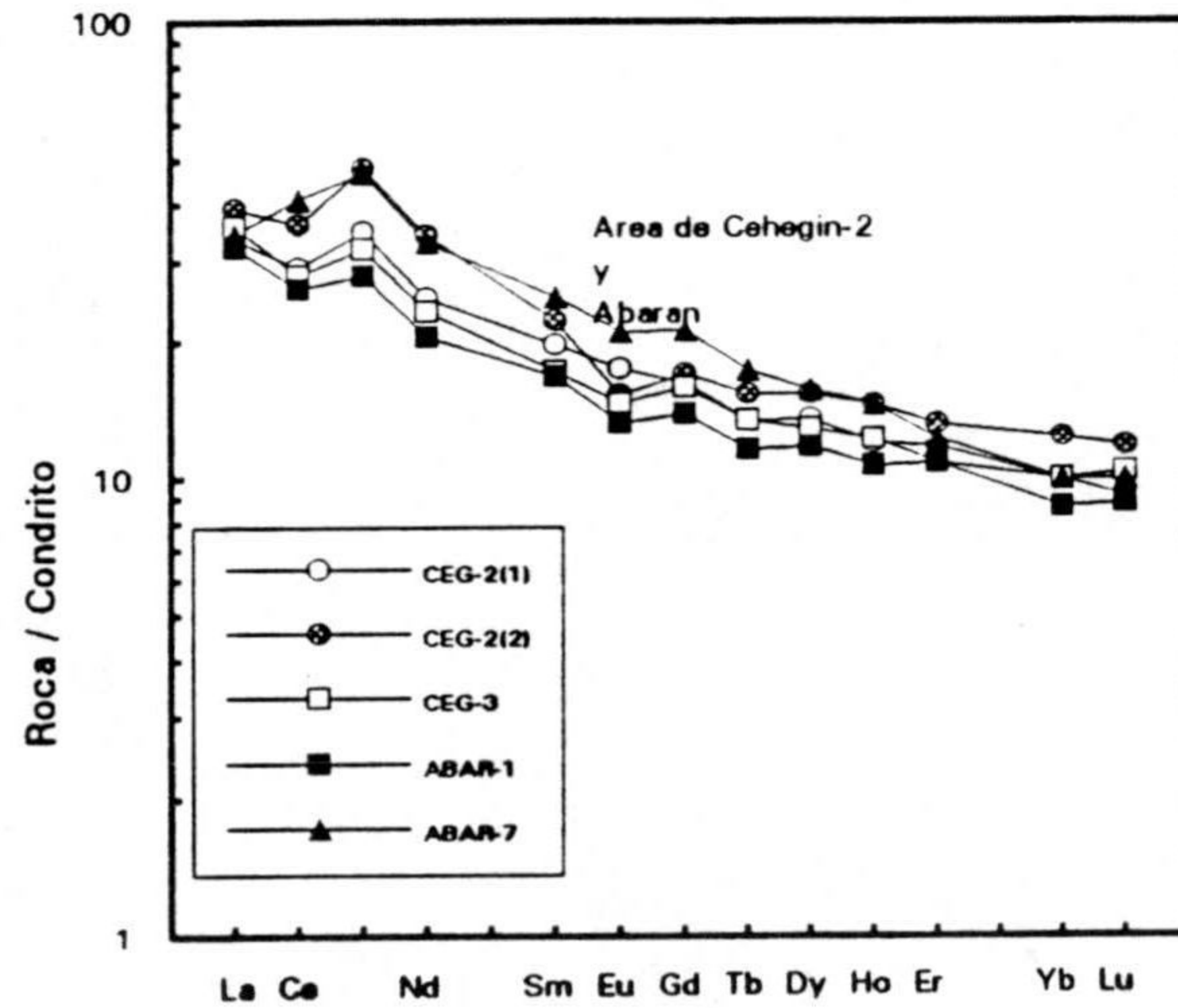
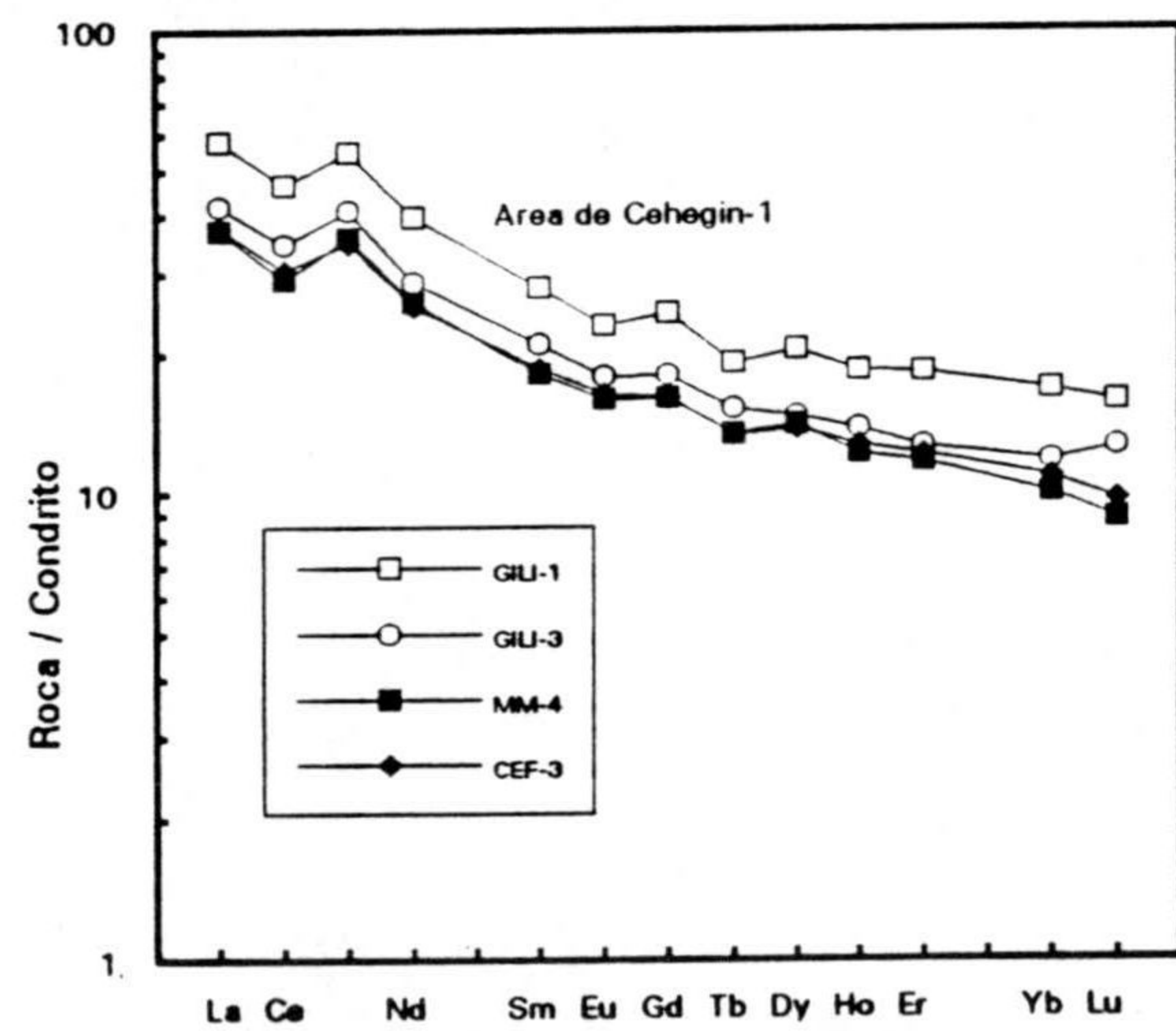
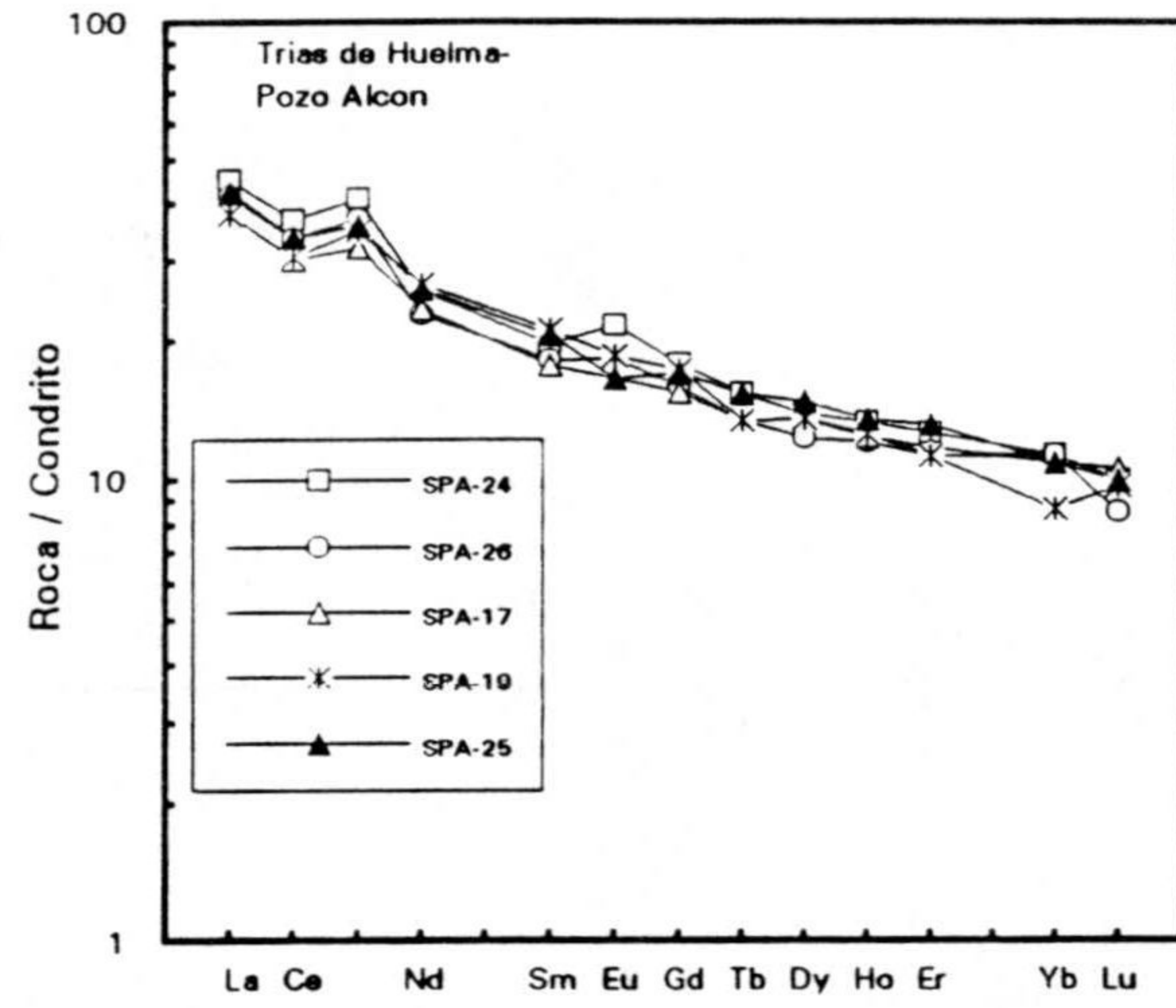
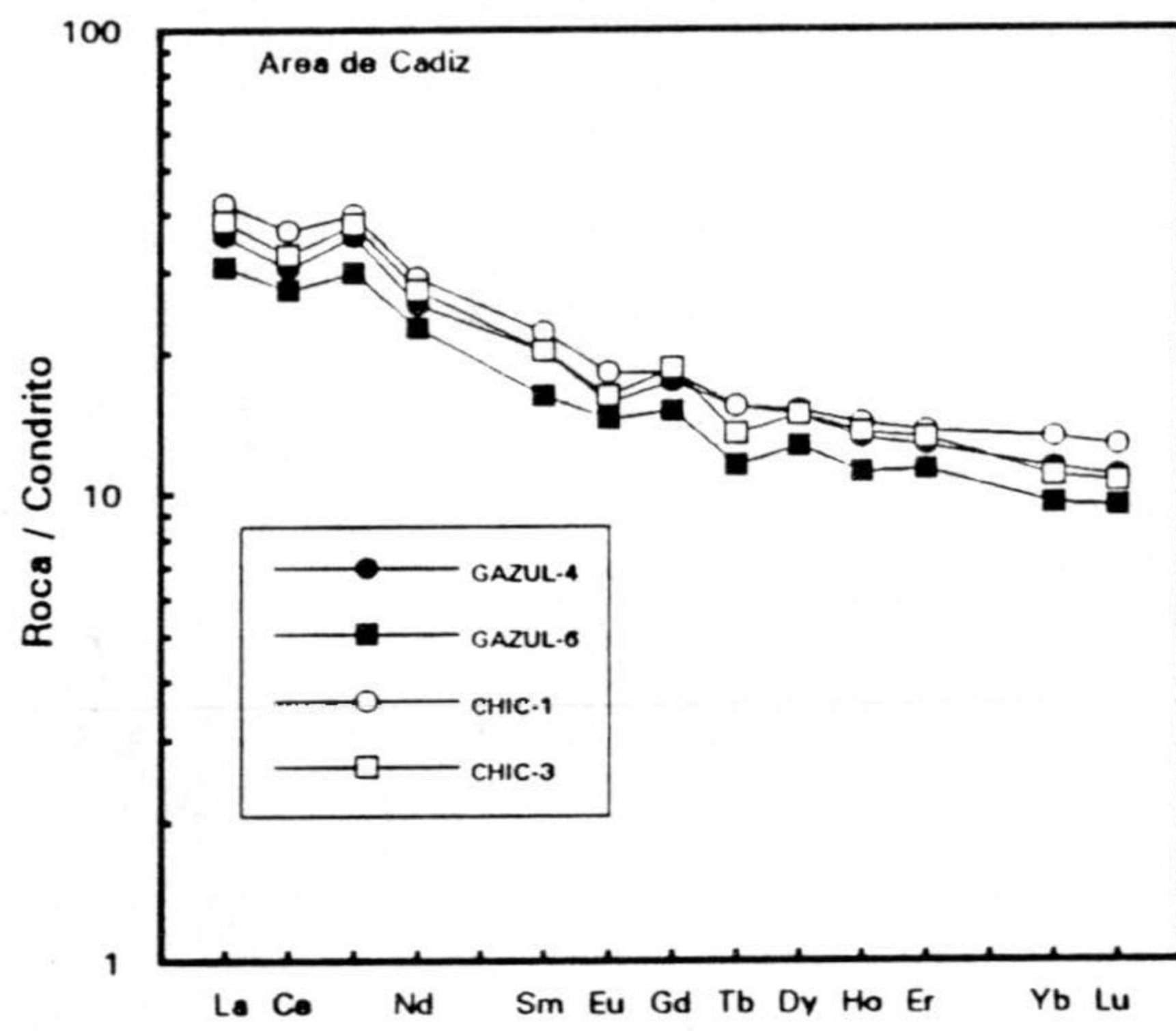
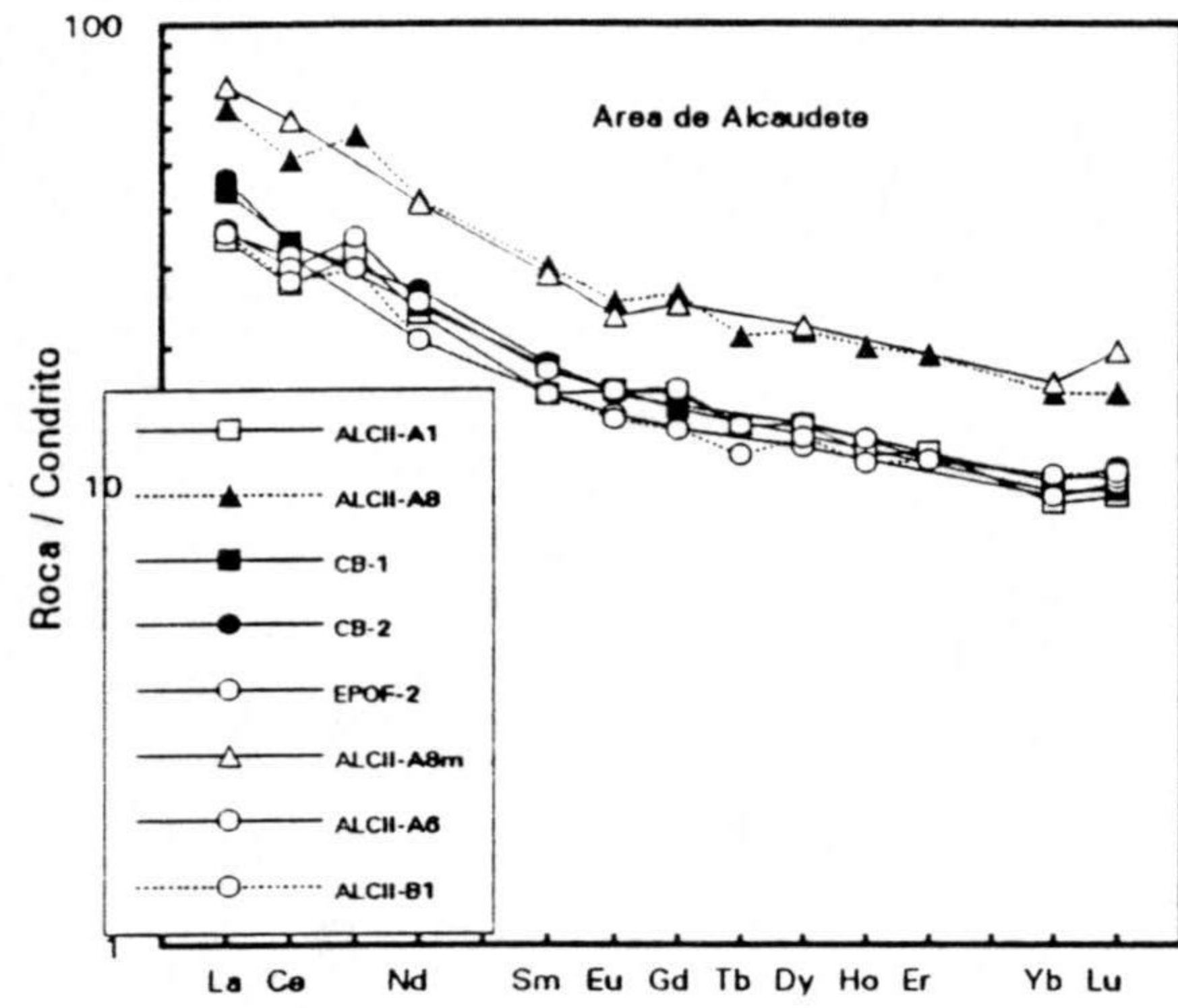
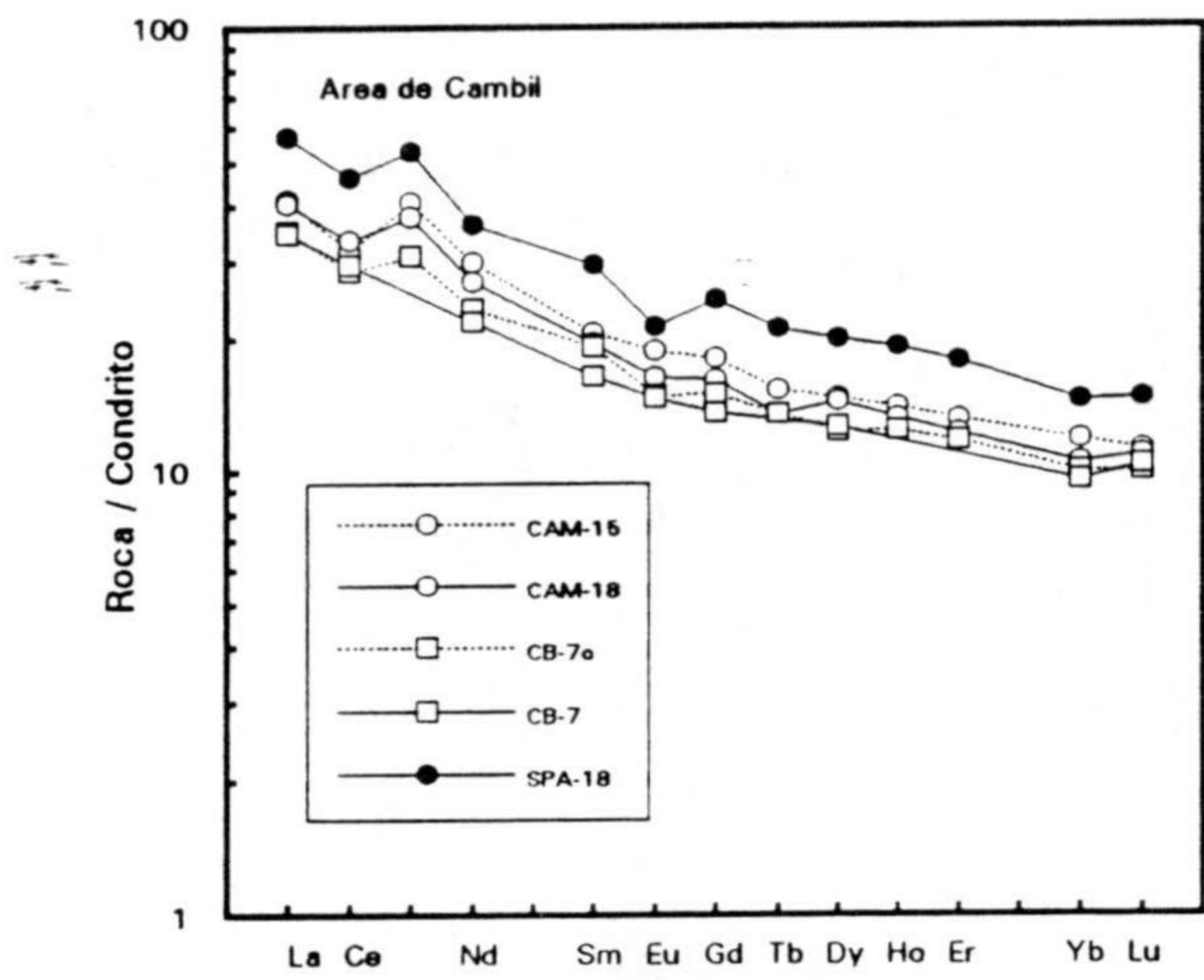
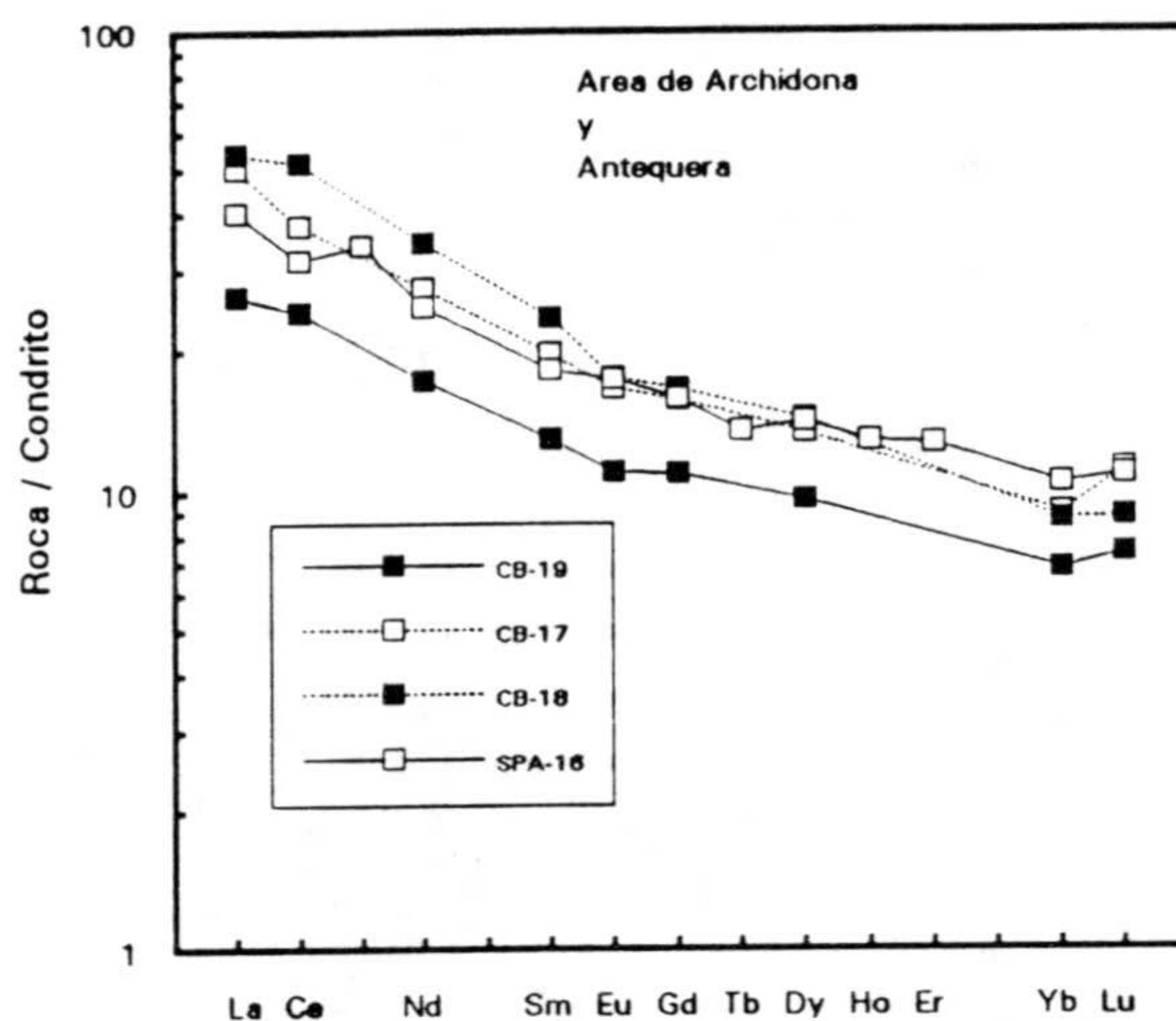


FIGURA VI.5.1.- Representación de los contenidos de REE normalizados a condritos (Nakamura, 1974) para las ofitas de ambos grupos. Al igual que en la figura VI.4.2., las facies de borde se han representado con círculos, con cuadrados las facies centro y con triángulos los pegmatoides. La dolerita picrítica se ha representado con diamantes y los diques ricos en plagioclasa con arsteriscos. a) Ofitas grupo-1. b) Ofitas grupo-2.





Es destacable el *pattern* observado en las dos muestras representativas de los diques ricos en plagioclasas del area de Antequera (muestras CB-14 y CB-16, figura VI.5.1a), con un espectro relativamente plano, menores contenidos en LREE y marcadas anomalías positivas de Eu, como corresponde a su mineralogía primaria, muy rica en plagioclasas. La transformación total de las plagioclasas en epidota realzan aún mas la anomalía de Eu, pudiendo ser esta fuerte epidotización la responsable del descenso generalizado de REE, más acusado para el caso de las LREE.

Como se comentó en el apartado de elementos traza, el no disponer en un mismo afloramiento de la transición desde rocas no metamorfizadas hasta las claramente metamorfizadas, nos impide evaluar con precisión la movilidad o inmovilidad de REE durante los procesos de metamorfismo de bajo grado. No obstante, si consideramos el area de Archidona como representativa del metamorfismo de las ofitas, tanto del grupo-1 como del

grupo-2, podemos afirmar que no existen grandes diferencias entre los espectros de las rocas de esta zona y sus "equivalentes" no metamorfizados, que para grupo-1 pudiera considerarse las muestras de facies centro y borde del afloramiento de Cuevas del Campo, y para el grupo-2, las facies centro y borde del afloramiento de Cambil, por ejemplo. En cualquier caso, los *patterns* obtenidos son totalmente comparables a los de estas zonas menos metamorfizadas, no variando en exceso las razones entre REE, que aportan más información que sus valores absolutos.

En la tabla VI.5.1 se recogen los valores medios y los rangos de variación en REE de las ofitas de cada grupo con valores de $[mg]$ entre 0.5 y 0.7. La razón de esta selección es eliminar la influencia tanto de la cristalización fraccionada, que genera líquidos residuales con $[mg] < 0.5$, que modifican sustancialmente sus contenidos en REE, por su concentración en accesorios como zircón, apatito, etc, como de los procesos de acumulación, que también pueden modificar notablemente dichos contenidos. Como se puede observar en esta tabla, los valores obtenidos para ambos grupos de rocas son siempre muy próximos, observándose espectros de valores medios de REE muy parecidos (figura VI.5.2), e incluso coincidentes para las HREE. Un ligero enriquecimiento en MREE se aprecia para las ofitas del **grupo-1** (como también ocurría con los elementos Zr, Nb y Hf). Obviamente, de acuerdo con estos *patterns*, las razones $(La/Lu)_n$, para ambos grupos son muy parecidas, oscilando entre 3.74 y 4.18. para las ofitas del grupo-1 y entre 3.59 y 4.29 para las del grupo-2. Estos valores de $(La/Lu)_n$ son similares a los obtenidos en basaltos toleíticos continentales típicos (Siders y Elliot, 1985, 1992). El paralelismo de los espectros de REE, y la casi coincidencia de ellos al considerar únicamente muestras con valores $[mg]$ similares, indica que las dos series de rocas se pueden considerar como cogenéticas.

**Valores medios de REE Ofitas Z. E.
(solo análisis con [mg] entre 0.5 - 0.7)**

TABLA VI.5.1

	OFITAS GRUPO-1			OFITAS GRUPO-2		
	MAXIMO	MINIMO	MEDIA	MAXIMO	MINIMO	MEDIA
La	57.93	25.30	41.77	54.27	26.40	39.16
Ce	47.86	20.46	35.51	51.91	24.39	32.06
Pr	54.00	22.00	38.83	41.00	28.00	35.38
Nd	40.63	17.46	29.54	34.60	17.30	25.19
Sm	32.02	13.79	22.70	23.74	13.00	18.74
Eu	30.00	13.77	21.65	21.69	11.04	16.33
Gd	27.41	11.58	19.94	18.53	10.97	15.86
Tb	23.08	9.62	16.35	15.38	11.54	13.83
Dy	24.46	9.23	16.60	15.08	9.66	13.47
Ho	20.83	8.61	14.35	14.17	10.69	12.67
Er	19.25	8.45	13.54	13.62	10.80	12.07
Yb	17.27	6.50	10.27	13.18	6.82	10.21
Lu	16.47	6.76	10.00	12.65	7.35	10.14
[mg]	0.69	0.53	0.61	0.68	0.51	0.57
(La/Lu) _n	5.73	2.53	4.26	6.15	3.27	3.87
(La/Ce) _n	1.34	1.08	1.19	1.38	1.05	1.22
(Ce/Yb) _n	4.86	2.08	3.54	5.95	2.68	3.17
(La/Sm) _n	2.58	1.40	1.89	2.53	1.70	2.09
(Eu/Eu) _n	1.14	0.92	1.02	1.16	0.84	0.94

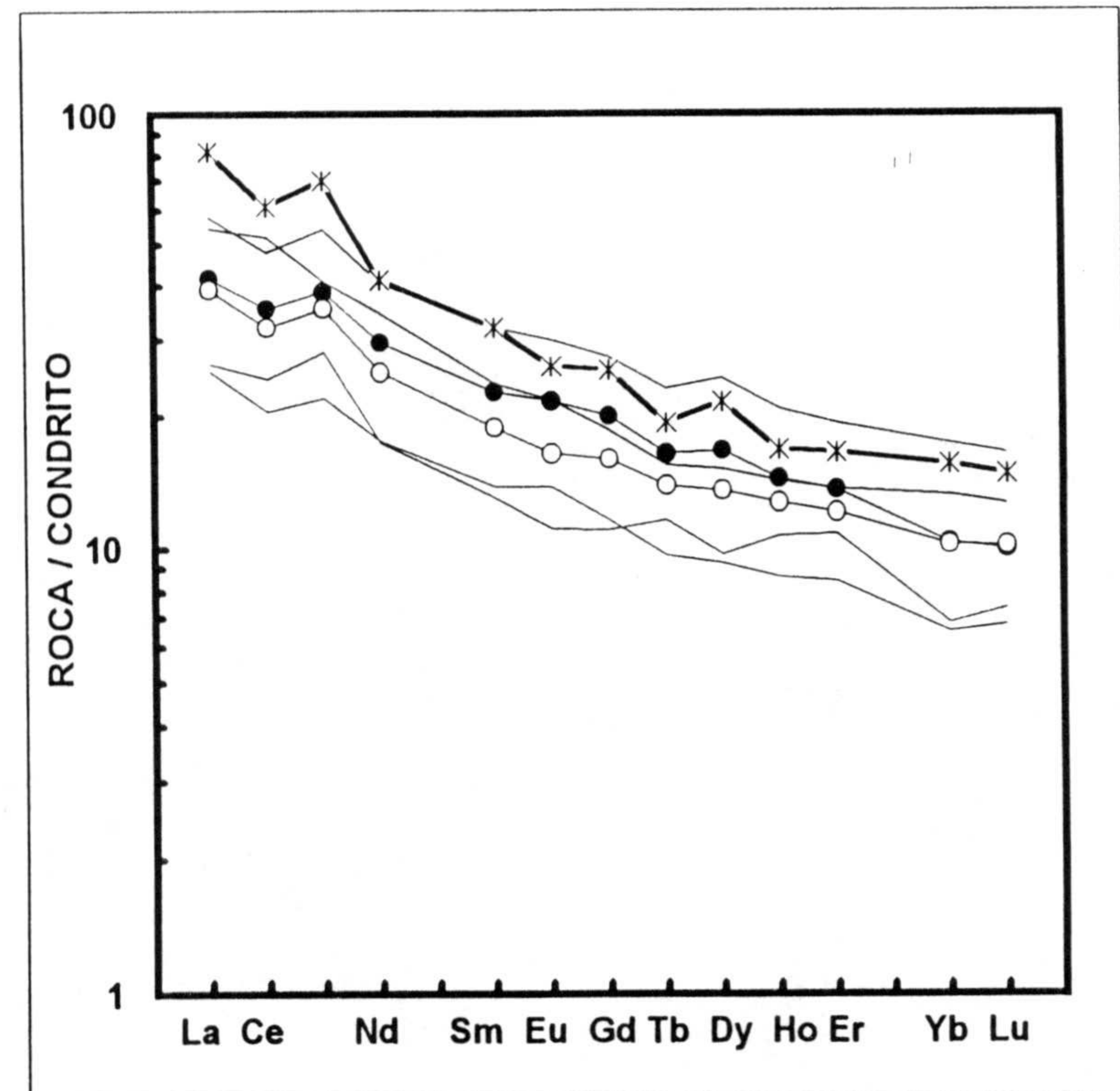


FIGURA VI.5.2 Contenidos medios de REE normalizados a condritos para ambos grupos de ofitas. Ver figura VI.4.3 para explicación de símbolos

La similitud de estos *patterns* de REE parece ser contradictoria con las diferencias sobre algunos aspectos mineralógicos y geoquímicos puestas de manifiesto previamente; especialmente las referente al quimismo de los piroxenos y a los contenidos en SiO₂, TiO₂ y P₂O₅, que indican una afinidad más alcalina para las ofitas del **grupo-1** y más toleítica para las del **grupo-2**, a pesar de que las razones Nb/Y, muy próximas en ambos grupos, indican una afinidad común toleítica-transicional .

Si se comparan los *patterns* de REE de las ofitas con los del vulcanismo Jurásico de las Z.E. de las Cordilleras Béticas, tomando como representante la pila basáltica de Alicún de Ortega (figura VI.5.3), se puede su similitud (con valores de (La/Lu)_n de 3.60 a 6.44, y valor medio de 4.40), especialmente con las ofitas del grupo-1.

nivel	3	6	7	11	15	19	21	22
(La/Lu) _n	3.94	3.60	4.01	4.66	4.41	4.40	3.76	6.44
(La/Yb) _n	3.32	3.38	3.84	4.45	4.02	4.27	4.09	6.25
(La/Ce) _n	1.25	1.27	1.25	1.35	1.28	1.82	1.26	1.39
(La/Sm) _n	2.14	2.29	2.21	2.44	2.25	2.34	2.11	2.88
(Ce/Yb) _n	2.66	2.66	3.07	3.31	3.14	2.35	3.25	4.50
(Eu/Eu*)	1.13	0.98	1.05	0.98	1.18	0.97	1.08	0.96

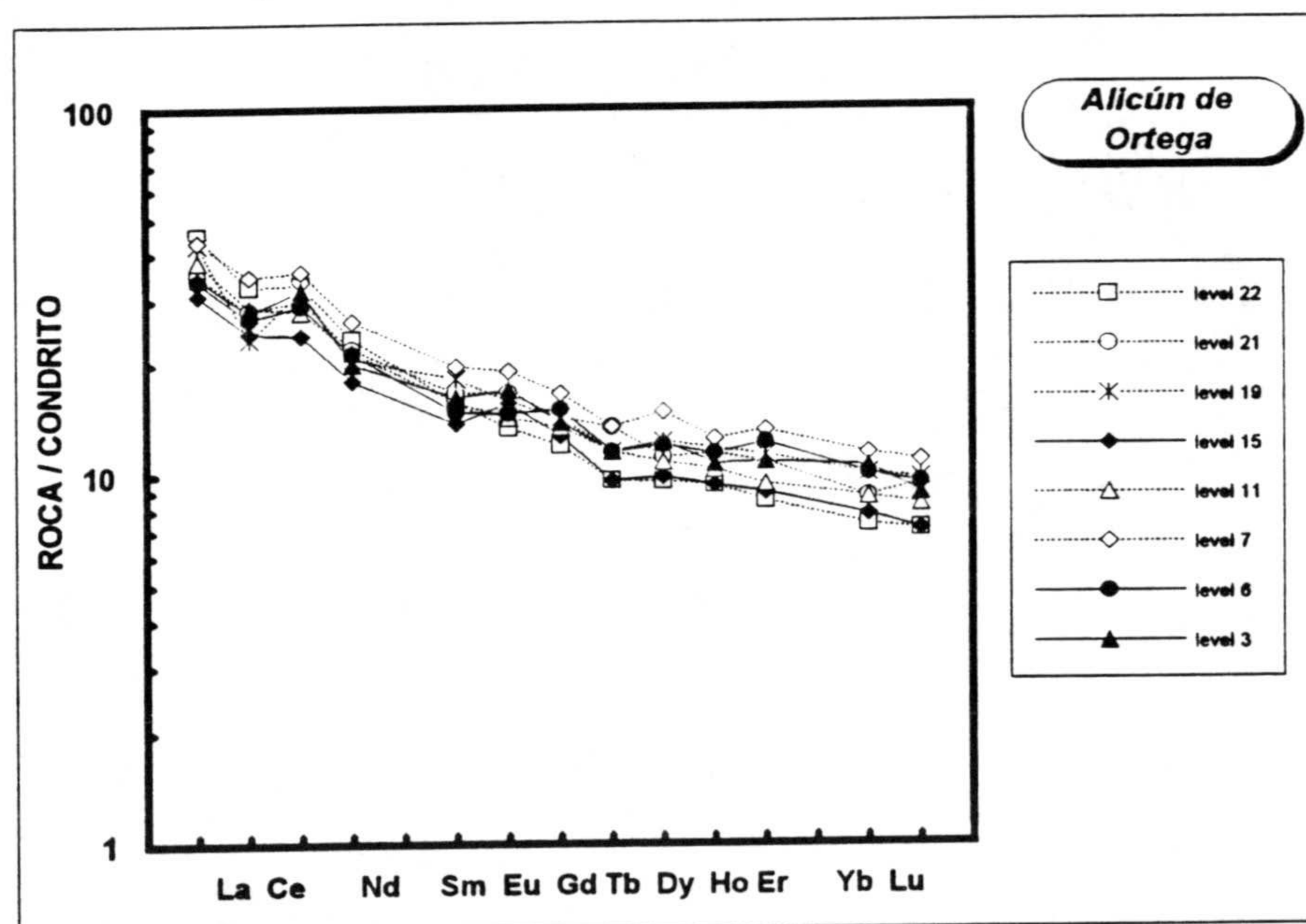


FIGURA VI.5.3. - Representación de los contenidos de REE normalizados a condritos (Nahkamura, 1974) de los diferentes niveles analizados en la secuencia volcánica de Alicún. Obsérvese cómo, salvo para el caso del nivel 22, no existen diferencias sustanciales entre los diferentes niveles en lo que se refiere a las relaciones entre REE.

Considerando la envolvente de los *patterns* de REE de la secuencia volcánica de Alicún, se puede observar más fácilmente las grandes similitudes que existen con los valores medios obtenidos para las ofitas de ambos grupos (figura VI.5.4). Además, en esta figura se pueden ver las diferencias de los magmas subbéticos con los de otros basaltos alcalinos intracontinentales, como lo de Corbières en el Pirineo, en los que se observa el típico enriquecimiento en LREE respecto a las HREE.

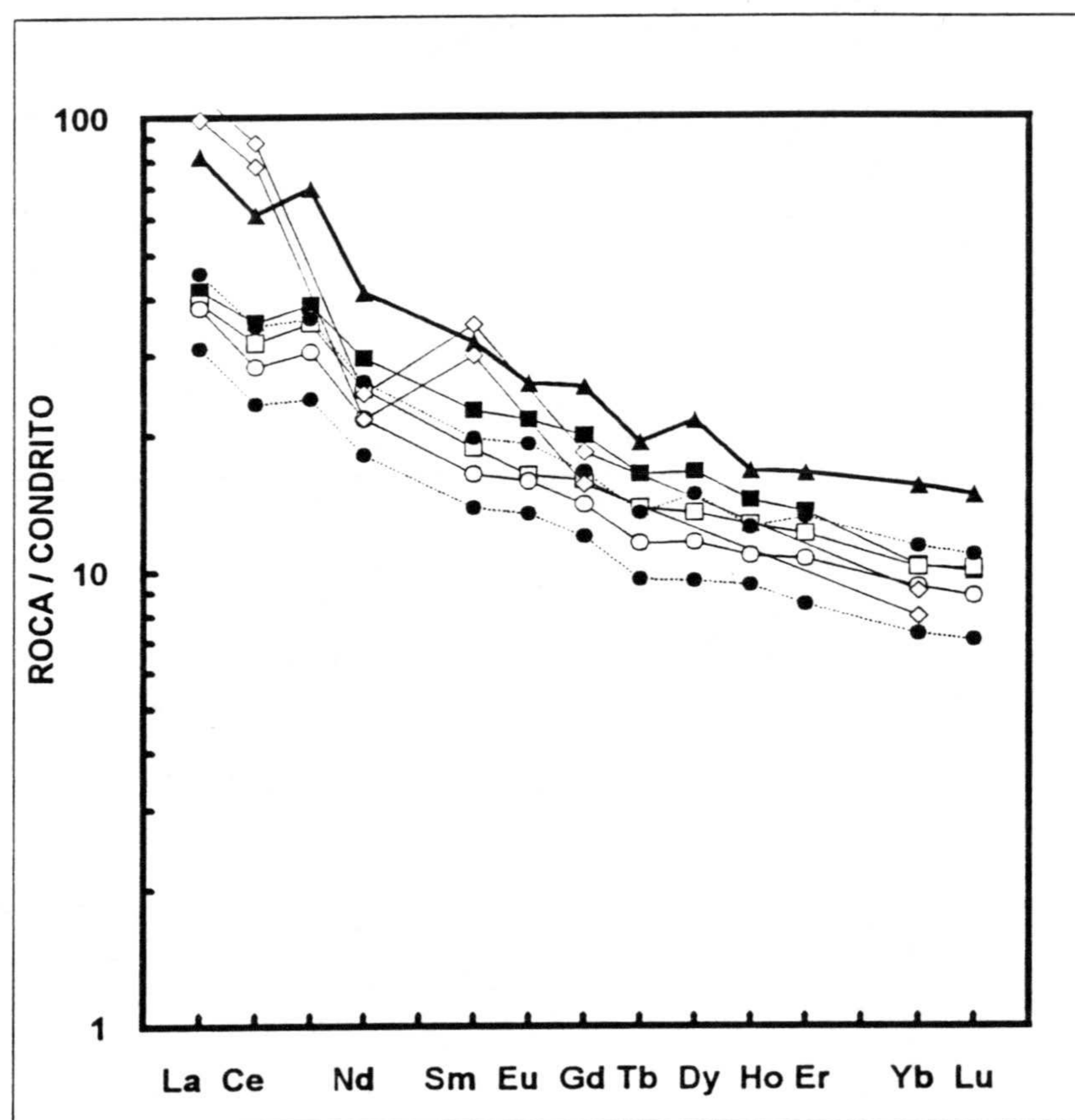


FIGURA VI.5.4.- Representación de los contenidos de REE normalizados a condritos (Nakamura) de la envolvente de los diferentes niveles de Alicún (ver figura VI.5.3), representada por círculos, así como los valores medios de las ofitas del grupo-1 (■) y los del grupo-2 (□). También se ha proyectado los contenidos en REE de los basaltos alcalinos intracontinentales de los Corbières (◇) (datos tomados de Beziat *et al.*, 1991) y los de basaltos toleíticos continentales, tales como el BCR-1 (▲) (datos de Govindaraju, 1984).

VI-6.- Diagramas discriminantes de ambiente de génesis

Uno de los principales problemas que surge con el estudio de rocas volcánicas antiguas es la deducción de sus ambientes de génesis. En las dos últimas décadas, numerosos autores han propuesto diferentes diagramas para discriminar entre los diferentes contextos geotectónicos. Estos diagramas, generalmente ternarios, se han realizado a partir de los contenidos en determinados elementos químicos, mayores, traza o REE, o relaciones entre elementos, comparando los campos delimitados a partir de la proyección de lavas recientes ó de ambiente geotectónico bien conocido y contrastado. Otros autores han preferido el uso de los diagramas multielementales para establecer los ambientes de génesis, comparando con los espectros de basaltos de procedencia bien conocidas. Estos diagramas presentan la ventaja respecto a los diagramas triangulares de mostrar un mayor número de elementos químicos y, por lo tanto, de facilitar la comprensión de las variaciones químicas ocasionadas durante la génesis de los diferentes tipos de magmas (ver figuras VI.4.2, VI.4.3 y VI.4.4).

Para la realización de esta memoria se ha efectuado una recopilación bibliográfica de los diferentes diagramas y relaciones interelementales publicadas. De todos los diagramas estudiados, tan sólo haremos mención de aquellos que aporten alguna información de utilidad, bien desde el punto de vista del ambiente geotectónico o bien desde el punto de vista petrogenético. En todos los diagramas utilizados hemos proyectado además de los valores de las ofitas, los correspondientes a la pila basáltica Jurásica de Alicún, con el fin de comparar las variaciones químicas observadas entre ambos tipos de rocas, como hicimos con los elementos trazas y las REE. Además, el hecho de poder disponer en la secuencia de Alicún de rocas con y sin asimilación, nos permitire estudiar la influencia de la contaminación cortical en la proyección sobre estos diagramas de discriminación.

La principal restricción para usar los elementos traza como indicadores de ambientes geotectónicos en rocas paleovolcánicas es la posible movilidad de los elementos seleccionados durante los procesos de transformación secundarios (alteración deutérica, metamorfismo de bajo grado, alteración meteórica,...). Los elementos de potencial iónico (relación carga/radio)

intermedio tienen tendencia a permanecer "inmóviles" durante estos procesos (salvo casos de alteración extrema), de manera que Ti, Zr, Hf, Nb, Ta, REE (excepto La), Y, Cr, Ni, Th y, posiblemente P, se pueden considerar como elementos inmóviles. Hay que tener en cuenta, no obstante, que los elementos inmóviles pueden aumentar su abundancia absoluta como consecuencia de su concentración durante la alteración. Por este motivo, la mayoría de los diagramas discriminantes se basan sobre razones entre elementos inmóviles, que no se verían afectadas por esas concentraciones secundarias. Con respecto al metamorfismo, no se puede asumir que este criterio sea aplicable, ya que la solubilidad de un elemento se puede ver modificada por el aumento en la temperatura y la formación de cloruros y otros complejos. No obstante, la mayoría de las comparaciones empíricas entre basaltos frescos y metamorfizados (hasta la facies de esquistos verdes) y en basaltos de una misma serie, metamorfizados en diferentes facies, han confirmado la inmovilidad de estos elementos, estando estas hipótesis apoyadas por experimentos que reproducen la interacción entre basaltos y agua de mar. A pesar de todo, hay que considerar algunas excepciones, sobre todo en áreas donde el CO_2 y el F, que forman los complejos más estables con los elementos de potencial iónico intermedio-alto, son de los componentes más importantes en los fluidos metamórficos. Así pues, aquellos diagramas en los que participan elementos como Na, K, Ca, Rb, Ba, Sr habrá que considerarlos como poco fiables, por mostrar éstos fácil movilidad durante los procesos de metamorfismo de bajo-grado, mientras que elementos tales como Ti, Ni, Cr, V, Zr, Nb, Th, Ta y Hf se podrían considerar como relativamente inmóviles.

En este sentido, en el diagrama $\text{Ti}/100:\text{Zr}:\text{Sr}/2$ (figura VI.6.1a), propuesto por Pearce y Cann (1973), se puede observar la fuerte dispersión de valores hacia el vértice del Sr, manteniéndose constante la relación Ti/Zr. Esta migración hacia el Sr es consecuencia de la epidotización progresiva de las rocas durante los procesos de metamorfismo de bajo grado, análogamente a lo observado por Smith y Smith (1976). El hecho de encontrar valores constantes para la relación Ti/Zr indica el carácter "inerte" de estos dos elementos durante las transformaciones metamórficas. Evidentemente, este diagrama no será de utilidad para discriminar ambientes de génesis, pero si nos está indicando la movilidad del Sr y la relativa inmovilidad del Ti y Zr (o al menos de la relación Ti/Zr).

Similares conclusiones se pueden obtener del diagrama $\text{TiO}_2:\text{K}_2\text{O}:\text{P}_2\text{O}_5$ propuesto por Pearce *et al.* (1975) para la discriminación entre toleitas oceánicas y continentales. En este caso se está enfrentando un elemento con un grado de movilidad mucho mayor que los otros dos (fig. VI.6.1(b)), pudiéndose observar la tendencia a un enriquecimiento en K_2O para ambos tipos de rocas, mientras que las relaciones entre TiO_2 y P_2O_5 se mantiene constantes. Esta migración hacia el vértice del K_2O ha sido interpretada por Smith y Smith (1976) como consecuencia de la descalcificación progresiva de las plagioclasas para dar albita, o por la transformación en epidota durante el metamorfismo. En el caso del magmatismo subbético, es más probable que la migración hacia el vértice del potasio se deba a la descalcificación de la plagioclasa más que a la formación de epidota, aunque no hay que descartar tampoco la posibilidad de aumento en K_2O por fenómenos de contaminación cortical. Zeck y Morthorst (1982) consideraron como apropiado el diagrama $\text{TiO}_2:\text{K}_2\text{O}:\text{P}_2\text{O}_5$ (fig. VI.6.1(b)) para la discriminación entre toleitas continentales y oceánicas, teniendo siempre en cuenta la precaución de la movilidad del K_2O durante los procesos de metamorfismo. La proyección de ofitas y rocas volcánicas Jurásicas de Alicún en este diagrama permite ver que existe una serie de ofitas del **grupo-1** que se proyectan en el campo de los basaltos oceánicos, mientras que la mayoría de las rocas del **grupo-2** lo hacen en el campo de las toleitas no oceánicas, con mayores contenidos en K. En el caso de la secuencia volcánica de Alicún, las muestras pertenecientes a los niveles más altos (muestras con presencia de xenolitos) son las que se proyectan más hacia el vértice del K_2O , debido tanto al aumento en este elemento como al descenso en los contenidos en TiO_2 como en P_2O_5 , a semejanza de lo que se observa entre las ofitas del grupo-1 y las del grupo-2. Este enriquecimiento en K puede ser indicativo de procesos de contaminación crustal de los magmas al atravesar la corteza continental, que sería mayor para las ofitas del grupo-2 que para las del grupo-1.

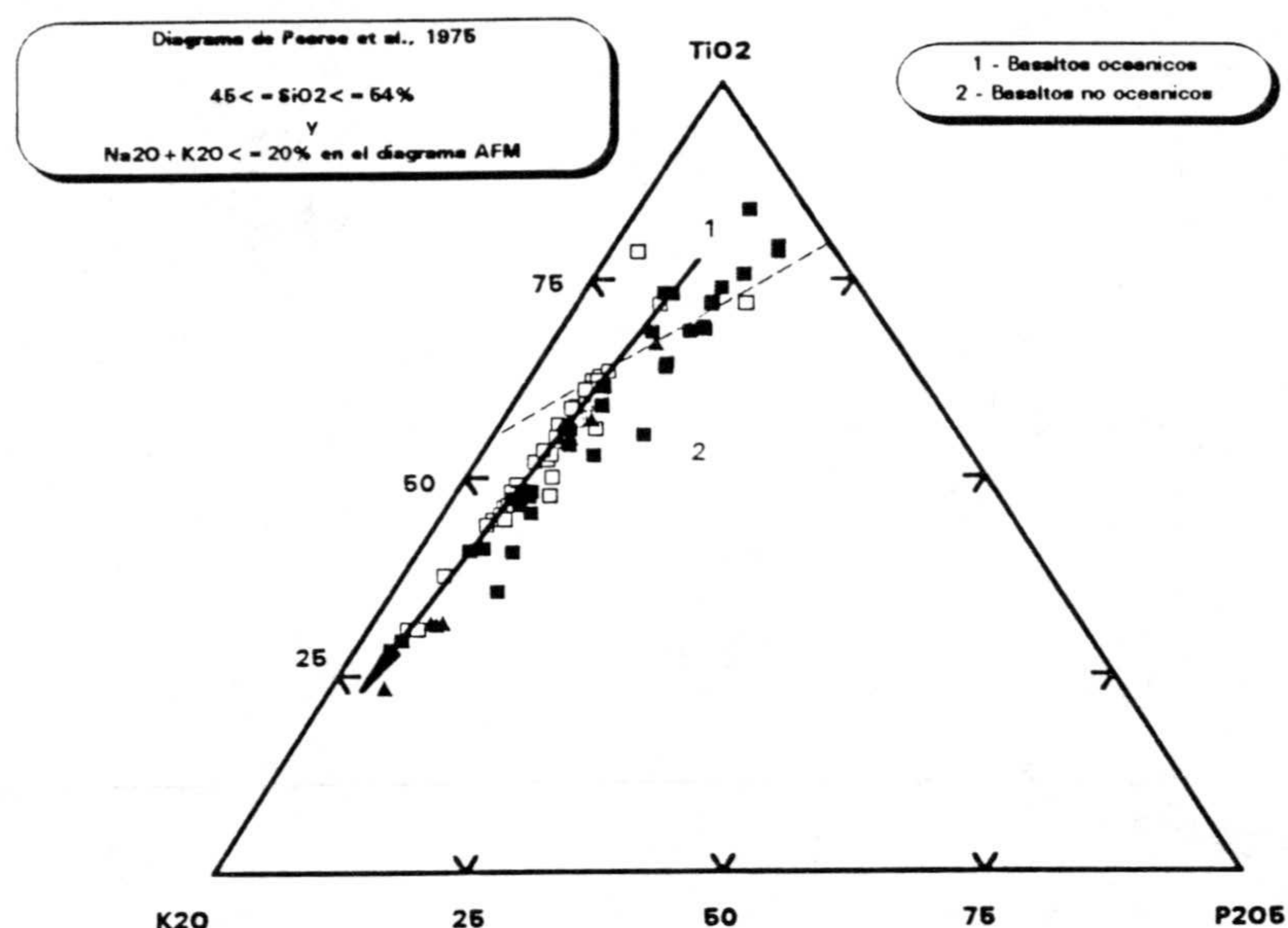


FIGURA VI.6.1.- Diagramas de discriminación geotectónica. a) Diagrama Ti/100:Zr:Sr/2 (Pearce y Cann, 1973), en el que se pone de manifiesto la fuerte movilidad del Sr frente a la relación entre el Ti y Zr. b) Diagrama TiO₂:K₂O:P₂O₅ (Pearce *et al.*, 1975) en el que se separan los campos de los basaltos oceánicos de los emplazados en ambientes no oceánicos. La fuerte migración hacia el vértice del K₂O puede ser consecuencia de la mayor movilidad de este elemento respecto a los otros dos, pero también se puede deber a un aumento como consecuencia de procesos de contaminación cortical. Para ambas figuras, (■) = ofitas grupo-1; (□) = ofitas grupo-2; (▲) rocas volcánicas de la secuencia de Alicún. .

La proyección del quimismo en el clásico diagrama de Pearce y Cann (1973) (fig. VI.6.2) pone de manifiesto cómo las rocas del **grupo-1** se proyectan preferentemente en el campo D de este diagrama (correspondiente a los *WPB*), mientras que los del **grupo-2** lo hacen preferentemente en el campo de los *OFB*. Hay que reconocer que éste ha sido un diagrama con numerosos detractores que han criticado su aplicabilidad a rocas volcánicas antiguas, sobre todo a basaltos toleíticos continentales, ya que estos autores utilizaron un

número no suficientemente grande de datos, dándose numerosos casos en los que típicas toleitas continentales se proyectan en el campo de los basaltos oceánicos (Zeck y Morthorst, 1982; Holm, 1982, 1985; entre otros), ó incluso basaltos actuales de la Dorsal Atlántica (tipo E-MORB) que se proyectan en el campo de los WPB (Wood, *et al.*, 1979).

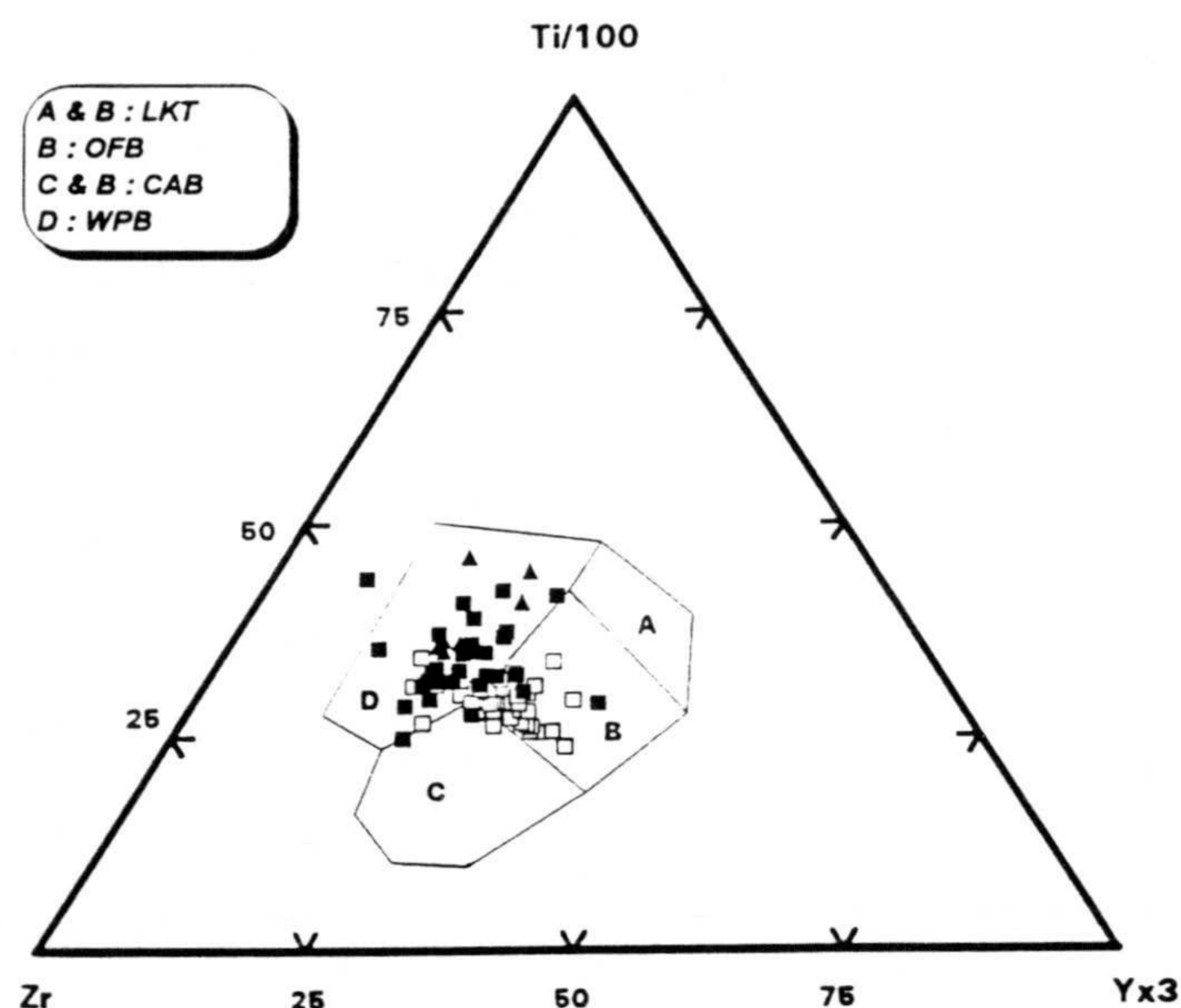


FIGURA VI.6.2.- Diagrama Ti/100:Zr:Yx3 propuesto por Pearce y Cann (1973). LKT: toleitas bajas en potasio; OFB: basaltos de fondos oceánicos; CAB: basaltos calcoalcalinos; WPB: basaltos de intraplaca. Símbolos como en la figura VI.6.1.

Holm (1982, 1985) indicó que las toleitas que se hubiesen generado a partir de centros precursores de apertura oceánica (*initial spreading centres*), esto es, diques o flujos de lava que se encuentren en la actualidad en los márgenes de una cuenca oceánica evolucionada, serían difíciles de clasificar en el diagrama Ti:Zr:Y propuesto por Pearce y Cann (1973). Este mismo autor apunta el hecho de que la proyección de una serie de basaltos en el diagrama anteriormente citado desde el campo de los *within-plate* hasta el de los OFB, es una característica de las toleitas continentales. Holm (1985) propuso un diagrama triangular en el que se separan dos campos: el de las toleitas originadas durante las etapas iniciales de rifting continental, y el campo de las toleitas auténticamente continentales, sin relación directa con límites de placas incipientes. La proyección de los dos grupos de ofitas en el diagrama por él propuesto (Nb/3:TiO₂:Th) (fig. VI.6.3) separa claramente las rocas del **grupo-1**, que se proyectan en el campo del *initial rifting*, de las del **grupo-2**, que lo hacen en el campo de las auténticas *within plate continental tholeiites*. Además, es destacable la dispersión de puntos

en este segundo grupo hacia el vértice del Th. La interpretación inmediata que sugiere este diagrama es que los magmas generadores de las ofitas del grupo-1 y los de los basaltos de Alicún, han debido atravesar un grosor de corteza continental menor que los que generaron las ofitas del grupo-2, siendo, por tanto, menor la posibilidad de contaminación cortical. Por tal motivo, los contenidos en Th (indicativos de contaminación cortical) serán menores para aquellas rocas que hayan atravesado una corteza continental más adelgazada (ofitas grupo-1 y rocas volcánicas de Alicún). En este diagrama, los basaltos de Alicún con xenolitos también presenta un enriquecimiento relativo en Th, proyectándose en el mismo campo que las ofitas del grupo-2.

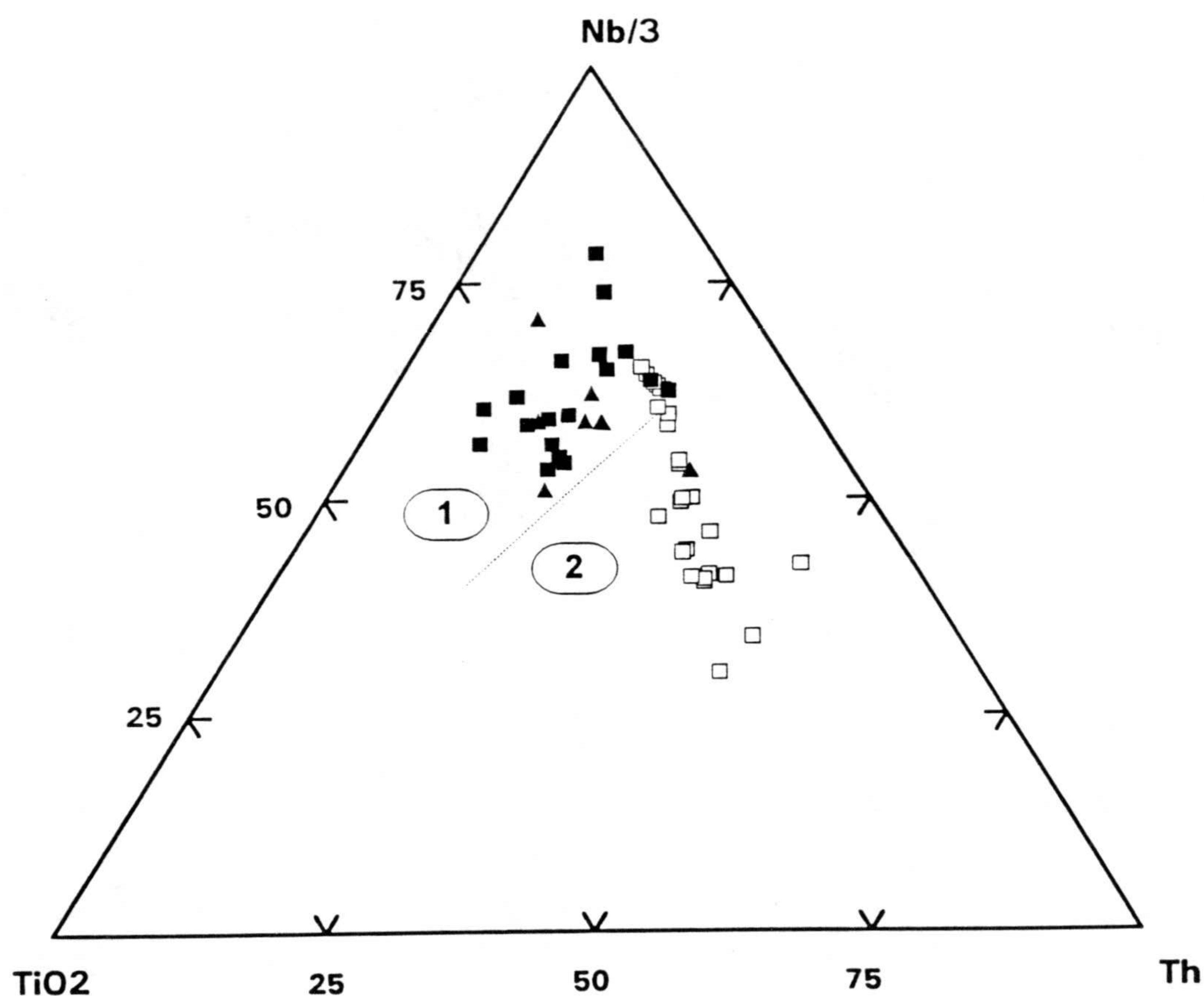


FIGURA VI.6.3.- Diagrama Nb/3:TiO₂:Th (Holm, 1985). En el campo 1 se proyectarían las toleitas relacionadas con las primeras etapas de los procesos de *rifting*, mientras que en campo 2 lo harían aquellas toleitas emplazadas en ambiente continental, sin relación con una posterior apertura oceánica. Símbolos como en figura VI.6.1. Ver texto para más detalles.

Este hecho explicaría también que en el diagrama $TiO_2:MnO*10:P_2O_5*10$, propuesto por Mullen (1983) para discriminar entre basaltos generados en ambientes oceánicos (fig. VI.6.4), la mayoría de las rocas del **grupo-1**, así como los basaltos de Alicún, se proyecten en el campo de los OIT-OIA, mientras que las del **grupo-2** y el nivel superior de Alicún, en el que son claras las evidencias de asimilación, lo hagan en una zona indeterminada, entre los IAT, MORB y OIT.

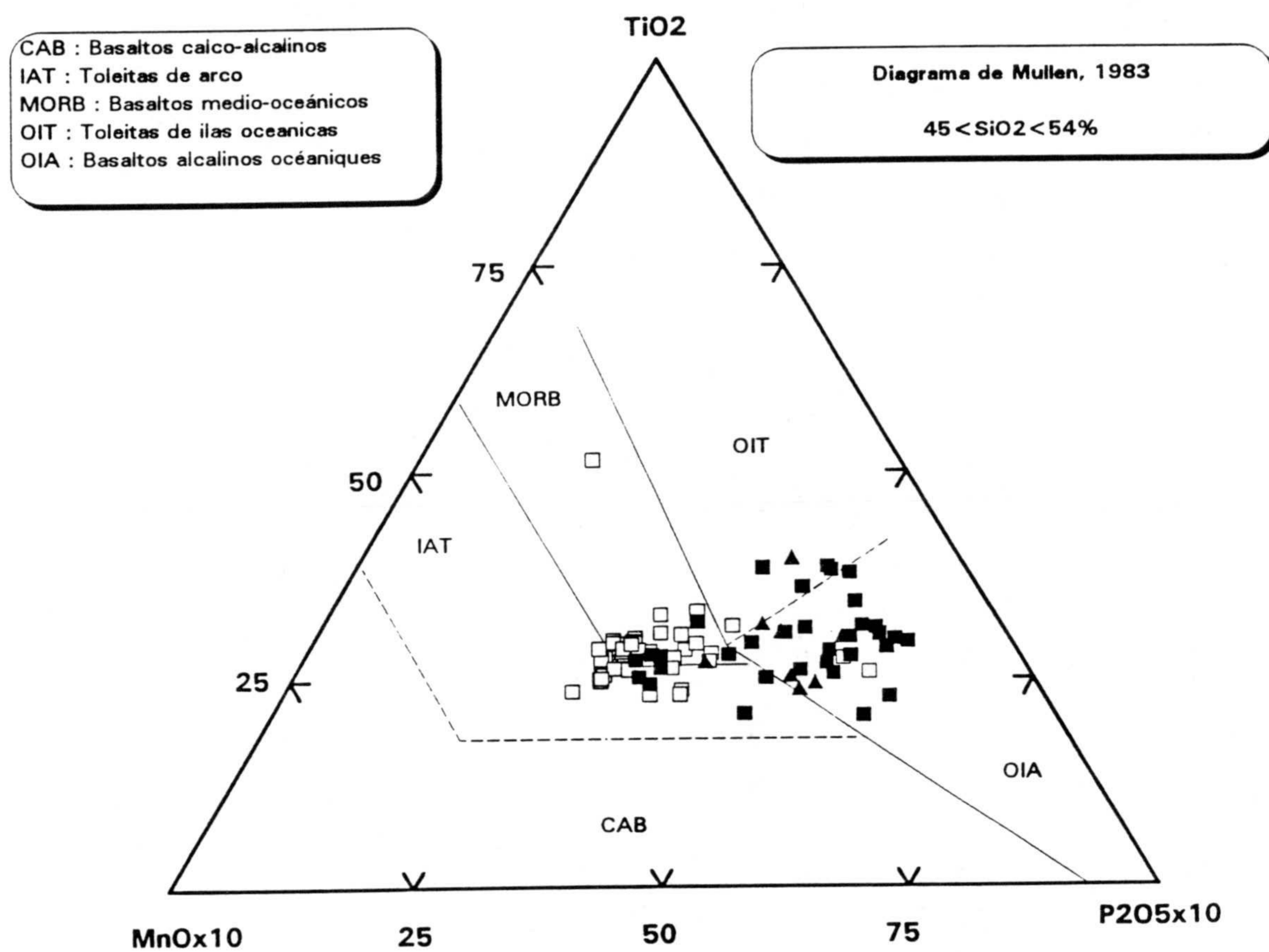


FIGURA VI.6.4.- Diagrama $TiO_2:MnO:P_2O_5$ para la discriminación del ambiente de génesis de basaltos y andesitas basálticas (% SiO_2 comprendidos entre 45 y 54) generados en los diferentes ambientes oceánicos (Mullen, 1983). Las toleitias continentales suelen proyectarse en todos los campos delimitados (Mullen, 1983). Símbolos como en la figura VI.6.1.

Esta superposición de varios campos en la zona central del diagrama ha sido interpretada por Mullen (1983) como característica de las toleitias continentales (WPB), por lo que la proyección de las rocas del **grupo-1** en áreas correspondientes a basaltos de islas oceánicas (predominantemente alcalinas), indica que este grupo podría representar las rocas

menos contaminadas y, por lo tanto, las más próximas a los líquidos iniciales, que tienen afinidad transicional-alcalina, como se puso de manifiesto mediante el quimismo de los piroxenos y el de la roca global. Los menores contenidos en TiO_2 y P_2O_5 en las ofitas del grupo-2 hacen que se proyecten más próximos al vértice del MnO , en la parte central del diagrama, en la que superpone varios de los campos delimitados por el autor.

Una información mucho más precisa se obtiene con el uso de los diagramas discriminantes propuestos por Wood (1980) y por Cabanis y Thièblemont (1988) (figuras VI.6.5 y VI.6.6, respectivamente). Un inconveniente que presentan ambos diagramas es el uso de elementos traza cuya determinación precisa sólo es posible mediante INAA. Además, en el caso del Ta, como ya se explicó previamente, las concentraciones establecidas han resultado ser siempre menores que los límites de detección para este elemento (< 1 ppm), siendo necesario calcular sus contenidos mediante el uso de las equivalencias propuestas por Wood *et al.* (1979), como se comentó en el apartado VI-4. Evidentemente, el cálculo aproximado del Ta disminuye la precisión en el uso de este diagrama discriminante. Es más, puesto que la relación Th/Ta es de gran interés para discriminar entre series generadas en dominios orogénicos y no orogénicos, previo al recálculo del Ta se realizó la proyección de este diagrama utilizando los valores máximos probables para dicho elemento. Así, las muestras cuyo Ta era < 1 ppm, se le asignó un valor de 0.9 obteniéndose con estos valores "artificiales" iguales conclusiones que las obtenidas con el recálculo $Nb/Ta = 16$. Por este motivo, hemos considerado aplicable la corrección propuesta por Wood para estimar los contenidos en Ta.

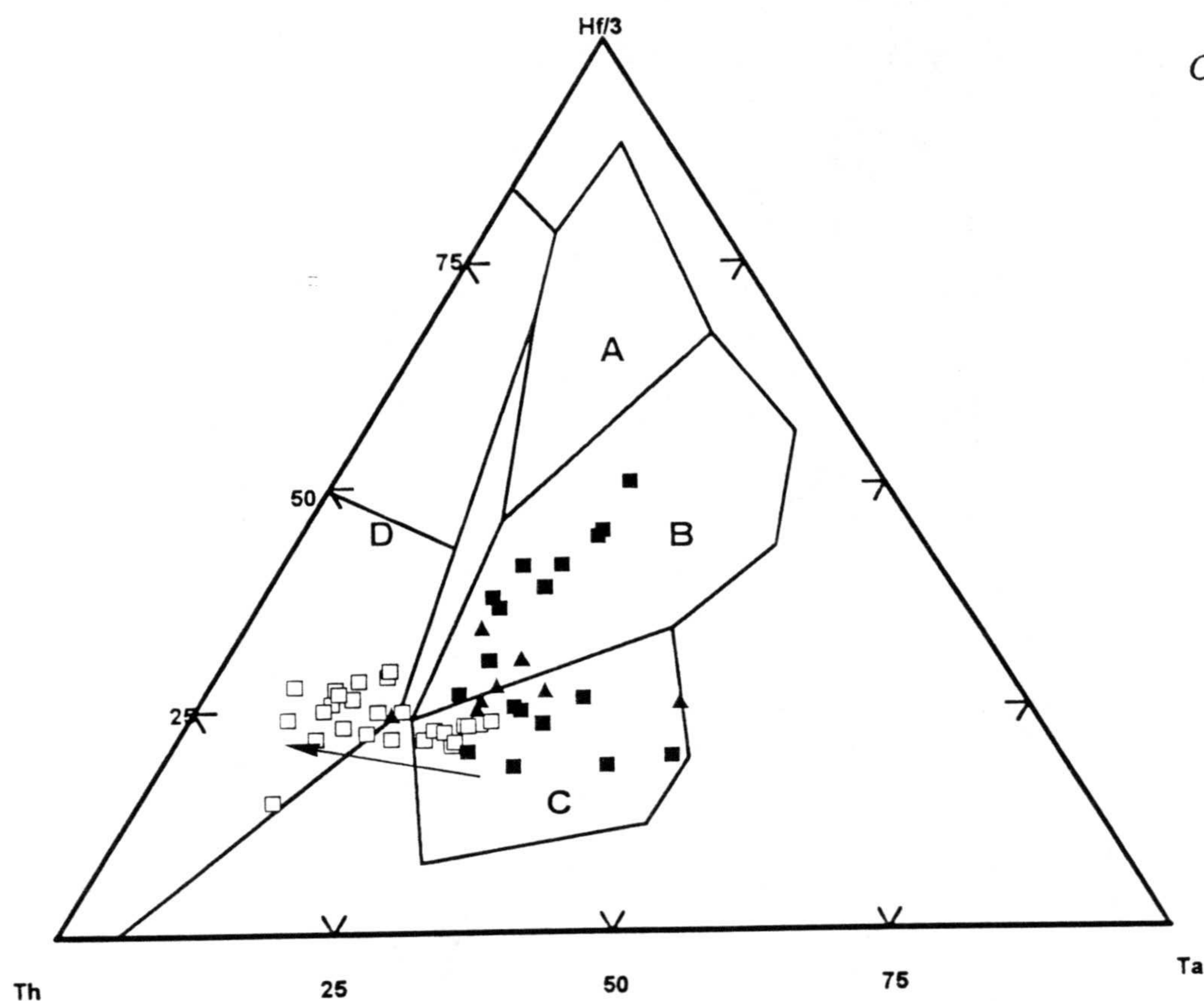


FIGURA VI.6.5.- Diagrama triangular Hf/3:Th:Ta propuesto por Wood (1980) para la discriminación de los ambientes de génesis de los principales tipos de basaltos. *A*: basaltos tipo N-MORB (basaltos oceánicos empobrecidos en elementos incompatibles); *B*: basaltos tipo E-MORB (basaltos oceánicos enriquecidos en incompatibles) y basaltos toleíticos de intraplaca; *C*: basaltos alcalinos de intraplaca; *D*: basaltos generados en márgenes destructivos. La flecha indica el *trend* de contaminación cortical, si el contaminante es de composición afín a la de la corteza superior (Wood, 1980). Símbolos como en la figura VI.6.1.

El diagrama Th:Hf/3:Ta (fig. VI.6.5), propuesto por Wood *et al.* (1979) y posteriormente modificado por Wood (1980) está considerado en la literatura como un buen discriminante entre los N-MORB, AWPB y DMB, aunque no discrimina entre los E-MORB y TWPB. Se puede observar cómo las rocas del grupo-1 se proyectan tanto en el campo de los E-MORB+TWPB como en el de los AWPB, junto con la mayoría de las muestras procedentes de Alicún. Sin embargo, las pertenecientes al grupo-2 (así como el nivel superior de Alicún) lo hacen entre el campo de los AWPB migrando hacia el campo de los PIAT, en siguiendo el *trend* de contaminación cortical (flecha en la figura) propuesto por Wood (1980). Según el autor de este diagrama, las variaciones en las relaciones Th:Hf:Ta son indicadores muy sensibles de los procesos de contaminación crustal, de manera que magmas contaminados por granulitas presentarían un aumento progresivo en la razón Hf/Ta, con disminución

progresiva en los contenidos de Th y Ta con el aumento de la proporción de material cortical, mientras que la contaminación producida por materiales procedentes de la corteza superior, más ricos en sílice, daría lugar a un rápido aumento en la razón Th/Ta.

Similares conclusiones se obtienen mediante la aplicación del diagrama $Th:Tb^3:Ta^2$ de Cabanis y Thièblemont (1988) (fig. VI.6.6). En este caso, se puede observar cómo el conjunto formado por las ofitas del grupo-1 y los niveles basales de Alicún se proyectan en el campo de los basaltos de dominios no orogénicos, en una zona cuya razón Ta/Tb (indicativa del grado de alcalinidad de los magmas) marca una afinidad transicional-toleítica para ambos. Por otro lado, las ofitas del grupo-2 y los niveles superiores de Alicún muestran mayores contenidos en Th, observándose también la migración hacia el vértice Th, aunque se proyectan mayoritariamente en la zona perteneciente a las toleitas continentales de dominios intermedios. En este diagrama, la migración hacia el vértice del Th es también interpretada como la consecuencia de contaminación cortical ó bien del aporte de este componente sobre una zona de subducción.

Así pues, el uso de los diferentes diagramas de discriminación nos permite asegurar que, tanto las ofitas como los basaltos seleccionados pertenecientes a la columna de Alicún, se emplazaron en un ambiente de intraplaca durante el periodo distensivo que sufrieron las Z. E. desde finales del Triásico. También se ha podido comprobar la afinidad alcalina de las ofitas del grupo-1, así como las de zonas basales de la pila basáltica de Alicún, mientras que las ofitas del grupo-2 presentan una afinidad toleítica, con enriquecimientos en Th consecuencia de procesos de contaminación cortical, como se evidencia por la presencia de xenolitos en los niveles superiores de Alicún, en los que este enriquecimiento en Th y la presencia de corindón y cuarzo normativos van apareados.

En los capítulos VII y IX consideraremos conjuntamente todas las variaciones del quimismo, tanto en las ofitas como en la pila basáltica de Alicún, integrándolas en un modelo evolutivo espacio-temporal de este magmatismo.

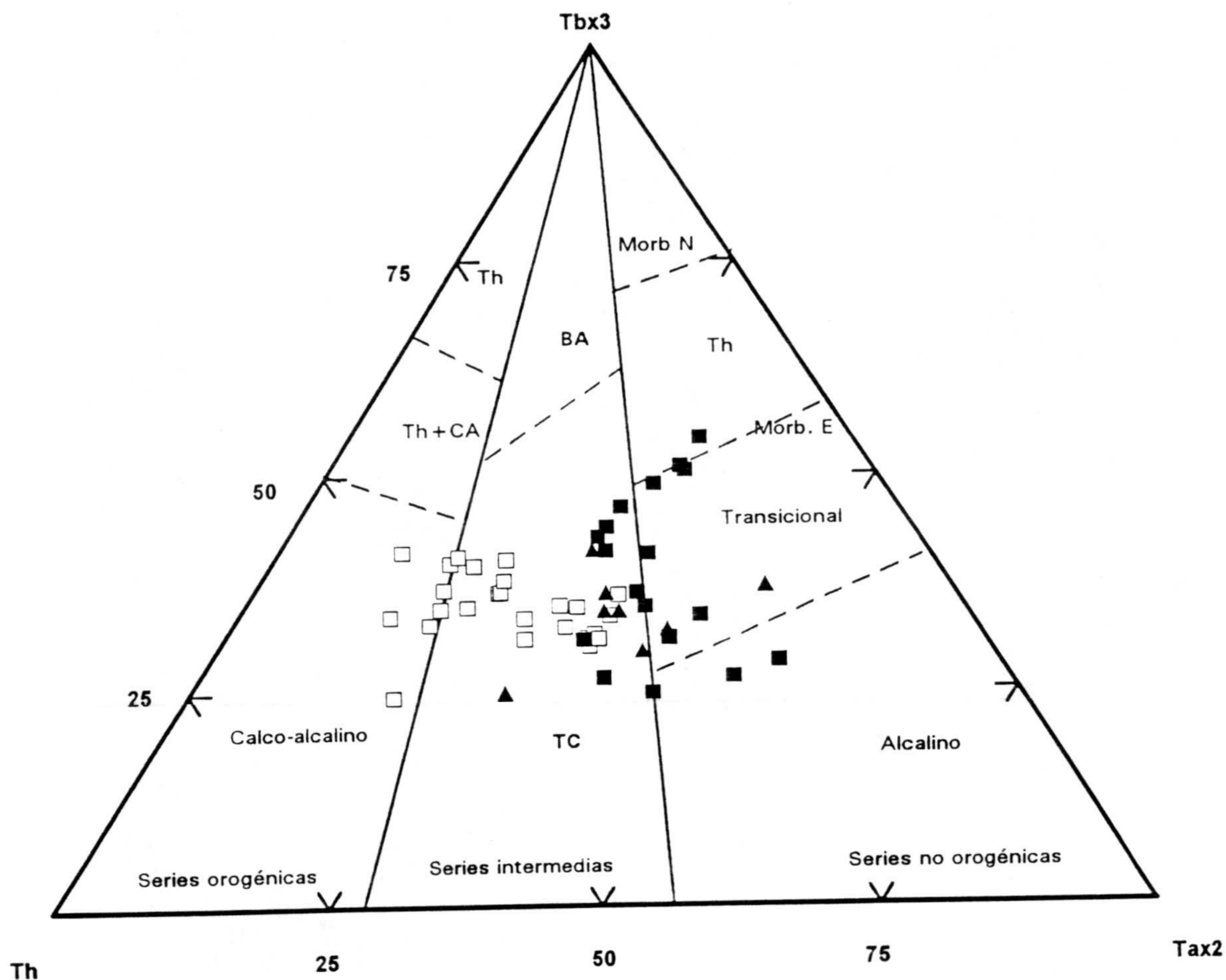


FIGURA VI.6.6.- Diagrama triangular Tbx3:Th:Tax2 propuesto por Cabanis y Thiéblemont (1988) para la discriminación de los ambientes de génesis de los principales tipos de basaltos. La división entre series orogénicas, intermedias y series no orogénicas está realizada sobre los valores de razón Th/Ta= 5 y 1.5, respectivamente. Símbolos como en la figura VI.6.1. Los campos delimitados en el dominio orogénico corresponden a: CA= basaltos calco-alcalinos; TA= toleitas de arco; PIAT= toleitas de arco primitivas. En el dominio intermedio, las áreas delimitadas corresponden a: TC= toleitas continentales; BA= basaltos generados en cuencas ante y tras-arco. En el dominio no orogénico, los campos delimitados corresponden a: Tho= basaltos toleíticos N-MORB y algunos E-MORB; Trans= basaltos transicionales tipo E-MORB y la mayoría de los OIB (basaltos de islas oceánicas); Alc= basaltos alcalinos de islas oceánicas y dominios continentales.

CAPITULO VII

PETROGENESIS IGNEA



C A P Í T U L O V I I : P E T R O G E N E S I S

VII-1.- Estimación de las condiciones de cristalización. Geotermobarometría.

Determinados equilibrios minerales son de gran utilidad para la estimación de las condiciones de cristalización a las que se han formado las fases minerales implicadas: presión, temperatura y fugacidad de oxígeno, principalmente. Una gran variedad de equilibrios minerales han sido calibrados para su aplicación en geotermobarometría, utilizando para ello los resultados analíticos obtenidos mediante el estudio puntual del quimismo de las fases minerales realizado con microsonda. En el caso particular de las ofitas, se puede asumir que las condiciones de presión en el momento de cristalización no son de especial importancia; especialmente en el caso de manifestaciones volcánicas, en las que la presión durante la cristalización sería del orden de 1 atm. Incluso para el caso de las intrusiones someras, las condiciones de cristalización no se debieron desarrollar a presiones mucho más altas, por lo que se puede concluir que las condiciones de presión en el desarrollo de las diferentes asociaciones minerales son las atmosféricas, y similares para los diferentes grupos de ofitas. Los márgenes probables de temperatura de cristalización se han estimado utilizando los equilibrios basados en las composiciones de espinelas, olivinos, piroxenos, anfíboles y biotitas.

1) Equilibrio olivino-espinela

Roeder *et al.* (1979) propusieron la siguiente ecuación que rige el intercambio de Fe^{2+} y Mg entre olivino y espinela:

$$\alpha = \frac{Cr}{Cr+Al+Fe^{3+}}; \beta = \frac{Al}{Cr+Al+Fe^{3+}}; \gamma = \frac{Fe^{3+}}{Cr+Al+Fe^{3+}}$$

siendo,

$$\alpha = \text{Cr}/(\text{Cr} + \text{Al} + \text{Fe}^{3+}); \quad \beta = \text{Al}/(\text{Cr} + \text{Al} + \text{Fe}^{3+}); \quad \gamma = \text{Fe}^{3+}/(\text{Cr} + \text{Al} + \text{Fe}^{3+})$$

La aplicación de este geotermómetro a la dolerita picrítica, en la que olivino y espinela se encuentran en equilibrio, da unos valores de temperatura que varían entre 975 a 1125 °C.

2) Geotermometría con piroxenos

Diferentes geotermómetros han sido propuestos para el caso de la coexistencia en equilibrio de piroxenos ricos en Ca junto a los piroxenos pobres en Ca. El geotermómetro propuesto por Lindsley (1983) se basa en la disminución del contenido en Ca de los piroxenos ricos en Ca (augitas) con la temperatura, concomitante con el aumento de este elemento en los pobres en Ca (ortopiroxenos y/o pigeonitas). También se obtienen informaciones termométricas a partir del intercambio Fe-Mg entre ambos tipos de piroxenos (Wood y Banno, 1973; Wells, 1977; Kretz, 1982).

La aplicación del geotermómetro gráfico de Lindsley (1983), usando la calibración propuesta por él para en condiciones de presión de 1 atmósfera (condiciones deducidas a partir de los criterios de campo para el caso de las ofitas del grupo-2) da temperaturas decrecientes desde los bordes hasta los pegmatoides (figura VII.1.1). Con este geotermómetro, aplicable únicamente a aquellos piroxenos en los que la suma de sus componentes cuadriláteros (Wo+En+Fs) sea superior al 90%, sólo se obtendrán temperaturas de cristalización (con un margen de error de $\pm 50^{\circ}\text{C}$) en el caso de la coexistencia de dos o tres tipos de piroxenos en equilibrio. Cuando sólo se tiene un tipo de piroxeno, la temperatura estimada corresponde a temperaturas mínimas de cristalización. La estimación de los términos extremos Wo, En y Fs, para su posterior proyección en el tetraedro en el que están representadas las diferentes isothermas, se ha realizado siguiendo el método propuesto por Lindsley (1983).

En la tabla VII.1.1 se recopilan los valores de temperaturas obtenidos para los piroxenos de las diferentes facies en ambos grupos de ofitas usandolos cálculos

geotermométricos realizados con los equilibrios olivino-augita (para el caso de las facies centro del grupo-1) y los diferentes geotermómetros con piroxenos para las ofitas del grupo-2.

TABLA VII.1.1.- Estimación de las condiciones de cristalización a partir de los equilibrios en los que se utilizan piroxenos.

facies	asoc. mineral	T ^a Lindsley (1983)
bordes grupo-2	opx + cpx	≈1175 - 1150 °C
centros grupo-2	opx + cpx ⁽¹⁾ pig ⁽²⁾	≈1150 °C
	pig + cpx	1150 - 1000 °C
pegmatoides grupo-2	cpx	1000 - 800 °C (*)

(1) es bastante infrecuente encontrar opx frescos en las facies centro de las ofitas.

(2) temperaturas estimadas según la calibración gráfica propuesta por Lindsley (1983) para la mínima estabilidad de la pigeonita.

(*) temperaturas mínimas al existir sólo un tipo de piroxeno. Los valores comprendidos entre 700 y 800 °C pueden corresponder a las transformaciones de los piroxenos durante los procesos de uralitización (ver figuras IV.4.2 y VI.1.1)

Los valores termométricos obtenidos confirman el hecho de una cristalización por enfriamiento progresivo desde los bordes hacia el interior del cuerpo (ver fig. IV.10.1), coincidiendo la temperatura de cristalización de los fenocristales de las facies borde con los primeros cristales de las facies centro. Asimismo, se confirma el hecho de que exista un mayor intervalo de tiempo en la cristalización de los diferenciados pegmatoides. Estas temperaturas estimadas son similares a las obtenidas por Lago *et al.* (1989) y Azambre *et al.* (1987) para los piroxenos de las ofitas de Pirineos, con las que presentan gran semejanza en cuanto a estructuras y variaciones petrográficas.

Por otro lado, Lindsley (1983) también calibró la estabilidad de la pigeonita, obteniendo sus temperaturas mínimas de cristalización (ver figura)

4) Geotermometría con biotitas

Carmichael (*in* Luhr *et al.*, 1984) propuso una ecuación para el cálculo de la temperatura, basada en el intercambio entre Ti y Fe²⁺ en biotitas de rocas volcánicas silíceas. No hemos encontrado en la literatura otras calibraciones realizadas con biotitas, ni tampoco comentarios respecto a la calibración propuesta por Carmichael, para poder tener criterios a favor o en contra de su utilización. La expresión de la ecuación geotérmométrica es:

$$T (^{\circ}\text{K}) = 838 / (1.0337 - \text{Ti}/\text{Fe}^{2+})$$

Un problema que presenta la geotermometría basada en biotitas es la facilidad con que éstas se alteran y transforman en clorita, lo que lleva consigo su desferrificación progresiva. En cualquier caso, según esta ecuación, mayores valores de Ti en las biotitas serían consecuencia de cristalización a mayores temperaturas. En el caso de las ofitas del grupo-1, hemos optado por aplicar esta ecuación únicamente a las auténticas biotitas, sin considerar las flogopitas que forman parte de las doleritas picríticas (ver fig. IV.6.1b). La aplicación de esta ecuación a las flogopitas de estas rocas da temperaturas que varían entre los 900 y 1100 °C, temperatura que son excesivamente altas teniendo en cuenta que se trata de fases intercumulíticas de cristalización tardía, y que el geotermómetro olivino-espinela aplicado a estas mismas rocas da temperaturas del mismo orden de magnitud. Hecha esta salvedad, se obtienen dos poblaciones de valores para las biotitas de facies centro y pegmatoides del grupo-1, una entre 725 y 785 °C y la otra entre 540 y 550 °C. En el caso del grupo-2, los valores de las biotitas de las facies centro varían entre 550 y 650 °C y entre 550 y 600 °C para las de los diferenciados pegmatoides.

TERMOMETRIA CON PYIOXENOS
 Wo:En:F_s calculado según Lindsley & Andersen
 (1983).
 Isotermas de Lindsley & Andersen (1983)
 P = 1 atm.

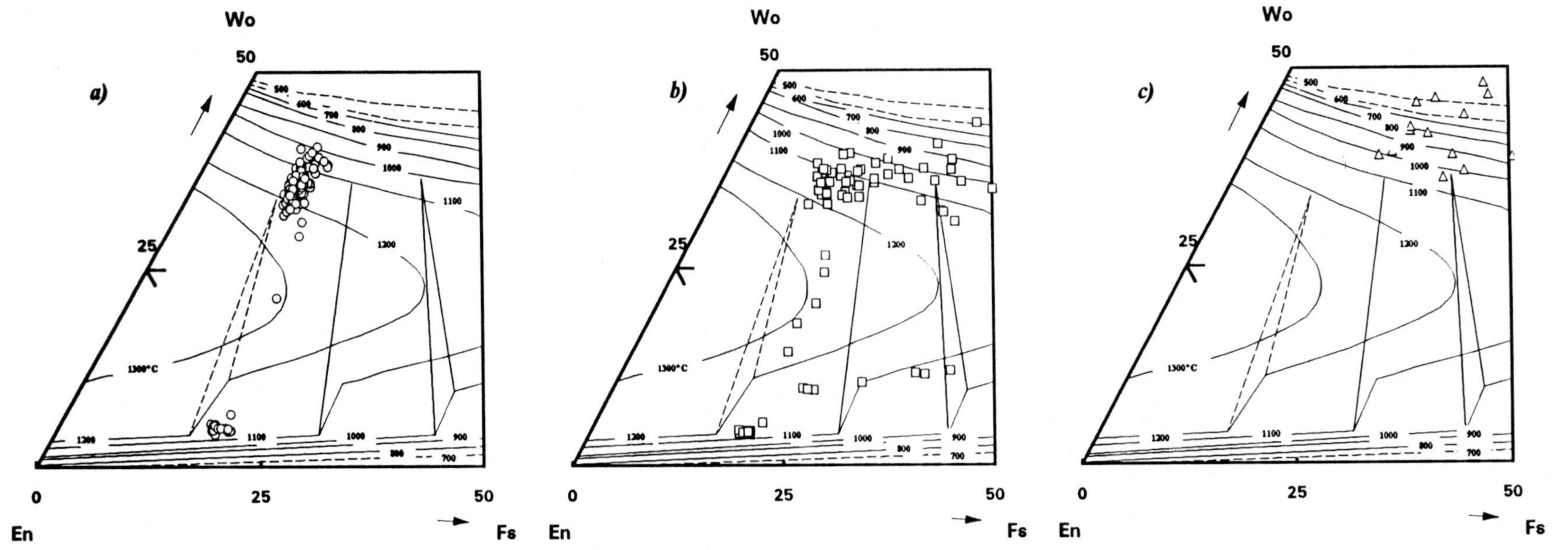


FIGURA IX.1.1.- Geotermometría de piroxenos según el método gráfico de Lindsley y Andersen (1983)

VII.2.- Mecanismos de evolución magmática.

VII.2.1.- Introducción

Los estudios petrogenéticos sobre magmatismo de origen mantélico en ambiente continental se presentan con un alto grado de complejidad como consecuencia de la superposición de posibles procesos y fenómenos que pueden participar, en mayor o menor medida, en la composición final de los fundidos. Entre estos factores destacan los diferentes efectos en relación con la región mantélica de la que procedan estos basaltos; la(s) diferente(s) tasa(s) de fusión parcial que haya(n) sufrido la región mantélica originaria (fuente mantélica); los procesos relacionados con la diferenciación de los magmas hasta el momento de cristalización; y, en muchos casos, las posibles interacciones con la corteza continental atravesada por los magmas durante su ascenso. No en vano, los recientes trabajos sobre toleitas continentales centran su capítulo de discusión en el papel que ejercen la astenosfera, la litosfera y la corteza continental en la génesis de dichos basaltos (Allègre *et al.*, 1982; Altherr *et al.*, 1990; Betton y Civetta, 1984; Campbell y Griffiths, 1990; Coish y Sinton, 1992; Hart *et al.*, 1989; Hawkesworth *et al.*, 1988, 1990; Hegner y Pallister, 1989; Leat *et al.*, 1988; Leeman y Hawkesworth, 1986; Lightfoot *et al.*, 1991; Pegram, 1990; Phipps, 1988; White y MacKenzie, 1989). En este sentido, las mayores controversias encontradas en los estudios sobre basaltos continentales radican en el posible origen y mecanismo capaz de explicar sus "altos" contenidos en elementos HYG (elementos hygromagmatófilos) y en la procedencia de los mismos. Las posibilidades discutidas son las siguientes: (a) ¿proviene los basaltos continentales de una astenosfera (empobrecida ó enriquecida) subsecuentemente contaminada por corteza continental?; (b) ¿son el resultado de simples procesos de pequeñas tasas de fusión parcial de un manto astenosférico?; (c) ¿qué papel juega el manto litosférico en su génesis: como origen de los basaltos ó como contaminantes de fundidos astenosféricos a través de la litosfera?. Un problema generalizado en el estudio del magmatismo toleítico continental y los *Continental Flood Basalts (CFB)* es la escasez de líquidos primarios, lo que significa que éstos han debido sufrir procesos de cristalización fraccionada más o menos intensa durante su ascenso a la superficie, siendo en ocasiones difícil estimar las características de los líquidos originales y, por lo tanto, la cuantificación de los diferentes

parámetros que influyen en la petrogénesis de estos basaltos.

En el caso del magmatismo estudiado en esta Tesis es posible plantearse las mismas cuestiones sobre la génesis de estas rocas. Para intentar resolver estas cuestiones petrogenéticas hemos seguido la metodología de estudio de elementos traza y REE seguida por la mayoría de los autores que trabajan en rocas paleovolcánicas continentales, basada en el uso de los elementos hygromagmatófilos y los elementos de transición como consecuencia de su carácter relativamente refractario a lo largo de procesos de alteración continental o submarina, y de procesos de espilitización y metamorfismo (Cabanis *et al.*, 1983; Joron y Treuil, 1977, 1989; Joron *et al.*, 1983, entre otros). Por el contrario, algunos elementos mayores y trazas, en particular los alcalinos y alcalino-térreos, no se han tenido en cuenta en el estudio petrogenético por presentar gran movilidad durante los procesos secundarios. De este modo, elementos tales como K, Rb, Cs, Sr, Ba, Na y Ca presentan una fuerte movilidad durante las transformaciones post-magmáticas (ver capítulo VI), por lo que no serán considerados en las futuras discusiones petrogenéticas. Esto conlleva un cierto riesgo, ya que algunos de estos elementos (K, Rb, Sr) también verían modificados sus contenidos iniciales por otros procesos tales como la contaminación crustal (Dupuy y Dostal, 1984, entre otros). Afortunadamente, los efectos de la contaminación crustal puede ser puestos de manifiesto mediante el uso de otros elementos traza (y relaciones interelementales) considerados clásicamente como inmóviles durante los procesos de metamorfismo de bajo-grado, tales como Th, Ta, U, Th/Ta (Cabanis *et al.*, 1983; Joron *et al.*, 1983; entre otros).

En el caso particular de las "ofitas", existe un problema muy importante a dilucidar, y es saber qué relación existe entre los dos grupos de "ofitas" diferenciados, si es que existe alguna. Los estudios mineralógicos (capítulo IV) han mostrado claras diferencias entre los dos grupos de rocas, máxime en lo que respecta al quimismo de los piroxenos, anfíboles y, en menor medida, biotitas. Esto es fácilmente comprensible ya que las mayores diferencias químicas entre los dos grupos se han observado en determinados elementos mayores, particularmente en SiO₂, P₂O₅ y TiO₂, de modo que los piroxenos (y en menor medida anfíboles y biotitas) reflejan esas diferencias respecto a los elementos mayores en la composición inicial de los magmas a partir de los cuales cristalizan. Estas diferencias

químicas se ha visto que no son muy grandes (del orden del 2-3 %), pero si suficientes como para generar en un grupo piroxenos pobres en SiO_2 y ricos en TiO_2 (piroxenos de afinidad alcalina), y ricos en SiO_2 y pobres en TiO_2 en el otro (piroxenos de afinidad toleítica). También se ha visto cómo determinadas relaciones entre elementos en traza, indicativas de la afinidad magmática (*e.g.* Nb/Y), no presentan diferencias sustanciales entre los dos grupos, hasta el punto que, como se puso de manifiesto en la figura VI.2.2, según este valor Nb/Y, ambos grupos presentarían una afinidad transicional-toleítica. Es más, los espectros de REE presentan un total parecido entre los dos grupos de rocas (figuras VI.3.1 y VI.3.2), induciéndonos a pensar en una fuente común para ambos tipos de rocas, aunque es claro que debe existir algún proceso (o procesos) que diferencien entre sí ambos grupos de ofitas.

En cierto modo, y a la vista de la distribución de los diferentes elementos mayores, se podría hablar en las ofitas de un grupo con bajos contenidos en P_2O_5 y TiO_2 y otro con altos contenidos en P_2O_5 y TiO_2 , similar a lo que se suele observar a escala global en numerosas provincias de toleitas continentales y CFB, en las que se presentan dos tipos de basaltos: los ricos en Ti y P (*High Titanium Basalts* ó HTB) y los que presentan bajos valores en Ti y P (*Low Titanium Basalts* ó LTB), que presentan menores contenidos en LILE y LREE que los primeros (Bellieni *et al.*, 1984, 1986; Fodor *et al.*, 1987; Mantovani *et al.*, 1985; Petrini *et al.*, 1987; Piccirillo *et al.*, 1986, 1988, 1990, entre otros). Los modelos petrogenéticos propuestos para explicar estos dos tipos de basaltos están divididos en dos tendencias. Por un lado, están aquellos autores que defienden una génesis a partir de una fuente (más o menos enriquecida) que, por diferentes tasas de fusión parcial, generarían líquidos con composiciones ligeramente diferentes, mientras que la otra tendencia defiende la influencia de la contaminación crustal, que sería más importante para el caso de los LTB.

No cabe duda que para dilucidar entre ambas hipótesis se precisan estudios detallados de los elementos traza (especialmente los más hygromagmatófilos), REE e isótopos, pero en nuestro caso hay una evidencia que no se puede olvidar, y es la presencia de xenolitos de materiales pelíticos encontrados en estas rocas (en particular en ofitas del grupo-2), lo que indicaría que, al menos en algunos afloramientos, no se debe descartar la influencia de la contaminación crustal. Por este motivo, en la siguiente discusión intentaremos dilucidar qué

efectos produce sobre estas rocas cada uno de los procesos que podrían influir y modificar la génesis de estos fundidos, así como cual es el mecanismo que relaciona los dos grupos de "ofitas" encontrados entre sí.

Como ya se comentó en los capítulos previos, también vamos a considerar con fines comparativos la petrogénesis de las rocas volcánicas de la *Provincia Volcánica Subbética*, representada por la columna de Alicún de Ortega. Dentro de esta columna podemos observar los niveles basales, representantes de los líquidos menos evolucionados, y niveles en los que existen evidencias de contaminación cortical (presencia de xenolitos), por lo que el estudio comparativo de esta secuencia y los dos grupos de ofitas (recuérdese la gran similitud geoquímica mostrada por las ofitas del grupo-1 y los basaltos analizados de la secuencia de Alicún) será de gran importancia para la proposición final de un modelo petrogenético global para el magmatismo mesozoico de las Z.E. de las Cordilleras Béticas.

VII-2-2.- Influencia de la profundidad de génesis y naturaleza del magma original

El manto subcontinental litosférico está constituido por materiales peridotíticos empobrecidos en cuanto a sus componentes mayoritarios se refiere, pero enriquecido en elementos traza incompatibles (Weaver y Tarney, 1983; Gamble *et al.*, 1988; Hawkesworth *et al.*, 1988; Menzies y Halliday, 1988; Hawkesworth *et al.*, 1990; McDonough, 1990), lo que se traducirá en un enriquecimiento en estos elementos en la mayoría de los basaltos generados en un contexto de intraplaca continental. Potencialmente, cualquier serie de rocas volcánicas emplazadas en ambiente continental nos puede proporcionar información sobre la astenosfera (reservorio de los MORB), manto litosférico y corteza (Menzies y Kyle, 1990).

Thompson *et al.* (1983, 1984) mostraron cómo la fuente mantélica primaria a partir de la cual se originaron las toleitas continentales puede ser similar a la que da lugar a los basaltos toleíticos de islas oceánicas (OIB). Es más, se ha comprobado en el capítulo VI la similitud que, para el caso particular de las ofitas del grupo-1, existe entre determinados elementos traza y REE con los OIB, que también presentan la característica generalizada de estar enriquecidos en elementos traza incompatibles, si se compara con los basaltos generados

tanto en los bordes de placas compresivos como distensivos. Los modelos petrogenéticos propuestos para los OIB indican que éstos deben provenir de una fuente mantélica enriquecida, distinta del manto superior del que proceden los MORB (Sun y Hanson, 1975; Weaver, 1991).

Partiendo de la base de génesis a partir de un manto subcontinental enriquecido, es posible obtener líquidos con diferentes afinidades geoquímicas en función de la profundidad de génesis, lo que podría ser la explicación a las diferencias observadas entre ambos grupos de ofitas. En principio, considerando la proyección de las composiciones normativas en el tetraedro de las rocas basálticas propuesto por Yoder y Tilley (1962) (ver figura VI.3.1), los basaltos cuarzo normativos se podrían haber generado a profundidades relativamente bajas, mientras que los olivino normativos lo harían a profundidades mayores. Puga y Ruiz-Cruz (1980) explicaron las diferencias del quimismo entre las ofitas y los basaltos pertenecientes a la provincia magmática Subbética como consecuencia, entre otros factores (a semejanza en el grado de fusión del material mantélico), de una génesis a diferentes profundidades, de unos 60 km para los magmas que dieron lugar al magmatismo de la *Provincia Volcánica Subbética*, y algo menor para el caso de las "ofitas", interpretando ambas series como dos episodios de actividad magmática independientes. Estas conclusiones las obtuvieron de la comparación del quimismo de las lavas, en concreto los contenidos en TiO_2 y Al_2O_3 , puesto que, según MacGregor (1969) el contenido en TiO_2 se correlaciona positivamente con la profundidad de génesis, mientras que Green y Ringwood (1967) sugirieron una correlación inversa entre el contenido en Al_2O_3 y la profundidad de génesis de los magmas.

Con los datos de geoquímica presentados hasta el momento, se ha puesto de manifiesto la gran similitud que existe, desde el punto de vista químico, entre las ofitas del grupo-1 y la serie basáltica de Alicún. En un diagrama en el que se proyectan ambos óxidos se debería observar grandes diferencias en estos óxidos entre las ofitas del grupo-1 y rocas volcánicas jurásicas y las ofitas del grupo-2, si es que la profundidad de génesis es un factor determinante para explicar las diferencias encontradas entre los dos grupos. En la figura VII.2.1a se observa cómo tanto las ofitas del grupo-1 como las rocas volcánicas jurásicas se

proyectan en un área de mayores contenidos en TiO_2 y Al_2O_3 que las ofitas del grupo-2, lo que estaría a favor de la hipótesis defendida por Puga y Ruiz-Cruz (1980). Sin embargo, hay que tener en cuenta otros factores que pueden influir también en las concentraciones de estos elementos. Así, las diferencias en TiO_2 pueden ser consecuencia de diferentes procesos de contaminación (ver apartado VII.2.5), y las muestras con contenidos en Al_2O_3 mayores del 20% corresponden a rocas con claras evidencias de asimilación de materiales pelíticos, como es el caso de los niveles superiores de Alicún.

Recientemente, Nicholson y Latin (1992) han mostrado cómo los contenidos en Fe_2O_3 pueden estar más en relación con la composición primaria de los magmas, pudiendo reflejar diferencias en la profundidad y grado de fusión y/o composición de la fuente, más que diferencias debidas a simples procesos de cristalización fraccionada (Klein y Langmuir, 1987). Según estos autores, altas concentraciones de Fe en los fundidos parecen estar en relación con altas presiones y bajas tasas de fusión parcial. Además, magmas generados a altas presiones, quizá en la zona en la que es estable el componente jadeítico en el piroxeno (ver Klein y Langmuir, 1987, y referencias en él citadas), ó generados tras bajas tasas de fusión parcial tendrán concentraciones relativamente bajas en Al_2O_3 . Según esto, se debería observar una correlación negativa entre Al_2O_3 y el Fe_2O_3 , indicadora de variables profundidades de génesis y/o grados de fusión parcial. Puesto que, como se verá en el apartado VII.2.3 no parece posible pensar en tasas de fusión muy diferentes para los dos grupos de ofitas (incluso para las rocas volcánicas del área de Alicún), de existir estas diferencias entre estos dos elementos deberían estar en relación con diferentes profundidades de génesis. Alternativamente, la variación en Al_2O_3 con el Fe_2O_3 también se podría deber a extracción diferencial de plagioclasas durante los procesos de cristalización fraccionada, aunque con las anomalías de Eu que se han observado entre los dos grupos de ofitas (figuras VI.3.1 y VI.3.2), no parece tampoco que sea éste un factor que influya notablemente en la variación de estos dos óxidos. De manera general, se puede esperar que los basaltos más ricos en Fe_2O_3 , producidos a mayores presiones y menores grados de fusión, presenten las menores concentraciones en SiO_2 , tal y como se observa en las ofitas del grupo-1 y en las rocas volcánicas de Alicún (figura VII.2.1b)

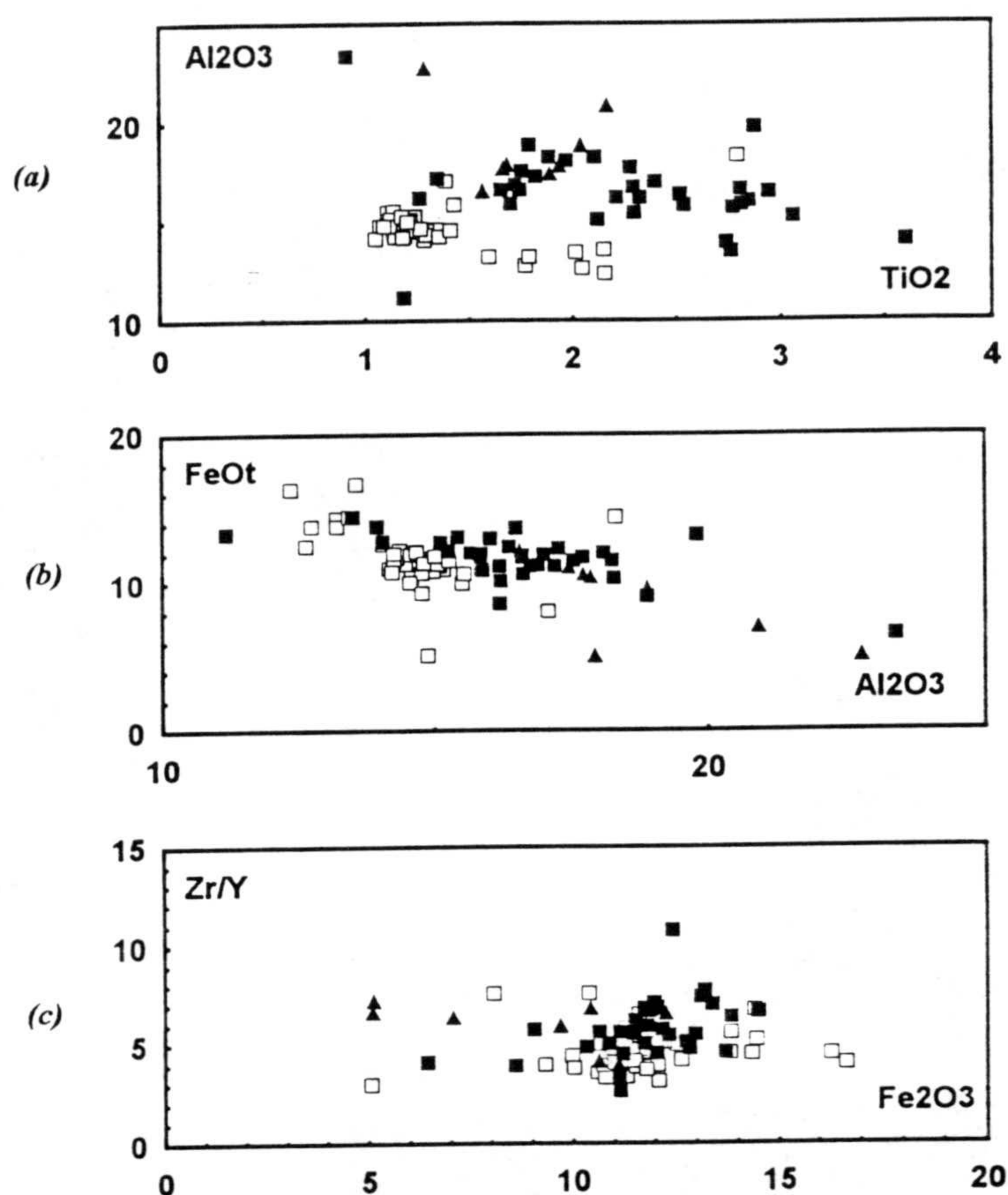


FIGURA VII.2.1.- Diagramas indicativos de las diferencias en la profundidad de los magmas. a) TiO_2 vs Al_2O_3 . b) Al_2O_3 vs FeO^t . c) Fe_2O_3 vs Zr/Y . Obsérvese cómo tanto las ofitas del grupo-1 como los basaltos de Alicún presentan mayores contenidos en Al_2O_3 y TiO_2 , indicativos de mayores profundidades de génesis, aunque los contenidos en Zr/Y y Fe_2O_3 son similares. ■ = Ofitas grupo-1; □ = Ofitas grupo-2; ▲ = rocas volcánicas de Alicún (ver texto para más detalles).

Quizá, la mejor evidencia de que el grado de fusión parcial pueda variar con la profundidad de fusión sea la relación existente entre el Fe_2O_3 y la razón Zr/Y . Tanto el Zr como el Y, cuya relativa inmovilidad ha sido puesta de manifiesto en el capítulo VI, son elementos incompatibles durante la fraccionación de fases tales como ol + pl + cpx, por lo que la relación Zr/Y no se debería modificar durante la cristalización fraccionada (Nicholson y Latin, 1992). Sin embargo, Zr e Y presentan un comportamiento diferencial durante la fusión: puesto que el Zr es más incompatible en las fases mantélicas que el Y, la relación Zr/Y tiende a ser mayor a menores tasas de fusión parcial. Este efecto se ve amplificado cuando la fusión tiene lugar a profundidades en las que el granate sea una fase estable (profundidades superiores a los 60 - 80 km), por lo que basaltos derivados de pequeñas tasas de fusión a altas presiones, presentarían altas concentraciones en Fe_2O_3 y altas razones Zr/Y .

Proyectando la razón Zr/Y frente al hierro total, expresado como Fe₂O₃ (figura VII.2.1c) se puede observar cómo no existen grandes diferencias entre los dos tipos de ofitas en lo concerniente a los valores de Zr/Y.

En general, la proyección de los diferentes elementos químicos seleccionados para mostrar la posible diferencia en cuanto a la profundidad de génesis, indican que éste no es un factor que pueda explicar las diferencias químicas observadas entre los dos grupos de ofitas. Además, esto está en total concordancia con los espectros de REE que se han obtenido tanto para las ofitas como para las rocas de la serie de Alicún, que presentan similares contenidos en HREE muy similares e idénticas razones de LREE/HREE, indicativas una fuente mantélica semejante para todas las rocas, y de profundidades de génesis parecidos para sus líquidos originarios.

Evidentemente, la posible heterogeneidad del manto del que proceden los diferentes líquidos será un factor muy importante a considerar, ya que determinará de manera muy especial la naturaleza y características de los magmas. El estudio de las relaciones isotópicas (tanto de isótopos estables como de los radiogénicos) se presenta como una herramienta de gran utilidad para discernir entre las posibles heterogeneidades del manto. No obstante, este problema también se puede abordar mediante el estudio de los elementos higromagmatófilos. De hecho Joron y Treuil (1977, 1989), Joron *et al.* (1980, 1983) y Wood *et al.* (1979b) han mostrado cómo las abundancias relativas de estos elementos en los magmas reflejan directamente las características del área fuente o bien están modificados por los procesos de fusión y cristalización en magmas pocos diferenciados. Estos autores desarrollaron una metodología de estudio de la homogeneidad del manto basada en métodos gráficos en las que se utilizan elementos fuertemente incompatibles, tales como Th, U, Ta, Nb, Hf, La, Ce, cuyos coeficientes de reparto global, considerando la composición del manto, serán muy bajos ($D \ll 1$), por lo que se puede considerar que la concentración de uno de estos elementos en el líquido (C^i_l) será aproximadamente igual a C^i_o/f , siendo C^i_o la concentración del elemento considerado en el manto original y f el grado de fusión parcial (ver apartado VII.2.3 para más detalles). Si consideramos dos elementos fuertemente incompatibles (i, j), para iguales tasas de fusión parcial la ecuación que rige los procesos de fusión parcial se ve simplificada,

obteniendo relaciones del tipo

$$\frac{C^i_1}{C^j_1} = \frac{C^i_o}{C^j_o}$$

por lo que las relaciones de determinados elementos fuertemente incompatibles en una serie de rocas poco diferenciadas indican las relaciones de dichos elementos en el manto original de partida. Esto quiere decir que, en rocas que representen líquidos primarios, generadas a partir de un mismo sólido inicial homogéneo, esta relación se traducirá en relaciones lineales con rectas de correlación que pasen por el origen. Diferencias notables en correlaciones entre los elementos considerados nos informan sobre posibles heterogeneidades del manto.

En la figura VII.2.2a-f se han proyectado los diferentes elementos considerados por estos autores para la estimación de las posibles heterogeneidades del manto. Evidentemente, la no existencia real de líquidos primarios entre las muestras de ofitas analizadas resta fiabilidad a este método de estudio. Las correlaciones existentes entre los diferentes elementos considerados no indican que las heterogeneidades del manto sean responsables de las diferencias químicas observadas entre los dos grupos de ofitas. Únicamente se observan valores de Th mayores para las ofitas del grupo-2, con razones de Th/Ta < 2 para las ofitas del grupo-1 y con valores mayores en las del grupo-2. Esta razón entre el Th/Ta=2 ha sido clásicamente considerada como discriminante de basaltos generados en dominios orogénicos de los de dominios no orogénicos, observándose valores próximos a la unidad en basaltos tipo MORB (Joron *et al.*, 1983). Valores mayores de la razón Th/Ta se asocian a series generadas en dominios orogénicos ó a líquidos que han visto modificada dicha relación por la influencia de aportes corticales, bien como consecuencia de una antigua zona de subducción bien por procesos de asimilación de corteza continental (Cabanis y Thièblemont, 1988; Cabanis *et al.*, 1990; Pearce, 1983; Wood 1980). Como se verá en el apartado VII.2.5, las diferencias encontradas para esta razón Th/Ta son consecuencia de diferentes procesos de contaminación cortical entre los dos grupos de ofitas, más que reflejo de la naturaleza primaria de los líquidos o de heterogeneidades del manto. De hecho, el problema de la heterogeneidad del manto puede estar más o menos enmascarado por procesos de contaminación crustal, que van

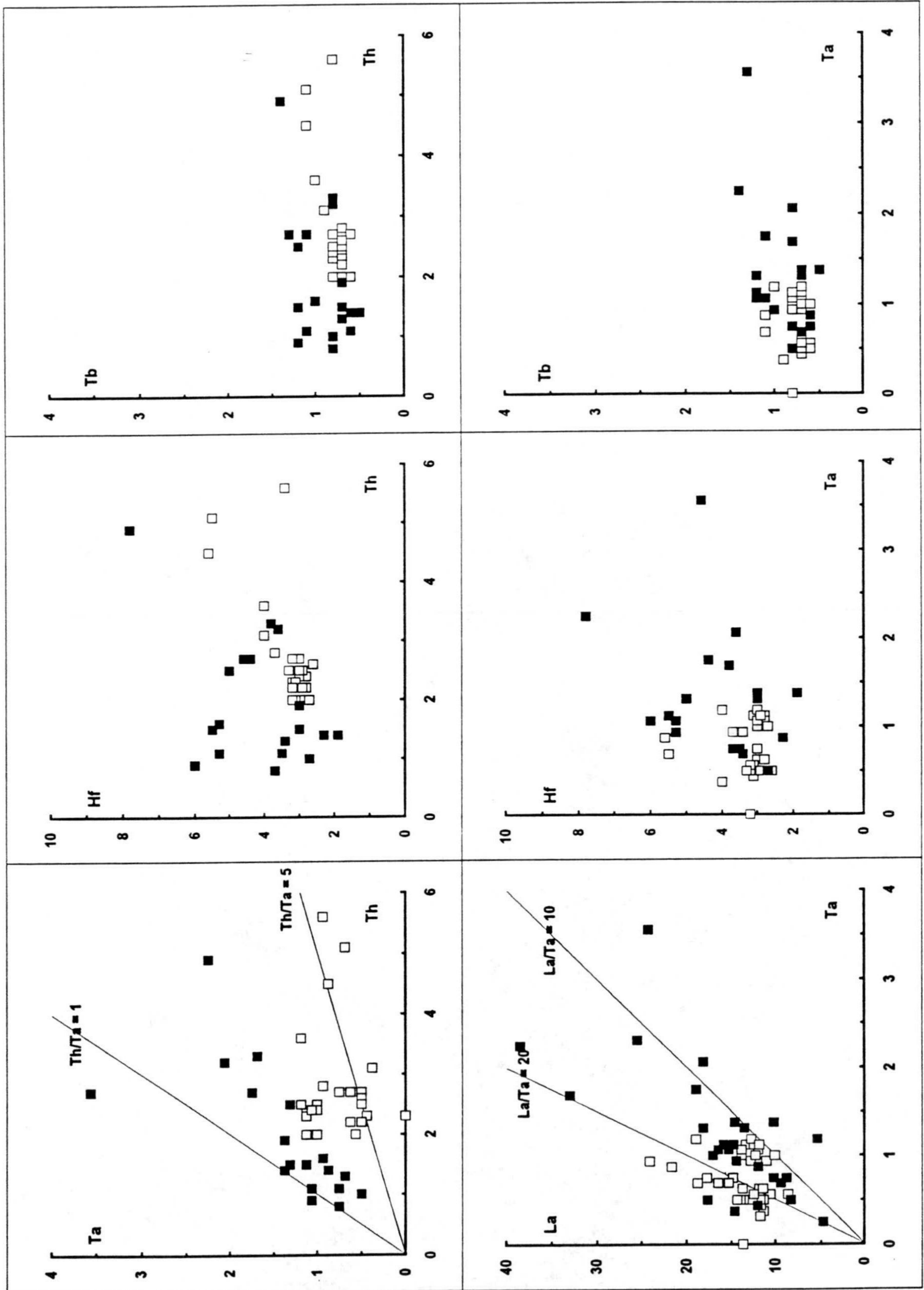
a modificar la composición de los líquidos primarios (Piccirillo *et al.*, 1988).

Fitton *et al.* (1988), Leat *et al.* (1988) y Thompson y Morrison (1988), entre otros autores, propusieron las razones La/Nb y La/Ta como discriminantes entre una fuente mantélica listosférica o astenosférica, considerando que valores de La/Nb < 1.5 son típicos de los basaltos de islas oceánicas (OIB), generados a partir de un manto astenosférico, mientras que valores La/Nb superiores a 1.5 fueron interpretados por estos autores como consecuencia de génesis a partir de un manto litosférico enriquecido. Los valores medios obtenidos para las ofitas oscilan alrededor de 0.88 (con valores extremos de 2.43 y 0.28) para el grupo-1 y de 1.21 (con valores extremos de 2.34 y 0.63) para las del grupo-2, lo que indica que se han originado a partir de un manto astenosférico. Thompson *et al.* (1983) encontró asimismo una fuerte similitud en los valores de La/Nb entre las toleitas continentales y los OIB, con valores inferiores a 1.5, sugiriendo una fuente mantélica similar para ambos tipos de basaltos.

Los valores de REE normalizados a condritos (ver figuras VI.3.1 y VI.3.2), tales como La/Ce > 1 confirman el origen de los magmas a partir de una fuente mantélica enriquecida (Marcelot *et al.*, 1989). Los valores medios de La/Ce (0.46), Ce/Nd (1.74) y Nd/Sm (4.14 para las ofitas del grupo-1 y 4.20 para las del grupo-2) son similares a los estimados como los correspondientes a la fuente de las toleitas de intraplaca (Wedepohl, 1985) y los basaltos de islas oceánicas (Sun y Hanson, 1975, Clague y Frey, 1982), implicando una fuente mantélica enriquecida en LREE (Clague y Frey, 1982).

FIGURA VII.2.2a-f (página siguiente).- Correlaciones entre pares de elementos fuertemente incompatibles que ponen de manifiesto las posibles heterogeneidades del manto del que proceden los magmas generadores de las ofitas. Símbolos como en la figura VII.2.2.1.

44



VII-2-3.- ¿Diferentes tasas de fusión parcial?

Con los espectros de REE que presentan los dos grupos de "ofitas" (figuras VI.3.1 y VI.3.2), no parece justificable pensar que la existencia de estos dos grupos, con diferencias de composición química y mineralógica, sea la consecuencia de diferentes tasas de fusión parcial. De existir grandes diferencias en las tasas de fusión parcial, las rocas de afinidad más alcalina deberían presentar un enriquecimiento en LREE respecto a las HREE mucho mayor que las de afinidad más toleítica. Sin embargo, en la representación de los valores normalizados de REE de ambos grupos de rocas, considerando tan sólo los valores medios de rocas con idénticos valores $[mg]$ (entre 0.5 y 0.7), mostraron *patterns* similares, coincidiendo tanto en las LREE como HREE, aunque con ligeras diferencias en las MREE, con valores mayores para las ofitas del grupo-1 (figura VI.3.2). Igualmente, en los diagramas multielementales normalizados al MORB se puede observar cómo las ofitas del grupo-1 están enriquecidas en Nb, Zr, Ti e Y respecto a las del grupo-2, lo que podría ser el resultado bien de ligeras diferencias en cuanto a la tasa de fusión parcial, ó quizá estar en relación con otros procesos (ver apartado VII.2.5).

Considerando el comportamiento geoquímico de los elementos en traza, los coeficientes de reparto y las ecuaciones que rigen los procesos de fusión parcial simple (*ecuación 1*) y de cristalización fraccionada simple según el modelo Rayleigh (*ecuación 2*), diferentes tasas de fusión parcial supondría diferente grado de enriquecimiento relativo de incompatibles respecto a los compatibles en los fundidos, que será mucho más acusado para bajas tasas de fusión parcial. Por el contrario, la cristalización fraccionada a partir de un líquido se caracterizará por importantes variaciones de elementos compatibles en el líquido (en particular Cr y Ni), que disminuirán rápidamente al principio de la cristalización, respecto a los elementos incompatibles que se irán enriqueciendo en el líquido (Shaw, 1970; Allègre *et al.*, 1977).

$$C_1^i = C_0^i / (D^i + f(1 - P^i)) \quad (ec. 1) \quad C_1^i = C_0^i * f \exp(D^i - 1) \quad (ec. 2)$$

siendo C_1^i la concentración de un elemento i en el líquido final; C_0^i la concentración del elemento i en el magma inicial; f el porcentaje de fusión ó proporción de líquido residual (para el caso de cristalización fraccionada); P coeficiente de reparto global de los minerales que intervienen en el líquido; y D^i el coeficiente de reparto global del elemento i para los minerales que constituyen la paragénesis inicial.

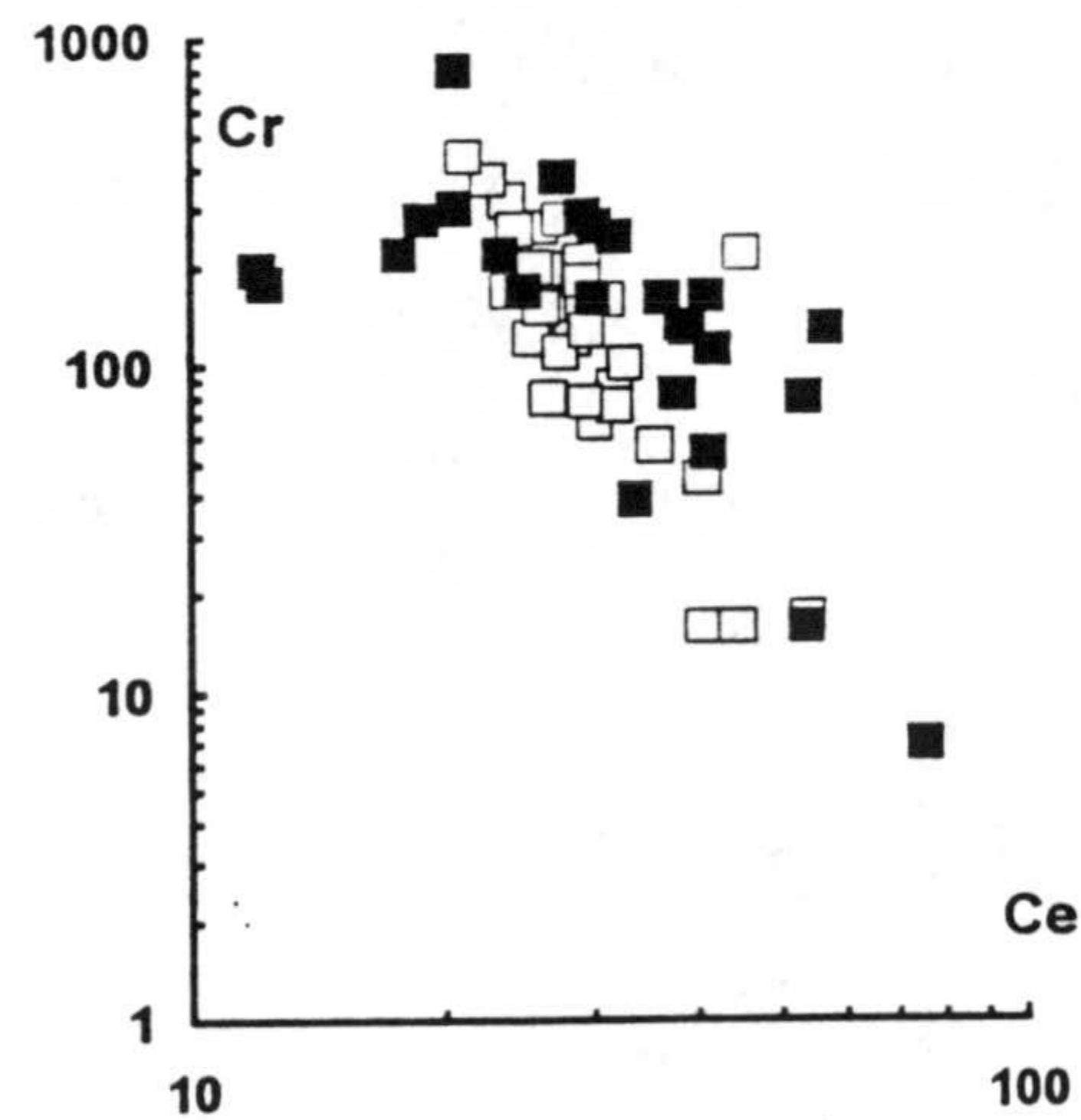
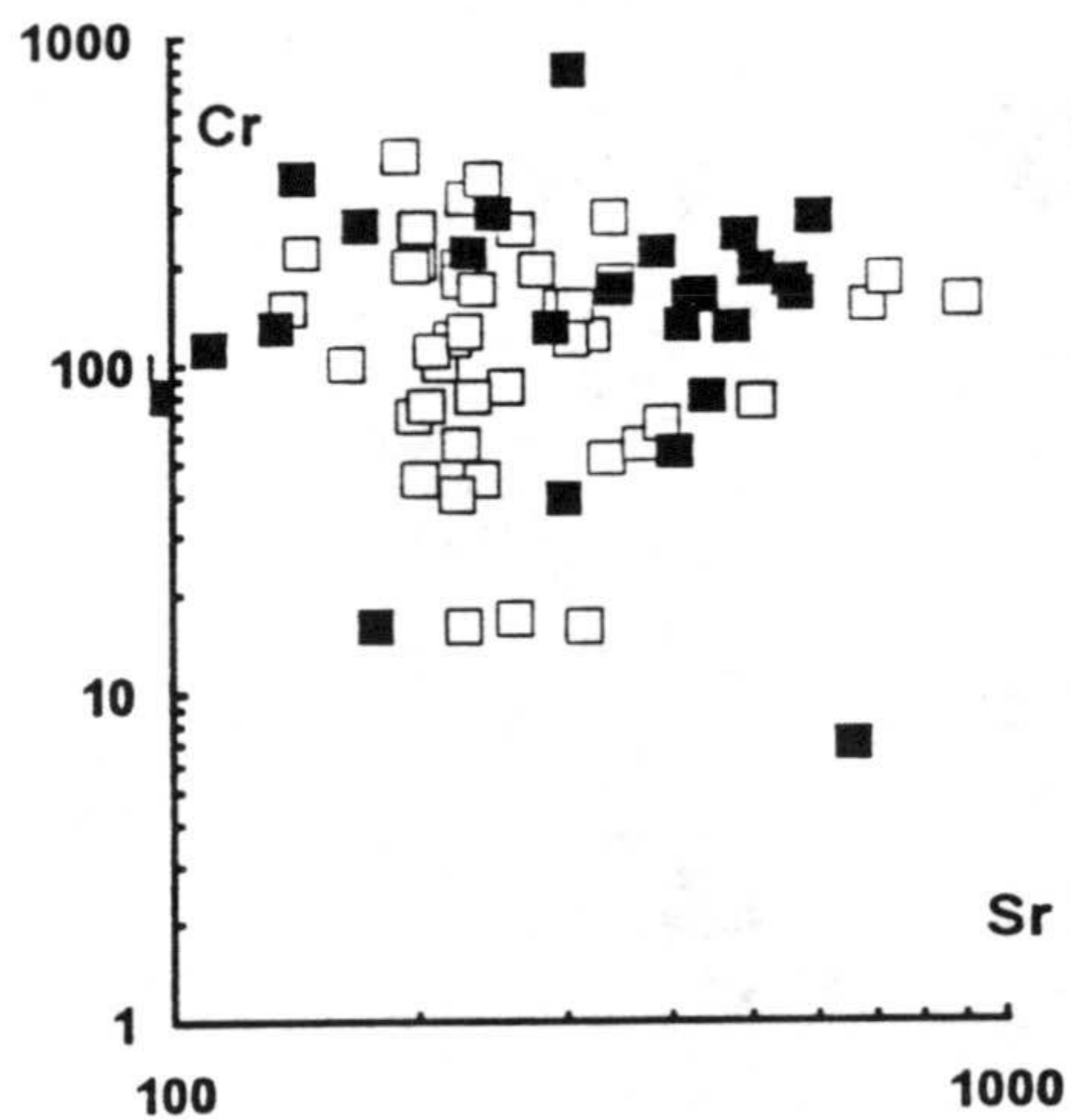
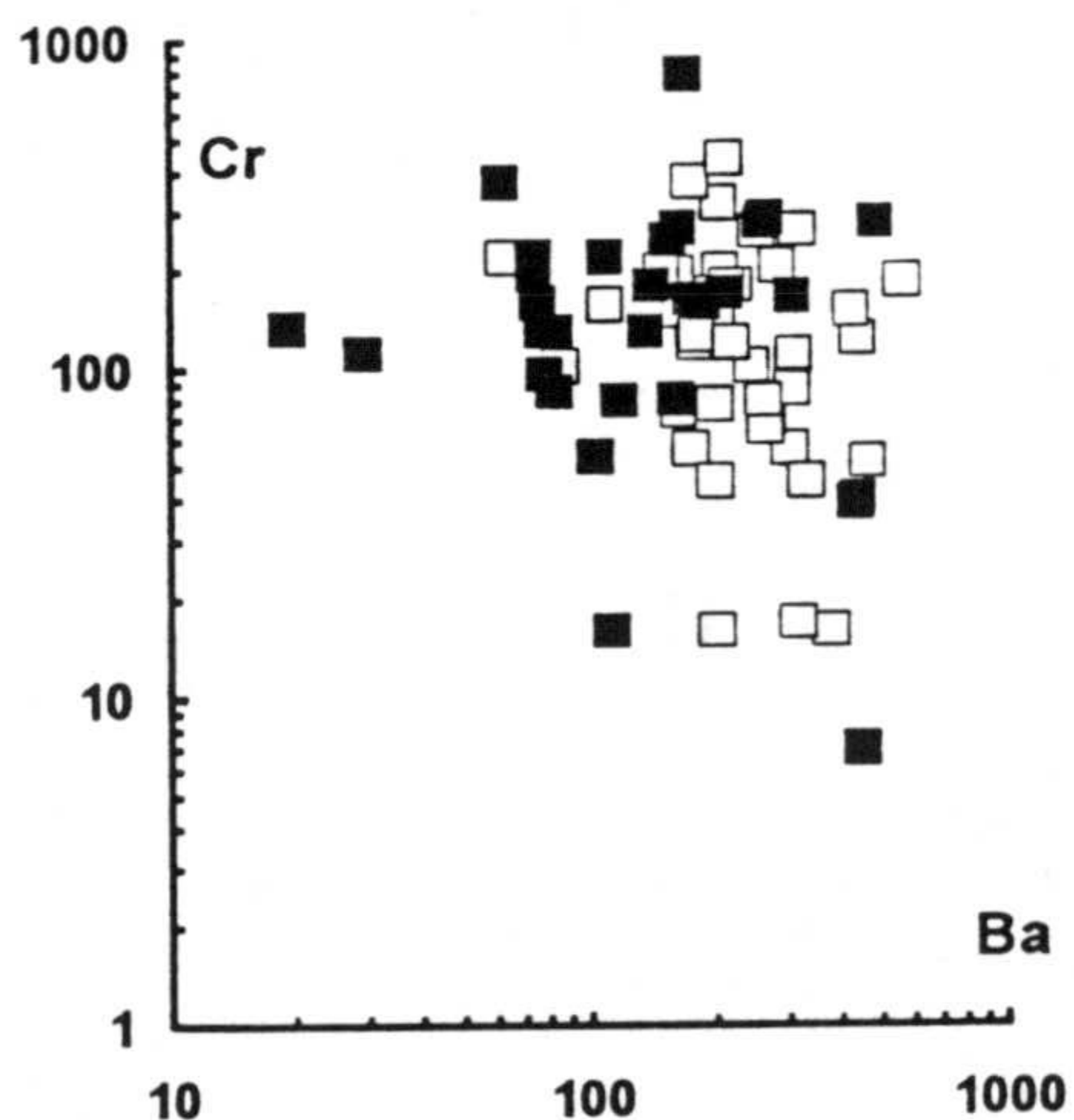
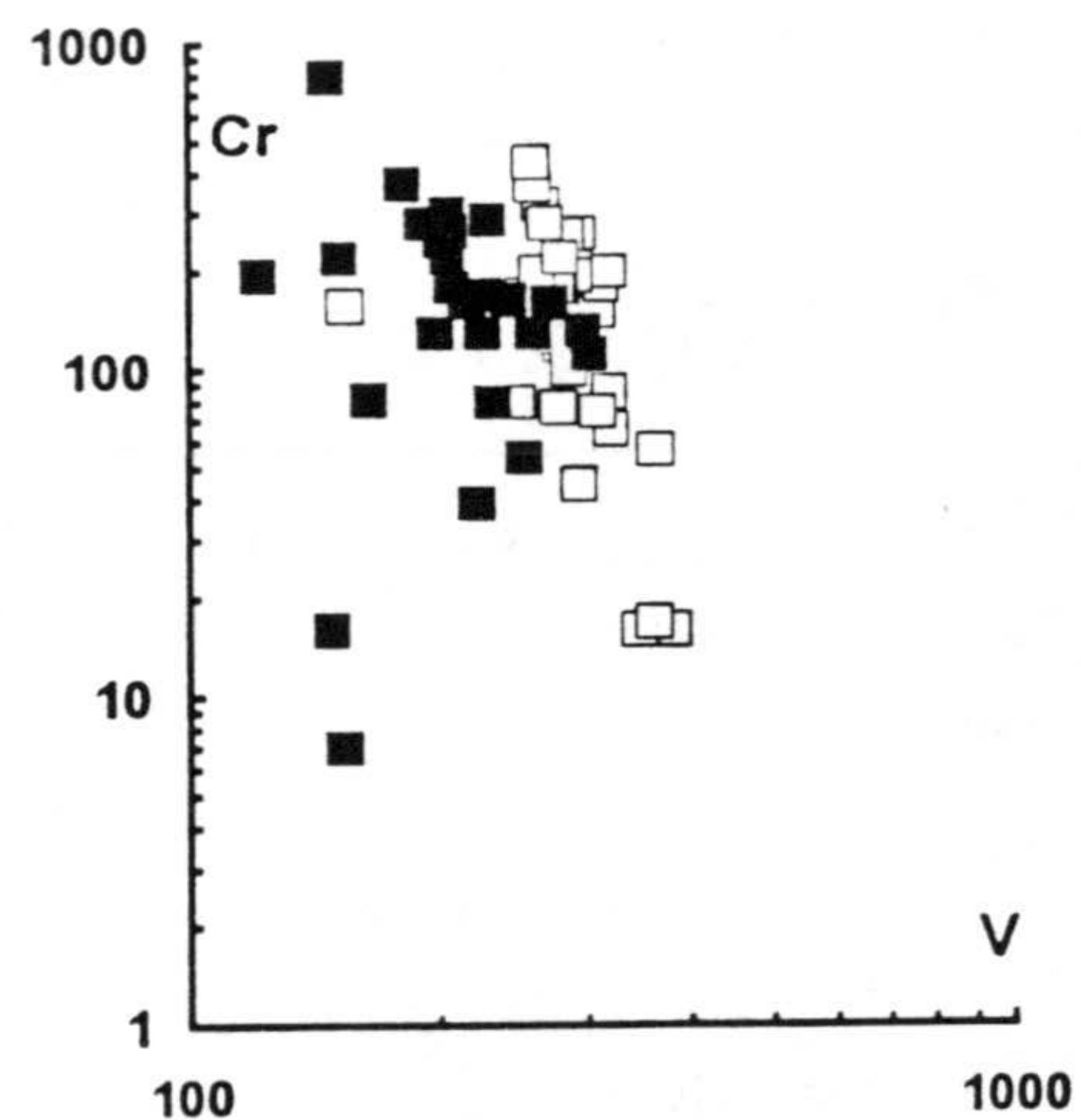
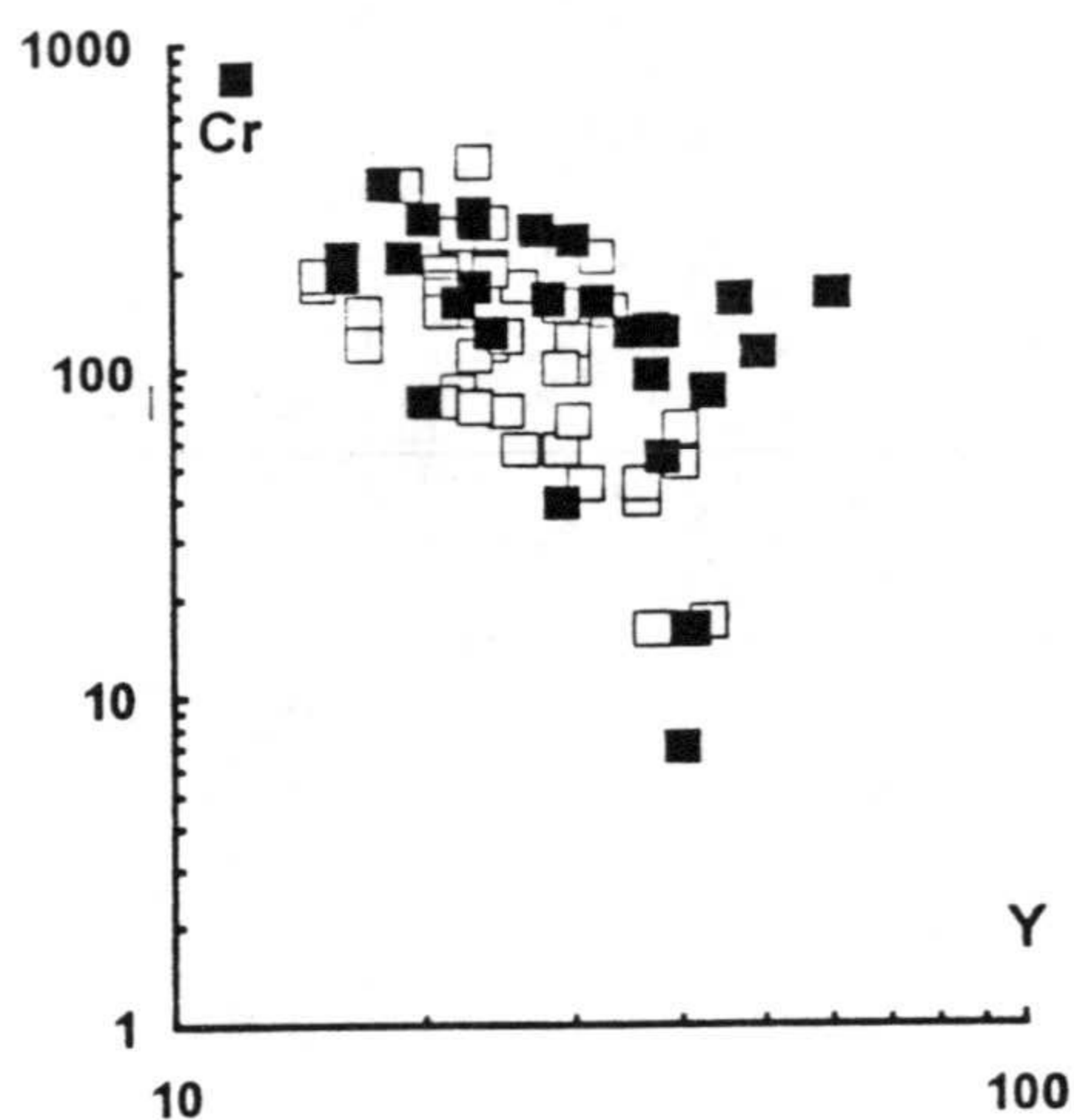
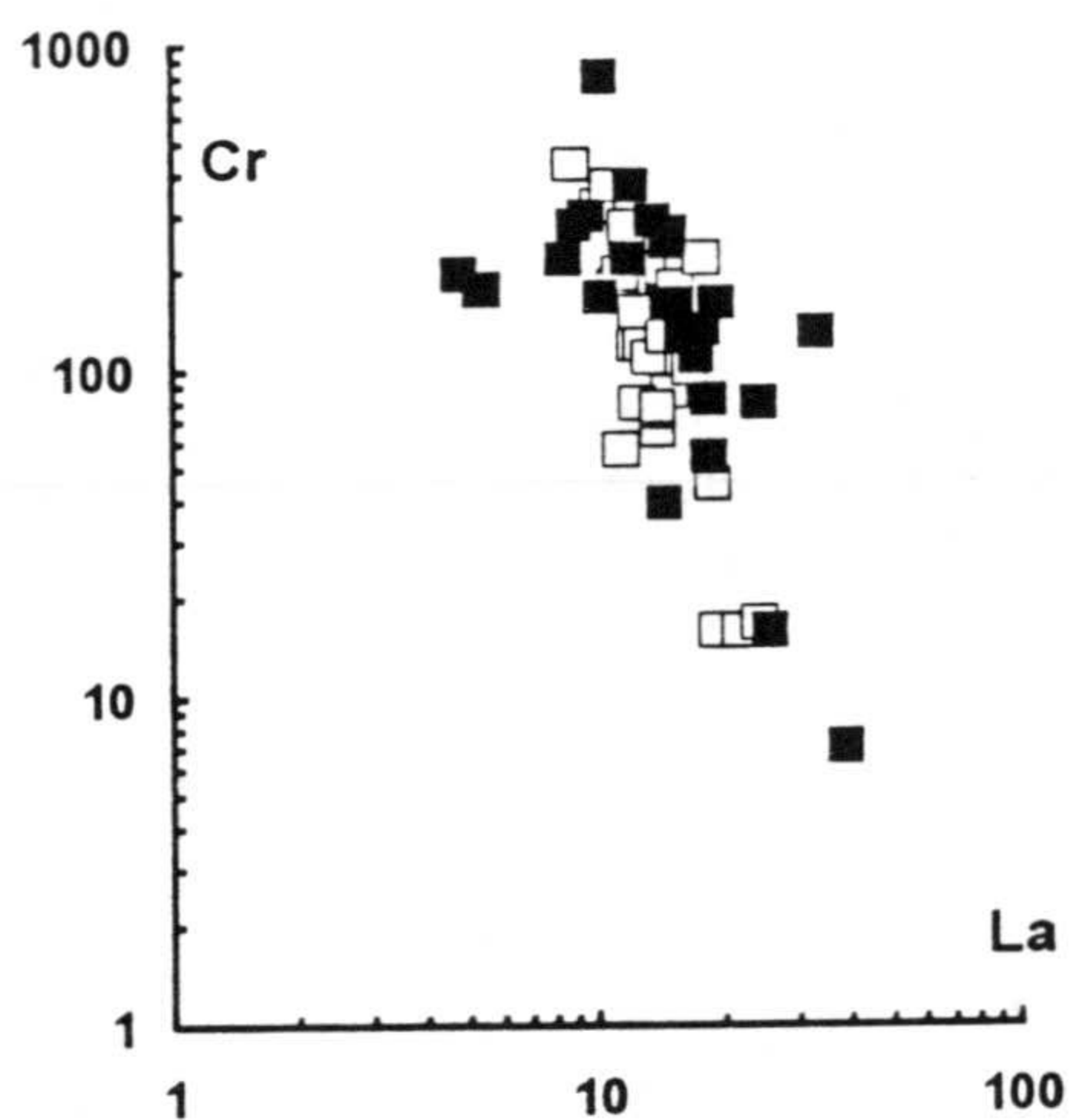
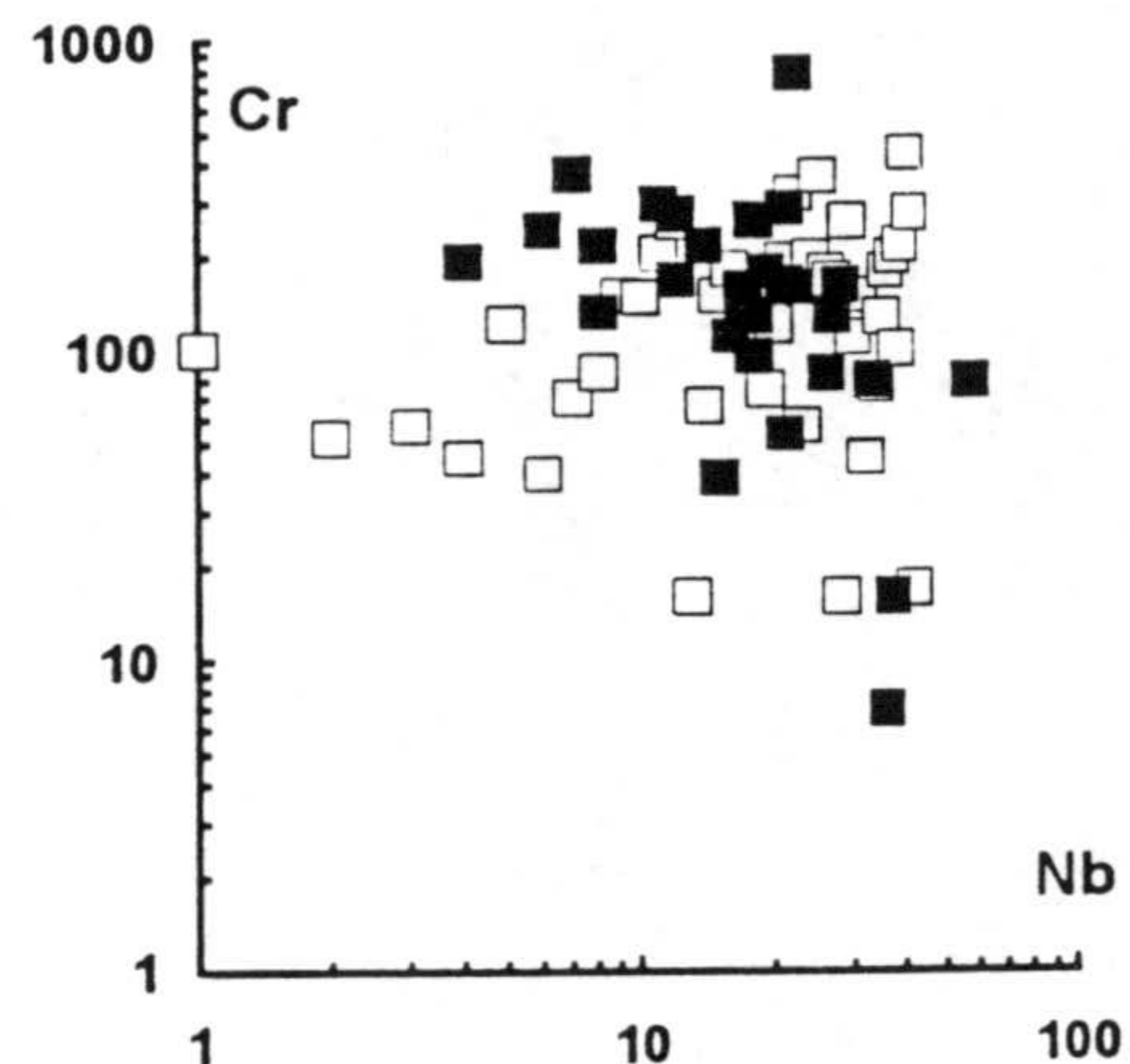
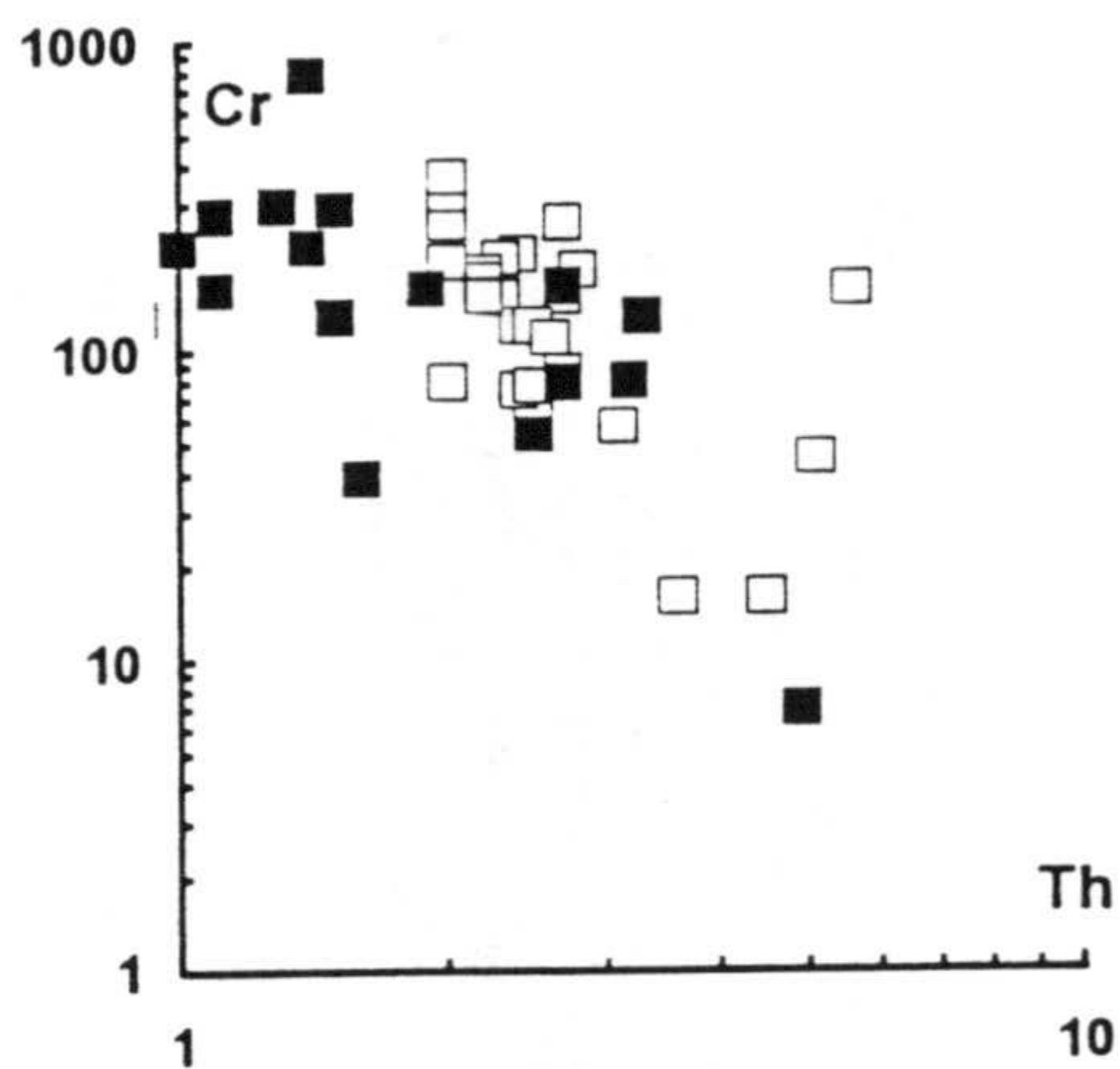
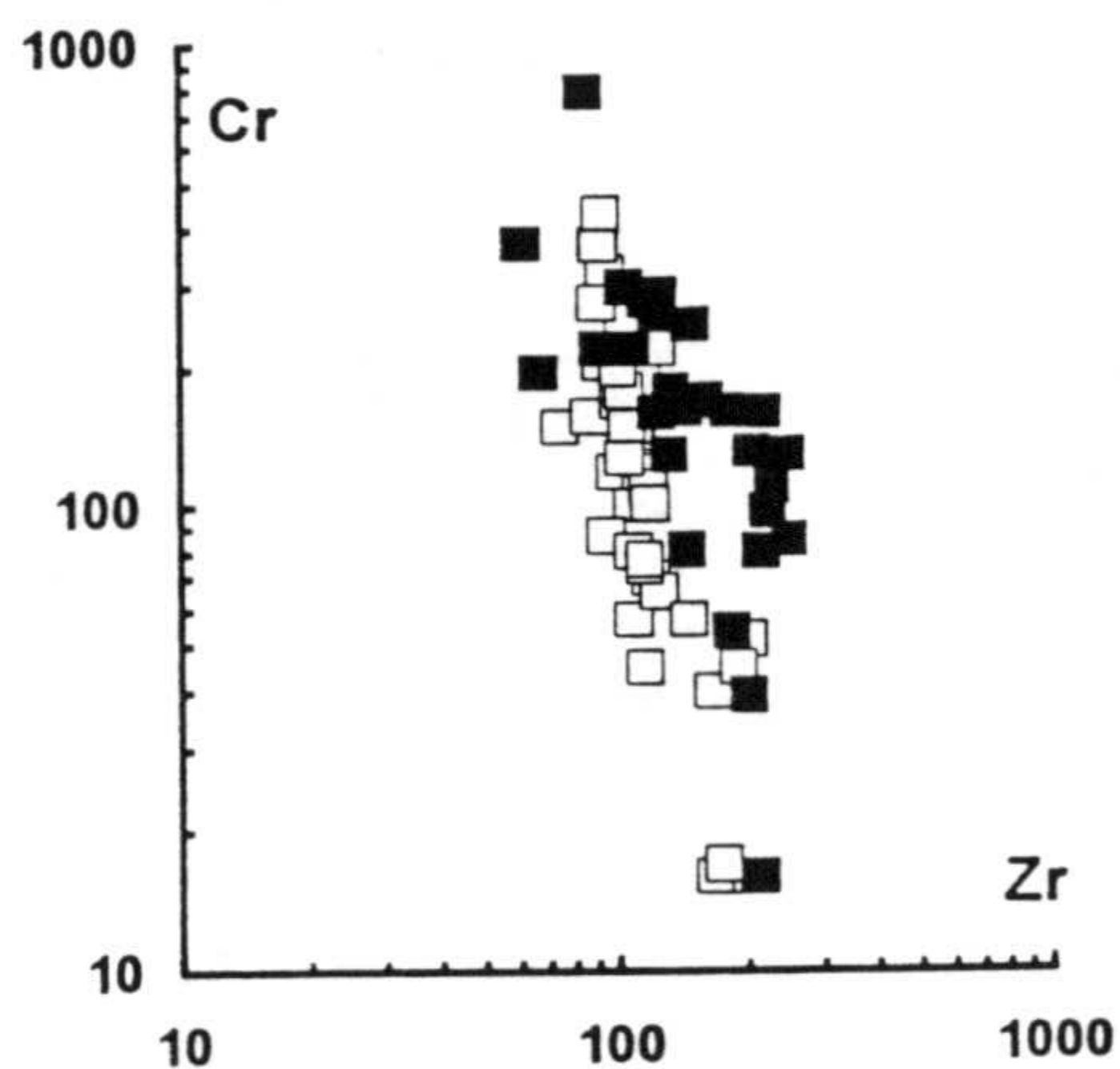
Esta es la base teórica en la que se basan los métodos gráficos que describimos a continuación para la identificación de los diferentes procesos magmáticos en una serie de rocas (Allégre y Minster, 1978; Cabanis *et al.*, 1983). En un diagrama doblemente logarítmico en el que se enfrenten un elemento fuertemente compatible con otro fuertemente incompatible (figura VII.2.3), rocas relacionadas por diferentes tasas de fusión parcial se proyectarían a largo de una recta, más o menos paralela al eje del elemento incompatible, mientras que rocas relacionadas por procesos de cristalización fraccionada lo harían en una recta con fuerte pendiente respecto al eje del elemento incompatible. De hecho, Piccirillo *et al.* (1988, 1990), para el caso de los diques básicos del borde este del Brasil, en los que hay tipos *HTB* y *LTB*, mostraron cómo ambos procedían de una misma fuente mantélica, de composición peridotita granatífera, por diferentes grados de fusión parcial, que serían del orden de 5 a 9% para los *HTB* y del 10 al 20% para los *LTB*. Sin embargo, estas diferencias en los porcentajes de fusión parcial han generado considerables diferencias en las relaciones LREE/HREE, hecho que no se da en caso de las ofitas.

En la figura VII.2.3 se ha proyectado el Cr de estas rocas, como elemento fuertemente compatible, frente a diferentes elementos incompatibles. Es interesante señalar cómo aquellos elementos que se han caracterizado por su comportamiento inmóvil durante los procesos de alteración secundaria (Zr, Th, La, Ce, V) presentan una buena alineación, observándose cómo ambos grupos de ofitas se proyectan en una banda estrecha respecto a los incompatibles, por lo que presentarían iguales tasas de fusión parcial. Las diferencias más notables en las variaciones de estos elementos incompatibles están relacionadas con procesos de cristalización fraccionada, con descenso marcado en Cr y enriquecimiento mayor en los incompatibles en los diferenciados pegmatoides, siguiendo una línea evolutiva de cristalización fraccionada. Elementos incompatibles como el Ba y el Sr muestran una fuerte dispersión, indicando la fuerte movilidad de éstos durante los procesos de metamorfismo de bajo grado.

Asímismo, el Y (que fue utilizado por Pearce (1982) en un diagrama de igual naturaleza que el aquí mostrado para separar los efectos de fusión parcial y cristalización fraccionada) presenta una dispersión relativamente grande, debido a la relativa movilidad de este elemento durante la descalcificación de las plagioclasas producida por el metamorfismo de bajo grado. El Th presenta buena correlación con el Cr, pero sus contenidos en las ofitas del grupo-1 son ligeramente más bajos que en el grupo-2. Este mayor contenido de Th en las ofitas del grupo-2 puede explicarse como consecuencia de asimilación de materiales corticales (como veremos en el apartado VII.2.5).

Guillou *et al.* (1990) estudiaron la evolución observada en basaltos de islas oceánicas, en los que se podía seguir la evolución desde basaltos toleíticos hasta alcalinos, generados a partir de una misma fuente mantélica, a juzgar por la similitud en sus razones de elementos traza. Estos autores explicaron la evolución desde el magmatismo toleítico al alcalino como consecuencia de diferencias en las tasas de fusión parcial a lo largo del tiempo. Esta idea evolutiva podría, a priori, explicar las diferencias químicas observadas entre los dos grupos de ofitas. Sin embargo, grandes diferencias en los porcentajes de fusión parcial entre ambos grupos de roas están descartados, como prueban sus proyecciones de elementos incompatibles frente al Cr en la figura VII.2.3, y otros datos previamente expuestos, como la similitud de sus espectros de REE, y de sus razones entre LREE/HREE.

FIGURA VII.2.3 (página siguiente).- Diagramas doblemente logarítmicos en los que se proyecta un elemento fuertemente compatible (Cr) respecto a otros fuertemente incompatibles, que muestran relaciones de cristalización fraccionada en ambos grupos, a partir de similares tasas de fusión parcial. Ofitas del grupo-1 representadas por cuadrados llenos, y las ofitas del grupo-2 por cuadrados vacíos.



VII.2.4.- *Cristalización fraccionada a baja presión*

Aunque el quimismo de todas las rocas encontradas es básico o intermedio, con pequeñas variaciones en los contenidos en SiO_2 , y con valores de $[mg]$ bastante constantes y próximos a 0.5-0.7, es bastante probable que estas rocas hayan sufrido procesos de cristalización fraccionada a baja presión, más o menos importantes según los diferentes afloramientos, como se pone de manifiesto por:

a) los "bajos" valores de $[mg]$ y los bajos contenidos en Ni y Cr, que indican que estas rocas sufrieron una fraccionación (más o menos intensa) antes de su intrusión y/o extrusión, no llegándose a observar *líquidos primarios*, cuyos contenidos en Ni y Cr deberían oscilar entre 250 - 400 ppm y 500 - 600 ppm, respectivamente, para valores de $[mg]$ de 0.65 a 0.72. Adicionalmente, se puede hablar de una cristalización fraccionada a la escala del afloramiento, puesta de manifiesto por las diferencias mostradas en elementos de carácter fuertemente compatible (figura VII.2.3).

b) las variaciones mostradas en el valor $[mg]$ (desde casi 0.7 hasta 0.3), con correlación positiva con Ni y Cr pero con correlaciones negativas con TiO_2 y elementos incompatibles, tales como Th, La, Zr (figura V.).

c) las evoluciones mineralógicas, sobre todo las importantes variaciones mostradas en el quimismo de los piroxenos (especialmente en los del **grupo-2**), y en las plagioclasas.

d) desarrollo de pegmatoides (o micropegmatoides), con descenso de olivino modal (hasta su desaparición) en las facies más diferenciadas del **grupo-1**, y con formación de intercrecimientos micrográficos en las rocas del **grupo-2**.

De cualquier modo, es cierto que tan sólo en los afloramientos de mayor tamaño (como podría ser el caso de Alcaudete) se puede hablar de una cierta cristalización fraccionada (ver por ejemplo figura VI.4.2), ya que por lo general, no se observan grandes diferencias en el quimismo global entre los bordes y los centros de un mismo cuerpo, correspondiendo las mayores variaciones en el valor $[mg]$ a variaciones regionales entre los diferentes afloramientos. Esto es también una característica general de las toleitas continentales que aparecen a modo de pequeños diques o sills, como puede ser el caso de los

diques básicos del borde este del Brasil, en los que las principales variaciones en [mg] se observan entre diques separados regionalmente (Piccirillo *et al.*, 1990). Además, estos autores observaron cómo los *trends* de diferenciación no son siempre los mismos para todos los afloramientos, pudiendo ser los centros más o menos diferenciados que los bordes, de modo que, en general, las variaciones composicionales son pequeñas, con variaciones de MgO del orden del 1%.

La cristalización fraccionada a escala de un mismo afloramiento, puesta de manifiesto mediante la geoquímica de elementos mayores y variaciones de trazas, así como por la evolución mineralógica, ha sido contrastada mediante el método de mínimos cuadrados propuesto por Wright y Doherty (1970) (cálculos de balances de masas), aplicados a afloramientos en los que se observan las tres facies petrográficas, como es el caso de Cuevas del Campo para las ofitas del grupo-1 y de Alcaudete para las del grupo-2. Estos cálculos ponen de manifiesto cómo las composiciones de elementos mayores en los centros más evolucionados (o los pegmatoides) son consistentes con cristalización fraccionada de plagioclasa-clinopiroxeno y, en menor medida, olivino (para el caso de las ofitas del grupo-1) y magnetita. Esta evolución, dominada por la fraccionación de estos minerales también se puede comprobar gráficamente mediante el uso de diagramas de variación en los que se proyectan pares seleccionados de elementos traza y los vectores de fraccionación teóricos para cada uno de los minerales que pueden tomar parte en la evolución de los líquidos (figura VII.2.4). Según estos esquemas, se puede afirmar que los *trends* de fraccionación en el grupo-1 están dominados por olivino, clinopiroxeno y plagioclasa, mientras que en el grupo-2 el olivino no juega un papel importante, observándose una correlación entre el Ni y Cr que se ajusta bastante bien al vector de fraccionamiento del cpx. Igualmente, la observación de estas figuras pone de manifiesto la escasa importancia de la magnetita en la diferenciación de ambas series.

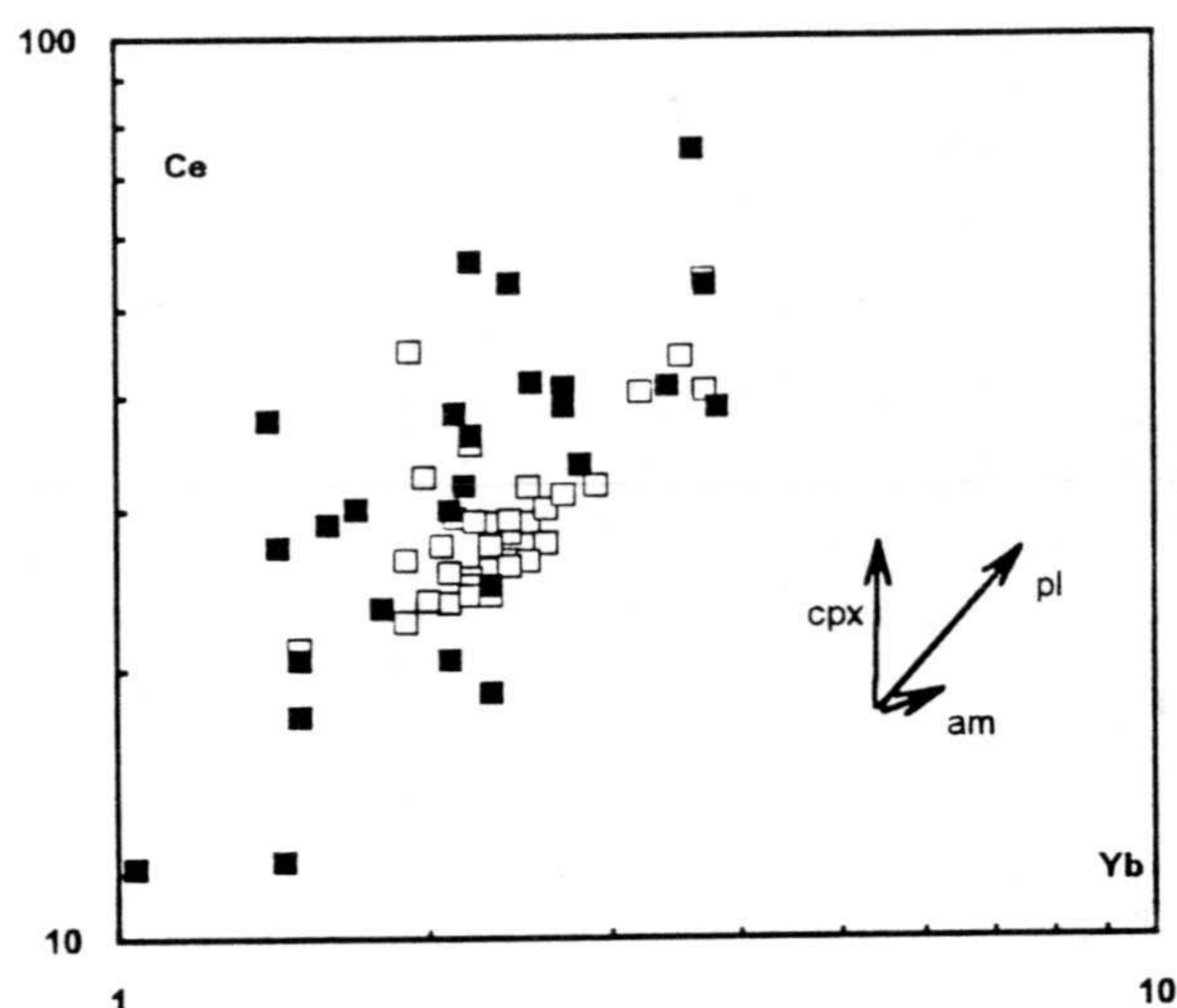
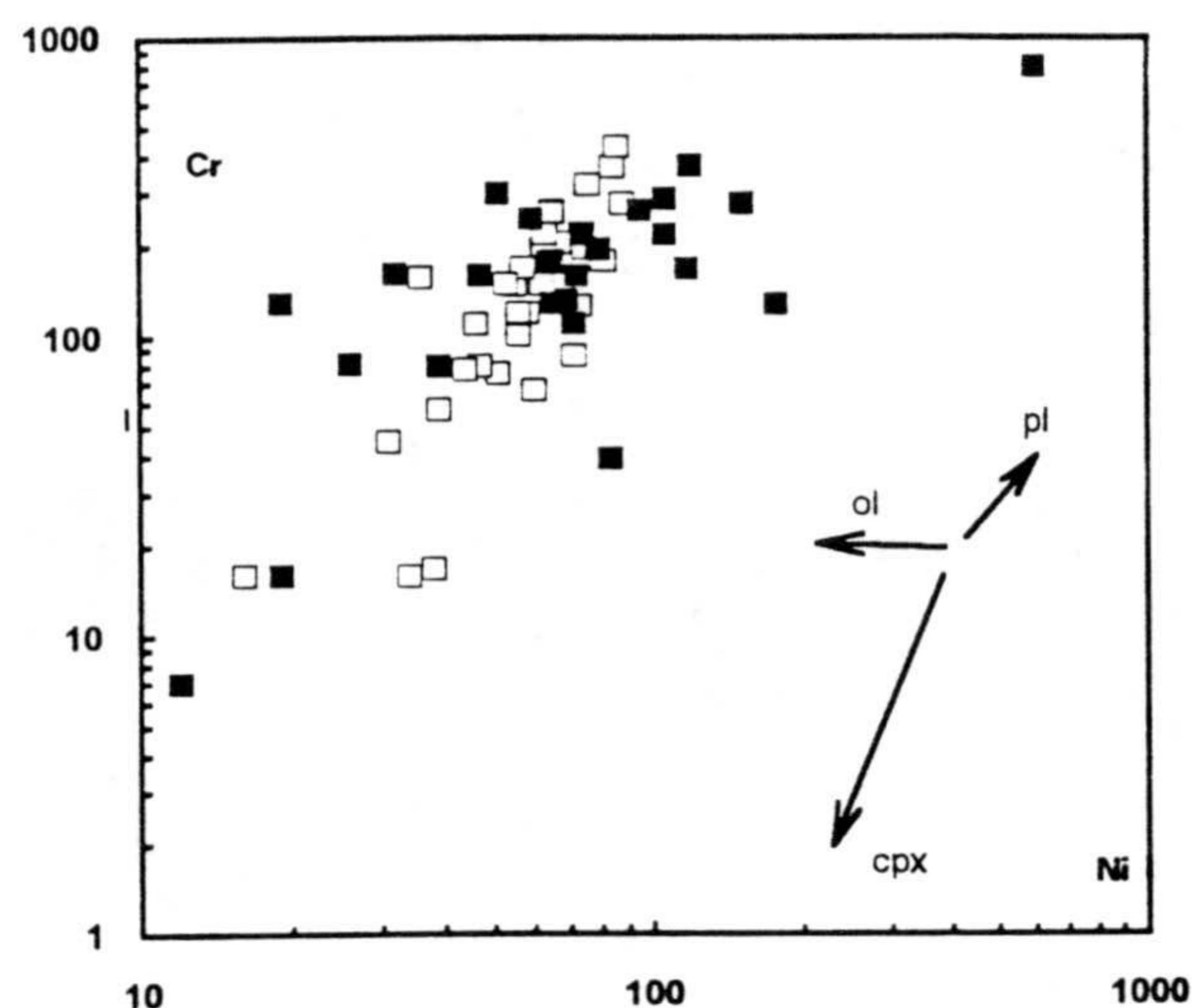
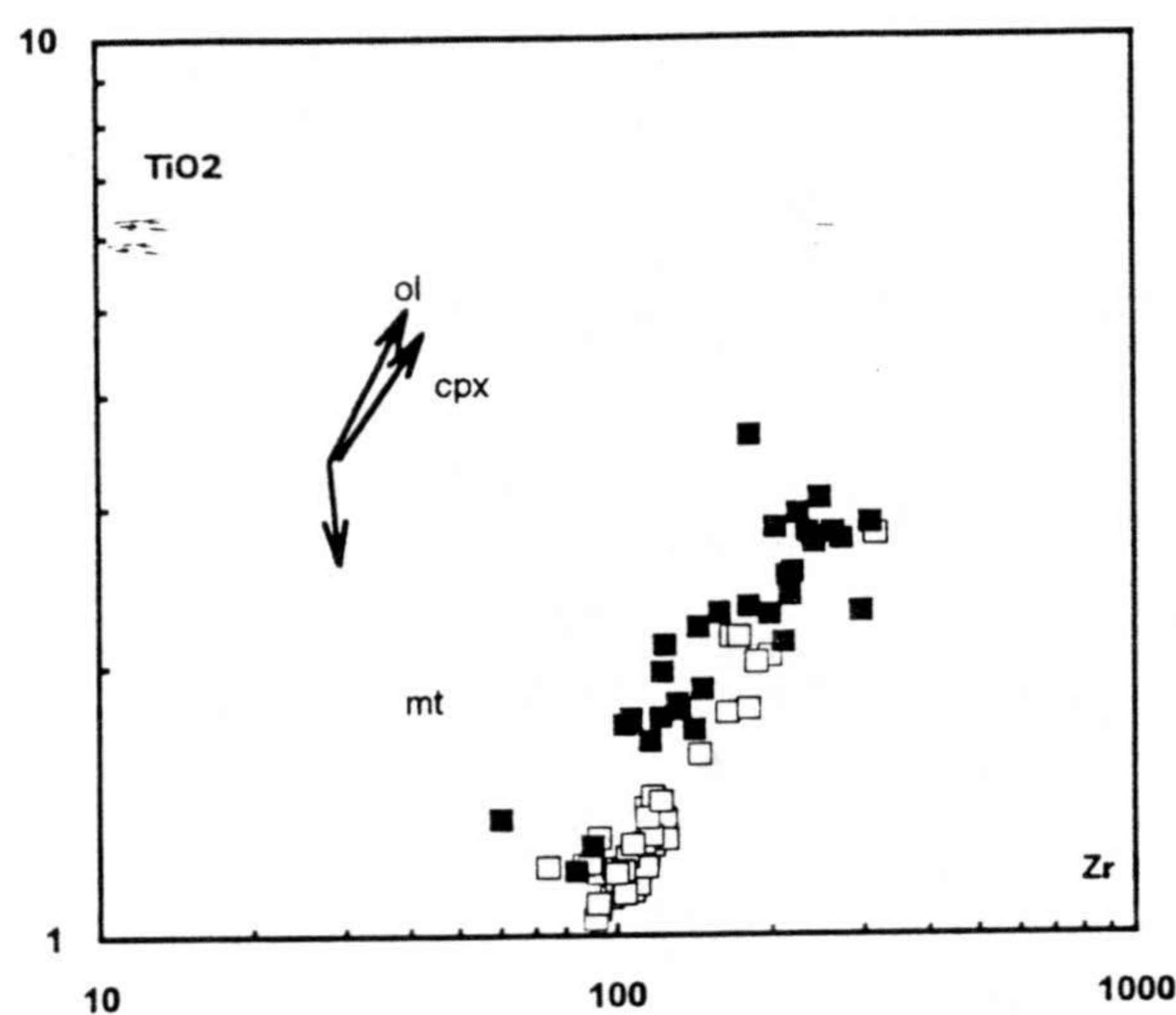


FIGURA VII.2.4.- Diagramas Zr:TiO₂; Ni:Cr e Yb:Ce para mostrar la influencia de la cristalización de diferentes fases en la evolución del quimismo de los dos grupos de ofitas. Los vectores de fraccionamiento de los diferentes minerales se han tomado de Pe-Piper y Kotopouli (1991, modificado).

Cox (1980) consideró que basaltos continentales con fenocristales cuya paragénesis esté constituida por plag ± oliv ± cpx eran el resultado de la evolución por cristalización en equilibrio a baja P, a partir de magmas más ricos en MgO. Asimismo, Thompson *et al.* (1983) mostraron cómo la fraccionación de toleitas cuarzo-normativas a baja presión estaba dominada por la cristalización de pl-cpx-oli (± mgt). Bertrand *et al.* (1982) dieron como características de la cristalización fraccionada a baja presión la variación positiva de elementos incompatibles con el aumento en TiO₂ y descenso del valor $[mg]$, y la correlación negativa de elementos incompatibles (La, Zr) con elementos compatibles (Ni, Cr, Co) así como los bajos valores en Ni y Cr.

Las variaciones observadas principalmente en elementos compatibles, los cálculos y concordancia con los diversos vectores de cristalización fraccionada mostrados, indican que la cristalización fraccionada únicamente varía, de manera considerable, el quimismo de las ofitas a escala del afloramiento (máximas variaciones observadas entre los borde-centro y los pegmatoides de un mismo afloramiento), pero que no influye para nada en la dualidad de quimismo puesto de manifiesto entre los dos grupos de ofitas.

VII-2-5.- Influencia de la contaminación cortical

A lo largo de los últimos años se ha profundizado mucho en el papel que ejerce la contaminación cortical en la génesis de las toleitas continentales, llegándose a considerar un factor de primer orden. Sin embargo, los efectos de tal contaminación raramente se manifiestan en la geoquímica de elementos mayores. No obstante, considerando un contaminante de composición granítica, los basaltos contaminados estarán más enriquecidos en SiO_2 y K_2O y empobrecidos en Fe_{total} y TiO_2 , respecto a los basaltos no contaminados, a igual grado de diferenciación (Cox y Hawkesworth, 1984, 1985). La contaminación de metapelitas produciría un aumento de K, Rb y Ba, principalmente. En el caso particular de las "ofitas" parece evidente pensar en procesos de contaminación cortical, como consecuencia de la presencia de xenolitos y xenocristales encontrados en algunos afloramientos. Pero resulta curioso observar cómo, las rocas que presentan xenolitos, no son las que están más enriquecidas en Th ni en SiO_2 (que serían elementos indicativos de la contaminación por granitoides). Este hecho nos hace pensar en un doble proceso de asimilación causado por dos tipos diferentes de materiales corticales, granitoides a mayor profundidad y rocas pelíticas en niveles más someros. Esta hipótesis fue planteada en primer lugar por Puga *et al.* (1989) para explicar los diferentes modelos de enriquecimiento en elementos incompatibles mostrados tanto por las ofitas como por las rocas volcánicas Jurásicas de la Cordillera Subbética.

La identificación, modelización y cuantificación de los procesos de contaminación cortical es mucho más fácil y fiable con el uso de isótopos (radiogénicos y estables). No obstante, numerosos autores han estudiado los procesos de contaminación cortical a partir de los contenidos en determinados elementos traza y de las razones que se observan entre

algunos de estos elementos, desarrollando toda una técnica de estudio para este fin. En este sentido, Marsh (1989) estudió el comportamiento de los elementos traza en la evolución magmática de toleitas continentales en las que la cristalización fraccionada (C.F.) está acompañada por procesos de contaminación cortical (C.C.), distinguiendo tres grupos:

- a) elementos que se enriquecen en ambos procesos de C.F. y C.C., tales como el K, Rb, Th, LREE y frecuentemente, Ba, Zr, Nb y HREE.
- b) elementos que se empobrecen en ambos procesos, como el Cr, Ni, Mg y Ca.
- c) elementos que se enriquecen durante la C.F., pero se empobrecen durante la asimilación, tales como Ti, V, Fe y P.

Así pues, según Marsh (*op. cit.*), series toleíticas que muestren fuertes enriquecimientos en Ti, V, Fe y P no se habrían contaminado significativamente, no estando generadas por procesos de asimilación de corteza continental y cristalización fraccionada (procesos ACF, cuyas ecuaciones fueron desarrolladas por De Paolo, 1981), implicando a la corteza continental superior. Evidentemente, alguno de estos elementos (K, Rb, Sr, Ba, Ca) presentan la problemática de la movilidad durante los procesos de alteración, por lo que las implicaciones que se puedan obtener de ellos deberán ser tomadas con ciertas reservas. De este modo, diagramas de variación en los que se combinen elementos de los diferentes grupos, especialmente los del primer y tercer grupo, o relaciones entre estos elementos traza, serán de gran utilidad para la evaluación de los procesos ACF, y estimación de la presencia, o no, de aportes corticales a magmas de origen mantélico.

Para ello, varios autores han propuesto determinadas relaciones de elementos traza para comprobar la influencia de un posible aporte cortical a un magma, conociendo los dos términos extremos: el líquido no contaminado y el componente contaminante. Como componente contaminante, por no aflorar en ningún punto, tomaremos la composición media de la corteza superior de McLeman y Taylor (1985) (tabla), puesto que se desconoce la naturaleza del zócalo de las Z.E.. La elección de los magmas primarios, no contaminados, no es fácil. Considerando las similitudes geoquímicas que se observan entre los toleitas continentales y las de islas oceánicas (OIB) (Allègre *et al.*, 1981; Zhi *et al.*, 1990), optaremos

por considerar que, efectivamente, las toleitas continentales derivan de una fuente mantélica enriquecida y que han sufrido diferentes grados de contaminación cortical, por lo que lo más parecido a un magma no contaminado sería un OIB (Thompson *et al.*, 1983, 1984). Qué duda cabe que esto es puramente especulativo, pero, como muestra Wilson (1989), es posible que corresponda (al menos parcialmente) con la realidad. La composición de OIB la tomaremos de esta autora. Según Thompson *et al.* (1984), las rocas de la corteza continental que pudieran ser susceptibles de asimilación estarían más enriquecidas que los OIB en Ba, Rb, Th, K y LREE, pero presentarían similares concentraciones (en algunos casos menores) de Nb, Ta, P, Zr, Hf, Y y MREE. Así pues, la contaminación cortical de un magma con características de elementos traza similares a los OIB generaría magmas con mayores contenidos en Ba, Rb, Th y K, y menores contenidos en Nb, P, Zr, Hf.

Una forma rápida de visualizar las diferencias existentes entre los dos grupos de rocas, y ver qué elementos aparecen enriquecidos respecto a lo que hemos considerado como magma no contaminado (magma tipo OIB), es mediante el uso de diagramas multielementales normalizados a un OIB (ver Wilson, 1989). Como se puede ver en la figura VII.2.5 las diferencias entre las "ofitas" y el valor OIB de referencia, son más notables en las rocas del grupo-2, sobre todo en lo referente al Th, Ti y P. Es interesante hacer resaltar cómo ambos grupos de rocas aparecen enriquecidos respecto a los OIB en los HYG, con mayor enriquecimiento en Th para las ofitas del grupo-2. Este hecho estaría a favor de una contaminación en dos etapas, a diferente profundidad en el camino ascendente de los magmas. En una primera etapa, la contaminación tendría lugar a mayores profundidades, siendo quizá el contaminante de composición similar a la de un "granitoide", y en un nivel superior podría producirse la contaminación por rocas pelíticas. El progresivo adelgazamiento de la corteza terrestre desde el Triásico hasta el Jurásico, durante un régimen tectónico claramente distensivo (avalado regionalmente por la llamada ruptura de la plataforma subbética, haría que las últimas lavas en salir tuviesen que atravesar menores espesores de corteza continental, sufriendo menores tasas de contaminación, y reflejando éstas un quimismo más próximo al inicial.

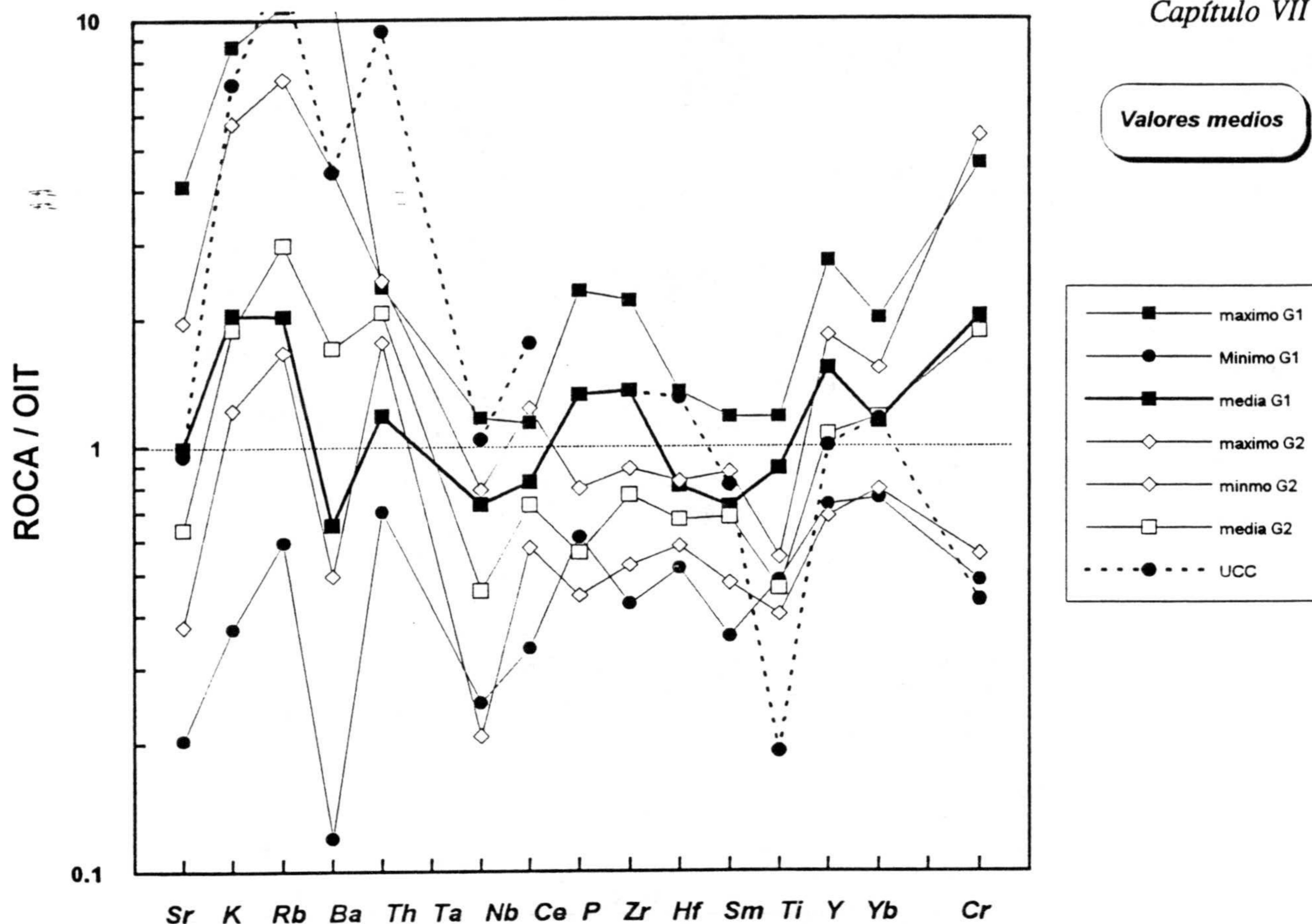


FIGURA VII.2.5.- Diagrama multielemental normalizado respecto al valor medio de los OIB (valores tomados de Wilson, 1989), proyectando únicamente los valores medios, máximos y mínimos de los dos grupos de ofitas. Para el cálculo de los valores medios y extremos se han considerado únicamente aquellas muestras cuyo valor [mg] esté comprendido entre 0.5 y 0.7.

Cierto es que el modelo de génesis propuesto para la asimilación de metapelitas implicaría una asimilación a niveles más superficiales, sin que ellos suponga variaciones en cuanto a los valores de TiO_2 y P_2O_5 se refiere, ya que con esta asimilación tan solo se verían afectados determinados elementos (K, Rb, Ba). Además, esta asimilación a niveles más superficiales no afectaría al total de los afloramientos estudiados, por lo que, en caso de aceptar un modelo de asimilación, habría que pensar en una asimilación a niveles más profundos capaz de generar cambios importantes en el quimismo global de las rocas.

Coish y Sinton (1992) han observado cómo los contenidos en Ti son bajos tanto en la corteza inferior como en la superior, por lo que basaltos contaminados deberían reflejar estos bajos contenidos. En este caso, bajos valores en la relación Ti/Yb (utilizada como test para

la contaminación cortical) no implican necesariamente contaminación cortical, pero los altos valores de la relación Ti/Yb sugerirían que la contaminación cortical no ha sido importante. Leeman y Hawkesworth (1986), Hart *et al.* (1989) y Hawkesworth *et al.* (1990) propusieron la relación K/P como indicador de la influencia de la contaminación cortical. Estos autores observaron cómo en la corteza superior el K está enriquecido y el P empobrecido, por lo que la relación K/P debería aumentar si se tienen basaltos contaminados por la corteza superior. Esta relación K/P presenta el inconveniente de la movilidad del K durante los procesos de metamorfismo de bajo grado), por lo que no es muy fiable su aplicabilidad. No obstante, y siguiendo con la filosofía planteada por estos autores, si consideramos la relación Th/P, el comportamiento debe ser igual, ya que el Th está fuertemente enriquecido en la corteza superior y es un elemento cuya alta abundancia en las toleitas continentales se relaciona con procesos de contaminación. De este modo, altas relaciones de Th/P indicarían rocas (o series de rocas) progresivamente más contaminadas. En la figura VII.2.6(a y b) se proyectan ambas relaciones (Ti/Yb:K/P y Ti/Yb:Th/P), observándose cómo las rocas del **grupo-1** presentan mayores valores de la relación Ti/Yb que las del **grupo-2**. La movilidad del K se pone de manifiesto por la dispersión de valores, por lo que es más útil la razón Th/P, tal y como se puede comprobar en esta figura. Considerando como contaminante la composición media de la corteza superior (McLeman y Taylor, 1985) y como magma primitivo, sin contaminación, la composición media de los basaltos toleíticos de islas oceánicas (OIB) (tomado de Wilson, 1989), se puede observar cómo las ofitas de ambos grupos se proyectan entre los dos términos extremos, siguiendo una hipotética curva de mezcla. Es importante resaltar también cómo las rocas pertenecientes a la columna basáltica de Alicún (pertenecientes al vulcanismo Jurásico de las Z.E.) se proyectan en el mismo campo que las ofitas del grupo-1, siendo los niveles en los que se observan xenolitos aquellos que presentan mayores valores de $\text{Th}/\text{P}_2\text{O}_3$, aunque nunca llegan a dar valores similares a los de las ofitas del grupo-2, lo que nos está indicando que, aunque la asimilación de materiales pelíticos aumente el contenido en Th, no es lo suficiente como para dar composiciones químicas semejantes a las del grupo-2.

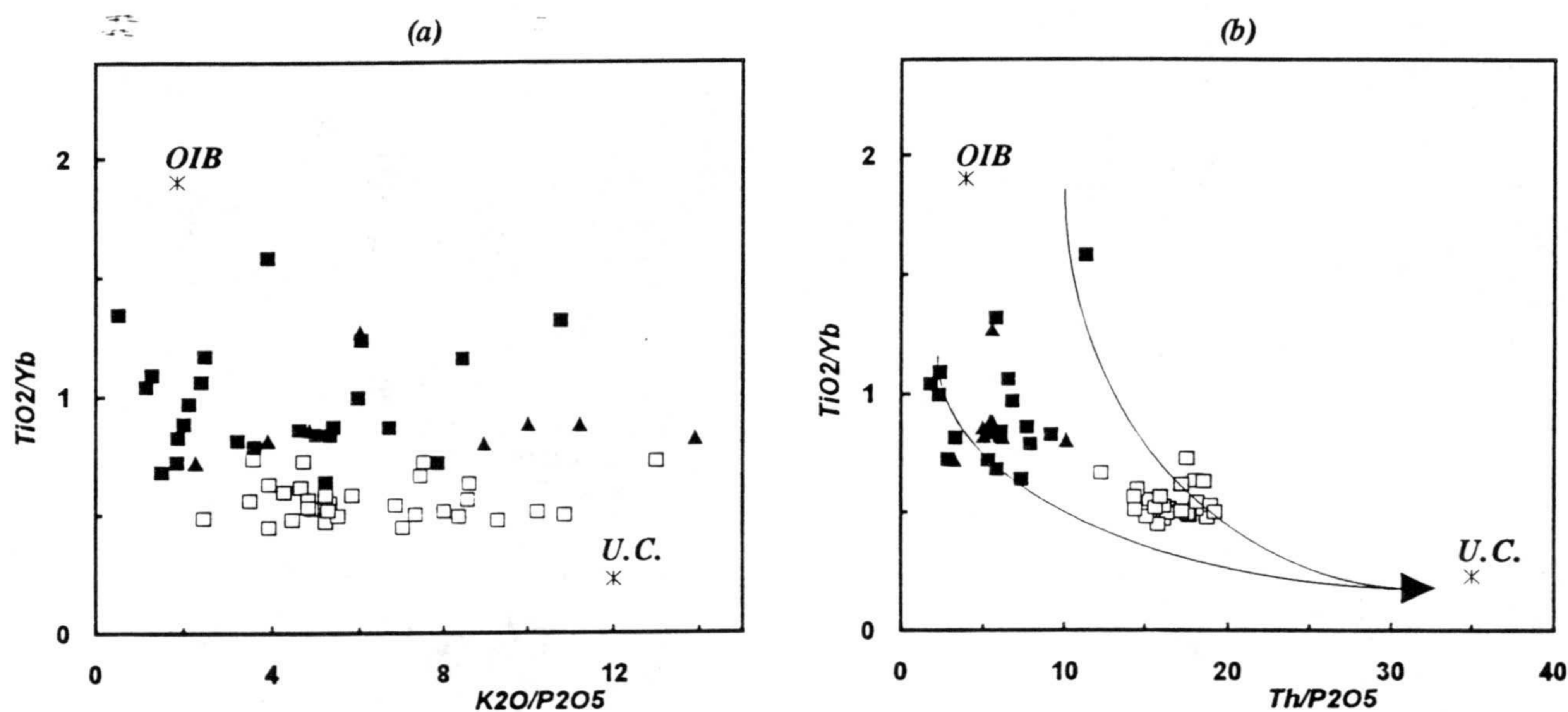


FIGURA VII.2.6.- Diagramas de variación TiO_2/Yb vs K_2O/P_2O_5 (a) y TiO_2/Yb vs Th/P_2O_5 (b), mostrando la posible curva de mezcla entre los términos extremos de la media de la corteza superior (U.C.) y la media de los OIB. Es destacable la mayor dispersión observada en el caso del diagrama (a), como consecuencia de la movilidad del K durante los procesos de alteración secundaria.

La relación Th/Ta también es muy sensible a los efectos del aporte cortical en la génesis de basaltos, obteniéndose altos valores de dicha relación entre aquellos basaltos que reflejen el efecto de aporte cortical como consecuencia de los efectos de una antigua zona de subducción ó, en casos como en el de las ofitas, en los que el magmatismo se desarrolla en contextos puramente distensivos (sin ningún tipo de aporte de subducción) por efectos de asimilación de corteza continental. En la figura VII.2.7 se ha proyectado esta relación frente al valor de la SiO_2 . Al igual que ocurría en la figura VII.2.5, se separan muy bien los tipos de ofitas, con valores más altos en SiO_2 y mayores relaciones de Th/Ta para las ofitas del grupo-2. Las ofitas del grupo-1 presentan un valor muy constante de esta relación Th/Ta, así como los basaltos de Alicún. en los que las muestras más contaminadas presentan mayores valores de SiO_2 sin variar excesivamente la relación Th/Ta.

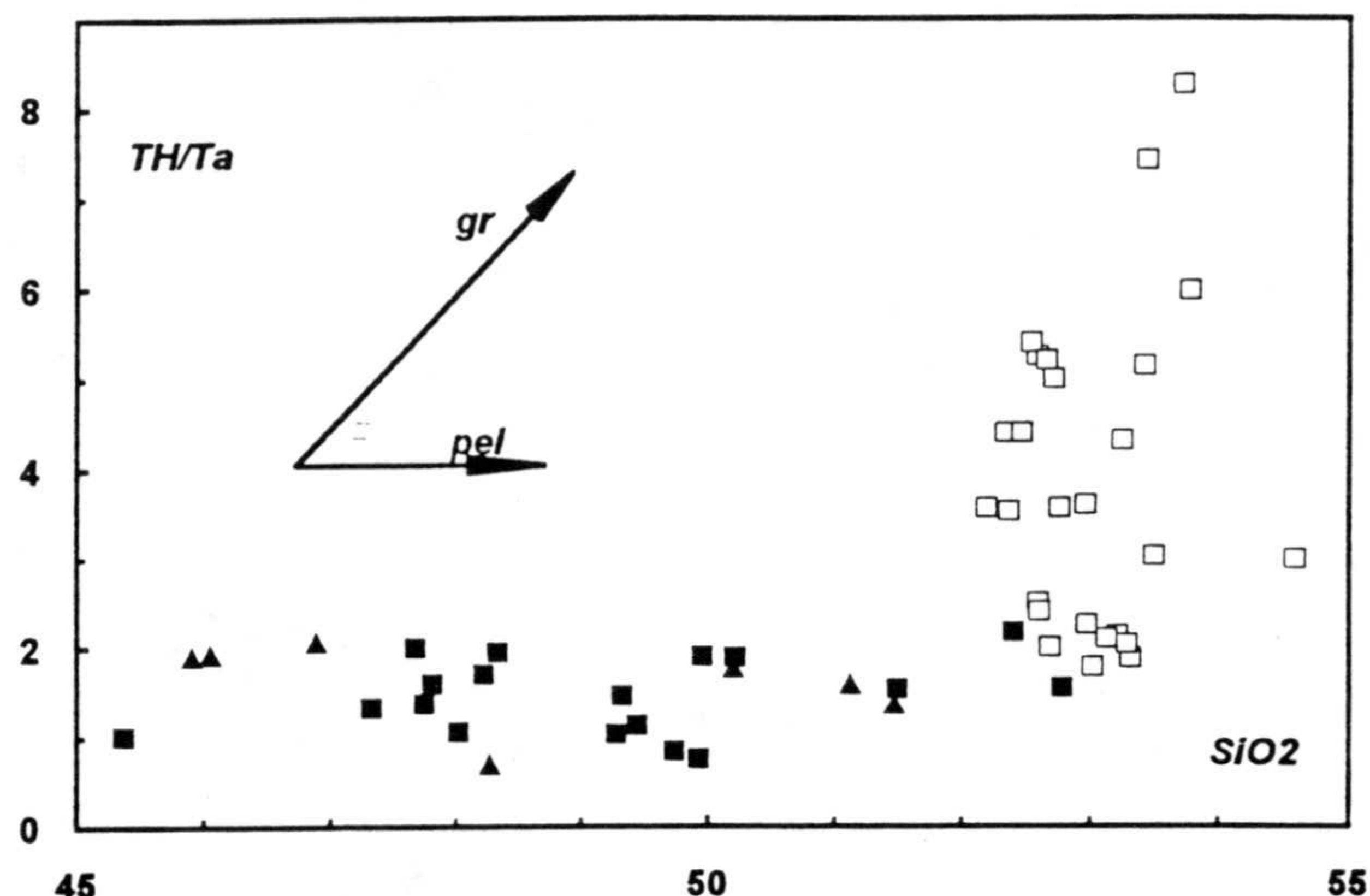


FIGURA VII.2.7.- Diagrama SiO_2 vs Th/Ta . Símbolos como en la figura VII.2.2.1. pel = vector de contaminación por materiales pelíticos. g = idem por materiales graníticos. Ver comentarios y detalles en el texto.

Con lo visto hasta ahora, se confirma la hipótesis previamente planteada por Puga *et al.* (1989) de un doble tipo de contaminante en la evolución del magmatismo mesozoico de las Z.E.: uno de naturaleza granítica (cuya composición debe ser próxima al valor medio de la corteza superior), que únicamente afectaría a las ofitas del grupo-2, y otro de naturaleza pelítica, como se pone de manifiesto modalmente mediante la presencia de xenolitos y xenocristales, que afectaría de manera más local a las ofitas del grupo-1 y a los basaltos jurásicos de la *Provincia Magmática Subbética*.

La influencia del aporte de material cortical en la génesis de rocas volcánicas se puede poner de manifiesto mediante el uso del diagrama Th/Yb vs Ta/Yb , propuesto por Pearce (1983). En este diagrama, el hecho de normalizar respecto al Yb es de gran utilidad para eliminar las variaciones que puedan deberse a procesos en relación con la fusión parcial y cristalización fraccionada, y porque, además, es un elemento que no participa en los diferentes procesos de enriquecimiento que tienen lugar en el manto sin relación con la subducción. Los vectores dibujados en el diagrama indican los principales componentes de variación. De este modo, puesto que en los procesos de enriquecimiento de los basaltos intraplaca se produce un aumento similar para el Th y el Ta, el vector de enriquecimiento tendrá una pendiente unitaria (vector W). Por otro lado, tanto los procesos de subducción como de contaminación cortical afectarán de manera mucho más evidente al Th que al Ta,

ya que el Th está especialmente concentrado entre los materiales crustales mientras que el Ta por lo general está empobrecido en éstos, por lo que los vectores debidos a contaminación (vector C) por asimilación cortical o aporte de un componente crustal en zonas de subducción, serán subverticales (Pearce, 1983). Según este autor, los MORB y WPB se proyectarían en una banda bien definida, próxima a la zona de enriquecimiento Th/Yb:Ta/Yb del 1:1, mientras que los basaltos de arcos volcánicos y los basaltos continentales que hayan sufrido procesos de contaminación se desplazarán hacia valores más altos en Th. Efectivamente, la proyección de ambos grupos de ofitas en este diagrama (figura VII.2.8) pone en evidencia un aumento considerable en Th para las del grupo-2, proyectándose las del grupo-1 en la banda propuesta por Pearce (*op. cit.*) para los basaltos de intraplaca, siguiendo el vector de variación W. Además, en ambos casos, las ofitas se proyectan en la zona de fuente mantélica enriquecida (conviene recordar la presencia de flogopita en las rocas menos diferenciadas de las ofitas del grupo-1).

En este diagrama se han proyectado asimismo las rocas pertenecientes a la pila basáltica de Alicún, que coinciden en su mayoría con el campo de las ofitas del grupo-1. Es interesante resaltar cómo la roca con menor valor de Th corresponde al nivel basal, sin contaminación, de Alicún, mientras que la de mayor Th es la que presenta claras evidencias de contaminación cortical, con presencia de xenolitos (figura VII.2.8).

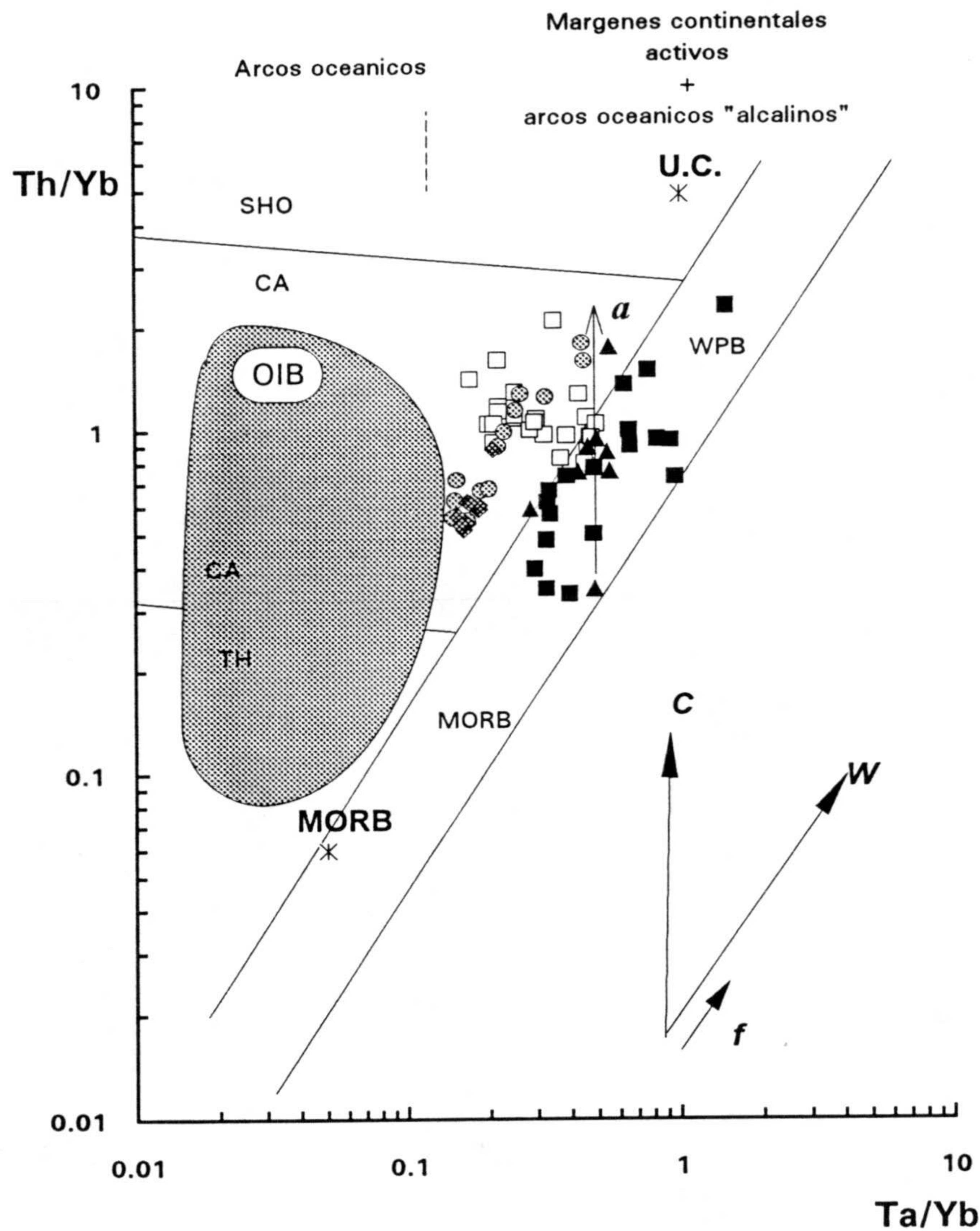


FIGURA VII.2.8.- Diagrama Th/Yb vs Ta/Yb discriminante de series magmáticas y ambientes de génesis, e indicativo de los procesos de contaminación cortical en magmas basálticos (vector C). Los procesos de enriquecimiento del manto en ambientes de intraplaca siguen el vector W. El aumento en Th/Yb y Ta/Yb como consecuencia de cristalización fraccionada seguiría el vector f (según Pearce, 1982, 1983). La flecha (a) indica la variación observada en la pila basáltica de Alicún, con aumento en la relación Th(Yb desde los niveles basales hasta los superiores en los que existen xenolitos. Obsérvese cómo las doleritas toleíticas triásicas del norte de Marruecos y Pirineos (datos de Bertrand, 1991 y Beziat *et al.*, 1991, respectivamente) presentan valores más similares a los de las ofitas del grupo-2 Símbolos como en la figura VII.2.2.1.

La cuantificación y modelización del proceso de contaminación no se puede realizar con precisión, al no conocer la naturaleza exacta del contaminante ni el quimismo inicial del

magma no contaminado. No obstante se ha intentado modelizar aproximadamente dicho proceso, aplicando ecuaciones de balance de masas, considerando como contaminante la composición media de la corteza superior (McLeman y Taylor, 1985). Las ecuaciones aplicadas han sido las de balance de masas para dos componentes (Myers *et al.*, 1986/87)

$$C_{hm} = XC_{pm} + (1-X)C_l$$

en las que C_{hm} corresponde a la concentración (en % de óxidos o ppm) en el componente inicial, C_{pm} a la concentración en el componente contaminado, C_l a la concentración en el contaminante y X se refiere a la proporción en que participa el componente inicial.

Como líquido original, no contaminado (puesto que las características geoquímicas parecen poner de manifiesto que los líquidos representados por las ofitas del grupo-1 pudieran corresponder a los líquidos más originales, menos contaminados), hemos considerado, en un caso, la composición media de las ofitas del grupo-1, y, en un segundo cálculo, la composición del nivel 3 de Alicún, ausente de toda evidencia de contaminación cortical y, por lo tanto, susceptible de ser considerado como el menos contaminado. Los resultados de estos cálculos están reflejados en las tablas VII.2.1a y b.

El mejor ajuste conseguido, usando como líquido original no contaminado el valor medio de las ofitas del grupo-1 (valor medio considerando únicamente aquellas muestras con [mg] entre 0.5 y 0.7), se consigue considerando un aporte cortical del 20%, aunque como se puede observar en la tabla VII.2.1a, no se puede hablar de un buen ajuste entre el valor medio de las ofitas del grupo-2 y el valor calculado del líquido contaminado (C_{hm}). Aproximaciones relativamente buenas se consiguen si se considera un 25% de aporte de material contaminante y una composición original de líquido no contaminado similar a la del nivel 3 de Alicún (tabla VII.2.1b).

En ambos casos (aunque con mejores aproximaciones a la realidad en el segundo), se pone de manifiesto cómo, las principales diferencias observadas entre las ofitas del grupo-1 y las del grupo-2 se explicarían por procesos de contaminación cortical de materiales de la

corteza superior, aumentando los contenidos en SiO₂, K₂O, Ba, Rb y Th, y disminuyendo el Ti₂O y Nb en los líquidos más contaminados. En el caso de las REE, se observa cómo según este cálculo de mezcla simple, el líquido contaminado debería presentar mayores enriquecimientos en LREE, sin variar apenas los contenidos en HREE. En este caso, el cálculo no se aproxima a la realidad, ya que se ha visto cómo en las ofitas del grupo-2 no existe el enriquecimiento en LREE que cabría esperar tras la contaminación por parte de materiales de composición próxima a la de la corteza superior.

TABLA VII.2.1.- Estimación de la composición de líquidos contaminados (C_{hm}) mediante el uso de ecuaciones simples de balance de masas. C_{pm} = concentración del líquido original no contaminado; C_l = concentración del material contaminante; C_{obs} = valor medio ofitas grupo-2 (considerando únicamente aquellas cuyos contenidos en [mg] estén comprendidos entre 0.5 y 0.7). C_{hm}/C_{obs} = valor calculado/valor observado. a) Cálculos considerando como componente original el valor medio de las ofitas del grupo-2, asumiendo un porcentaje del componente inicial (C) del 80%. b) Cálculos considerando como componente original el nivel 3 de la secuencia de Alicún, asumiendo un porcentaje del componente inicial (C) del 75%.

Ecuacion simple de balance de masas.
Myers et al., 1986/87 (Earth Planet. Sci. Let., 81, 212-220)

$$Chm = XCpm + (1-X)Cl$$

siendo, Chm = concentración en el componente inicial, Cl = idem en el contaminante y Chm = concentración en el componente contaminado.

A

Asumiendo un porcentaje del componente inicial (X) del **0.80**

	<i>Cpm</i>	<i>Cl</i>	<i>Chm</i>	Valor medio Of GR-2	<i>calc/obs</i>
SiO2	48.27	66.00	51.82	52.61	0.98
TiO2	1.66	0.50	1.43	1.20	1.19
Al2O3	17.72	15.20	17.22	14.65	1.18
FeOt	10.62	4.50	9.40	11.31	0.83
MnO	0.20		0.16	0.17	0.94
MgO	7.88	2.20	6.74	6.20	1.09
CaO	7.36	4.20	6.73	9.46	0.71
Na2O	5.48	3.90	5.16	3.04	1.70
K2O	0.57	3.40	1.14	0.91	1.25
P2O5	0.25		0.20	0.15	1.33
Ba	236.00	550.00	298.80	213.00	1.40
Rb	11.00	112.00	31.20	25.00	1.25
Sr	1270.00	350.00	1086.00	235.00	4.62
Y	20.00	22.00	20.40	24.00	0.85
Th	0.80	10.70	2.78	2.40	1.16
Nb	18.00	25.00	19.40	11.00	1.76
Zr	84.00	190.00	105.20	108.00	0.97
La	11.40	30.00	15.12	12.40	1.22
Ce	24.10	64.00	32.08	26.50	1.21
Yb	2.30	2.20	2.28	2.22	1.03
Lu	0.30	0.32	0.30	0.34	0.89

B

Asumiendo un porcentaje del componente inicial (X) del

0.75

	Cpm	Cl	Chm	Valor medio Of GR-2	calc/obs
SiO ₂	48.27	66.00	52.70	52.61	1.00
TiO ₂	1.66	0.50	1.37	1.20	1.14
Al ₂ O ₃	17.72	15.20	17.09	14.65	1.17
FeO _t	10.62	4.50	9.09	11.31	0.80
MnO	0.20		0.15	0.17	0.88
MgO	7.88	2.20	6.46	6.20	1.04
CaO	7.36	4.20	6.57	9.46	0.69
Na ₂ O	5.48	3.90	5.09	3.04	1.67
K ₂ O	0.57	3.40	1.28	0.91	1.40
P ₂ O ₅	0.25		0.19	0.15	1.25
Ba	236.00	550.00	314.50	213.00	1.48
Rb	11.00	112.00	36.25	25.00	1.45
Sr	1270.00	350.00	1040.00	235.00	4.43
Y	20.00	22.00	20.50	24.00	0.85
Th	0.80	10.70	3.28	2.40	1.36
Nb	18.00	25.00	19.75	11.00	1.80
Zr	84.00	190.00	110.50	108.00	1.02
La	11.40	30.00	16.05	12.40	1.29
Ce	24.10	64.00	34.08	26.50	1.29
Yb	2.30	2.20	2.28	2.22	1.02
Lu	0.30	0.32	0.31	0.34	0.90

A la vista de estos resultados, se puede afirmar que la relación entre las ofitas del grupo-1 y las del grupo-2 se debe a procesos de contaminación cortical, aunque hay que seguir comprobando otros modelos con los que se ajuste mejor los datos calculados respecto a los datos obtenidos mediante los análisis químicos. En cualquier caso, el modelo de contaminación debe corresponder más a un tipo ACF (asimilación + cristalización fraccionada), en el que las lavas más evolucionadas son las más contaminadas (De Paolo, 1981) ó incluso tipo AEC (asimilación + cristalización en equilibrio), en los que el calor latente de la cristalización controla la cantidad de asimilación (Devey y Cox, 1987; Lightfoot y Naldrett, 1989), que a un modelo tipo TCA (asimilación controlada por la temperatura), en el que los magmas más primitivos son los más contaminados debido a su mayor facilidad para asimilar materiales corticales como consecuencia de sus temperaturas más elevadas respecto a los magmas más evolucionados, y por lo tanto, de menor temperatura (Cox y Hawkesworth, 1985; Devey y Cox, 1987; Huppert y Sparks, 1985; Mahoney *et al.*, 1982; Thompson *et al.*, 1986).



CAPITULO VIII

PETROGENESIS METAMORFICA



CAPITULO VIII: PETROGENESIS METAMORFICA

VIII-1.- Asociaciones minerales y facies de metamorfismo

WIII-1-1.- Condiciones de equilibrio del metamorfismo de bajo-grado

Para establecer cuales son las asociaciones minerales formadas durante el metamorfismo es imprescindible definir previamente cuales de ellas se formaron en equilibrio bajo las mismas condiciones de presión y temperatura. El reconocimiento de paragénesis en equilibrio y la escala a la que se éste desarrolla, puede llegar a ser bastante complicado en el caso de rocas con tamaño de grano fino como las ofitas, en las que es frecuente observar algunas fases minerales ígneas como relictos metaestables (piroxenos principalmente) junto a minerales neoformados durante el metamorfismo. Además, hay que considerar las bajas velocidades de reacción en procesos metamórficos de baja temperatura, que impiden alcanzar, en muchos casos, el equilibrio químico y la homegeneidad composicional de los minerales neoformados (Bevins y Merriman, 1988). De hecho, se ha comprobado cómo numerosos minerales formados durante los procesos de metamorfismo de bajo grado presentan importantes variaciones composicionales y paragenéticas incluso dentro de una misma lámina delgada. Estas variaciones se deben a la existencia de diferentes dominios de equilibrio, con diferentes composiciones químicas, así como a la coexistencia de fases primarias metaestables (Liou et al., 1987). En este sentido, numerosos autores han opinado sobre la escala del equilibrio en el metamorfismo de bajo grado que, para algunos, estaría representada por las paragénesis presentes en el area de una lámina delgada (Nakajima et al., 1977), mientras que otros argumentan sobre la posibilidad de que sólo los minerales en contacto en una lámina delgada representen el equilibrio (Kawachi, 1975; Zen, 1974). Zen (1974) opinaba que sólo aquellos minerales en contacto físico presentes en un area de 1 mm de la lámina delgada constituirían el microsistema en equilibrio. Recientemente, Cho et al. (1986) y Cho y Liou (1987) argumentaron que las evidencias para el equilibrio se presentaban únicamente dentro de amígdalas, aunque no excluían el equilibrio en aquellas paragénesis de alta varianza en la matriz de las rocas volcánicas.

Un factor a añadir en la discusión sobre la escala del equilibrio es la influencia de los diferentes microdominios composicionales que se pueden definir en una roca. Se ha demostrado que la composición química efectiva de cada dominio (es decir, el quimismo global del microdominio que se está considerando) puede ser extremadamente variable en el ámbito de una misma lámina delgada, ejerciendo una gran influencia la composición química del microdominio de la fase precursora a partir de la cual se van a formar los minerales metamórficos (Bevins y Merriman, 1988; Cortesogno *et al.*, 1948; Evarst y Schiffman, 1983; Pognante y Kienast, 1987). En este sentido Bevins y Merriman (1988) observaron cómo aquellas rocas en las que los piroxenos ígneos quedaban como fases minerales sin transformar, sin participar en las reacciones de formación de minerales metamórficos, presentaban una composición química efectiva diferente de las rocas en las que los piroxenos se transformaban completamente. De hecho, se ha visto para el caso de las pumpellyitas y otros minerales metamórficos, cómo en una misma lámina delgada se pueden formar paragénesis metamórficas con diferentes composiciones, en función de que se desarrollen a partir de ortopiroxenos o lo hagan a partir de plagioclasas u otros precursores ígneos (ver figuras V.3.4 y V.3.10).

WIII-1-2.- Dominios de equilibrio

En las muestras de ofitas estudiadas en esta Tesis, hemos podido diferenciar una serie de microdominios en los que se puede considerar que el metamorfismo ha tenido lugar en condiciones de equilibrio, asumiendo como minerales en equilibrio aquellos que sólo los que están en contacto físico. Estos microdominios, presentes a la escala de una lámina delgada, son los que se enumeran a continuación:

- a) Minerales ígneos primarios (generalmente plagioclasas, olivinos y ortopiroxenos) que se reemplazan o pseudomorfizan;
- b) Espacios abiertos, tales como fisuras, venas y amígdalas que se rellenan;
- c) Espacios intersticiales que se rellenan o transforman.

Dentro de cada dominio, el equilibrio será tanto más efectivo cuanto mayor sea el número de fases minerales presentes (asociaciones minerales de baja varianza), aunque lo más

frecuente es encontrar dos o tres silicatos de Ca y Al, junto con cuarzo y albita, que están presentes en todas las asociaciones metamórficas estudiadas. Las paragénesis en equilibrio varían algo de unas zonas a otras, y dentro de cada zona varían también en función del tipo de ofitas sobre el que se desarrollen los minerales metamórficos.

En las ofitas pertenecientes a unidades triásicas diferentes al Trías de Antequera se puede hablar de la omnipresencia de la asociación prehnita-pumpellyita en los tres microdominios señalados anteriormente, aunque en algunos afloramientos también se observa actinolita como reemplazamiento de anfíboles ígneos (microdominio (a)) o rellenando fisuras, vacuolas y espacios abiertos (microdominio (b)).

En las metadoleritas del Trías de Antequera es más complicado definir asociaciones en equilibrio generales para cada uno de los microdominios señalados, como consecuencia de la irregular distribución del metamorfismo en esta zona, así como del hecho de aparecer metadoleritas pertenecientes a los dos grupos de ofitas diferenciados. Un caso extremo se daría en los afloramientos de Archidona (figura VIII.1.1), en los que cada una de las dos metadoleritas presentan paragénesis metamórficas ligeramente diferentes, distinguiéndose en la metadolerita del grupo-1 las siguientes asociaciones minerales en equilibrio (abreviaciones de minerales según Kretz, 1983):

☛ en el *microdominio (a)* aparece la asociación $whm \pm prh + chl$ en el reemplazamiento de plagioclasas; $chl \pm act$ (?) en los olivinos; y $Na-px + ttn + chl \pm NaCa-amp + Na-amp$ en las transformaciones sufridas por las augitas ricas en Ti.

☛ en el *microdominio (c)* se desarrolla la asociación $Na-px + ttn + chl + CaNa-amp + Na-amp + ep$, ó bien la asociación $Na-amp + chl + ttn + ep$.

Mientras que en la metadolerita perteneciente al grupo-2, las asociaciones minerales encontradas en los diferentes microdominios son:

☛ en el *microdominio (a)*, reemplazando a los cristales de plagioclasa ígnea se observa la paragénesis constituida por $pmp \pm chl \pm prh \pm whm$, mientras que reemplazando a los

cristales de ortopiroxeno se desarrollan $chl + pmp \pm ep \pm act$ (?).

☛ en el *microdominio (b)* se observa la asociación formada por $pmp \pm act \pm chl \pm prh + whm$.

☛ en el *microdominio (c)* la asociación dominante es la constituida por los minerales $pmp + chl + ep \pm act \pm ttn$.

En ambas metadoleritas, albita y cuarzo son fases que están siempre presentes.

Sin embargo, estas asociaciones no se pueden extrapolar a todos los bloques de ofitas del Trías de Antequera, puesto que se ha observado un bloque (afloramiento nº 35) de características químicas afines a las ofitas del grupo-1, en el que en el *microdominio (b)* existe pumpellyita, mientras que se observa piroxeno sódico como mineral metamórfico dominante de la transformación de los piroxenos titaníferos ígneos (*microdominio (a)*).

La gran diversidad de asociaciones minerales señaladas, junto a las diferencias de quimismo presentes en las ofitas de las Z.E., nos han forzado a restringir el area de estudio para caracterizar el metamorfismo de las ofitas. Uno de los mejores afloramientos estudiados, y en el que se presenta la problemática más extensa, corresponde a las metadoleritas del area de Archidona (figura VIII.1.1). Por tal motivo, en los próximos apartados enfocaremos nuestro estudio sobre este afloramiento, intentando deducir la naturaleza de metamorfismo y sus condiciones de génesis, que razonablemente son extrapolables a las restantes metadoleritas del Trías de Antequera.

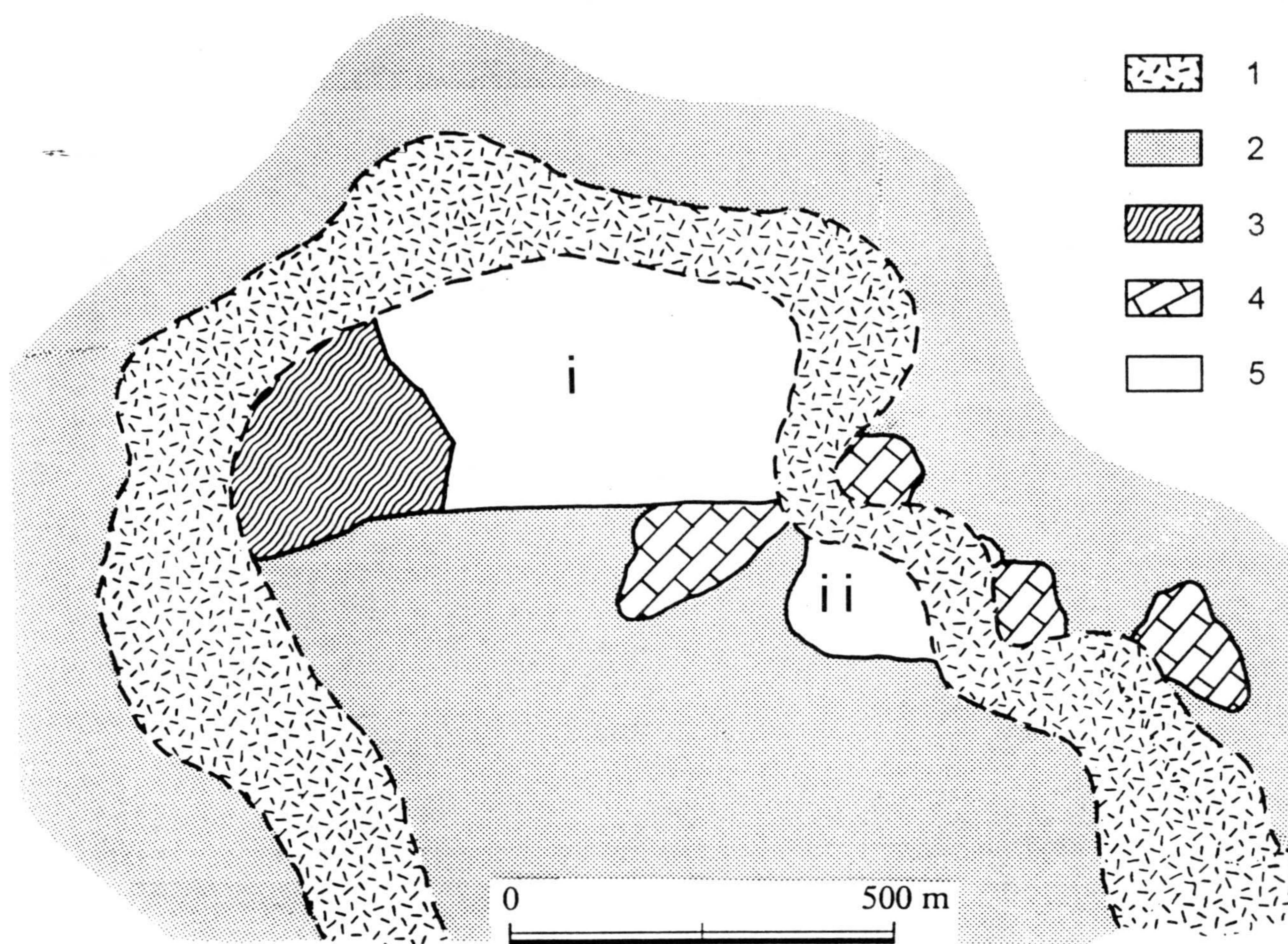


FIGURA VIII.1.1.- Esquema geológico simplificado de las metadoleritas del area de Archidona (afloramiento nº28), tomado de Puga *et al.* (1983), representativo de la estructuración caótica del Trías de Antequera. 1 = sedimentos cuaternarios y aluviales; 2 = Trías de facies Keuper; 3 = bloque de metapelitas, procedente de las Zonas Internas (*bloque exótico*); 4 = bloques de dolomías triásicas; 5 = bloques de metadoleritas: (i) metadolerita del grupo-1, (ii) metadolerita del grupo-2.

VIII-1-3.- *Facies metamórficas*

En función de las paragénesis en equilibrio observadas en las ofitas de las Z.E., y considerando la caracterización de las diferentes facies metamórficas descritas por Liou *et al.* (1987), se puede concluir que, el metamorfismo que afecta a estas ofitas ha tenido lugar, excepto en el caso del Trías de Antequera, en condiciones de facies prehnita-actinolita a prehnita-pumpellyita (ver figura VIII.2.1). En las metadoleritas que forman parte del Trías de Antequera, el metamorfismo se ha producido bajo condiciones de facies pumpellyita-actinolita hasta facies de esquistos azules de baja presión. Esta última facies, representada,

entre otros, por el afloramiento de metadoleritas del grupo-1 de Archidona, está caracterizado por la presencia de anfíboles sódicos, clásicamente atribuibles a la misma (Brown, 1977; Laird y Albee, 1981; Maresch, 1979)

VIII-1-4.- *Sistemas de proyección de las paragénesis en equilibrio*

Una forma cómoda de deducir si varias asociaciones minerales se han desarrollado en equilibrio durante un mismo acontecimiento metamórfico, consiste en proyectarlas en los sistemas de varios componentes químicos, conocidos experimentalmente, y ver si sus "tie-lines" se cruzan o no. En el primer caso, las asociaciones se habrían formado bajo diferentes condiciones de metamorfismo, y por lo tanto no en equilibrio. Recientemente, Springer *et al.*, (1992) y Beiersdorfer, (*in press*) han propuesto la "proyección desde la epidota" para dilucidar si una serie de asociaciones minerales de metamorfismo de bajo grado se han formado bajo similares condiciones de metamorfismo. Este sistema de proyección está basado en los métodos de proyección usados por Harte y Graham (1975) y Laird (1980), en el subsistema $\text{CaO-Al}_2\text{O}_3\text{-FeO-MgO}$, para el estudio de metabasitas en facies de esquistos verdes y facies anfibolíticas. Según estos autores, tales proyecciones presentan importantes ventajas sobre los convencionales diagramas *ACF* y *AFM*, al considerar al CaO , FeO y MgO por separado. Con estos cuatro componentes, las composiciones moleculares de los minerales más importantes en las metabasitas se proyectan dentro del tetraedro *CAFM*. Para representar las asociaciones y composiciones minerales del tetraedro $\text{CaO-Al}_2\text{O}_3\text{-FeO-MgO}$ (*CAFM*) en dos dimensiones, es necesario proyectarlas sobre un plano. Dado que la epidota es un mineral comúnmente encontrado en las metabasitas, se ha optado por la proyección desde el punto de composición de este mineral sobre el plano *AFM* del tetraedro. Springer *et al.* (1992) especifican que, aunque tal proyección enmascare las posibles diferencias debidas al intercambio $\text{Fe}^{3+}\text{-Al}$, permite apreciar los efectos de las variaciones en la relación $\text{MgO}/(\text{MgO}+\text{FeO})$ de las diferentes asociaciones minerales.

Con este método de proyección se ilustran las fases minerales coexistentes en rocas con epidota que coexiste con las fases *Ab*, *Qtz* y H_2O . En este sistema de proyección ("*epidote projection*") el eje *x* viene dado por la relación $\text{MgO}/(\text{MgO}+\text{FeO})$ y el eje *y* por

$(\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3 - \text{Na}_2\text{O} - 0.75\text{CaO}) / (\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3 - \text{Na}_2\text{O} - 0.75\text{CaO} + \text{MgO} + \text{FeO})$
 (Beiersdorfer, *in press*), considerando siempre las proporciones moleculares (% peso/ $P_{\text{molecular}}$). Según este sistema de proyección, líneas que no se crucen indicarán minerales equilibrados en similares condiciones intensivas de metamorfismo, correspondiendo las diferencias en las composiciones de clorita y pumpellyita a diferencias en la composición global de la roca, y, de igual modo, líneas que se crucen indicarán diferentes presiones y temperaturas de metamorfismo. Este sistema de proyección presenta el problema de la separación entre Fe_2O_3 y FeO en determinados minerales. En el caso de los anfíboles, estos autores optan por considerar todo el hierro como FeO , mientras que para las pumpellyitas, es preciso realizar un recálculo basado en métodos iterativos, de forma que se obtengan buenas aproximaciones a la relación $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$ (Springer *et al.*, 1992).

En la figura VIII.1.2 se han proyectado los valores medios de cloritas, anfíboles y pumpellyitas pertenecientes a los afloramientos de ofitas de Archidona, para mostrar si ambas metadoleritas se han metamorfizado bajo similares condiciones de metamorfismo. Tal y como se pone de manifiesto en esta figura, la existencia de *tie-line* que se cruzan indican diferentes condiciones P-T para cada uno de los afloramientos estudiados.

No obstante, la topología de las diferentes *tie-lines* de ambos afloramientos de metadoleritas de Archidona difiere sustancialmente de las proyecciones hasta ahora consideradas en las que coexistían actinolita-pumpellyita-clorita (Springer *et al.*, 1992; Beiersdorfer, *in press*). Las principales diferencias radican en la ubicación de la proyección del campo de las actinolitas, con razones Mg/Fe sustancialmente más bajas que las encontradas por Beiersdorfer (*in press*) para las metabasitas del área de California (Sierra Nevada). Otra diferencia está en relación con la proyección de las actinolitas en relación con el eje y, debido a los mayores contenidos en Na_2O de las actinolitas de Archidona, lo que hace que presenten mayores valores de y que las estudiadas por Beiersdorfer (figura VIII.1.2).

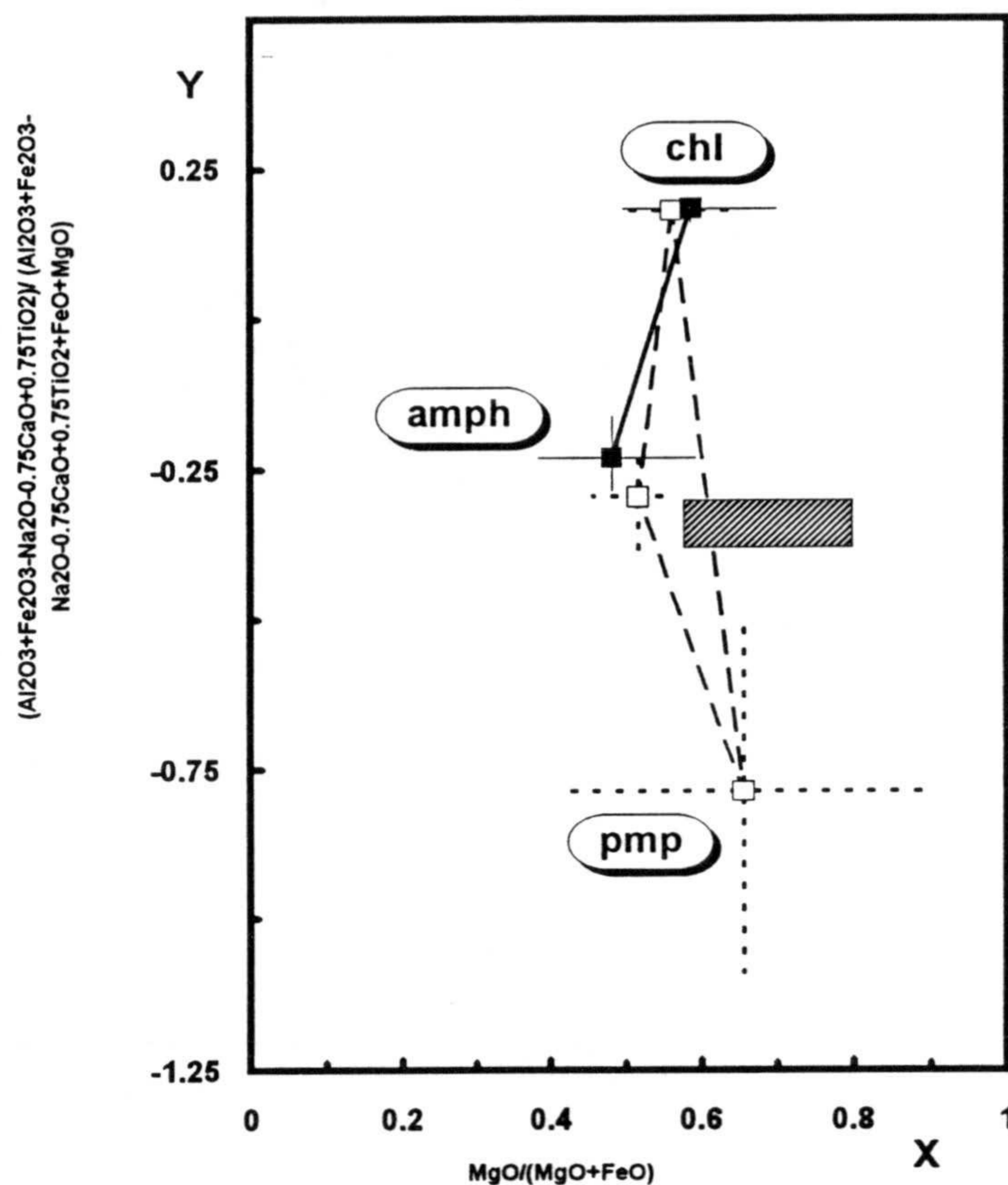


FIGURA VIII.1.2.- Proyección a partir de la asociación epidota+albita+cuarzo+agua de las asociaciones metamórficas encontradas en las metadoleritas del área de Archidona, representando con cuadrados llenos los valores medios de cloritas y anfíboles sódicos del bloque perteneciente al grupo-1 y con cuadrados vacíos los valores medios de cloritas, actinolitas y pumpellyitas del pertenece al grupo-2. Los rangos de variación están expresados para cada mineral. Las mayores variaciones composicionales las presentan las pumpellyitas, posiblemente debido al método de cálculo empleado para la estimación Fe^{3+}/Fe^{2+} . El eje X corresponde a la razón $MgO/(MgO+FeO)$, y el eje Y a la razón $(Al_2O_3+Fe_2O_3-Na_2O-0.75TiO_2)/(Al_2O_3+Fe_2O_3-Na_2O-0.75CaO+0.75TiO_2+MgO)$, expresado en proporciones moleculares. Se ha añadido el campo de proyección de las actinolitas de Beiersdorfer (*in press*) para comparación (recuadro rayado).

De esta manera, aunque la presencia de la asociación en equilibrio pumpellyita-actinolita-clorita sea indicativa de metamorfismo en facies pumpellyita-actinolita, la variación en las actinolitas hacia valores de x ($MgO/(MgO + FeO)$) más bajos pudiera ser un indicador del aumento en el grado metamórfico. Esto también se ve reafirmado por el hecho

de encontrar valores de MgO/FeO de las pumpellyitas ligeramente más altos en Archidona (0.6-0.7 como valor medio) que en las metabasitas de Sierra Nevada, California (0.3-0.65), indicando mayores relaciones Al/Fe para las pumpellyitas de Archidona; es decir, condiciones de grado metamórfico mayor.

Así pues, aún a falta de datos de secuencias metamórficas de condiciones P-T bien contrastadas, este sistema de proyección, además de aportar información sobre la existencia o no de asociaciones equilibradas bajo las mismas condiciones de metamorfismo, pudiera ser considerado como un útil indicador cualitativo de las condiciones de metamorfismo.

VIII-2.- Estimación de las condiciones de metamorfismo

Un primer intento de cuantificación de las condiciones P-T en las que se ha desarrollado el metamorfismo de bajo grado de las ofitas de las Z.E. se puede realizar mediante el uso de las redes petrogenéticas propuestas en la literatura, en las que se delimitan los campos de estabilidad propuestos para las diferentes facies metamórficas establecidas. Recientemente, Frey *et al.* (1991) han propuesto una red petrogenética para rocas básicas metamorfizadas en condiciones de bajo-grado, basada en el sistema Na₂O - CaO - MgO - Al₂O₃ - SiO₂ - H₂O (NCMASH). Las facies metamórficas diferenciadas son las descritas por Liou *et al.* (1985, 1987), cuyos campos de estabilidad están delimitados por una serie de reacciones en equilibrio. Así pues, según estos autores, la facies prehnita-actinolita ocupa un campo con temperaturas entre los 220 y 320°C y presiones inferiores a 4.5 kbar. El campo de las facies prehnita-pumpellyita se extiende desde 175 a 280°C y desde 0.5 a 4.5 kbar. Las facies pumpellyita-actinolita ocupa una banda estrecha de temperatura, de unos 80°C de variación, mientras que las presiones pueden variar entre 1.5 y 9.5 kbar (Frey *et al.*, 1991). La figura VIII.2.1 muestra los campos de estabilidad definidos por estos autores para las diferentes facies. En ella se pone de manifiesto el solapamiento parcial de los campos P-T de estas facies, que indica que, además de las variables intensivas presión y temperatura, existen otras variables que influyen de manera decisiva en la delimitación de estos campos, tales como la composición química, tanto de roca total como de las fases minerales sobre las que se desarrollen los minerales metamórficos.

La composición de algunos minerales metamórficos puede ser considerada como indicador cualitativo, o semicuantitativo, del grado de metamorfismo. Así, algunos autores han considerado el contenido en Al de la pumpellyita como índice del grado metamórfico (ver capítulo V). Aunque se ha demostrado que la composición de las pumpellyitas depende de numerosas variables, se puede afirmar que las más aluminosas corresponden a facies de metamorfismo de más alto grado que las más ferríferas. De manera semicuantitativa, la comparación de la proyección del quimismo de las pumpellyitas respecto a los campos de referencia delimitados en el diagrama triangular Al-Fe-Mg, cuyas condiciones de P-T son bien conocidas, nos permite estimar de manera aproximada, las condiciones en las que se formaron dichas pumpellyitas (figura V.). Trabajos experimentales sobre la estabilidad de este mineral han mostrado cómo las condiciones de máxima estabilidad térmica para pumpellyitas Al-Mg son de 390° C a 8 kb, 368° a 5 kb y de aproximadamente 325° C a 3 kb (Schiffman y Liou, 1980). Para la variedad de pumpellyita rica en Fe, las máximas temperaturas de estabilidad corresponden a valores del orden de 200 a 250° C, correspondiendo los valores más bajos a condiciones de mayor fugacidad de oxígeno (Liou, 1979; Schiffman y Liou, 1983). Temperaturas mínimas de estabilidad han sido establecidas en el rango desde 100 a 150° C hasta 220-230° C, aunque en áreas de fuerte actividad geotérmica se han observado pumpellyitas generadas en condiciones de temperatura del orden de 130-140° C (Schiffman y Liou, 1980 y referencias en él citadas). Estos rangos de estabilidad encontrados en las pumpellyitas coinciden con las aproximaciones cualitativas que se pueden hacer después de la proyección de la composición de las pumpellyitas en los diagramas Al:Fe:Mg y, según estas consideraciones termodinámicas, las pumpellyitas formadas en los afloramientos de Cambil corresponderían a condiciones de metamorfismo en facies prehnita-pumpellyita, mientras que las otras pumpellyitas analizadas (Cehegín, área de Antequera, Ermita Nueva y Archidona) se habrían formado en condiciones de metamorfismo intermedias entre las de la facies prehnita-pumpellyita y pumpellyita-actinolita.

En este mismo sentido, se ha observado cómo los contenidos en Ti de las titanitas aumentan con el grado del metamorfismo (Grapes y Watanabe, 1992). De hecho, en el diagrama triangular Al:Ti:Fe³⁺ compilado por Atherton y Aguirre (1992) se proyectan las composiciones de titanitas de ambientes metamórficos bien conocidos a modo de referencia,

observándose como con el aumento del grado metamórfico las titanitas se van haciendo progresivamente más ricas en Ti. La comparación del quimismo de las diferentes titanitas nos permitirá estimar de manera cualitativa las condiciones de P-T del metamorfismo, proyectándose todas ellas próximo al vértice Ti (figura V.), lo que estaría indicando condiciones de metamorfismo pumpellyita-actinolita a esquistos verdes, en cualquier caso muy alejadas de los campos correspondientes a metamorfismo en facies zeolitas o prehnita-pumpellyita.

Teniendo en cuenta la red petrogenética de Frey *et al.* (1991) y la propuesta por Liou *et al.* (1987), se puede estimar que el metamorfismo desarrollado en una amplia mayoría de afloramientos de ofitas a lo largo de las Z.E. (ver figura V.2.1), básicamente en facies prehnita-actinolita y pumpellyita-prehnita, ha tenido lugar en condiciones de temperatura de unos 200 a 250° C y presiones inferiores a los 3 kbars, mientras que las asociaciones metamórficas del Trías de Antequera, correspondientes a la facies pumpellyita-actinolita, se han formado en condiciones de temperatura próximas a los 200-300° C, y presiones mínimas de 2 kb. En este caso, la presencia de actinolita en equilibrio con pumpellyita indica condiciones mínimas de formación de 300° C, según las estimaciones de Kawachi (1975).

Otra aproximación estimativa semicuantitativamente sería la de considerar las curvas de estabilidad propuestas para una serie de minerales metamórficos, en concreto las propuestas para la estabilidad de los anfíboles sódicos. Así pues, considerando la curva de mínima estabilidad de la crossita (Wood, 1979) (curva (1) en figura VIII.2.1) se observa cómo ésta corta al campo delimitado por las facies pumpellyita-actinolita a temperaturas del orden de 225 y 300°C, y presiones próximas a los 2.5 kbars. Esta sería una primera aproximación a las condiciones de metamorfismo desarrolladas en el bloque de Archidona cuya afinidad química lo clasifica como perteneciente a las ofitas del grupo-1. Estos rangos de presión y temperatura son similares a los obtenidos por Puga *et al.* (1983), y supondrían unos valores mínimos de estas variables intensivas. Aquellos bloques del Trías de Antequera y el afloramiento de Ermita Nueva con anfíboles sódicos también presentarían estos valores mínimos aproximados.

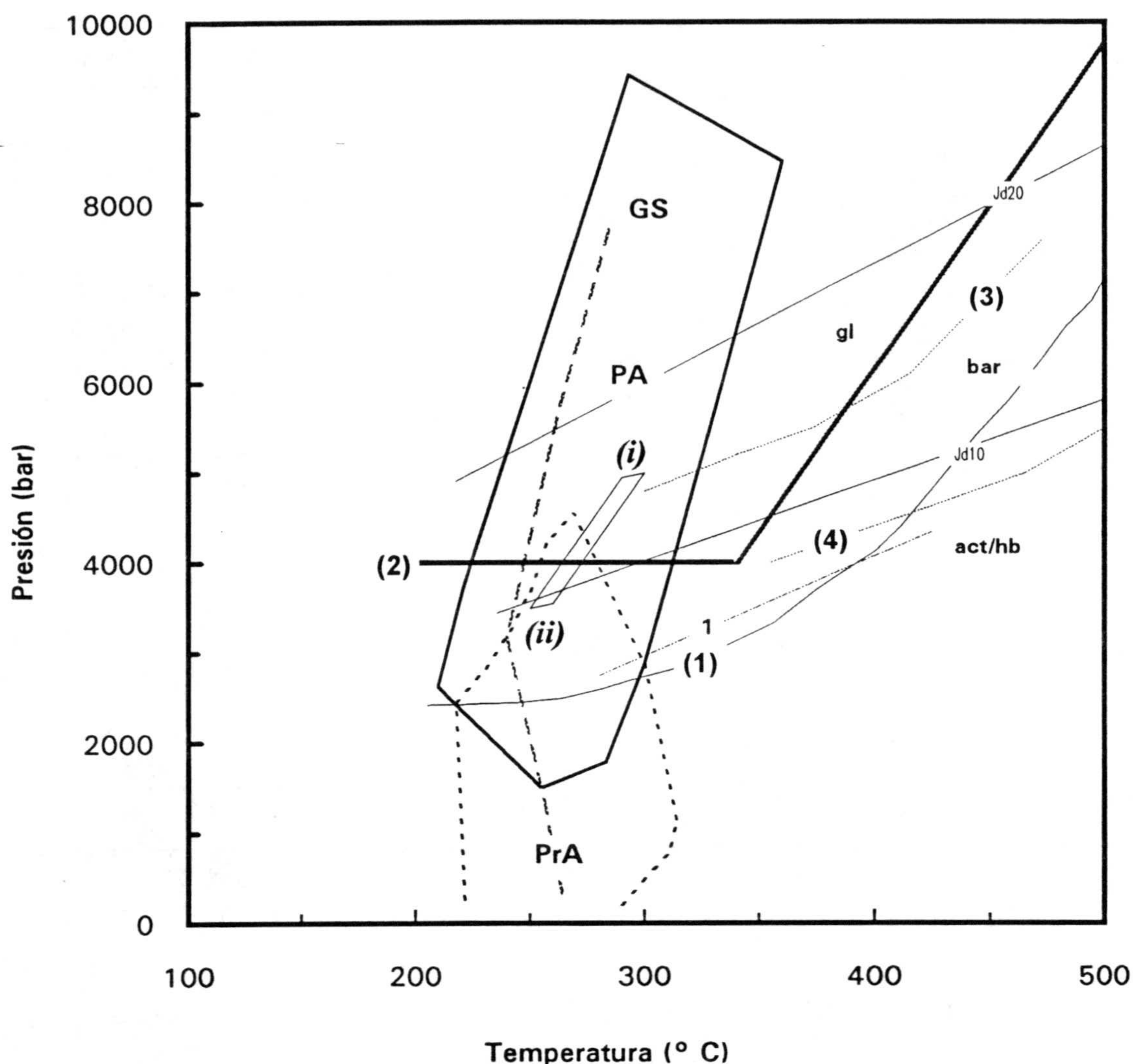


FIGURA VIII.2.1.- Red petrogenética para las diferentes facies del metamorfismo de bajo grado dentro del sistema NCMASH propuesta por Frey *et al.* (1991). PA= facies pumpellyita-actinolita. PrA= facies prehnita-actinolita. El límite mínimo de mínima temperatura para la facies de esquistos verdes (GS) está indicado con líneas de puntos, y el máximo límite de mínima temperatura coincide con el límite superior de temperatura de las facies PrA y PA. Se han proyectado una serie de curvas de estabilidad de minerales a modo de referencia. (1) Curva de la estabilidad mínima de la crossita (Wood, 1979); (2) curva de estabilidad de la glaucofana (Maresch, 1977); (3) y (4) campo de estabilidad del anfíbol barroisítico (Ernst, 1979). Las isopletas para 10 y 20% en jadeita están tomadas de Liou *et al.* (1987). act= actinolita; bar= barroisita; gl= glaucofana; hb= hornblenda; Jd= jadeita.

No obstante, se hace preciso un estudio más detallado de los equilibrios minerales para poder estimar con más precisión las variables intensivas que contribuyen al metamorfismo, tales como temperatura, presión, f_{O_2} y a_{CO_2} . Además, habrá que considerar el factor quimismo global (tanto de la mineralogía primaria como la composición química global de

la roca), que, en el caso del metamorfismo de las ofitas, se presenta como una variable de gran importancia.

VIII-2-1.- Temperatura

Quizá el mejor geotermómetro disponible en asociaciones metamórficas de metabasitas de bajo grado lo proporcionen las cloritas, en las que el contenido en Al^{IV} aumenta con el grado del metamorfismo, independientemente de la composición química global de la roca o de la composición de fluidos (Maruyama *et al.*, 1983; Cathelineau, 1988; Laird, 1988; Lucchetti *et al.*, 1990). Este geotermómetro ha sido calibrado por Cathelineau y Nieva (1985), y posteriormente modificado por Cathelineau (1988), siendo válida esta calibración hasta temperaturas del orden de los 350° C. Bevins *et al.* (1991) han demostrado que la utilidad de este geotermómetro es mayor en el caso de cloritas puras, sin componente esmectítico (<0.1 átomos de calcio p.f.u.).

El geotermómetro de Cathelineau (1988) viene dado por la siguiente expresión:

$$T^a (C) = -61.9229 + 321.9772(Al^{IV})$$

(fórmula estructural de la clorita calculada sobre la base de 14 oxígenos)

La aplicación de este geotermómetro a cloritas de diferentes áreas refleja máximos de temperatura de 300 a 325° C para el afloramiento de Archidona perteneciente al grupo-1, 275° C para el afloramiento de Archidona perteneciente al grupo-2 y temperaturas inferiores a 250° C en el resto de afloramientos (figura VIII.2.2). Otros valores obtenidos en cloritas de otros afloramientos de ofitas del Trías de Antequera reflejan temperaturas medias de 250°C. Las temperaturas obtenidas por la aplicación de este geotermómetro son concordantes con lo que cabría esperar tras la observación de los campos de estabilidad de las diferentes facies metamórficas.

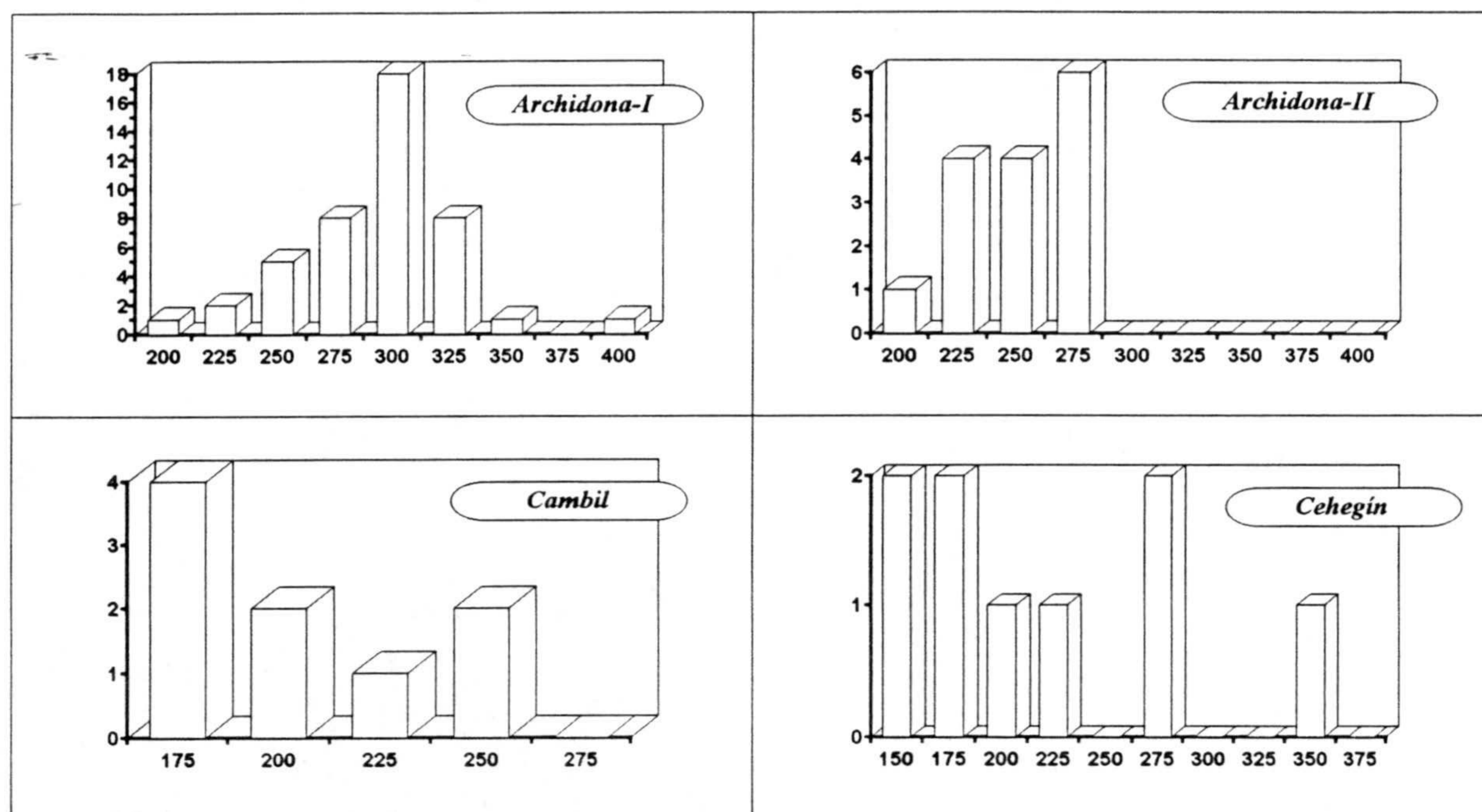


FIGURA VIII.2.2.- Rangos de temperaturas obtenidos mediante el geotermómetro de Cathelineau (1988) para los diferentes afloramientos con cloritas analizadas. Archidona-I y Archidona-II se refieren a los bloques de ofitas pertenecientes al grupo-1 y grupo-2, respectivamente. Las cloritas analizadas en Cambil y en Cehegín aparecen asociadas a prehnita y pumpellyita.

Estimaciones cualitativas de la temperatura se pueden obtener a partir de la composición de los anfíboles, en concreto de sus contenidos en Al^{IV} (Brown, 1977; Blundy y Holland, 1990) y en Ti (Raase, 1974). Los bajos contenidos en Ti apuntan a una génesis de los anfíboles metamórficos en condiciones de relativamente bajas temperaturas, mientras que altos contenidos en Al^{IV} indicarían mayores temperaturas de formación. En la figura VIII.2.3 se ha proyectado el Al^{IV} vs Na^{M4} de los anfíboles cálcicos del area del Trías de Antequera, observándose cómo los mayores contenidos en Al^{IV} corresponden a los núcleos de los anfíboles ígneos (enmarcados con una elipse en esta figura), a partir de los que se desarrollan los anfíboles metamórficos. Los bajos contenidos en Al^{IV} indicarían condiciones de temperatura bajas, aunque no existe ninguna calibración que cuantifique la variación de T con el contenido en Al^{IV} . El solapamiento de valores de Al^{IV} en todos los anfíboles cálcicos analizados indicarían condiciones de temperatura similares para todos los afloramientos analizados, coincidiendo con el estrecho margen de variación obtenido mediante el

geotermómetro de las cloritas.

VIII-2-2.- Presión

Dadas las asociaciones metamórficas presentes en los diferentes afloramientos de ofitas de las Z.E., el mejor indicador de presión corresponde al quimismo de los anfíboles metamórficos, tanto los cálcicos como los sódicos. No obstante, con las paragénesis observadas y los diferentes geobarómetros aplicables a ellas, es imposible determinar una presión exacta del metamorfismo, obteniéndose únicamente presiones estimativas.

Brown (1977) propuso un geobarómetro gráfico basado en el contenido en la molécula de crossita (Na^{M4}) en anfíboles cálcicos, aplicable a rocas metamórficas de grado medio y bajo. Este geobarómetro es aplicable únicamente cuando los anfíboles cálcicos están en las condiciones de la paragénesis "buffer" anfíbol cálcico + clorita + albita + magnetita. Únicamente en estas condiciones, el contenido en Na^{M4} de los anfíboles cálcicos sería función directa de la presión. En la figura VIII.2.3 se ha representado el geobarómetro de Brown, con las proyecciones estimadas de los límites de presión determinados por este autor. Los núcleos ígneos de anfíboles a partir de los cuales se forman las actinolitas presentan mayores contenidos en Al^{IV} , como se comentó en el apartado anterior. Las máximas presiones estimadas son del orden de 4 a 5 kb, aunque algunos anfíboles del afloramiento de Archidona-I se proyectan por encima de la curva de 5 kbars. Los anfíboles actinolíticos del afloramiento de Archidona pertenecientes al grupo-2 se proyectan entre los 3 y 4 kb, en el mismo rango de presión que otros anfíboles de otras metadoleritas del área del Trías de Antequera. Mayores dispersiones se observan en los anfíboles del área de Cambil, con algunos análisis que se proyectan entre los 3 y 4 kb, incluso algunos por debajo del límite de los 2 kb. Presiones de 3 y 4 kb no parecen corresponder con las asociaciones metamórficas identificadas en el área de Cambil, ni tampoco con el quimismo de las pumpellyitas, como se ha visto en el capítulo V. Sin embargo, en el caso de los afloramientos del Trías de Antequera, las presiones obtenidas son coherentes con las asociaciones minerales en equilibrio. Estas discrepancias en los rangos de presión estimados pueden ser debidos a deficiencias en los métodos de cálculo de las fórmulas estructurales de los anfíboles, ya que

según qué método se seleccione, existirá más o menos sodio en la posición M4.

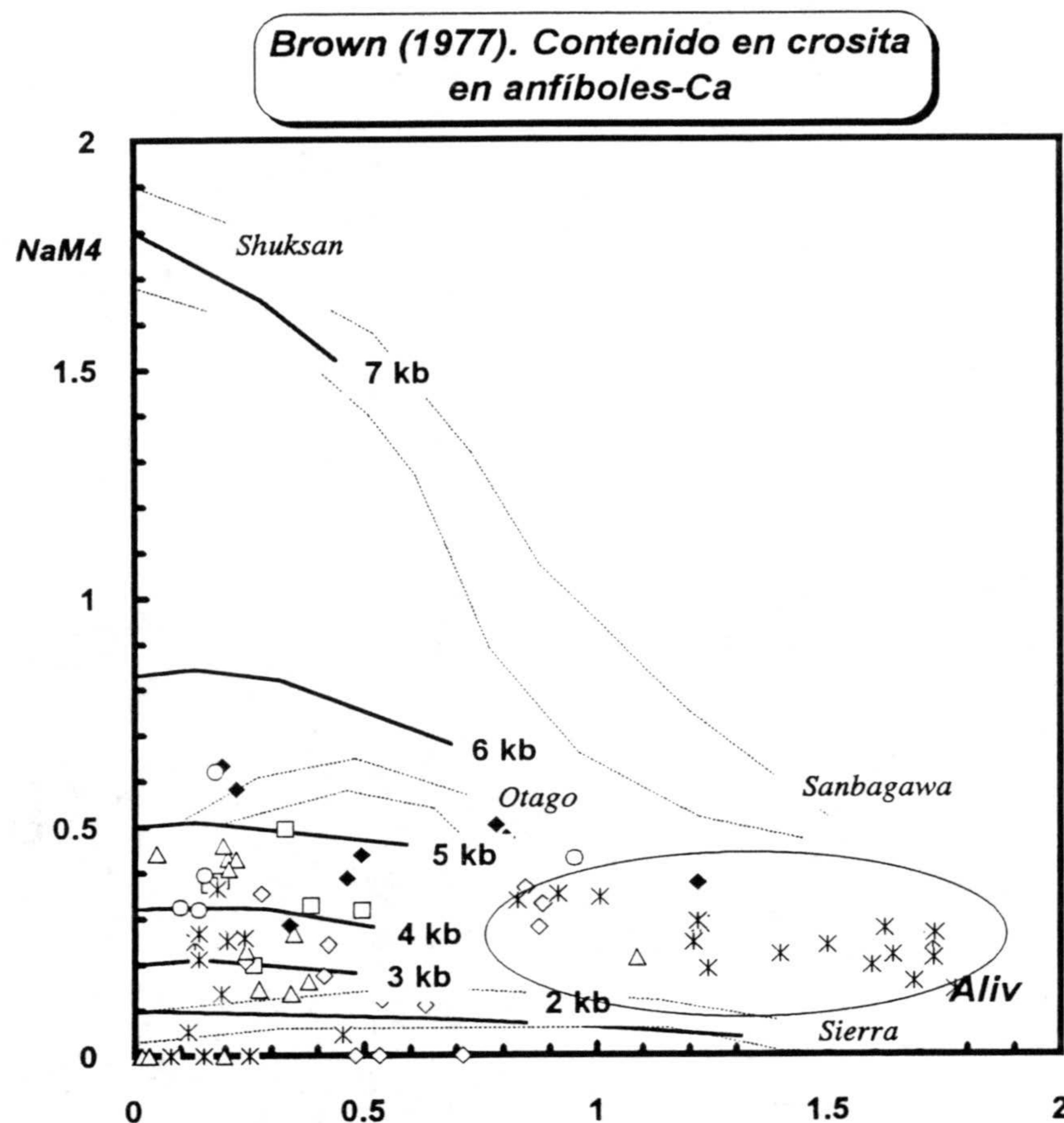


FIGURA VII.2.3.- Estimación de las presiones de formación de los diferentes anfíboles cálcicos aplicando el tentativo geobarómetro gráfico propuesto por Brown (1977). (♦) actinolitas del afloramiento de Archidona perteneciente al grupo-1; (◇) actinolitas del afloramiento de Archidona perteneciente al grupo-2; (△) actinolitas de Cambil. Los otros dos afloramientos considerados ((□) = CB-17 y (*) = CB-11) corresponden al Trías de Antequera, y pertenecen al denominado grupo-2.

Maruyama *et al.* (1986) propusieron un geobarómetro experimental aplicable a anfíboles sódicos en coexistencia con cloritas, siempre que exista la paragénesis "buffer", consistente en la asociación actinolita+epidota (+albita+clorita+cuarzo). Este geobarómetro presenta la ventaja de utilizar directamente el valor de Al_2O_3 como óxido obtenido de los análisis con microsonda, eliminando cualquier tipo de incertidumbre que pueda surgir entre los diferentes métodos propuestos para la distribución de cationes en las diferentes posiciones estructurales de los anfíboles. La aplicación de este geobarómetro a los diferentes afloramientos de ofitas en los que se han observado anfíboles sódicos está representada en la

figura VIII.2.4. En este caso, los arsteriscos representan pares anfíbol sódico-cloritas analizados procedentes del afloramamiento de Archidona, para los que se han obtenido presiones en el intervalo de 4 a 5 kbs. En los otros casos, al no disponer de medidas de puntos de análisis de cloritas y anfíboles sódicos en contacto, se ha optado por considerar los márgenes de variación de ambos minerales, por lo que se han delimitado campos composicionales.

**Geobarometría con Anfíboles Sódicos.
Maruyama (1986)**

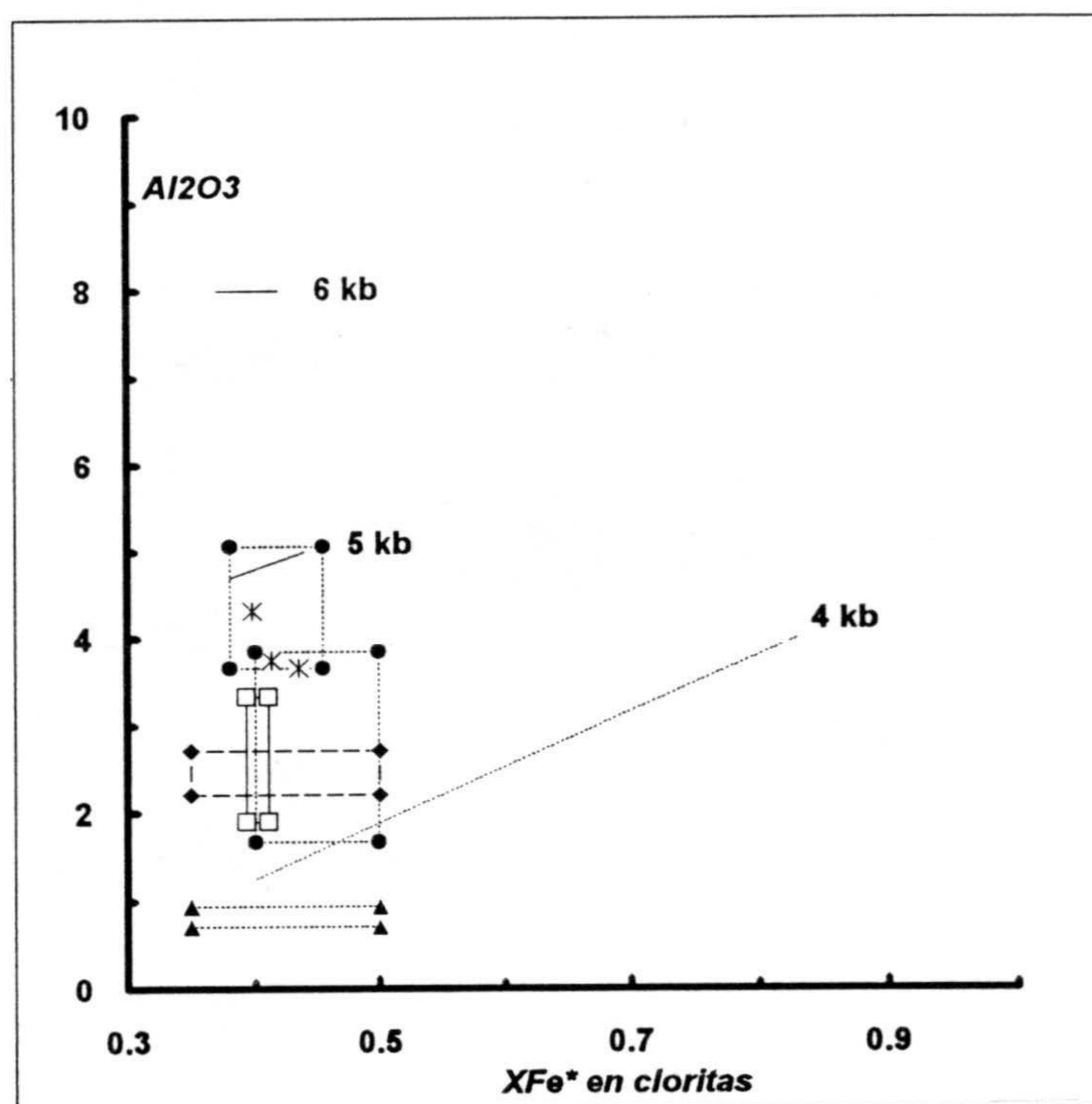


FIGURA VIII.2.4.- Contenido en Al_2O_3 en los anfíboles sódicos de asociaciones *buffered* frente al valor XFe^* de las cloritas ($XFe^* = Fe/(Fe+Mg)$), indicando los límites de presión, según Maruyama *et al.* (1986). Con arsteriscos se representan los pares anfíbol sódico-clorita analizados en el afloramamiento de Archidona perteneciente al grupo-1. Los símbolos llenos corresponden al afloramamiento de Archidona del grupo-1, siendo el campo delimitado por líneas discontinúas el obtenido a partir de la composición de anfíboles sodo-cálcicos. Los cuadrados vacíos corresponden al afloramamiento del Trías de Antequera perteneciente al grupo-2. El campo delimitado por puntos y líneas corresponde al afloramamiento de Ermita Nueva.

Todos los afloramamientos con anfíboles sódicos corresponden a ofitas del grupo-1 salvo el representado por la muestra CB-17 (cuadrados vacíos en esta figura). El afloramamiento de Ermita Nueva es el único con anfíboles sódicos que no pertenece al Trías de Antequera. No

obstante, dada su situación geográfica dentro de la alineación representada por dicho Trías (ver figuras II.1.1 y II.2.1), se podría explicar que hubiese sufrido las mismas condiciones de metamorfismo que han afectado a este límite entre las Z.E. y Z.I.. En cualquier caso, las presiones obtenidas, tanto a partir de anfíboles sódicos como de los sodo-cálcicos, están comprendidas entre los 4 y 5 kb, con la excepción de los anfíboles sódicos del area de Ermita Nueva, para los que se obtienen presiones inferiores a los 4 kb.

El contenido en jadeita en los piroxenos metamórficos está directamente relacionado con la presión del metamorfismo (Essene y Fyfe, 1967; Popp y Gilbert, 1972, *Liou et al.*, 1987 y referencias en él citadas), habiéndose calibrado la reacción $Ab = Jd + Q$, para diversos contenidos de jadeita en los piroxenos. Aunque hasta la fecha no se ha calibrado el contenido en jadeita de piroxenos formados a partir de reacciones tipo piroxeno-Ca \rightarrow piroxeno-Na, la aplicación del geobarómetro del contenido en Jd en los piroxenos, basado en la reacción anterior, proporciona información sobre la presión de transformación del piroxeno cálcico al sódico. Además, piroxenos metamórficos con contenidos en jadeita del orden del 15 al 20% sólo se han observado en terrenos metamórficos de presión relativamente alta (Maruyama y Liou, 1987, 1988; entre otros) ó, al menos, en condiciones de metamorfismo de facies pumpellyita-actinolita (Maruyama y Liou, 1985). En cualquier caso, la presencia de albita y cuarzo en las metadoleritas en las que se han encontrado los piroxenos sódicos nos permite utilizar la calibración de la transformación $Ab = Jd + Qtz$, para los diferentes contenidos en jadeita de los piroxenos sódicos. En la figura VIII.2.1 están proyectadas las isopleetas para los contenidos en jadeita del 10 y 20% (tomadas de *Liou et al.*, 1987), por lo que, fijando la temperatura en unos 300° C (calculada con la geotermometría de cloritas), puesto que no se han encontrado piroxenos con contenidos en jadeita superiores al 20% (ver figura V.3.3), las máximas presiones que obtendríamos sería de unos 5 kb (ver figura VIII.2.1), tanto para el afloramiento de Archidona perteneciente al grupo-1 como para los otros afloramientos del Trías de Antequera pertenecientes al grupo-2.

También se puede considerar el contenido en fengita de las micas incoloras originadas durante el metamorfismo a partir de las plagioclasas. Según Velde (1967) las micas incoloras cuya relación Si/Al^{IV} sea superior a 3 contienen un componente fengítico, lo que indica que

se formaron bajo altos gradientes de presión. Massone y Schreyer (1987) han calibrado el contenido en fengita de las micas incoloras en la asociación "buffer" fengita + feldespatos potásico + flogopita + cuarzo. La ausencia de esta paragénesis restrictiva en micas fengíticas asociadas con un silicato ferromagnésico dará condiciones mínimas de presión de formación de las micas. La aplicación del geobarómetro gráfico de Massone y Schreyer (1987) a las micas incoloras del afloramiento de Archidona del grupo-1 da rangos de presión del orden de los 4 kb, lo que indica unas presiones mínimas, según las restricciones previamente establecidas.

VIII-2-3.- f_{O_2} y a_{CO_2}

A partir de los equilibrios minerales metamórficos presentes en todas las ofitas analizadas es imposible cuantificar los valores absolutos tanto de la fugacidad de oxígeno como de la actividad de CO_2 durante el metamorfismo. Únicamente se pueden obtener informaciones semicuantitativas gracias a la presencia de minerales metamórficos con contenidos elevados en Fe^{3+} . En este sentido, las zonaciones de las epidotas, con contenidos en $X_{Fe^{3+}}$ creciente hacia los bordes ($X_{Fe^{3+}} = 19\%$ en los núcleos hasta 31.5% en los bordes), indican un aumento progresivo en las condiciones de f_{O_2} durante las últimas etapas del metamorfismo. Igualmente, los contenidos relativamente altos en aegirina de los piroxenos metamórficos (ver figura V.3.4), y los contenidos relativamente altos en $X_{Fe^{3+}}$ en las prehnitas, indican también condiciones de alta f_{O_2} . Asimismo, las pumpellyitas con valores altos de $X_{Fe^{3+}}$ se formarán en condiciones de mayor f_{O_2} que las de menor valor de $X_{Fe^{3+}}$, pero siempre bajo condiciones oxidantes.

Respecto a la a_{CO_2} , es bien conocido que altos valores de CO_2 pueden inhibir la formación de silicatos cálcicos indicadores del metamorfismo de bajo grado, tales como zeolitas, prehnitas, pumpellyitas e incluso actinolitas (Zen, 1961, Boles y Coombs, 1975, Roberts, 1981, Liou, 1983 y Bevins y Merriman, 1988, entre otros), por lo que la presencia de estos silicatos de Ca-Al indicarían bajas actividades de CO_2 . Liou *et al.* (1987) han mostrado como la mayoría de los hidrosilicatos cálcicos en el metamorfismo de bajo grado son estables únicamente si las condiciones de a_{CO_2} son inferiores a 0.1, y, en condiciones

de presión de 2 kbar, los silicatos de Ca-Al que son minerales índices de las facies zeolitas, prehnita-pumpellyita y prehnita-actinolita sólo son estables en condiciones de $a_{\text{CO}_2} < 0.15$. A mayores valores de a_{CO_2} la paragénesis presente está dominada por la asociación carbonato-clorita, por lo que si la actividad de CO_2 es más alta puede ser que, a pesar de estar en las condiciones de P-T apropiadas para la formación de minerales índices del metamorfismo de cualquiera de las facies metamórficas anteriormente descritas, éstos no se formen, dificultándose enormemente en este caso la caracterización de las condiciones de metamorfismo.

La presencia de abundante calcita como última fase rellenando los huecos tardíos o el interior de las fisuras indica altas actividades de CO_2 en estas últimas etapas, aunque es bastante probable que exista una separación temporal importante entre la fase de formación de los silicatos cálcicos indicadores del metamorfismo de bajo grado y este relleno "tardío" de calcita.

VIII-2-4.- Composición global de la roca

En numerosos estudios se ha puesto de manifiesto la importancia que ejerce el control del quimismo de la roca global sobre la composición química de las fases minerales resultantes en procesos metamórficos de bajo grado. De hecho, Offler *et al.* (1981) y Nyström (1983) mostraron la influencia de la intensidad de alteración de la roca como un importante factor que controla la composición de las pumpellyitas, puesto que variables grados en la alteración de la roca pueden suponer que algunos metadominios no participen en la composición global del sistema. Incluso, si existen relictos de piroxenos ígneos como fases metaestables, la composición global del sistema será diferente que si todos los piroxenos estuviesen igualmente transformados. Además, hay que considerar la naturaleza primaria de las rocas y minerales sobre los que se van a desarrollar los minerales metamórficos. Esta variable es de especial importancia en el caso del metamorfismo de bajo grado que afecta a rocas de composición química con ligeras diferencias, como es el caso de las ofitas, en las que se han distinguido dos grupos con piroxenos de afinidad geoquímica bien diferente, uno de afinidad más alcalina y el otro más toleítica. De hecho, el caso del afloramiento de

Archidona puede ser un magnífico ejemplo para estudiar la influencia de esta variable. Los estudios geotermobarométricos han puesto de manifiesto que no existen grandes diferencias en cuanto a las condiciones de formación de los minerales metamórficos pertenecientes a los dos tipos de ofitas presentes en este afloramiento. No obstante, las paragénesis metamórficas son significativamente diferentes, con presencia de piroxenos y anfíboles sódicos en el bloque perteneciente al grupo-1 (grupo con piroxenos de afinidad más alcalina), mientras que en el otro bloque, perteneciente al grupo-2 (con piroxenos de clara afinidad toleítica), dominan la pumpellyita y la actinolita. Evidentemente ambos bloques presentan un quimismo global de basalto ó andesita basáltica, pero entre ellos existen ligeras diferencias químicas, sobre todo en lo referente a la SiO_2 , Na_2O , Fe_2O_3 y TiO_2 (ver capítulo VI).

En concreto, la formación tanto de piroxenos sódicos como de anfíboles sódicos se ve favorecida si el protolito inicial tiene más sodio, como es propio en rocas de afinidad más alcalina. Se ha visto (capítulo V) cómo los piroxenos sódicos en los afloramientos de ofitas del grupo-1 recrecen topotácticamente a los piroxenos ígneos de afinidad alcalina, a los que llegan a pseudomorfizar, mientras que en el grupo-2, los piroxenos sódicos sólo se han observado en fisuras, y recrecen a los piroxenos ígneos sólo en contacto con las fisuras. La formación de anfíbol sódico se ve también favorecida por la existencia de un precursor de similar composición, como sería el piroxeno sódico neoformado.

Queda pues demostrada la influencia de la composición química, tanto de roca total, como de los microdominios sobre los que se forman los minerales metamórficos, máxime en condiciones de metamorfismo de bajo grado en el que las bajas velocidades de difusión favorecen el recrecimiento epitaxial sobre minerales previos, de similar estructura, más que la nucleación de nuevos minerales. Respecto a la composición de roca global, un caso ilustrativo de la influencia del quimismo se da en las metadoleritas de Archidona (figura VIII.1.1). En este caso, la estimación de las diferentes variables que influyen en el metamorfismo han puesto de manifiesto cómo ambos bloques se pueden considerar metamorfizados en facies pumpellyita-actinolita, y en particular, el bloque perteneciente al grupo-1, en el límite con la facies de los esquistos azules de baja presión, registrándose ligeras diferencias en las condiciones de P-T entre ambos bloques. La proyección de las

asociaciones en equilibrio en estos dos bloques (figura VIII.1.2) ha confirmado las diferencias en cuanto a las condiciones físicas reinantes durante el metamorfismo. Pero además de estas diferencias en las condiciones de P-T, no cabe duda que la afinidad más alcalina de uno de los bloques de metadoleritas ha favorecido la formación en él de piroxenos y anfíboles sódicos, mientras que serían necesarias mayores condiciones de P-T para que se formen estos minerales metamórficos en el bloque con afinidad toleítica.

VIII-3.- Ambiente de génesis del metamorfismo

El número de muestras analizadas, con microsonda, en esta Tesis, para estudiar el metamorfismo ha sido más limitado de lo que hubiera sido de desear para establecer la caracterización y evolución del mismo a la escala de las Z.E. La mayor parte de las conclusiones obtenidas sobre el quimismo de los minerales metamórficos, y sus variaciones bajo la influencia de los numerosos factores que intervienen en este proceso, proceden de unos pocos afloramientos seleccionados, indicados en el texto. Esto implica el que no odamos establecer en este momento, de forma bien documentada, un modelo evolutivo para el metamorfismo a escala de todas las Z.E. de las Cordilleras Béticas. No obstante, si se pueden extraer algunas conclusiones referentes al ambiente geodinámico en el que debió desarrollarse este metamorfismo, que afectó con mayor intensidad a la zona límite enter las Z.E. y las Z.I. (especialmente al Trías de Antequera), y se desarrolló entre el Cretácico Superior y el final del Paleoceno.

Un primer hecho a tener en cuenta es la diferencia observada en cuanto a las condiciones P-T del metamorfismo en la zona del Trías de Antequera respecto al resto de zonas estudiadas. A esto hay que sumarle las peculiaridades estratigráficas y tectónicas de esta unidad diferente a la de las otras unidades triásicas. Los rangos de presiones obtenidos, próximos a los 5 kb, precisarían una carga litostática de entre 15 y 20 km. Teniendo en cuenta que la profundidad de emplazamiento de estas doleritas fue en todo caso inferior a la necesaria para generar 1kb de presión y, tomando como edad posible del metamorfismo el Cretácico Superior, correspondiente a las dataciones K/Ar realizadas por Puga *et al.* (1983) sobre anfíboles sódicos de Archidona, se puede afirmar que el sedimentario suprayacente no

fue, en absoluto, suficiente como para producir la carga litostática capaz de generar las presiones registradas en el metamorfismo. Por este motivo, se hace necesario pensar en algún mecanismo diferente a la simple carga litostática que permita alcanzar dichas presiones. Puga (1980, fig. 1), Puga y Ruiz.Cruz (1980) y Puga *et al.* (1983) propusieron la existencia de una zona de subducción en el límite entre las zonas Internas y las Externas a lo largo de la cual se originaría este metamorfismo, en un proceso de subducción que, alcanzaría su climax en el Cretácico superior, a juzgar por las dataciones radiométricas de 78 y 90 m.a. sobre crossitas, que representarían la edad del cierre de estos anfíboles. El hecho de que el límite entre las Z.I. y las Z.E. esté próximo a la zona del Trías de Antequera estaría a favor de esta hipótesis. Este proceso de subducción estaría relacionado con una etapa de colisión entre las Z.I. y las Z.E., en el límite Cretácico-Paleoceno, que fue seguida por un período de deformación principalmente transcurrente, y por una nueva etapa colisional antes del Mioceno (Puga, 1980; Puga *et al.*, 1983, 1988; Martín-Algarra, 1987 y referencias en él citadas). Las edades radiométricas del anfíbol sódico de Archidona post-datan el climax de un primer acintecimiento metamórfico alpino, que está bien documentado por el desarrollo del metamorfismo de alta presión en las Zonas Internas Béticas (Portugal *et al.*, 1988; Puga *et al.*, 1989b; Puga *et al.*, 1991), por lo que evidentemente, el metamorfismo de, al menos la zona de Trías de Antequera, se podría relacionar con un período deformacional algo inicial que afectó tanto a las Z.I. como a las Z.E.

Este modelo de génesis del metamorfismo de la zona límite Externas-Internas en relación con una zona de subducción explicaría también la naturaleza *caótica* mostrada tanto, litológica como tectónicamente, por el Trías de Antequera, con la presencia de *bloques exóticos*, de litología variada y diferencias en sus condiciones de metamorfismo a pesar de su proximidad (véase el ejemplo de los dos bloques de ofitas descritos en el afloramiento de Archidona), que son típicos de las "zonas de *mélanges*" que jalonan los límites convergentes de placas (como es el caso de la *mélange* de San Francisco, por ejemplo).

Se podría proponer un modelo alternativo para originar la *mélange tectónica* del Trías de Antequera en relación con una zona de fallas transcurrentes, similar a la descrita por Van der Fliert *et al.* (1980) para el límite de las Z.I.-Z.E. al Este de las Cordilleras Béticas (Norte

de la provincia de Murcia). En este modelo de mega-falla transcurrente, el desplazamiento dextrorso de las Z.E. respecto a las Z.I. habría estado favorecido por la existencia de los niveles plásticos (Trías de Antequera) que actuarían como "lubricantes". Evidentemente, el desplazamiento de las Z.I. respecto a las Z.E. podría producir el desgaje de bloques de ambas unidades, de forma que quedarían incorporadas a la zona de mezcla entre las mismas (figura VIII.3.1), explicándose así la naturaleza caótica y la presencia de bloques exóticos en este Trías de Antequera.

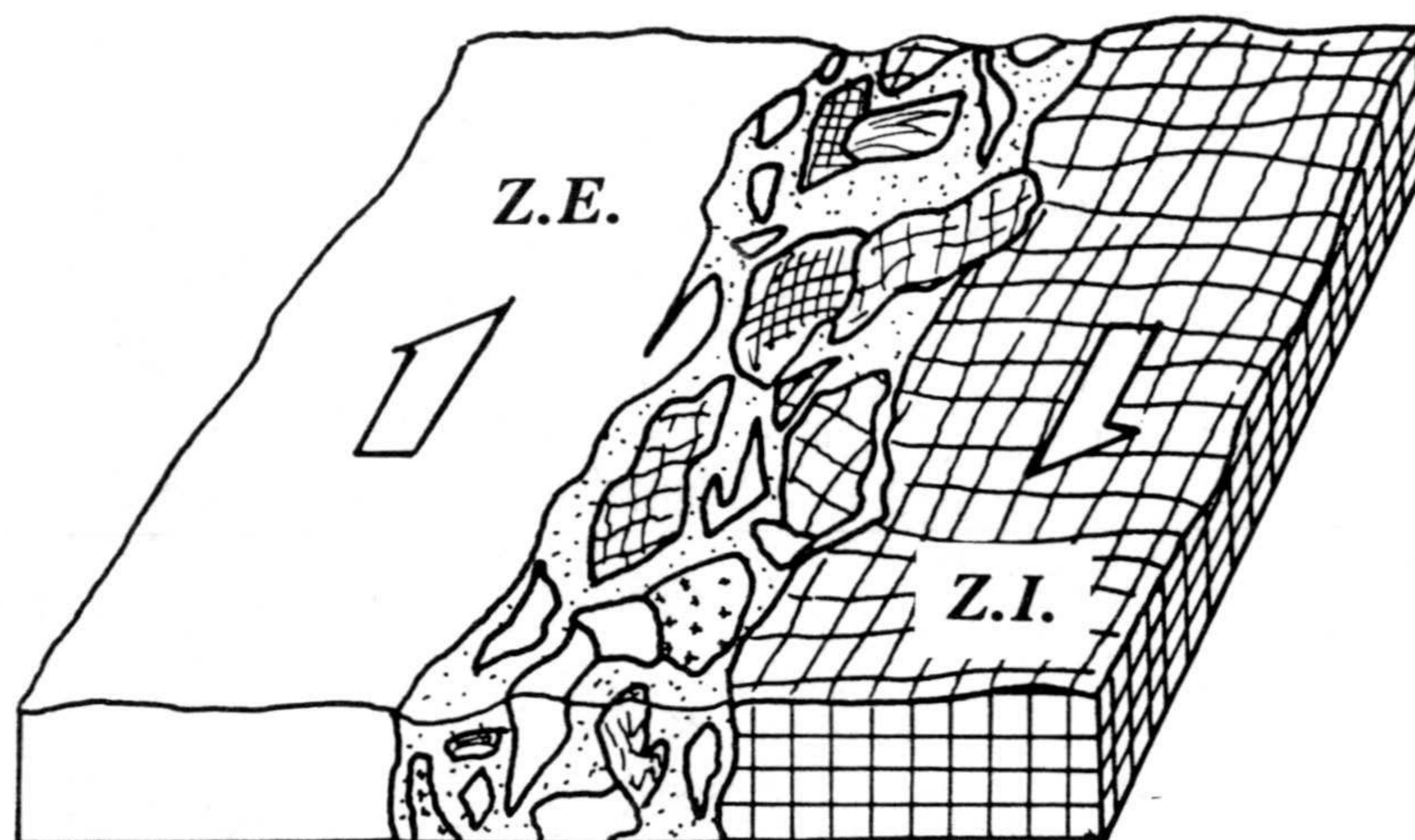


FIGURA VIII.3.1.- Modelo de mega-falla transcurrente propuesto por Van de Fliert *et al.* (1980) en el que se indica la presencia de una megabrecha tectónica, en la que bloques de diferentes secuencias estratigráficas "flotan" en una matriz de naturaleza diferente. Este modelo podría aplicarse a la naturaleza del Trías de Antequera, que correspondería con la megabrecha, en la que es posible encontrar bloques alóctonos (*bloques exóticos*) provenientes tanto de las Zonas Internas como de las Zonas Externas.

Además del movimiento esencialmente transcurrente, se precisa que la superficie de desgaje presente ciertas concavidades y convexidades, permitiendo, de este modo, poder

actuar, localmente, con un importante componente vertical, pudiendo funcionar como falla normal y como inversa en función de la geometría de la superficie de desgarre (Van de Fliert *et al.*, 1980 y referencias en él citadas). No obstante, este mecanismo es claramente inadecuado para desarrollar las presiones que se necesitan para la formación de las paragénesis metamórficas encontradas en las metadoleritas del área de Antequera.

Sin embargo, parece difícil pensar en que todas las paragénesis metamórficas desarrolladas en las Z.E. estén en relación con el mismo proceso de subducción entre las Z.E. y las Z.I., sobre todo si tenemos en cuenta las características tectónicas diferenciales de otras unidades del Trías, con respecto a las del Trías de Antequera, la extensión regional del metamorfismo de grado bajo en los materiales Triásicos, y el hecho de que también los basaltos de las secuencias volcánicas jurásicas presentan paragénesis metamórficas indicativas de metamorfismo en facies zeolitas (Puga *et al.*, 1988).

A la vista de estos hechos, pienso que se puede hablar de dos tipos diferentes en cuanto a la naturaleza del metamorfismo se refiere. Por un lado, el metamorfismo "orogénico" en relación con las etapas colisionales entre las Z.I. y Z.E., del que la zona del Trías de Antequera sería su mejor representante por encontrarse próximo al límite entre ambos dominios. Este metamorfismo "orogénico", que también está representado en las metadoleritas del afloramiento de Ermita Nueva, localizado en la misma dirección que el alineamiento observado en el afloramiento del Trías de Antequera, está caracterizado por paragénesis metamórficas propias de la facies pumpellyita-actinolita, en el límite con los esquistos azules de baja presión. Por otro lado, se podría hablar de un metamorfismo de carga (*burial metamorphism*), desarrollado de manera más extensa, y cuya impronta está presente en casi todos los afloramientos de ofitas de las Z.E. que originaría facies prehnita-pumpellyita y prehnita-actinolita en las ofitas del Trías, y facies zeolitas en las rocas volcánicas jurásicas. La carga necesaria para originar este metamorfismo, creciente desde los niveles Jurásicos hacia los del Trías infrayacente, podría explicarse por la superposición de los materiales Cretácicos y Paleógenos que constituyen potentes series en las Zonas Externas.



CAPITULO IX

**EDAD Y AMBIENTE DE GENESIS DE
LOS MAGMAS**



CAPITULO IX: EDAD Y AMBIENTE DE GENESIS DE LOS MAGMAS

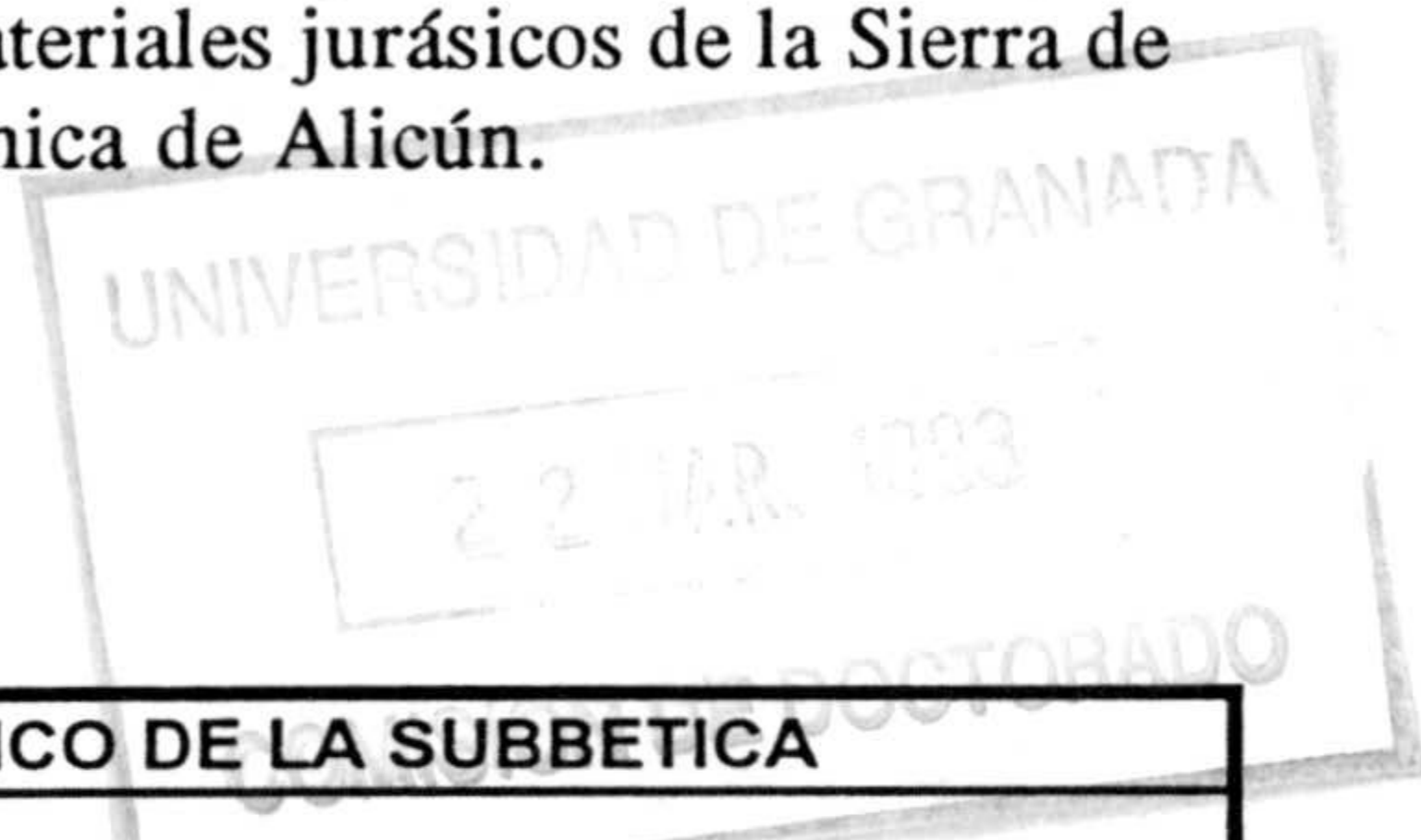
IX-1.- Edad de las Ofitas

IX-1-1.- Introducción

Clasicamente se han considerado a las "ofitas" como rocas subvolcánicas e intrusivas en los materiales triásicos de facies Keuper, por lo que han sido interpretadas como el resultado de un evento magmático más antiguo, posiblemente conectado con las primeras fases distensivas dentro de la cuenca Triásica, separado en el tiempo del vulcanismo Jurásico, que se generó a partir del Lías y alcanzó su climax en el Titónico (ver Puga *et al.*, 1988). Sin embargo, las primeras dataciones radiométricas de ofitas, realizadas por Van de Fliert *et al.* (1979) mediante el método K/Ar, en muestras procedentes del afloramiento n° 48, dieron edades Jurásicas (e incluso Cretácicas), por lo que estos autores consideraron el magmatismo generador de las "ofitas" coetáneo del vulcanismo Jurásico. Puga y Ruiz Cruz (1980) apuntaron la posibilidad de que estas dataciones obtenidas en el Laboratorio de Geocronología de Amsterdam reflejasen realmente la edad de un metamorfismo de bajo grado que afectó a las Zonas Externas, o bien el rejuvenecimiento de las edades de emplazamiento por la apertura del sistema K/Ar durante dicho evento metamórfico.

Posteriormente, Puga *et al.* (1988) realizaron nuevas dataciones K.Ar de roca total (en el mismo Laboratorio de Geocronología de Amsterdam), tanto de afloramientos de "ofitas" como de rocas volcánicas pertenecientes al vulcanismo Jurásico, del sector Central de la Zona Subbética. Los resultados de las dataciones realizados por estos autores (tabla IX.1.1) no fueron muy ilustrativos para especificar la edad de las "ofitas", ya que se obtuvieron gran dispersión de edades, que incluso llegan a ser de hasta 30 m.a. para muestras procedentes de un mismo afloramiento (ver tabla IX.1.1). No ocurrió lo mismo con los datos obtenidos para el vulcanismo Jurásico, del que se obtuvieron unas edades radiométricas que diferían en un 15% (máximo) respecto a la edad estimada mediante el registro fósil. Algunas dataciones presentaron valores con tan sólo un 2% de diferencia (Puga *et al.*, 1988 y tabla IX.1.1).

TABLA IX.1.1.- Dataciones radiométricas realizadas mediante el método K/Ar tanto en ofitas como en rocas volcánicas jurásicas. Datos tomados de Puga *et al.* (1988). *wr* = dataciones realizadas por roca total. El número entre paréntesis en las muestras correspondientes al magmatismo Jurásico corresponde al nivel volcánico dentro de la secuencia de Alicún. Las muestras MSP-SN, MSP y ALICUN-6 fueron analizadas en el Laboratorio de Geocronología de Coimbra (datos inéditos), perteneciendo las siglas MSP al afloramiento de rocas subvolcánicas entre materiales jurásicos de la Sierra de San Pedro y ALICUN-6 al nivel 6 de la serie volcánica de Alicún.



DATACIONES ABSOLUTAS DEL MAGMATISMO JURASICO DE LA SUBBETICA						
METODO:		K-Ar				
SAMPLE	ROCK	(%) K	40Ar(rad) (ppb)	40Ar/40Ar (%)	AGE (m.a.)	
SPA-7	pillow-lava	1.52	17.20	37.1	157 ± 4	wr
		1.52	17.30	15.5		
SPA-9	pillow-lava	1.00	10.40	26.9	136 ± 10	wr
		1.00	9.70	22.7		
			9.40	20.8		
SPA-10	"	1.10	10.40	37.0	133 ± 3	wr
		1.10	10.60	17.9		
SPA-11	pillow-lava (centro)	0.527	5.56	17.4	147 ± 4	wr
		0.527	5.61	22.2		
			2.57	27.3		
SPA-12	"	1.98	18.80	10.5	128 ± 6	wr
		1.98	17.90	14.7		
			17.80	11.1		
			18.30	12.1		
SPA-13	colada	1.94	21.30	15.6	153 ± 4	wr
		1.94	21.60	10.7		
SPA-14	pillow-lava	2.20	20.60	16.4	130 ± 3	wr
		2.20	20.60	14.5		
SPA-21 (3)	sill	0.321	3.93	64.5	187 ± 5	wr
		0.322	3.94	61.6		
SPA-22 (21)	colada	1.757	17.20	25.2	138 ± 4	wr
		1.757	17.70	31.7		
			17.30	41.2		
SPA-23 (20)	pillow-lava	1.804	19.10	14.8	147 ± 4	wr
		1.806	19.60	30.9		
			19.40	27.8		
MSP-SN	sill	4.591	31.71	7.88	169 ± 4	bt
MSP	"	0.780	5.30	8.98	167 ± 4	pl
MSP	"	0.739	4.65	12.9	155 ± 3	wr
ALICUN-6	colada	0.374	2.54	25.66	166 ± 4	wr

TABLA IX.1.1.- (continuación). Dataciones radiométricas realizadas en ofitas. Datos de Puga *et al.* (1988).

DATACIONES ABSOLUTAS DE OFITAS DE LA ZONA SUBBETICA						
METODO:		K-Ar				
SAMPLE	ROCK	(%) K	40Ar(rad) (ppb)	40Ar/40Ar (%)	AGE (m.a.)	
SPA-1	intrusion	1.52	10.70	29.0	103 ± 3	wr
		1.54	11.20	29.0		
			10.70	29.0		
SPA-2	"	1.39	11.60	14.0	118 ± 4	wr
		1.39	11.90	17.0		
SPA-3	"	1.78	14.40	27.0	113 ± 3	wr
		1.79	14.40	26.0		
SPA-6		2.37	16.90	8.0	101 ± 3	wr
		2.36	17.00	8.0		
SPA-8	sill	1.65	14.40	49.8	121 ± 10	wr
		1.65	15.50	16.5		
			13.70	22.8		
			14.40	24.4		
SPA-15	stock	0.592	5.01	61.5	121 ± 5	wr
		0.592	5.26	46.9		
			14.10	45.5		
SPA-16	sill	0.747	6.71	45.3	129 ± 5	wr
		0.747	7.10	43.4		
SPA-17	stock	0.649	5.75	48.5	121 ± 5	wr
		0.648	5.47	55.9		
SPA-18	"	2.82	23.80	23.9	117 ± 3	wr
		2.82	23.60	30.7		
SPA-19	"	1.04	5.73	48.8	79 ± 3	wr
		1.05	5.99	50.6		
SPA-24	"	0.915	10.60	49.7	160 ± 4	wr
		0.915	10.50	39.5		
		0.920				
		0.915				
SPA-25	stock	0.776	4.14	47.3	74 ± 2	wr
		0.781	4.04	51.5		
SPA-26	"	0.990	7.03	53.4	98 ± 3	wr
		0.991	6.81	42.9		
SPA-27	"	0.546	2.70	76.8	71.4 ± 2.8	wr
		0.545	2.80	76.9		
SPA-28	"	1.031	4.39	62.3	60.6 ± 1.7	wr
		1.038	4.42	52.6		
SPA-29	"	0.791	2.67	60.3	47.5 ± 1.4	wr
		0.791	2.61	61.6		

La dispersión mostrada mediante las dataciones realizadas fue interpretada por los mismos autores como una pérdida progresiva de Ar en relación con el metamorfismo de bajo grado que, como se ha podido comprobar en los capítulos V y VIII, afecta de manera generalizada a las "ofitas" de las Zonas Externas. Esta amplia dispersión en las edades radiométricas obtenidas mediante el método K/Ar también ha sido puesta de manifiesto por Bertrand (1991) y Sebai *et al.* (1991) en sus intentos de datación, también mediante el método K-Ar, del magmatismo toleítico de la costa Oeste africana, relacionado con las primeras etapas de apertura del rift del Atlántico Central. Igual que en el caso de la Subbética, estos autores interpretan esta dispersión, que también se llega a observar dentro de un mismo afloramiento, como la consecuencia de procesos de alteración, ya que pequeñas contaminaciones de fases potásicas secundarias podrían afectar de manera considerable al sistema K-Ar. La mínima edad obtenida por Puga *et al.* (1988) (47 M.a.) representaría la mínima edad posible del metamorfismo de bajo grado que afectó a las ofitas. Estos autores calcularon la edad "teórica" a la que se deberían haber emplazado las ofitas (figura 4 *in* Puga *et al.*, 1988), obteniendo valores del orden de 190 m.a., es decir, próximos al límite Triásico-Jurásico. Esta edad sería congruente con el hecho de haber encontrado sistemáticamente estas ofitas como cuerpos subvolcánicos entre los materiales arcillosos del Trías superior, por lo que su intrusión debió ser posterior a la edad de los sedimentos que las engloban.

Posteriormente, Puga *et al.* (1989) obtuvieron nuevas dataciones K/Ar para plagioclasa y roca total del afloramiento n^o en el Laboratorio de Geocronología de Coimbra (dataciones con siglas MOF en la tabla IX.1.2), correspondientes al Lías superior. No obstante, estos autores, basados en determinados indicios geológicos, concluyeron que este magmatismo podría haber comenzado en el Trías superior, aunque no encontraron pruebas que pudieran demostrar esta hipótesis de forma inequívoca.

IX-1-2.- Criterios de emplazamiento

Un registro exhaustivo de los afloramientos e ofitas Subbéticos y el estudio detallado de los mismos, han puesto de manifiesto la existencia, en algunos casos, de estructuras típicamente volcánicas (ver capítulo III). Este criterio y la existencia de características de

intrusión en sedimentos someros poco consolidados (que también fue puesto de manifiesto por Puga *et al.*, 1989), sólo se han observado en afloramientos de ofitas del denominado **grupo-2**, para las cuales se puede estimar la edad aproximada de emplazamiento a partir de la edad de los sedimentos encajantes. De este modo, puesto que dichos sedimentos son, por lo general, de edad Carniense, pertenecientes en su mayoría a las formaciones K2 y K3 del Triás de facies keuper (Pérez-López, 1991), podemos deducir que el comienzo de este magmatismo debió tener lugar hace unos 210-200 m.a, aunque las dataciones radiométricas den edades más recientes. En el capítulo III se citan los afloramientos que presentan estructuras volcánicas claras, por lo que es posible estimar su edad de manera bastante precisa. Por el contrario, las evidencias de campo indican que todos los afloramientos de ofitas pertenecientes al **grupo-1** se presentan como intrusiones claramente subvolcánicas, del grupo denominado en este trabajo como intrusiones en profundidad, sills y diques y son, por tanto, posteriores a la edad de los sedimentos Triásicos que los engloban.

En resumen, por criterios de campo, se puede concluir que las ofitas del grupo-2 se han emplazado a finales del Triásico, mientras que las del grupo-1 son post-Triásicas.

IX-1-3.- Dataciones radiométricas

Tras la subdivisión de las ofitas en dos grupos con edades de emplazamiento diferentes, se realizaron nuevas dataciones K/Ar, en el Laboratorio de Geocronología de la Universidad de Coimbra, sobre ofitas pertenecientes a ambos grupos. Los datos analíticos y resultados de estas dataciones, que se realizaron sobre roca total y sobre plagioclasas, están resumidas en la tabla IX.1.2. Es interesante destacar nuevamente la dispersión de edades obtenidas, en particular para el afloramiento del k.18 de Alcaudete perteneciente al grupo-2 (aflor. n° 4), tanto en dataciones de roca total (97 ± 2 a 182 ± 6 m.a.) como en los separados de plagioclasa (174 ± 4 a 120 ± 4 m.a.), lo que debe interpretarse como resultado de rejuvenecimientos variables por efectos del metamorfismo que afecta a estas rocas. Sin embargo, las dataciones realizadas en las muestras pertenecientes a los afloramientos de Abarán y Cehegín (también del grupo-2), correspondieron al límite Triásico-Jurásico (182 ± 6 a 214 ± 6 m.a.) lo que concuerda bien con las estimaciones establecidas mediante criterios de

campo para la edad de este magmatismo. La única datación obtenida, hasta ahora, de ofitas del grupo-1 (afloramiento de Cuevas del Campo, nº 24) ha dado Jurásico superior (137±3 m.a.). Este resultado, que es congruente con la edad pos-Triásica deducible de su intrusión en niveles del Triás superior, pueden corresponder, sin embargo, a la edad de emplazamiento ó al rejuvenecimiento de la misma originado por el metamorfismo de bajo grado que afecta al afloramiento.

TABLA IX.1.2.- Nuevas dataciones K/Ar realizadas sobre afloramientos seleccionados de ofitas representativos de los dos tipos de ofitas identificados en las Z.E. de las Cordilleras Béticas. wr = datación realizada sobre roca total; pl = datación realizada sobre plagioclasas. Salvo la muestra CC-3, el resto pertenecen a ofitas del grupo-2.

MUESTRA	AFLOR. Nº	K ₂ O (%)	⁴⁰ Ar (rad) (ppb)	⁴⁰ Ar/ ⁴⁰ Ar (%)	EDAD (m.a.)	espec.
CC-3	24	0.618	3.75	23	137±3	wr
MOF-1A	4	1.435	10.17	19.09	174±4	pl
MOF-2	4	0.674	5.01	17.47	182±6	wr
MOF-3	4	0.614	2.97	26.42	120±4	pl
ALCII-B1	4				97±2	wr
		1.146	4.7	26	101±3	wr
ABAR-2 ^(*)	44	0.573 ⁽¹⁾	5.06	16	214±6	wr
		0.681 ⁽²⁾	5.06	16	182±9	wr
		0.631 ⁽³⁾			195±6	wr
CEG-3	38	0.581	4.43	26	187±4	wr

⁽¹⁾ %K₂O analizado por XRAL (Canadá)

⁽²⁾ %K₂O analizado en la Universidad de Coimbra

⁽³⁾ %K₂O calculado como valor medio entre XRAL y Universidad de Coimbra

^(*) Besens y Simon (1982) citan una comunicación oral de Hebeda según la cual la que este último realizó una datación K/Ar en biotitas del afloramiento de la Rambla del Moro, provincia de Murcia (afloramiento nº 44, obteniendo una edad de 200±5 m.a, valor próximo al valor obtenido por nosotros en el Laboratorio de Coimbra. Este afloramiento pertenece al definido **grupo-2**, es decir, el grupo de afinidad toleítica, pudiéndose identificar en los borde estructuras de flujo, características de la intrusión en sedimentos poco consolidados. En este sentido, los datos de campo estarían de acuerdo

con las dataciones realizadas en biotitas así como las realizadas en roca total.

La muestra CC-3 corresponde a una dolerita con poca alteración, en la que se conservan los cristales de olivino bastante frescos. La muestra ALC-II-B1 corresponde a un basalto con fenocristales muy frescos de plagioclasa, opx y cpx, en una matriz hipocristalina. El rejuvenecimiento tan considerable obtenido para esta muestra es consecuencia de las transformaciones metamórficas que, en este caso, han afectado principalmente al vidrio de la matriz (filosilicatos,...). Las otras muestras datadas corresponden a basaltos holocristalinos porfídicos, en los que el grado de albitización de la plagioclasa (indicativo del grado de alteración) es despreciable.

En la figura IX.1.1 se representan el total de edades radiométricas obtenidas hasta la fecha, tanto de los dos grupos de ofitas como de los basaltos de edad Jurásica de la Zona Subbética. Con los datos disponibles hasta la fecha, se confirma la hipótesis planteada mediante los criterios de campo, según la cual el magmatismo en esta zona comenzaría originando las ofitas del grupo-2, a finales del triásico, y continuaría a partir del Lías con manifestaciones volcánicas, y con intrusiones subvolcánicas en los sedimentos triásicos que originarían las ofitas del grupo-1. Igualmente, es interesante resaltar la existencia de un *gap* en las edades absolutas de las ofitas, que las subdividen en dos grupos. El primero, comprende el intervalo desde 160 a 200 m.a. y correspondería a las edades de emplazamiento de ambos grupos de ofitas. El segundo, abarca edades desde los 47 m.a. hasta los 129 m.a., mostrando un máximo en el intervalo 120 a 130 m.a.. Obviamente, estas edades corresponden al rejuvenecimiento debido a la pérdida de Ar, como consecuencia del metamorfismo de bajo-grado. El hecho de haber podido datar anfíboles sódicos metamórficos del afloramiento de Archidona, dando edades de 78 y 90 m.a. (Puga *et al.*, 1983 y capítulo VIII) hace pensar que la acumulación de edades radiométricas entorno a los 100 m.a. esté indicando el comienzo de la etapa metamórfica. Esta edad correspondería con el acontecimiento metamórfico Eo-Alpino del Cretácico Superior, en el que se inicia esta orogenia, tanto en las Z.I. Béticas como en las cordilleras alpinas. La datación de 47 m.a (Eoceno medio), que indica la edad máxima de apertura del sistema durante el metamorfismo, puede corresponder al acontecimiento Meso-Alpino, de edad Terciaria, cuyos efectos han sido evidentes en otros puntos de las Cordilleras Béticas (Portugal *et al.*, 1988; Puga y Torres-Roldán, 1989; Puga *et al.*, 1989b; Díaz de Federico *et al.*, 1990).

La edad de emplazamiento estimada para las ofitas de afinidad toleítica del **grupo-2** (Triásico superior) es concordante con las dataciones efectuadas sobre otras doleritas

toleíticas, relacionadas con las primeras etapas de apertura del Atlántico Central, tales como las doleritas del borde este de Norte América (McHone y Butler, 1984), el dique de Méssejana-Plasencia en la Península Ibérica (Scoht *et al.*, 1981), las ofitas de Pirineos (Montigny *et al.*, 1982) y las doleritas del borde oeste africano con una edad estimada de unos 180 y 200 m.a. (Westphal *et al.*, 1979; Bertrand, 1991) y . Igualmente, estas dataciones coinciden con los valores estimados mediante criterios de campo para los basaltos de afinidad más alcalina localizados entre los materiales triásicos de Mallorca (Navidad y Alvaro, 1985), Cordillera Ibérica (Lago y Pocoví, 1984; Pocoví *et al.*, 1989; Lago *et al.* 1992) y Sur de Cataluña (Mitllavila y Martí, 1986) (ver apartado IX.3)

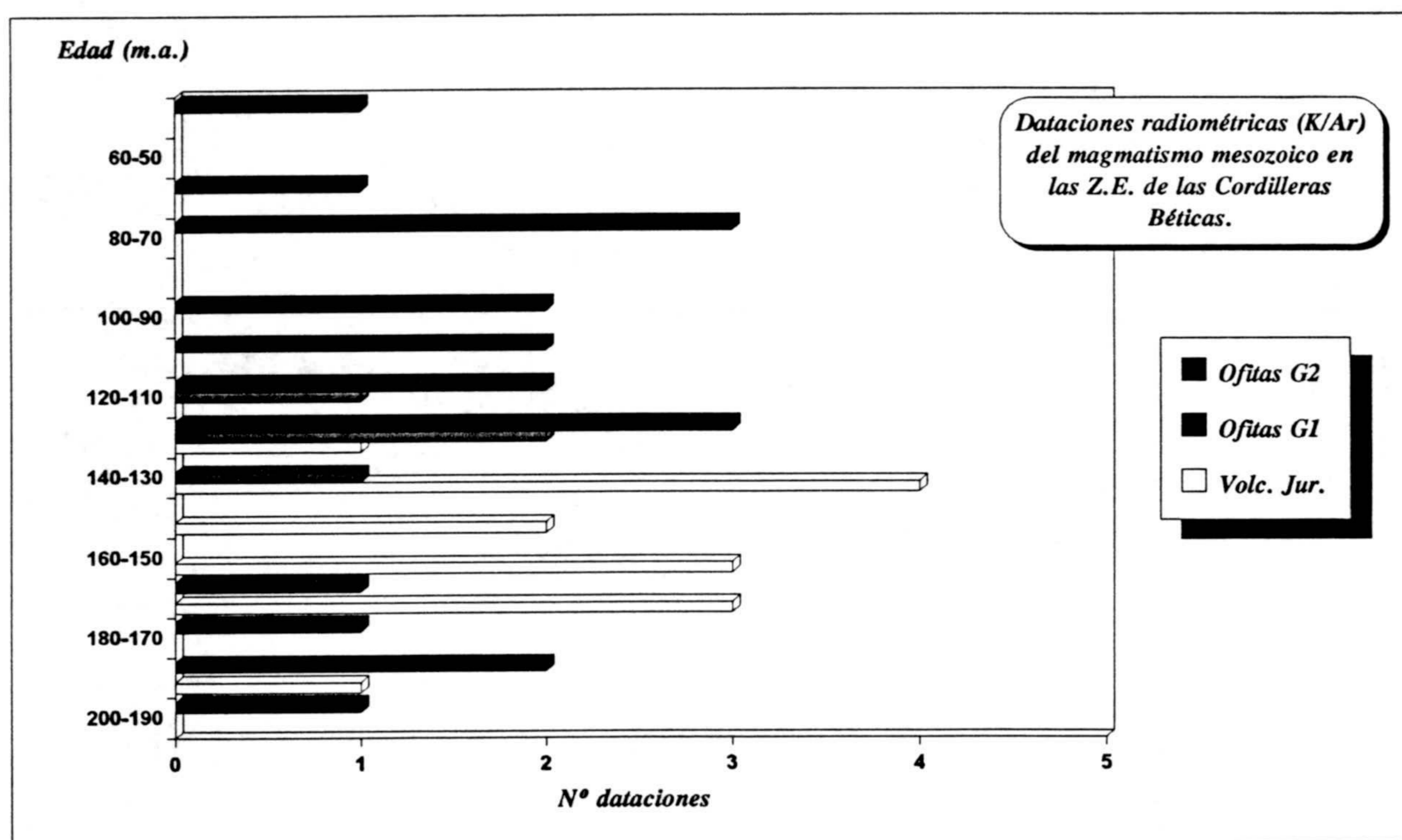


FIGURA IX.1.1.- Histograma de edades obtenidas mediante el método K/Ar en las diferentes manifestaciones ígneas presentes en las Z.E. de las Cordilleras Béticas. Los datos analíticos están recopilados en las tablas IX.1.1 y IX.1.2. No se han calculado las frecuencias de las edades obtenidas, sino únicamente se han proyectado el número de dataciones cuyo valor está comprendido entre los límites considerados en esta figura.

Recientemente, Pérez-López *et al.*, (1992) han definido la *Formación Zamoranos* en la Zona Subbética, cuya edad estimada mediante paleoflora y polen es Noriense (medio-superior?), y en cuya base se ha encontrado sistemáticamente un miembro detrítico-ferruginoso, en el que es posible identificar cantos de roca basáltica (basaltos vacuolares con fenocristales de $px+pl\pm(ol?)$), de reducido tamaño y con un elevado grado de alteración (Pérez-López y Morata-Céspedes, 1993). La interpretación que estos autores dan a dichos niveles volcanoclásticos es que, posiblemente, procedan de la erosión de algún tipo de manifestación volcánica previa (o coetánea) al Noriense. El alto grado de alteración de dichos cantos y sus pequeñas dimensiones no nos han permitido realizar análisis químicos ni de roca total ni de las fases minerales ígneas, por lo que es imposible su caracterización química. No obstante, las características petrográficas de estos cantos recuerdan a las de los basaltos vacuolares del afloramiento de Cuevas del Campo-2, por lo que es posible explicar estas facies volcanoclásticas como el producto de la desmantelación de alguna manifestación volcánica previa. En el próximo apartado se volverán a tratar estos niveles volcanoclásticos, encuadrándolos dentro del modelo petrogenético propuesto.

IX-2.- Modelo genético propuesto

En el capítulo VII se han estudiado las diferentes variables que pueden influir, en mayor o menor medida, en la génesis de las ofitas, así como las relaciones genéticas posibles entre los dos tipos petrográficos y geoquímicos de ofitas descritos en esta tesis. Se ha podido comprobar igualmente cómo ambos grupos de ofitas son el resultado de similares tasas de fusión parcial a partir de un manto astenosférico ligeramente enriquecido, similar al que daría lugar a los basaltos de islas oceánicas. Procesos posteriores de cristalización fraccionada modificarían ligeramente la composición de estos líquidos, mientras que la contaminación por materiales corticales jugaría un importante papel en su evolución final, especialmente para el caso de las ofitas del grupo-2. Es decir, en la génesis de los magmas que dieron lugar a las ofitas influyeron, como en la génesis de las toleitas continentales, el ascenso de una pluma mantélica astenosférica (similar a la que generaría los OIB) y la posible interacción con el manto subcontinental litosférico y la corteza continental (Allègre *et al.*, 1982; Campbell y Griffiths, 1990; Hill, 1991; Sharma *et al.*, 1992; White y McKenzie, 1989).

Otro hecho a tener en cuenta es la evolución temporal observada en el magmatismo mesozoico de las Z.E. de las Cordilleras Béticas. Los criterios de campo y recientes dataciones K/Ar han confirmado la dualidad química entre los dos grupos de ofitas y la semejanza presentada entre las ofitas del grupo-1 y los basaltos de la secuencia de Alicún, de modo que el magmatismo empezaría a finales del Trías (Carniense-Noriense?), con manifestaciones volcánicas (pequeñas coladas, vulcanismo subacuático,...) e intrusiones someras en sedimentos poco consolidados, de afinidad marcadamente toleítica (ofitas grupo-2); posteriormente la actividad magmática continuaría en el Lías con manifestaciones volcánicas (*e.g.* Sierra Elvira, Algarinejo, niveles basales de Alicún de Ortega), aunque como consecuencia de la existencia de un nivel competente que actuará como trampa (los carbonatos liásicos), algunas manifestaciones ígneas quedarán a modo de cuerpos intrusivos subvolcánicos (ofitas grupo-1). Este segundo periodo de actividad magmática está caracterizado por lavas con mayores contenidos en TiO_2 y P_2O_5 y elementos HFS y menores valores en SiO_2 y Th (ver capítulos VI y VII para más detalles), salvo en aquellos niveles en los que, de manera mucho más localizada, se han observado fenómenos de asimilación de materiales pelíticos,

disminuyendo los contenidos en TiO_2 y P_2O_5 y aumentando los valores en Th (figura IX.2.1). En el caso de Alicún, el nivel con xenolitos presenta un alto grado de alteración, con valores de LOI de hasta un 10%, lo que impide estimar las modificaciones de elementos mayores más móviles que el Ti y P, como sería el caso de la SiO_2 .

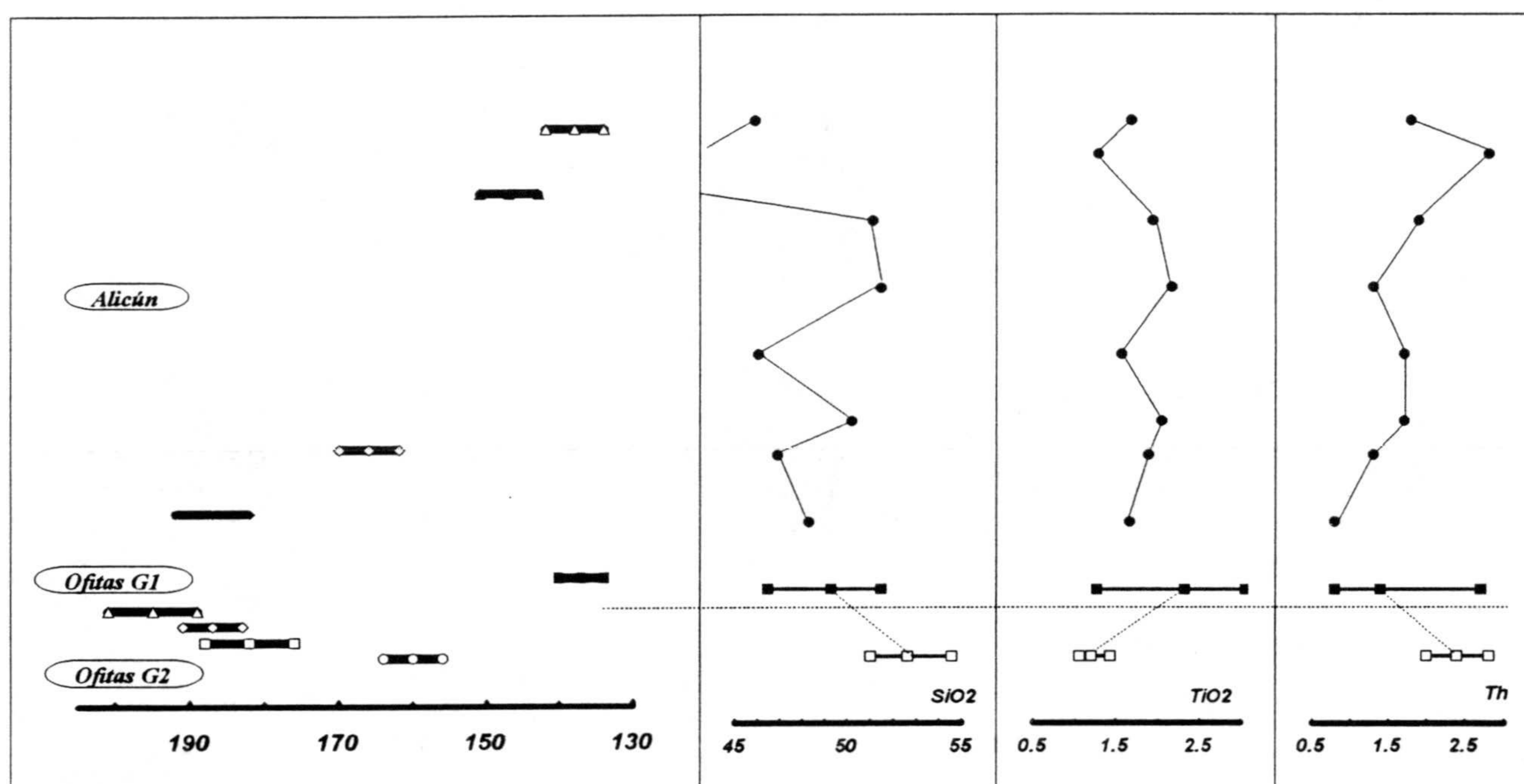


FIGURA IX.2.1. - Representación esquemática de las principales variaciones químicas observadas entre las ofitas, tanto del grupo-1 como del grupo-2, y las muestras representativas de los diferentes niveles analizados de la secuencia volcánica de Alicún. La evolución temporal viene dada por las edades radiométricas obtenidas hasta la fecha, observándose buena concordancia entre las edades radiométricas y las estimadas mediante criterios de campo. En el caso de Alicún, las edades radiométricas concuerdan totalmente con las edades que se obtienen mediante criterios paleontológicos (ver Puga *et al.*, 1989). Los contenidos en SiO_2 , TiO_2 y Th corresponden a los valores medios calculados para los dos grupos de ofitas. En el caso de Alicún, los análisis corresponden a los diferentes niveles analizados.

Las primeras hipótesis propuestas para explicar la evolución del magmatismo en las Z.E. consideraron por separado a las "ofitas", de localización más amplia (ver figura II.2.1), del vulcanismo de afinidad "alcalina" ubicado principalmente en el Subbético Medio. Según estas hipótesis, el magmatismo habría comenzado con manifestaciones subvolcánicas de ofitas en el Trías superior-Lías, y continuaría con el vulcanismo Jurásico desde el Lias hasta el jurásico final (Puga y Ruiz-Cruz, 1980; Puga *et al.*, 1988, 1989a; Puga y Portugal, 1989). Estas manifestaciones magmáticas estaría relacionadas con los procesos distensivos a que se vio sometido el margen sudibérico durante las primeras etapas de apertura del Atlántico Central. a semejanza de lo ocurrido a ambos lados del Atlántico en el mismo periodo, donde se dieron intrusiones de diques básicos de afinidad toleítica (Dewey *et al.*, 1973; May, 1973; Manspeizer *et al.*, 1978; Bertrand *et al.*, 1982; Bertrand, 1991; entre otros).

Puga y Portugal (*op. cit.*) y Puga *et al.* (*op. cit.*) formularon la hipótesis de contaminación cortical de rocas granitoides durante el ascenso de los magmas en el Trías, siendo esta contaminación de diferente intensidad de unas zonas a otras en función del espesor de corteza atravesado, y pusieron de manifiesto la existencia de algunos afloramientos de ofitas en los que el grado de contaminación era mucho menor, debido, o bien a un ascenso en régimen más distensivo, o a través de una corteza más adelgazada. Con los nuevos datos químicos, tanto de roca global como de fases minerales ígneas, principalmente piroxenos, hemos podido comprobar que estos afloramientos de ofitas sin evidencias de contaminación cortical (como es el caso del bloque sur del afloramiento nº 26, Archidona), pertenecen a las ofitas del grupo-1 con afinidad geoquímica transicional a alcalina, similar a la que presentan las rocas volcánicas jurásicas del Subbético medio.

Así pues, el modelo evolutivo que vamos a proponer en esta Tesis englobará tanto a los afloramientos de ofitas como a las secuencias del vulcanismo Jurásico dada la similitud de estas con las ofitas del grupo-1. El magmatismo mesozoico es resultado de la dinámica distensiva a que se vieron sometidas las Z.E. desde comienzos del Triásico durante los procesos de apertura del Atlántico y el Thetys Occidental. El estudio comparativo del magmatismo asociado con áreas que han evolucionado desde la etapa del *rifting* a la margen pasivo (*rifting* del Este Africano, Mar Rojo o Atlántico Central) será de gran utilidad para

entender la evolución del magmatismo mesozoico en las Zonas Externas de las Cordilleras Béticas.

El desarrollo tectónico de un *rifting* pre-oceánico, como pudiera considerarse a las Z.E. durante los estadios iniciales de la distensión Mesozoica, está caracterizado por una serie de etapas evolutivas que enumeraremos a continuación, según Favre y Stampfli (1992). La etapa inicial del *rifting* está caracterizada por fenómenos de rift intra-continental, causados por esfuerzos extensionales que se traducirán en un adelgazamiento progresivo de la litosfera con la congruente subsidencia de las cuencas afectadas por estos procesos. El adelgazamiento de la litosfera está acompañado por el ascenso adiabático de material astenosférico a manera de pluma mantélica, lo que permitiría la formación de fundidos basálticos, que ascienden a través de la litosfera adelgazada y se emplazan entre los materiales corticales a modo de diques, sills y lacolitos, pudiendo incluso alcanzar la superficie y formar coladas basálticas, que en ocasiones pueden llegar a ser de considerable importancia. Este período distensivo puede desarrollarse a lo largo de un amplio espacio de tiempo, variable de decenas a centenares de millones de años. En función del régimen dominante de esfuerzos, este rift intra-continental podría evolucionar hasta desarrollar un auténtico suelo oceánico, o bien puede quedar como un *rift* abortado, sin desarrollo de fondo oceánico. Este segundo caso fue el que ocurrió en las Z.E., como consecuencia del cambio de régimen tectónico dominante desde distensivo a transtensivo (García-Dueñas y Comas, 1983). Este régimen transtensivo fue el responsable de la alineación del volcanismo mesozoico, en una franja de dirección NE-SW denominada *cresta volcánica del Subbético Medio* (Comas *et al.*, 1986).

Evidentemente, en las primeras etapas de *rifting*, la fusión se podría producir a mayores profundidades en el manto (campo de estabilidad de las peridotitas con granate), dando como resultado líquidos de afinidad más alcalina, mientras que con el desarrollo del *rifting*, la fusión de la pluma mantélica se produciría a niveles más superficiales en el manto (campo de estabilidad de las peridotitas con espinela), siendo más importantes los porcentajes de fusión, permitiendo la formación de líquidos de afinidad más toleítica, que evolucionarían desde toleitas continentales hasta magmatismo toleítico típicamente oceánico (Hermes *et al.*, 1984). Esta sería la evolución espacio-temporal-geoquímica "normal" observada en los

procesos de *rifting* relacionados con las primeras etapas de apertura de fondos oceánicos tales como el rift del este africano y Mar Rojo (Sebai *et al.*, 1991), en los que las diferencias en elementos traza y REE entre las dos series de afinidad geoquímica contrastada permiten apuntar a una génesis en relación con diferentes tasas de fusión parcial a partir de fuentes mantélicas que puedan ser de diferentes características, de manera que la fuente de las primeras manifestaciones volcánicas estaría dominada por un componente mantélico cuya naturaleza correspondería a la de un manto astenosférico enriquecido en elementos traza y REE (similar al de los OIB), mientras que en las últimas etapas la fuente correspondería a la de un manto astenosférico empobrecido (similar al que generaría los MORB). Diferencias en las tasas de fusión y cristalización fraccionada aumentarían las diferencias entre los dos tipos de magmatismo (Coish *et al.*, 1985, 1986, 1991).

En el magmatismo mesozoico de las Z.E. de las Cordilleras Béticas la evolución que se observa es contraria a la previamente descrita como "normal", comenzando el magmatismo con afinidad toleítica (ofitas grupo-2) para finalizar en manifestaciones más afines químicamente a los OIB (contenidos mayores en Ti, P y menores valores de SiO₂), de afinidad química transicional hacia alcalina (ofitas grupo-1 y rocas volcánicas de la secuencia de Alicún), con valores menores de Th y menores relaciones Th/Ta (ver figura VII.2.7). Puesto que se ha visto que no se puede hablar entre las ofitas del grupo-1 y las del grupo-2 de grandes diferencias en cuanto a las tasas de fusión parcial, ni de su génesis a partir de fuentes mantélicas sustancialmente diferentes, la variación en el quimismo entre los dos grupos podría ser el resultado de diferente grado de contaminación cortical entre los grupos, mayor para el caso de las ofitas del grupo-2.

En la literatura sobre toleitas continentales existen también numerosas referencias sobre ejemplos bien conocidos en los que el grado de contaminación cortical de secuencias basálticas disminuye progresivamente hacia el techo de las mismas, siendo las últimas erupciones con pocas evidencias (o ninguna) de contaminación crustal las que muestran la afinidad química del líquido original (Cox, 1983; Cox y Hawkesworth, 1985; Dickin *et al.*, 1980, 1984; Huppert y Sparks, 1985; Jolly *et al.*, 1992; Lightfoot y Hawkesworth, 1988; Mahoney *et al.*, 1982; Petrini *et al.*, 1987; Sharma *et al.*, 1992; Wedepohl, 1985). Esta

"descontaminación progresiva" también se ha observado en pilas basálticas afectadas por el aporte de un componente cortical debido a subducción, observándose en este caso un descenso en Sr, Ba, Rb, Th y LREE desde el muro hacia el techo, mostrando estas últimas el quimismo más original (Atherton y Webb, 1989).

Un proceso similar podría haber ocurrido en la evolución del Magmatismo Mesozoico de las Zonas Externas de las Cordilleras Béticas. Tal y como se ha visto en el capítulo VI, las relaciones de determinados elementos traza, los espectros y las relaciones de REE (apartados V-2 y V-3) nos hacen pensar en un tipo único de fuente para las rocas del grupo-1 y las del grupo-2 (e incluso para las pertenecientes al "vulcanismo Jurásico". Se ha visto igualmente cómo la fuente para ambos grupos corresponde a un manto astenosférico enriquecido, y cómo ambos grupos se relacionan por procesos de contaminación cortical en las que los términos finales de la mezcla pudieran ser un líquido original de composición sería a la de los OIB y un contaminante de composición el valor medio de la corteza superior, ya que se desconoce la naturaleza del sustrato sobre el que se depositaron los sedimentos mezoicos subbéticos (Puga, 1987; Puga y Portuga, 1989).

Así pues, el ascenso de material astenosférico enriquecido, relacionado con las primeras etapas distensivas de finales del Triásico, tendría que atravesar un espesor relativamente grande de corteza continental (figura IX.2.3), siendo fácil la asimilación de materiales corticales (proceso de contaminación tipo ACF), con el consiguiente aumento en SiO_2 y descenso en TiO_2 y P_2O_5 , dando lugar a la formación de las ofitas del grupo-2. El aumento en SiO_2 será el responsable de la desaparición de olivino ($\text{ol} + \text{SiO}_2 \rightarrow \text{opx}$), cristalizando en su lugar el ortopiroxeno como primer ferromagnesiano (figura IX.2.2), cuya presencia en las toleitas continentales ha sido interpretada como una clara evidencia de contaminación cortical (Campbell, 1985). De este modo, los líquidos resultantes durante estas primeras etapas desarrollarían las paragénesis típicas de las ofitas del grupo-2, siendo la secuencia de cristalización opx-pl-cpx , con posibilidad de que se origine cuarzo como fase tardía intersticial.

Evidentemente, el desarrollo de manifestaciones volcánicas a finales del Trías

permitiría su erosión y depósito como facies volcanoclásticas encontradas en algunas series de las Z.E. a la base de la Formación Zamoranos (Pérez-López y Morata-Céspedes, 1993). Además, los posibles restos de cenizas y otros productos probablemente piroclásticos encontrados entre los materiales del Trías de facies Keuper estarían relacionados con estas primeras manifestaciones volcánicas, de afinidad toleítica.

No disponemos de datos para dilucidar si la asimilación de los materiales corticales se ha producido en las cámaras magmáticas emplazadas en la corteza, en los diques que alimentan a dichas cámaras ó en los diques que conectan las cámaras magmáticas con las manifestaciones en superficie. No obstante, es bastante lógico pensar que la asimilación haya tenido lugar en los diques que alimentan a la cámara magmática, debido al régimen turbulento en el que los líquidos magmáticos discurrirían por dichos diques de alimentación, siendo posible en estas condiciones la "erosión térmica" de las paredes de los diques, constituidas por materiales corticales, dando lugar a los procesos de asimilación (Hupper *et al.*, 1984; Campbell, 1985). Coetáneamente a esta "erosión térmica" sería la fusión de los materiales corticales (de composición fundamentalmente granítica), aunque es posible que algunos minerales de alto punto de fusión procedentes de micaesquistos encajantes queden como refractarios, pudiéndose incorporar a los magmas como xenocritales. Es posible que los cristales de zircón encontrados en algunos afloramientos de ofitas del grupo-2 correspondan a xenocristales procedentes de los materiales corticales, igual que fue observado por Compston *et al.* (1985) en toleitas continentales arcaicas al oeste de Australia. Es claro que para poder contrastar esta hipótesis sería preciso datar estos zircones y observar si su edad coincide con la del magmatismo o, por el contrario, es más antigua que la de éste. Desgraciadamente, el pequeño tamaño de grano de estos zircones y su escasa abundancia nos han impedido separarlos para su datación

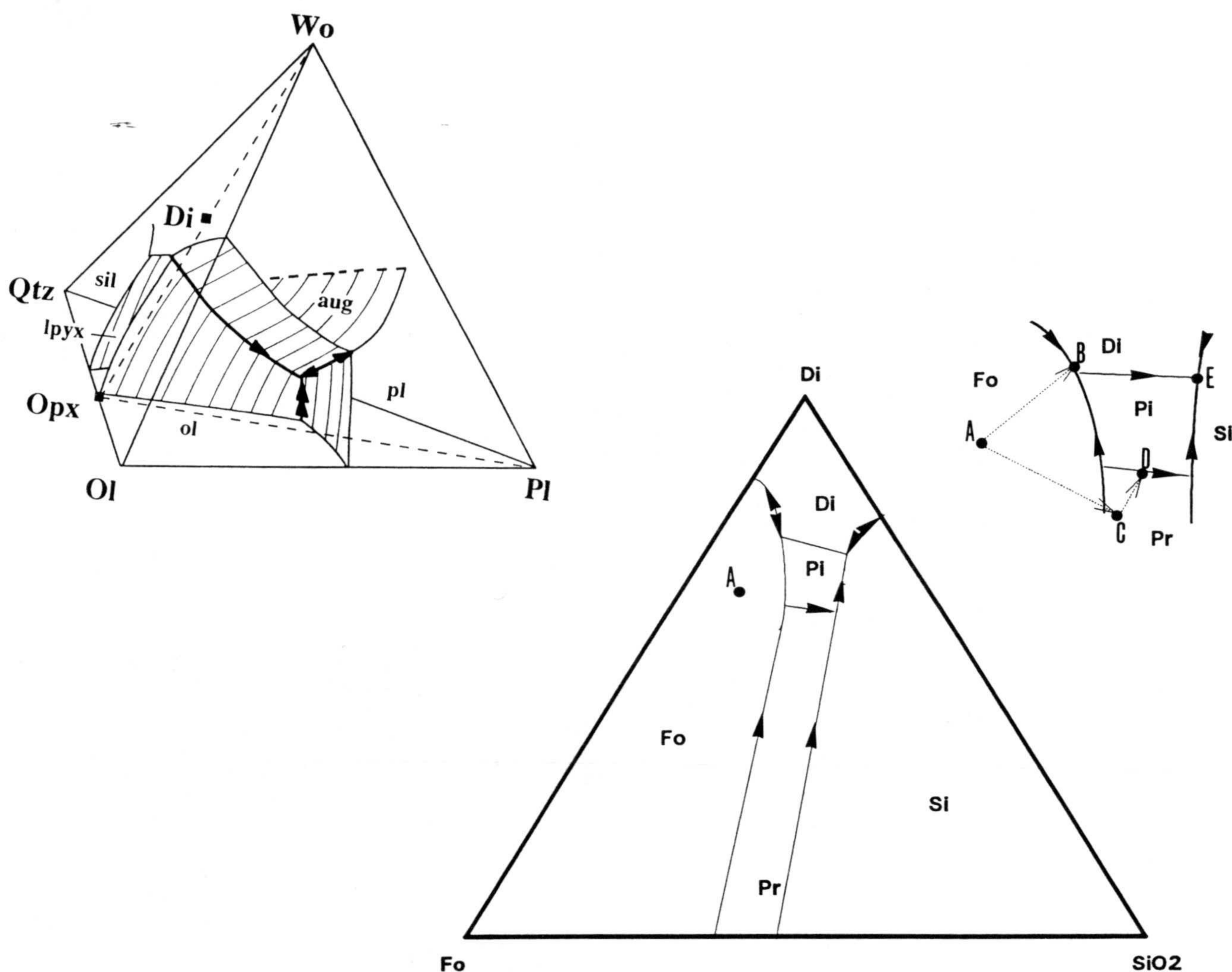


FIGURA IX.2.2.- Diagrama de equilibrio en el que se muestran las superficies *liquidus* pseudocuaternarias en el sistema Ol-Pl-Wo-Qtz (Longhi, 1991). La subproyección del sistema diópsido-forsterita-sílice (la plagioclasa siempre está presente en los dos grupos de ofitas) muestra los campos de las diferentes fases minerales que aparecen en los dos grupos de ofitas. La evolución de un líquido de origen mantélico está representado por el punto inicial A, que evolucionaría según el *trend* AB, precipitando en primer lugar el olivino y a continuación el clinopiroxeno (sin considerar a la plagioclasa). Sin embargo, un fundido mantélico contaminado con SiO₂ evolucionaría según el *trend* ACDE, siendo el orden de cristalización piroxeno pobre en Ca (opx y/o pig) seguido del clinopiroxeno, pudiendo dar lugar a la formación de sílice como fase residual (según Campbell, 1985, modificado). Abreviaturas de las fases minerales: ol = olivino; pl = plagioclasa; lpyx = piroxenos pobres en calcio (bien opx = ortopiroxeno o pig = pigeonita); di = diópsido (piroxeno cálcico); si = sílice.

Sigmarsson *et al.* (1992) han mostrado cómo el ascenso de una pluma mantélica, de composición inicial similar a toleitas olivínicas y basaltos cuya afinidad es transicional entre toleítica y alcalina, con presencia de nefelina normativa en bajas proporciones (similar a las ofitas del grupo-1), podría asimilar materiales de la corteza superior (según un modelo de asimilación tipo ACF) aumentando el grado de toleitividad para dar lugar a cuarzo-toleitas (similares a las ofitas del grupo-2), con un aumento en SiO_2 y en la relación Th/U.

El cambio de régimen tectónico desde distensivo a transtensivo se produjo al final del Lías. Evidentemente, desde el Trías hasta el Lías, el adelgazamiento cortical ha sido de la suficiente importancia como para que el espesor de corteza que deba atravesar el material astenosférico en el Lías no influya en igual medida que en la etapa anterior (ver figura IX.2.3), dando como resultado al desarrollo de líquidos menos contaminados, representantes del quimismo más "primario", con presencia de olivino modal y bajas proporciones de nefelina normativa (siempre menor del 5%). La naturaleza de los líquidos generados en esta segunda etapa, representados actualmente por las ofitas del grupo-1 y los basaltos pertenecientes al vulcanismo Jurásico del Subbético Medio (recuérdese la similitud geoquímica entre estos dos grupos de rocas así como la concordancia en las edades radiométricas obtenidas) se ha visto que tiene su origen en un manto astenosférico enriquecido, similar al que genera los OIB. El hecho de que durante el Jurásico el régimen tectónico haya cambiado de distensivo a transtensivo tiene una doble influencia en el magmatismo resultante. Por una parte, el régimen transtensivo influye en la alineación considerable de las manifestaciones volcánicas; por otra, al dominar el componente transtensivo sobre el distensivo, el espesor cortical apenas se modifica, presentando todos los magmas contenidos similares en las relaciones Th/Ta, mientras que las variaciones en SiO_2 corresponderían a procesos de cristalización fraccionada (ver figura VII.2.7). Localmente, en esta segunda etapa magmática se pueden observar evidencias de asimilación cortical, habiéndose podido reconocer en este caso el material contaminante, correspondiente a metapelitas procedentes de un zócalo no aflorante en toda la extensión de las Z.E. Los xenolitos y xenocristales procedentes de estas metapelitas han sido identificados tanto entre las secuencias volcánicas jurásicas (area de Alicún de Ortega, Puga, 1987; Puga y Portugal, 1989) como entre las ofitas del grupo-1 (afloramiento de Santa Ana (Morata y Puga, 1992), y afloramientos de Carchel y Ermita

Nueva). Esta asimilación produce cambios químicos a una escala mucho más local. La neoformación de paragénesis infrasaturadas en sílice (corindón y espinela tipo hercinita) durante los procesos de transformación endomórficos (ver capítulo VII) han sido interpretadas por Pattison y Harte (1985) como el resultado de transformaciones térmicas de materiales pelíticos a bajas presiones. Puga y Portugal (1989), para los xenolitos de Alicún de Ortega, y Morata y Puga (1992) para los del afloramiento de Santa Ana, establecen unas condiciones de formación para las transformaciones endomórficas de las metapelitas no superiores a 1 kb, con un margen de temperaturas variable entre 600 y 1000° C. Estas estimaciones indicarían que la asimilación de materiales pelíticos ha tenido lugar en pequeñas cámaras emplazadas en niveles someros de la corteza, siendo su influencia a una escala más reducida que la que se produciría durante el ascenso a través de la corteza continental para dar lugar a las ofitas del grupo-2.

Según la hipótesis genética planteada, la génesis del magmatismo en las Z.E. de las Cordilleras Béticas estaría relacionada con el ascenso durante las primeras etapas de rifting de material astenosférico enriquecido. Los líquidos basálticos que se originarían por fusión del material astenosférico están mejor representados en la actualidad por las ofitas del grupo-1 y las rocas volcánicas jurásicas. El carácter más toleítico de las ofitas del grupo-2 (cuarzo toleitas) es consecuencia de la interacción de los líquidos basálticos de procedencia astenosférica con los materiales de la corteza superior, pudiéndose hablar en este caso de una *toleitividad inducida por contaminación cortical*. Es interesante resaltar que esta *toleitividad secundaria* es lo que ha llevado, en un principio, a considerar a las ofitas del grupo-2 dentro del mismo proceso genético en el que se desarrollaron otras doleritas toleíticas peri-atlánticas durante las primeras etapas distensivas triásicas, como consecuencia de la apertura del Atlántico Central. De cualquier modo, parece claro que la evolución del magmatismo mesozoico no es totalmente similar a la de otras provincias magmáticas mesozoicas triásicas, tales como las ofitas de Pirineos o las doleritas del norte de Marruecos, cuya evolución está directamente relacionada con los procesos de apertura del Atlántico Central como se verá en el apartado IX.3.

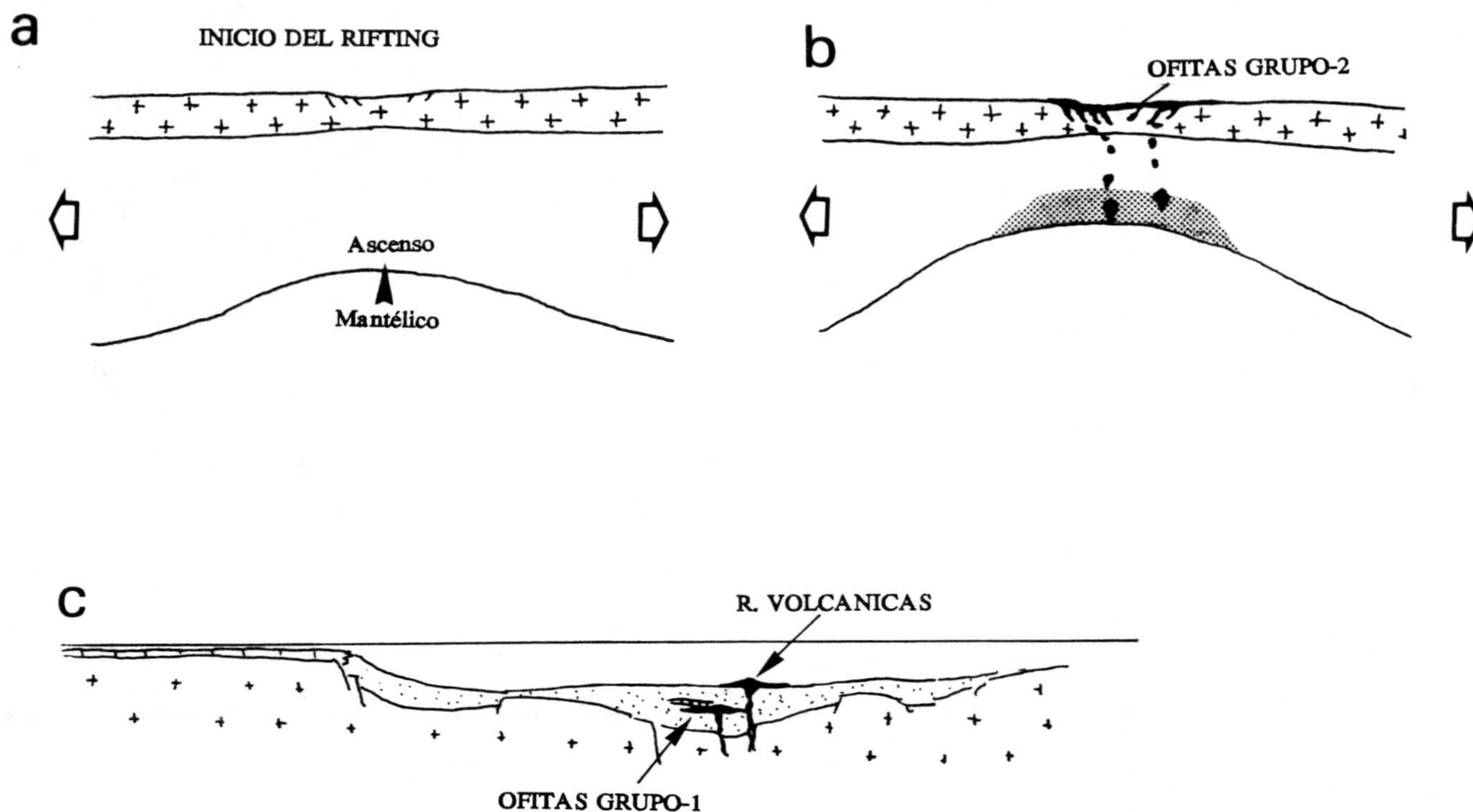


FIGURA IX.2.3.- Modelo esquemático de la evolución tectónica del magmatismo en las Zonas Externas de las Cordilleras Béticas, desde finales del Triásico hasta el Jurásico superior. a) Proceso distensivo Triásico en el que el adelgazamiento de la litosfera se verá compensado por el ascenso adiabático de material astenosférico. b) Los fundidos de origen astenosférico al atravesar la corteza continental sufrirán procesos de contaminación (según el modelo ACF), dando como resultado las primeras manifestaciones ígneas, bien como coladas o como rocas subvolcánicas de poca profundidad. Estas primeras manifestaciones ígneas presentan una marcada afinidad toleítica, (*toleitividad inducida*). c) A partir del Lias, el adelgazamiento de la corteza es máximo, teniendo lugar el cambio de régimen tectónico dominante desde distensivo a transtensivo, no variando mucho más el espesor de la corteza. En estas condiciones, todos los líquidos astenosféricos atravesarán similares espesores corticales, siendo similar la contaminación cortical. Esta segunda fase magmática está representada por manifestaciones volcánicas (volcanismo jurásico) así como por intrusiones subvolcánicas que no llegan a salir a superficie, dando lugar a las denominadas ofitas del grupo-1.

CAPITULO X

CONCLUSIONES

UNIVERSIDAD DE GRANADA

22 MAR. 1993

COMISION DE DOCTORADO

CAPITULO X: CONCLUSIONES

El Magmatismo Mesozoico en las Zonas Externas de las Cordilleras Béticas está representado por una alineación volcánica básica de edad Jurásica que se extiende, en la Zona Subbética, a lo largo de unos 300 km en dirección NE-SW, y por manifestaciones básicas hectométricas denominadas *ofitas*, que aparecen sistemáticamente entre los materiales Triásicos de facies Keuper. Las ofitas agrupan manifestaciones básicas, tanto subvolcánicas como volcánicas, con edades de emplazamiento variables a partir del Trías Superior.

En las ofitas de las Zonas Externas se han distinguido afloramientos con características propias de evidencia emplazamiento en condiciones volcánicas de las que presentan morfologías y estructuras propias de emplazamiento subvolcánico. Dentro de las ofitas volcánicas se han identificado estructuras indicativas tanto de volcanismo aéreo como subacuático, así como claras manifestaciones de interacción magma-sedimento, al emplazarse la lava sobre sedimentos someros no consolidados y embebidos en agua. Dentro de las manifestaciones subvolcánicas se ha podido diferenciar un grupo caracterizado por intruir a poca profundidad, entre sedimentos arcilloso-yesíferos, lo que ha permitido el desarrollo de estructuras pseudo-volcánicas, de otro grupo con evidencias de emplazamiento subvolcánico claro. Otras modalidades de emplazamiento son los diques y sills, menos abundante que las anteriores.

De manera general se han diferenciado tres facies petrográficas en las ofitas, indicativas del enfriamiento progresivo de la masa lávica, distinguiéndose una facies de borde, de grano fino a muy fino, otra facies centro, y diferenciados pegmatoides en los que los minerales ígneos llegan a alcanzar tamaños de hasta tres 3 a 4 centímetros.

El estudio petrográfico y geoquímico ha permitido diferenciar dos grupos de ofitas, con mineralogía y afinidad geoquímica diferentes, denominados como grupo-1 y grupo-2 respectivamente. Las ofitas del grupo-1, de afinidad transicional entre toleítica y alcalino-sódica, se caracterizan por presentar como paragénesis ígnea la asociación

olivino + plagioclasa + clinopiroxeno, con proporciones minoritarias de anfíbol, biotita y óxidos de Fe-Ti en posiciones intersticiales. Las ofitas del grupo-2, de afinidad toleítica, se caracterizan por la asociación ortopiroxeno-plagioclasa-clinopiroxeno, con presencia en posiciones intersticiales de biotita, anfíbol y óxidos de Fe-Ti, llegando a desarrollar en las fases más diferenciadas cuarzo, o como cristal aislado bien como intercrecimientos con albita. En un afloramiento intrusivo del grupo-1 se ha identificado un proceso de acumulación, dando como resultado una dolerita picrítica con altos porcentajes de olivino. En el seno de esta dolerita picrítica se han identificado xenocristales de andalucita, procedentes de la asimilación de metapelitas provenientes de un zócalo que no aflora en toda la extensión de las Zonas Externas.

☛ El quimismo de las fases minerales ígneas, en particular el de los piroxenos, ha corroborado las diferencias existentes entre los dos grupos de ofitas, con composiciones de piroxenos para las ofitas del grupo-1 indicativas de afinidad alcalina (altos contenidos en Ti, Ca y bajas concentraciones de Si), mientras que la asociación de orto y clinopiroxenos y sus quimismos son característicos de lavas basálticas de afinidad toleítica. Diferencias de quimismo menos importantes se han puesto de manifiesto entre los anfíboles y biotitas de ambos grupos de ofitas. Las variaciones composicionales observadas en las diferentes fases minerales ígneas son consecuencia de procesos de cristalización fraccionada a la escala del afloramiento, mucho más evidente en el caso de los piroxenos y plagioclasas desde las facies de borde hasta los pegmatoides.

☛ Los xenocristales de andalucita presentes en el afloramiento de dolerita picrítica han sufrido transformaciones endomórficas, dando como resultado una serie de metacristales, en una serie evolutiva de transformaciones a temperatura creciente, pasando en primer lugar por una etapa de transformación enter silicatos, en la que la andalucita se transforma a sillimanita (variedad fibrolita), y acabando en una etapa de destrucción de estos silicatos para dar óxidos como espinela y corindón.

☛ Superpuesta a las paragénesis ígneas las ofitas presentan, en toda la extensión de las Z.E., paragénesis metamórficas de bajo grado tipo prehnita + pumpellyita (+clorita+albita+cuarzo), y en menor escala actinolita. En el Trías de Antequera se

desarrollan, además de los minerales metamórficos anteriormente citados, piroxenos y anfíboles sódicos que reemplazan epitaxialmente a los piroxenos ígneos. En todos los casos se ha observado la influencia que ejerce la composición química del mineral huésped sobre la composición química del mineral metamórfico neoformado.

Este metamorfismo de bajo grado afecta químicamente a las ofitas produciendo una pérdida progresiva de CaO por descalcificación de las plagioclasas. Otros elementos mayores como el K₂O y el Na₂O también tienen un comportamiento móvil durante el metamorfismo, así como los elementos traza Rb, Sr y Ba. Sin embargo, los otros elementos mayores, trazas y REE presentan un comportamiento relativamente inmóvil, lo que nos permite clasificar y caracterizar químicamente a las ofitas como rocas de afinidad toleítica transicional hacia alcalina. En ningún caso se han observado líquidos primarios, lo que indica que las ofitas sufrieron procesos de cristalización fraccionada antes de su emplazamiento. Las buenas correlaciones observadas entre el valor *[mg]* y elementos como Ti, Cr, Ni, REE etc., indican la evolución por procesos de cristalización fraccionada a la escala del afloramiento.

Desde el punto de vista geoquímico, las ofitas del grupo-1 presentan una gran similitud con las basaltos Jurásicos de la secuencia volcánica de Alicún de Ortega que no presentan indicios de contaminación por asimilación de rocas pelíticas.

La aplicación de los diversos diagramas discriminantes de ambientes de génesis indican que las ofitas se emplazaron en un ambiente intracontinental, proyectándose en los campos delimitados para los basaltos de intraplaca. Determinados *trends* evolutivos con aumento en Th indican la posibilidad de contaminación cortical por asimilación de granitoides en las ofitas del grupo-2.

Los estudios de equilibrios de fases minerales ígneas indican rangos de variación de temperaturas de cristalización entre 975 y 1125° C para las fases cumulíticas (olivino y espinela) de doleritas picríticas. Para las ofitas del grupo-2 se obtienen temperaturas de cristalización entre los 1175 y 1150° C para los fenocristales de las facies de borde y temperaturas del orden de los 1150 y 1000° C para los piroxenos de las facies centro. Los

diferenciados pegmatoides de ambos grupos habrían cristalizado a temperaturas inferiores, sirviendo de límite inferior la temperatura de cristalización estimada para las biotitas, del orden de 600° C.

☛ Las diferencias químicas observadas entre las ofitas del grupo-1 y las del grupo-2 no son consecuencia de diferencias en las fuentes mantélicas como consecuencia de diferentes tasas de fusión parcial. Tampoco parece ser posible relacionar los dos grupos de ofitas por procesos de cristalización fraccionada. No obstante, ambos grupos de ofitas parecen estar afectados por procesos de contaminación cortical, siendo ésta más acusada en el caso de las ofitas del grupo-2, aunque sea precisamente en las ofitas del grupo-1 en las que se han identificado los xenocristales de andalucita procedentes de rocas pelíticas asimiladas.

☛ Los estudios petrogenéticos (comportamiento de elementos traza, REE, modelos de mezcla, ...) realizados ponen de manifiesto la similitud entre las ofitas del grupo-1 y las rocas volcánicas Jurásicas, y cómo ambas manifestaciones ígneas, se han generado a partir de una misma fuente mantélica por semejantes tasas de fusión parcial. La evolución de las ofitas del grupo-2 pudiera estar relacionada con procesos de asimilación + cristalización fraccionada (procesos ACF), mientras que las ofitas del grupo-1 y los basaltos Jurásicos, no contaminados, representarían los líquidos iniciales primitivos menos contaminados.

☛ La composición química de los líquidos más primitivos de esta provincia magmática es muy similar a la de los basaltos de islas oceánicas con ligera afinidad alcalina. Estos líquidos que se han formado en un manto subcontinental enriquecido, han sufrido en su mayoría contaminación al atravesar la corteza continental.

☛ Los equilibrios de fases metamórficas indican que el metamorfismo en las Zonas Externas de las Cordilleras Béticas ha tenido lugar en condiciones de facies prehnita-actinolita a prehnita-pumpellyita, mientras que en la zona del Trías de Antequera, el metamorfismo ha tenido lugar en condiciones de facies pumpellyita-actinolita, alcanzando localmente los esquistos azules de baja presión. La estimación de las variables intensivas de este metamorfismo apuntan a condiciones de P-T máximas en el Trías de Antequera, alcanzando

valores del orden de los 4-5 kb y 300° C. En el resto de afloramientos de ofitas de las otras unidades triásicas de las Z.E. las condiciones de P-T habrían sido algo menores.

☛ A pesar de estas diferencias en las condiciones de P-T, el factor composición química tanto del protolito como de los minerales individuales que constituyen microsistemas ha sido de gran importancia para el desarrollo de las diferentes paragénesis metamórficas.

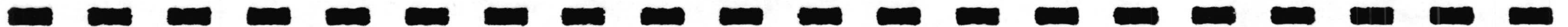
☛ Se propone un modelo evolutivo para el magmatismo Mesozoico de las Zonas Externas Béticas, apoyado por las evidencias geoquímicas y las dataciones radiométricas. El magmatismo comenzaría durante las primeras etapas distensivas de las Z.E. en el Trías Superior, con manifestaciones volcánicas y, localmente subvolcánicas (ofitas del grupo-2). La composición inicial de los líquidos magmáticos correspondería aproximadamente a la de un OIB, que tras su paso a través de la corteza continental se modificaría por asimilación de granitoides y rocas pelíticas de zócalo, entre otras. El aporte de sílice al magma, consecuencia del proceso de asimilación, origina la desaparición del olivino, siendo el ortopiroxeno la primera fase en cristalizar. Además, en las fases más diferenciadas, se desarrolla cuarzo libre. Desde comienzos del Lías, y a lo largo de todo el Jurásico, el régimen tectónico distensivo reinante cambió a transtensivo, originándose un vulcanismo fisural con alineación NE-SW de los aparatos volcánicos, y manteniéndose sin variación notable el reducido espesor de corteza continental que los magmas tienen que atravesar a su salida. Los magmas de edad Jurásica que no alcanzan la superficie dan lugar a las denominadas ofitas del grupo-1, intrusivas entre los niveles del Keuper.

☛ Según este modelo, las ofitas del grupo-2 habrían atravesado una corteza continental más gruesa, suponiendo magmas con mayores tasas de contaminación cortical, lo que variará su composición hasta presentar afinidad toleítica. Por esta razón, se podría hablar de *toleitividad secundaria inducida por contaminación cortical*. Las ofitas del grupo-1, originadas durante el Jurásico, habrían sufrido menores tasas de asimilación cortical, conservando en parte su afinidad química transicional entre toleítica y alcalino-sódica.

☛ El magmatismo desarrollado en las Zonas Externas está en relación con los procesos distensivos acaecidos desde finales del Trías en el Atlántico Central y el Thetys Occidental. Similares manifestaciones básicas, generalmente a modo de doleritas, se desarrollaron a ambos márgenes del Atlántico durante el Trías. Estas doleritas presentan afinidad toleítica típica de doleritas precursoras de la apertura oceánica.

☛ En la península Ibérica, el magmatismo Triásico en condiciones distensivas que origina las ofitas está desarrollado en otros puntos, tales como Pirineos, Cordillera Ibérica, Sur de Cataluña, Mallorca y Levante. Salvo el caso de las ofitas de Pirineos, de marcada afinidad toleítica, el resto presentan una afinidad alcalina-transicional. Se propone una génesis del magmatismo de las Z.E. en relación con la apertura del Thethys, en condiciones geotectónicas similares a las que han dado lugar a los basaltos Triásicos del resto de la Península Ibérica, mientras que las ofitas de Pirineos estarían más relacionadas con los procesos de apertura del Atlántico, a semejanza del resto de doleritas triásicas peri-Atlánticas de marcada afinidad toleítica.

REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS



REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS

- ACOSTA ECHEVARRIA, A.; PASCUAL MARTINEZ, E.; GARCIA CERVIGON, A. y MARTIN RUBI, J.M. (1983): Las rocas subvolcánicas de Cuevas del Campo. I. Datos petrológicos. *Estudios geol.*, 39, 261-269.
- ADAN DE YARZA, R. (1882): Edad de las ofitas. *Bol. Com. Mapa geol. España*, 9, 93-96.
- AGUIRRE, L. (1988): Chemical mobility during low-grade metamorphism of a Jurassic lava flow: Rio Grande Formation, Peru. *Journal of South America Earth Sciences*, 1(4), 343-361.
- AGUIRRE, L. (1993): Compositional variations of Cretaceous pumpellyites along the Western margin of South America and their relation to an extensional geodynamic setting. *J. Metamorph. Geology*, in press.
- AGUIRRE, L. (1992): Metamorphic pattern of Cretaceous Celica Formation, SW Ecuador, and its geodynamic implications. *Tectonophysics*, 205, 223-237.
- AGUIRRE, L. (1977): Petrology of the Kamuikotan metamorphic belt at the Kamiotanbetsu-Numaushi cross section. Central Hokkaido, Japan. *in*: "Comparative Studies on the Geology of the Circum-Pacific Orogenic Belt in Japan and Chile, 1st Rept.", 125-149.
- AGUIRRE, L.; LEVI, B. y NYSTROM, J.O. (1989): The link between metamorphism, volcanism and geotectonic setting during the evolution of the Andes. *in*: "Evolution of Metamorphic Belts", *Geol. Soc. Sp. Publ.*, 43, 223-232.
- AGUIRRE, L.; MORATA, D.; PUGA, E. y BARONNET, A. (1993): Chemistry and crystal characteristics of pumpellyite in a metadolerite from the Archidona region, Subbetic Cordillera, Spain. *Geol. Soc. Am. Bull.*, (submitted).
- ALLEGRE, C.J.; DUPRE, B.; RICHARD, P.; ROUSSEAU, d. y BROOKS, C. (1982): Subcontinental versus suboceanic mantle. II. Nd-Sr-Pb isotopic comparison of continental tholeiites with mid-ocean ridge tholeiites and the structure of the continental lithosphere. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 57, 25-34.
- ALLEGRE, C. y MINSTER, J.F. (1978): Quantitative models of trace element behavior in magmatic processes. *Earth Planet. Sci. Letters*, 38, 1-25.
- ALLEGRE, C.J.; TREUIL, M.; MINSTER, J.F.; MINSTER, B. y ALBAREDE, F. (1977): Systematic use of trace element in igneous process. Part I: Fractional crystallization processes in volcanic suites. *Contr. Mineral. Petrol.*, 60, 57-75.
- ALTHERR, R.; HENJES-KUNST, F. y BAUMANN, A. (1990): Asthenosphere versus lithosphere as sources for basaltic magmas erupted during formation of the Red Sea: constraints from Sr, Pb and Nd isotopes. *Earth. Planet. Sci. Lett.*, 96, 269-286.
- ALVARO, A.; DEL OLMO, P.; RAMIREZ, J. y NAVIDAD, M. (1983): Facies vulcano-sedimentarias en el Trías Superior de la Sierra Norte de Mallorca. X *Congreso Nacional de Sedimentología*. 26-30 Septiembre. Menorca 1983., 6.27-6.28.
- ANDRIEUX, J.; FONTBOTE, J.M. Y MATTAUER, M. (1971): Sur un modele explicatif de l'Arc de Gibraltar. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 12, 191-198.
- ASTHANA, D. (1991): Relict clinopyroxenes from within-plate metadolerites of Petroi Metabasalt, the New England fold belt, Australia. *Mineral. Magazine*, 55, 549-561.
- ATHERTON, M.P. y AGUIRRE, L. (1992): Thermal and geotectonic setting of Cretaceous

- volcanic rocks near Ica, Peru, in relation to Andean crustal thinning. *J. South Am. Sci.*, 5, 47-69.
- ATHERTON, M.P. y WEBB, S. (1989): Volcanic facies, structure, and geochemistry of the marginal basin rocks of central Peru. *Jour. South Am. Earth Sci.*, 2(3), 241-261.
- AZAMBRE, B. y ROSSY, M. (1981): Caractère alcalin du magmatisme triassique des Corbières orientales. *Bull. Soc. geol. France*, (7), t. XXIII, n° 3, 253-262.
- AZAMBRE, B.; ROSSY, M. y ELLOY, R. (1981): Les dolérites triassiques (ophites) des Pyrénées: données nouvelles fournies par les sondages pétroliers en Aquitaine. *Bull. Soc. geol. France*, (7), t. XXIII, n° 3, 263-269
- AZAMBRE, B.; ROSSY, M. y LAGO, M. (1987): Caractéristiques pétrologiques des dolérites tholéitiques d'âge triassique (ophites) du domaine pyrénéen. *Bull. Mineral.*, 110, 379-396.
- AZEMA, J.; FOUCAULT, A.; FOURCADE, E.; GARCIA-HERNANDEZ, M.; GONZALEZ-DONOSO, J.M.; LINARES, A.; LINARES, D.; LOPEZ-GARRIDO, A.C.; RIVAS, P. y VERA, J.A. (1979): Las microfacies del Jurásico y Jurásico de las Zonas Externas de las Cordilleras Béticas. *Scr. de Publ. de la Univ. Granada*, 83 pp.
- BANNO, S. (1974): Petrologic studies on Sanbagawa crystalline schists in the Bessi-Ino District, Central Sikoku, Japan. *Journal of the Faculty of Science, Tokyo University*, 15, 203-319.
- BARBERI, F.; BIZOUARD, H. y VARET, J. (1971): Nature of the clinopyroxene and iron enrichment in alkalic and transitional basaltic magmas. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 3, 93-107.
- BAROZ, F.; BEBIEN, J. y IKENNE, M. (1987): An example of high-pressure low temperature metamorphic rocks from an island-arc: the Paikon Series (Innermost Hellenides, Greece). *J. metamorphic. Geol.*, 5, 509-527.
- BARTLEY, J.M. (1986): Evaluation of REE mobility in low-grade metabasalts using mass-balance calculations. *Norsk Geologisk Tidsskrift*. Oslo, 66, 145-152.
- LE BAS, M.J. (1962): The role of aluminium in igneous clinopyroxenes with relation to their parentage. *Am. J. Sci.*, 260, 267-288.
- LE BAS, M.J.; LE MAITRWE, R.W.; STRECKEISEN, A. y ZANETTIN, B. (1986): A chemical classification of volcanic rocks based on the total Alkali-Silica Diagram. *J. Petrol.*, 27, 745-750.
- BASTIDA, J.; BESTEIRO, J.; REVENTOS, M.M.; LAGO, M. y POCOVI, A. (1989): Los basaltos alcalinos subvolcánicos espilitizados de Arándiga (provincia de Zaragoza): estudio mineralógico y geoquímico. *Acta geol. Hisp.*, 24, 115-130.
- BECCALUVA, L.; MACCIOTTA, G.; PICCARDO, G.B. y ZEDA, O. (1989): Clinopyroxene composition of ophiolite basalts as petrogenetic indicator. *Chem. Geol.*, 77, 165-182.
- BEIERSDORFER, R.E. (*in press*): Diastathermal metamorphism of a Late Jurassic volcanic-plutonic arc, Northern California, USA. *J. metamorphic. Geol.*,
- BELLIE, G.; PICCIRILLO, E.M.; GAVAZZINI, G.; PETRINI, R.; COMIN-CHIARAMONTI, P.; NARDY, A.J.R.; CIVETTA, L.; MELFI, A.J. y ZANTEDESCHI, P. (1990): Low-and High-TiO₂ Mesozoic tholeiitic magmatism of the Maranhao basin (NE-Brazil): K/Ar age, geochemistry, petrology, isotope characteristics and relationships with Mesozoic low-and high-TiO₂ flood basalts of the Paraná basin (SE-Brazil). *N. Jb. Mineral. Abh.*, 162 (1), 1-33.

- BERGH, S.G. y SIGVALDASON, G.E. (1991): Pleistocene mass-flow deposits of basaltic hyaloclastite on a shallow submarine shelf, South Iceland. *Bull. Volcanol.*, 53, 597-611.
- BERTRAND, H. (1987): Le magmatisme tholéitique continental de la marge ibérique, précurseur de l'ouverture de l'Atlantique central: les dolérites du dyke de Messejana-Plasencia (Portugal-Espagne). *C.R. Acad. Sci. Paris*, serie II, t. 304, 215-220.
- BERTRAND, H. (1991): The Mesozoic Tholeiitic province of Northwest Africa: a volcanotectonic record of early opening of Central Atlantic. *in: Magmatism in Extensional Structural Settings. The Phanerozoic African Plate*. A.B. Kampunzu y R.T. Lubala (eds.), 147-188.
- BERTRAND, H.; DOSTAL, J. y DUPUY, C. (1982): Geochemistry of early Mesozoic tholeiites from Morocco. *Earth. Planet. Sci. Lett.*, 58, 225-239.
- BESEMS, R. E. y SIMON, O. J. (1982): Aspects of middle and late triassic palynology. 5. On the Triassic of the Subbetic Zone in the province of Murcia (Betic Cordilleras, Southeastern Spain). *Proceeding of the Koninklijke Nederlandse Akademie van Wetenschappen*. Serie B., 85 (1), 29-51.
- BESENS, R. E. (1982): Aspects of middle and late triassic palynology. 4. On the triassic of the External Zone of the Betic Cordilleras in the province of Jaen, Southern Spain (with a note on the presence of Cretaceous palynomorphs in a presumed "Keuper" section). *Proceeding of the Koninklijke Nederlandse Akademie van Wetenschappen*, Series B., 85 (1), 1-27.
- BETTON, P.J. y CIVETTA, L. (1984): Strontium and neodymium isotopic evidence for the heterogeneous nature and development of the mantle beneath Afar (Ethiopia). *Earth Plan. Sci. Lettr.*, 71, 59-70.
- BEVINS, R.E. y MERRIMAN, R.J. (1988): Compositional controls on coexisting prehnite-actinolite and prehnite-pumpellyite assemblages in the Tal y Fan metabasite intrusion, North Wales: implications for Caledonian metamorphic field gradients. *J. metamorphic. Geol.*, 6, 17-39.
- BEVINS, R.E.; ROBINSON, D. y ROWBOTHAM, G. (1991): Compositional variations in mafic phyllosilicates from regional low-grade metabasites and application of the chlorite geothermometer. *J. metamorphic. Geol.*, 9, 711-721.
- BEZIAT, D. (1983): Etude pétrologique et géochimique des ophites des Pyrénées. Implications géodynamiques. *Thèse 3ème cycle*. Université Paul Sabatier de Toulouse, 60 pp.
- BEZIAT, D.; JORON, J.L.; MONCHOUX, P.; TREUIL, M. y WALGENWITZ, F. (1991): Geodynamic implications of geochemical data for the Pyrenean ophites (Spain-France). *Chem. Geol.*, 89, 243-246.
- BEZIAT, D. y WALGENWITZ, F. (1983): Mise en évidence d'un processus d'accumulation dans le gisement de dolérite (ophite) d'Arbras (Haute-Garonne). *C.R. Acad. Sci. Paris*, Série II, t. 296, 1435-1440.
- BLUNDY, J.D. y HOLLAND, T. J. B. (1990): Calcic amphibole equilibria and a new amphibole-plagioclase geothermometer. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 104, 208-224.
- BOLES, J.R. y COOMBS, D.S. (1975): Mineral reactions in zeolitic tuff, Hokonui Hills, New Zealand. *Bull. Geol. Soc. Am*, 86, 163-173.
- BROOKS, E.R.; WODD, M.M. y GARBUTT, P.L. (1982): Origin and metamorphism of peperite and associated rocks in the Devonian Elwell Formation, northern Sierra Nevada, California. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 93, 12208-1231.
- BROWN, E.H. (1977): The crossite content of Ca-amphiboles as a guide to pressure of

- metamorphism. *J. Petrol.*, 18 (1), 53-72.
- BUSBY-SPERA, C.J. y WHITE, J.D.L. (1987): Variation in peperite textures associated with differing host-sediment properties. *Bull. Volcanol.*, 49, 765-775.
- BUSNARDO, R. y CHENEVOY, M. (1962): Dolerites intrusives dans le Lias et le Dogger d'Andalousie; leurs différentiations pegmatitiques alcalins et auréoles de métamorphisme. *Bull. Soc. geol. France*, (7) IV, 461-470.
- CABANIS, B.; COCHEME, J.J.; VELLUTINI, P.J.; JORON, J.L. y TREUIL, M. (1990): Post-collisional Permian volcanism in northwestern Corsica: an assessment based on mineralogy and trace-element geochemistry. *J. Volc. Geotherm. Res.*, 44, 51-67.
- CABANIS, B.; GUILLOT, P.L.; SANTALLIER, D.; MEYER, G.; JAFFREZIC, H. y TREUIL, M. (1983): Apport des éléments traces à l'étude géochimique des metabasalts du Bas Limousin. *Bull. Soc. geol. France*, (7), t. XXV, 563-574.
- CABANIS, B. y THIEBLEMONT, D. (1988): La discrimination des tholéiites continentales et des basaltes arrière-arc. Proposition d'un nouveau diagramme, le triangle Th-3xTb-2xTa. *Bull. Soc. geol. France*, t. IV, n.6, 927-935.
- CAMERON, M. y PAPIKE, J. J. (1981): Structural and chemical variations in pyroxenes. *Am. Mineral.*, 6, 1-50.
- CAMPBELL, I.H. (1985): The difference between oceanic and continental tholeiites: a fluid dynamic explanation. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 91, 37-43.
- CAMPBELL, I.H. y GRIFFITHS, R.W. (1990): Implications of mantle plume structure for the evolution of flood basalts. *Earth. Planet. Sci. Lett.*, 99, 79-93.
- CARPENTER, M.A. y OKAY, A. (1978): Topotactic replacement of augite by omphacite in blueschist rock from north-west Turkey. *Mineral. Magazine*, 42, 435-438.
- CAS, R.A.F. y WRIGHT, J.V. (1988): *Volcanic Successions. Modern and Ancient*. Unwin Hyman (London), 528 pp.
- CATHELINEAU, M. (1988): Cation site occupancy in chlorites and illites as a function of temperature. *Clay Minerals*, 23, 471-485.
- CATHELINEAU, M. y NIEVA, D. (1985): A chlorite solid solution geothermometer: The Los Azufres (Mexico) geothermal system. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 91, 235-244.
- CHO, M. y LIOU, J.G. (1987): Prehnite-pumpellyite to greenschist facies transition in the Karmutsen Metabasites, Vancouver Island, B. C. *J. Petrol.*, 28 (3), 417-443.
- CHO, M.; LIOU, J.G. y MARUYAMA, S. (1986): Transition from the zeolite to prehnite-pumpellyite facies in the Karmutsen metabasites, Vancouver Island, British Columbia. *J. Petrol.*, 27 (2), 467-494.
- CHURCH, W.R. (1987): REE mobility due to alteration of Indian Ocean basalt: discussion. *Can. J. Earth Sci.*, 24, 192.
- COISH, R.A.; BRAMLEY, A.; GAVIGAN, T. y MASINTE, R. (1991), *Geology*, 19, 1021-1024.
- COISH, R.A.; PERRY, D.A.; ANDERSON, C.D. y BILEY, D. (1986): Metasvolcanic rocks from The Stowe formation, Vermont: remnants of ridge and intraplate volcanism in the Iapetus Ocean. *Am. J. Sci.*, 286, 1-28.
- COISH, R.A.; FLEMING, F.S.; LARSEN, M.; POYNER, R. y SCIBERT, J. (1985): Early rift history of the proto-Atlantic ocean: geochemical evidence from metavolcanic rocks in Vermont. *Am. Jour. Sci.*, 285, 351-378.
- COISH, R.A. y SINTON, C.W. (1992): Geochemistry of mafic dikes in the Adirondack mountains: implications for late Proterozoic continental rifting. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 110, 500-514.
- COISH, R.A. y TAYLOR, L.A. (1979): The effects of cooling rate on texture and pyroxene

- chemistry in DSDP Leg 34 basalt: a microprobe study. *Earth. Planet. Sci. Lett.*, 42, 389-398.
- COMAS, M.C. y GARCIA-DUENAS, V. (1988): La evolución de un segmento del paleomargen sudibérico: la Zona Subbética. *II Congreso Geológico de España., Excursión B-3*,
- COMAS, M.C. y GARCIA-DUENAS, V. (1984): Sobre la evolución fisiográfica del paleomargen mesozoico correspondiente a las zonas externas centrales de las Cordilleras Béticas. *in*: "El borde mediterráneo español: evolución del orógeno bético y geodinámica de las depresiones neógenas." Granada 1984., 41- 43.
- COMAS, M.C.; PUGA, E.; BARGOSI, G.M.; MORTEN, L. y ROSSI, P.L. (1986): Paleogeography, sedimentation and volcanism of the Central Subbetic Zone, Betic Cordilleras, Southeastern Spain. *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, H-7, 385-404.
- COMPSTON, W.; WILLIAMS, I.S.; CAMPBELL, I.H. y GRESHAM, J.J. (1985/86): Zircon xenocrysts from the Kambalda volcanics: age constraints and direct evidence for older continental crust below the Kambalda-Norseman greenstones. *Earth. Planet. Sci. Lett.*, 76, 299-311. 13
- COOMBS, D.S.; NAKAMURA, Y. y VAUGNAT, M. (1976): Pumpellyite-actinolite facies schists of the Taveganne Formation near Loèche, Switzerland. *J. Petrol.*, 17, 440-471.
- CORTESOGNO, L.; LUCCHETTI, G. y SPADEA, P. (1984): Pumpellyite in low-grade metamorphic rocks from Ligurian and Lucanian Appenines, Maritime Alps and Calabria (Italy). *Contrib. Mineral. Petrol.*, 85, 14-24.
- COX, K.G. (1980): A model for flood basalt vulcanism. *J. Petrol.*, 21, 629-650.
- COX, K.G. (1983): The Karoo province of southern Africa: origin of trace element patterns. *in*: Hawkesworth, C.J. & Norry, M.J. (eds). *Continental basalts and mantle xenoliths*. Shiva, Chesire, UK, 139-157.
- COX, K.G.; BELL, J.D. y PANKHURST, R.J. (1979): *The interpretation of igneous rocks*. Allen & Unwin, Londres, 450 pp.
- COX, K.G. y HAWKESWORTH, C.J. (1984): Relative contribution of crust and mantle to flood basalt magmatism, Mahabaleshwar area, Deccan Traps. *Phil. Trans. R. Soc. Lond.*, A310, 627-641.
- CRUZ SAN JULIAN, J. (1974): Estudio geológico del sector Cañete la Real-Teba-Osuna. *Tesis Doctoral*. Univ. de Granada. , 431 pp.
- CURTIS, L.W. y GITTINGS, J. (1979): Aluminous and titaniferous clinopyroxenes from regionally metamorphosed agpaitic rocks in Central Labrador. *J. Petrol.*, 20, 165-186.
- DE PAOLO, D.J. (1981): Trace element and isotopic effects of combined wallrock assimilation and fractional crystallization. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 53, 189-202.
- DE SMET, M.E.M. (1984): Wrenching in the External Zone of the Betic Cordilleras. Southern Spain. *Tectonophysics*, 107, 57-79.
- DEER, W.A.; HOWIE, R.A. y ZUSSMAN, J.(1966): *An introduction to the rock forming minerals*. Ed. Longman Scientific & Technical. 528pp.
- DEVEY, C.W. y COX, K.G. (1987): Relationships between crustal contamination and crystallisation in continental flood basalt magmas with special reference to the Deccan Traps of Western Ghats, India. *Earth. Planet. Sci. Lett.*, 84, 59-68.
- DEWEY, J.F.; PITMAN, W.C.; RYAN, W.B.F. y BONNIN, J. (1973): Plate tectonics and the evolution of the alpine system. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 84, 3137-3180.
- DIAZ DE FEDERICO, A.; PUGA, E.; TORRES-ROLDAN, R. y VERA, J.A. (1980): Correlation of the phases of deformation, metamorphism and magmatism in the Betic

- ranges. *in*: "Géologie des chaînes alpines: issues de la Téthys". Mem. B.R.G.M., 115, 291-293.
- DICKIN, A.P. y JONES, N.N. (1983): Relative elemental mobility during hydrothermal alteration of a basic sill, Isle of Skye, N.W. Scotland. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 82, 147- 153.
- DICKIN, A.P.; BROWN, J.L.; THOMPSON, R.N.; HALLIDAY, A.N. y MORRISON, M.A. (1984): Crustal contamination and the granite problem in the British Tertiary Volcanic Province. *Phil. Trns. R. Soc. London*, A310, 755-780.
- DIMROTH, E.; COUSINEAU, P.; LEDUC, M. y SANCHAGRIN, Y. (1978): Structure and organization of Archean subaqueous basalt flows, Rouyn-Noranda area, Quebec, Canada. *Can. J. Earth Sci.*, 15, 902-918.
- DOMINGUEZ BELLA, S.; FORTEZA, M.; CORNEJO, J. y ALVAREZ, M.A. (1989): Estudio mineralógico de diferentes prehnitas asociadas a rocas ofíticas de la provincia de Cádiz. *Bol. Soc. Esp. Min.*, 12, 179-187.
- DOSTAL, J.; BARAGAR, W.R.A. y DUPUY, C. (1986): Petrogenesis of the Natkusiak continental basalts, Victoria Island, Northwest Territories, Canada. *Can. J. Earth Sci.*, 23, 622-632.
- DOSTAL, J. y STRONG, D.F. (1983): Trace-element mobility during low-grade metamorphism and silicification of basaltic rocks from Saint John, New Brunswick. *Can. J. Earth Sci.*, 20, 431-435.
- DROOP, G.T.R. (1987): A general equation for estimating Fe^{3+} concentrations in ferromagnesian silicates and oxides from microprobe analyses, using stoichiometric criteria. *Min. Magazine*, 55, 431-435.
- DUFFIELD, W.A.; BACON, C.R. y DELANEY, P.T. (1986): Deformation of poorly consolidated sediment during shallow emplacement of a basalt sill, Coso Range, California. *Bull. Volcanol.*, 48, 97-107.
- DUPUY, C. y DOSTAL, J. (1984): Trace element geochemistry of some continental tholeiites. *Earth. Planet. Sci. Lett.*, 67, 61-69.
- DURAND-DELGA, M. (1980): La Méditerranée occidentale: étape de sa genèse et problèmes structuraux liés à celle-ci. *Livre Jubilaire de la Soc. géol. de France*, 1830-1980.
- DURAND-DELGA, M. y FONTBOTE, J.M. (1980): Le cadre structural de la Méditerranée occidentales. *in*: "Géologie des chaînes alpines: issues de la Téthys". Mém. B.R.G.M., 115, 67- 85.
- ERNST, W.G. (1979): Coexisting sodic and calcic amphiboles from high'pressure metamorphic belts and the stability of barroisitic amphibole. *Min. Magazine*, 43, 269-278.
- ESSENE, E.J. y FYFE, W.S. (1976): Omphacite in Californian metamorphic rocks:. *Contr. Mineral. Petrol.* , 15, 1-23.
- EVARTS, R.C. y SCHIFFMAN, P. (1983): Submarine hydrothermal metamorphism of the Del Puerto ophiolite, California. *Am. J. Sci.*, 283, 289-340.
- FALLOT, P. (1948): Les Cordillères Bétiques. *Estudios Geol.*, 8, 83-172.
- FAVRE, P. y STAMPFLI, G.M. (1992): From rifting to passive margin: th examples of the Red Sea, Central Atlantic and Alpine Tethys. *Tectonophysics*, 215, 69-97.
- FENOLL HACH-ALI, P. y GARCIA-ROSSELL, L. (1974): Las mineralizaciones de hierro tipo "ocres rojos" en la localidad de Garciez (Jaén), España. *Società Italiana Mineralogia e Petrologia*. Milano., XXX (2), 597-610.
- FINK, J.H. y FLETCHER, R.C. (1978): Ropy pahoehoe: surface folding of a viscous fluid.

- J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 4, 151-170.
- FITTON, J.G.; JAMES, d.; KEMPTON, P.D.; ORMEROD, D.S. y LEEMAN, W.P. (1988): The role of lithospheric mantle in the generation of late cenozoic basic magmas in the western United States. *in: Oceanic and continental lithosphere: similarities and differences. J. Petrol.*, Special vol., 331-349.
- FODOR, R.V. (1987): Low- and high-TiO₂ flood basalts of southern Brazil: origin from picritic parentage and a common mantle source.: *Earth Planet. Sci. Lett.*, 84, 423-430.
- FODOR, R.V. y KEIL, K. (1975): Contributions to the mineral chemistry of Hawaiian rocks. IV- Pyroxenes in rocks from Haleakala and West Maui Volcanoes, Maui, Hawaii. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 50, 173-195.
- FONTBOTE, J.M. y QUINTERO, I. (1960): Lavas almohadilladas (pillow-lavas) en los afloramientos volcánicos de la transversal Iznalloz-Jaen (Cordillera Subbética). *Notas y Com. Inst. Geol. Min. España*, 60, 85-90.
- FONTBOTE, J.M. y VERA, J.A. (1984): La Cordillera Bética. Introducción. *in: Libro Jubilar J.M. Ríos, Geología de España. v. 2*, 343-349.
- FOUCAULT, A. y RAOULT, J.F. (1988): *Dictionnaire de géologie*. Ed. Masson (3^a edición), 352 pp.
- FREY, M.; CAPITANI, C. DE y LIOU, J.G. (1991): A new petrogenetic grid for low-grade metabasites. *J. metamorphic. Geol.*, 9, 497-509.
- GARCIA CERVIGON, A.; RODRIGUEZ GALLEGO, M. y MARTIN RAMOS, D. (1977a): Interestratificado regular a 28 A relacionado con rocas ofíticas alteradas por vía hidrotermal del NW de la provincia de Murcia. *Cuad. Geol. Univ. Granada*, VII, 61-75.
- GARCIA-CERVIGON, A.; ESTEVEZ, A. y FENOLL HACH-ALI, P. (1976): Los yacimientos de magnetita del coto minero de Cehegín (Zona Subbética, provincia de Murcia). *Cuad. Geol. Univ. Granada*, 7, 123-140.
- GARCIA-CERVIGON, A.; RODRIGUEZ GALLEGO, M. y PEREZ DEL VILLAR, L. (1976): Estudio de una prehnita de origen hidrotermal en Caravaca (Murcia). *Estudios geol.*, 32, 199-204.
- GARCIA-CERVIGON, A.; TORRES RUIZ, J. y SANZ DE GALDEANO, C. (1977b): Nota sobre los filones hidrotermales asociados a un afloramiento de doleritas en Valdehornillo (Fuensanta de Martos, Jaén). *Estudios geol.*, 33, 275-280.
- GARCIA-CERVIGON BELLON, A. (1973): Estudio mineralógico y geoquímico de los productos de alteración de rocas ígneas del NW de la provincia de Murcia (España). *Tesis Doctoral*. Univ. Granada., 685 pp.
- GARCIA-DUEÑAS, V. y COMAS, M.C. (1983): Sobre la evolución mesozoica de la plataforma y margen ibéricos correspondientes a las Zonas Externas Béticas. *Actas V Asambl. Nac. Geof.*, 271.
- GARCIA-ROSSEL, L. y FENOLL HACH-ALI, P. (1972): Nota sobre las características de un tipo de magnetita del Trías de la provincia de Jaén. *Studia Geológica.*, IV, 95-102.
- GARCIA-HERNANDEZ, M.; LOPEZ-GARRIDO, A.C.; RIVAS, P.; SANZ DE GALDEANO, C. y VERA, J.A. (1980): Mesozoic paleogeographic evolution of the external zones of the Betic Cordillera. *Geol. en Mijnb.*, 59 (2), 155-168.
- GÖLZ, E. (1978): Basische Eruptiva ("Ophite") im Mesozoikum von Murcia (SE-Spanien). *Arb. Inst. Geol. Palaönt.* Univ. Stuttgart, NF 72, 1-101.
- GOMEZ PUGNAIRE, M.T. y MUNOZ, M. (1990): Xenolitos de metapelitas de alto grado en metabasitas: evidencia del emplazamiento en corteza continental del magmatismo

- básico Nevado-Filábride (Cordilleras Béticas). *Geogaceta*, 7, 13-15.
- GOMEZ PUGNAIRE, M.T. y MUNOZ, M. (1991): Al-rich xenoliths in the Nevado-Folábride metabasites: evidence for a continental setting of this basic magmatism in the Betic Cordilleras (SE Spain). *Eur. J. Mineral.*, 3, 193-198.
- GONZALEZ DONOSO, J.M.; LINARES, D.; MOLINA, E. y SERRANO, F. (1988): El Mioceno inferior de Chirivel (Almería): Bioestratigrafía, cronoestratigrafía y significado tectosedimentario de las formaciones Ciudad Granada y Fuente-Espejos. *Rev. Soc. Geol. España*, 1, 53-71.
- GOVINDARAJU, K. (1984): Compilation of working values and sample description for 170 international samples of mainly silicate rocks and minerals. *Geostandards Newsletter*, VIII Special Issue,
- GRAPES, R. y WATANABE, T. (1992): Paragenesis of titanite in metagreywackes of the Franz Josef-Fox Glacier area, Southern Alps, New Zealand. *Eur. J. Mineral.*, 4, 547-555.
- GRAUCH, R.I. (1989): Rare earth element in metamorphic rocks. *in*: Geochemistry and Mineralogy of Rare Earth Elements. Reviews in Mineralogy. *Mineralogical Society of America.*, 21, 147-167.
- GREEN, D.H. y RINGWOOD, A.E. (1967): The genesis of basaltic magmas. *Contr. Mineral. Petrol.*, 15, 103-190.
- GUILLOU, H.; GUILLE, G.; BROUSE, R. y BARDINTZEFF, J.M. (1990): Evolution de basaltes tholéitiques vers des basaltes alcalins dans le substratum volcanique de Fangataufa (Polynésie française). *Bull. Soc. geol. France*, (8) t. VI n. 3, 537-549.
- HART, W.K.; WOLDEGABRIEL, G.; WALTER, R.C. y MERTZMAN, S.A. (1989): Basaltic volcanism in Ethiopia: constraints on continental rifting and mantle interactions. *J. Geophys. Res.*, 94, 7731-7748.
- HART, W.K.; WOLDEGABRIEL, G.; WALTER, R.C. y MERTZMAN, S.A. (1989): Basaltic volcanism in Ethiopia: constraints on continental rifting and mantle interactions. *J. Geophys. Res.*, 94, 7731-7748.
- HARTE, B. y GRAHAM, C.M. (1975): The graphical analysis of greenschist to amphibolite facies mineral assemblages in metabasites. *J. Petrol.*, 16, 347-370.
- HAWKESWORTH, C.; MANTOVANI, m.; PEATE, d. (1988): Lithosphere remobilization during Paraná CFB magmatism. *in*: *Oceanic and continental lithosphere: similarities and differences*. Cox, K.G. y Menzies, M.A. (eds), *J. Petrol.*, Special vol., 205-223.
- HAWKESWORTH, C.J.; KEMPTON, P.D.; ROGERS, N.W.; ELLAM, R.M. y CALSTEREN, P.W. (1990): Continental mantle lithosphere and shallow level enrichment processes in the Earth's mantle. *Earth. Planet. Sci. Lett.*, 96, 256-268.
- HAWKESWORTH, C.J. y VOLLMER, R. (1979): Crustal contamination versus enriched mantle: $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ and $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ evidence from the Italian volcanics. *Contr. Mineral. Petrol.*, 69, 151-165.
- HEGNER, E. y PALLISTER, J.S. (1989): Pb, Sr, and Nd isotopic characteristics of Tertiary Red Sea rift volcanics from the Central Saudi Arabian coastal Plain. *J. Geophys. Res.*, 94, 7749-7755.
- HELLMAN, P.L.; SMITH, R.E. y HENDERSON, P. (1977): Rare earth element investigation of the Cliefden outcrop, N.S.W., Australia. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 65, 155-164.
- HELMERS, H. (1978): Metamorphism in the Betic Cordilleras. *in*: Zwart, H.J. (Ed.), *Metamorphic map of Europe*, Leiden. expl. text., 142-144.

- HENDERSON, P. (1984): Rare earth elements geochemistry. *Elsevier*, Amsterdam, 510 pp.
- HERMES, J.J. (1985): Algunos aspectos de la estructura de la Zona Subbética (Cordilleras Béticas, España Meridional). *Estudios Geol.*, 41, 157-176.
- HERMES, O.D.; RAO, J.M.; DICKENSON, M.P. y PIERCE, T.A. (1984): A transitional alkalic dolerite dike suite of Mesozoic age in Southern New England. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 86, 386-397.
- HILL, R.I. (1991): Starting plumes and continental break-up. *Earth. Planet. Sci. Lett.*, 104, 398-416.
- HOLM, P.E. (1982): Non-recognition of continental tholeiites using the Ti-Y-Zr diagram. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 79, 308-310.
- HOLM, P.E. (1985): The geochemical fingerprints of different tectonomagmatic environments using hygromagmatophile element abundances of tholeiitic basalts and basaltic andesites. *Chem. Geol.*, 51, 303-323.
- HUPPERT, H.E. y SPARKS, R.S.J. (1985): Cooling and contamination of mafic and ultramafic magmas during ascent through continental crust. *Earth. Planet. Sci. Lett.*, 74, 371-386.
- IRVINE, T.N. y BARAGAR, W.R.A. (1971): A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Can. J. Earth Sci.*, 8, 523-548.
- ISHIZUKA, H. (1991): Pumpellyite from zeolite facies metabasites of the Horokanai ophiolite in the Kamuikotan zone, Hokkaido, Japan. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 107, 1-7.
- JOLLY, W.T.; DICKIN, A.P. y WU, T.W. (1992): Geochemical stratigraphy of the Huronian continental volcanics at Thessalon, Ontario: contributions of two-stage crustal fusion. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 110, 411-428.
- JORON, J.L.; CABANIS, B. y TREUIL, M. (1983): Méthodes d'identification des séries volcaniques anciennes basées sur la géochimie des éléments traces, comparaison avec les séries récentes: exemples d'application. *Bull. Centr. Rech. Explor. Prod. Elf-Aquitaine*, 7(1), 273-284.
- JORON, J.L.; TREUIL, M.; JAFFREZIC, H.; VILLEMANT, B. y RICHARD, O. (1980): Géochimie des éléments en traces du magmatisme de l'Afar et de la mégastructure Mer rouge-Afar- golfe d'Aden. Implications pétrogénétiques et géodynamiques. *Bull. Soc. geol. France*, (7), t. XXII, n° (6), 945-957.
- JORON, J.L. y TREUIL, M. (1989): Hygromagmatophile element distributions in oceanic basalts as fingerprints of partial melting and mantle heterogeneities: a specific approach and proposal of an identification and modelling method. *in*: "Magmatism in the Ocean Basins". Geological Society Special Publication. SAUNDERS, A.D. & NORRY, M.J. (eds.), 12, 277-299.
- JORON, J.L. y TREUIL, M. (1977): Utilisation des propriétés des éléments fortement hygromagmatophiles pour l'étude de la composition chimique et de l'hétérogénéité du manteau. *Bull. Soc. geol. France*, (7), t. XIX, n° 6, 1197-1205.
- KAMPUNZU, A.B.; HERMITTE, D. y ONGENDANGENDA, T. (1991): West African magmatism: Introduction. *in*: *Magmatism in extensional structural settings*. Kampunzu y Lubala (eds) 138-146.
- KANO, K.I. (1989): Interactions between andesitic magma and poorly consolidated sediments: examples in the Neogene Shirahama Group, South Izu, Japan. *J. Volc. Geotherm. Res.*, 37, 59-75.
- KAWACHI, Y. (1975): Pumpellyite-actinolite and contiguous facies metamorphism in part of upper Wakatipu district, South Island, New Zealand. *N.Z. Journal of Geology and Geophysics*, 18 (3), 401-441.

- KILLIAN, M.W. (1885): Posición de algunas rocas ofíticas en el norte de la provincia de Granada. *Bol. Com. Mapa geol. España*, 12, 237-241.
- KOKELAAR, B.P. (1982): Fluidization of wet sediments during the emplacement and cooling of various igneous bodies. *J. Geol. Soc. London*, 139, 21-33.
- KOKELAAR, P. (1986): Magma-water interactions in subaqueous and emergent basaltic volcanism. *Bull. Volcanol.*, 48, 275-289.
- KRETZ, R. (1983): Symbols for rock-forming minerals. *Am. Mineral.*, 68, 277-279.
- KRETZ, R. (1982): Transfer and exchange equilibria in a portion of the pyroxene quadrilateral as deduced from natural and experimental data. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 46, 411-421.
- KRYNAUW, J.R.; HUNTER, D.R. y WILSON, A.H. (1988): Emplacement of sills into wet sediments at Grunehogna, western Dronning Maud Land, Antarctica. *J. Volc. Geotherm. Res.*, 145, 1019-1032.
- KUNIYOSHI, S. y LIOU, J.G. (1976): Contact metamorphism of the Karmutsen volcanics, Vancouver Island, British Columbia. *J. Petrol.*, 17 (1), 73-99.
- KUSHIRO, I. (1960): Si-Al relation in clinopyroxenes from igneous rocks. *Am. J. Sci.*, 258, 548-554.
- LAGO, M. (1980): Estudio geológico, petrológico, geoquímico y de aprovechamiento industrial de rocas ofíticas en el Norte de España. *Tesis Doctoral. Universidad de Zaragoza*, 444 pp.
- LAGO, M.; AMIGO, J.M. y POCOVI, A. (1989): Características composicionales y geotermométricas de clinopiroxenos en doleritas triásicas ("ofitas") del área de "El Grado-Aguinaliu" (provincia de Huesca). *Bol. Soc. Esp. Min.*,
- LAGO, M. y POCOVI, A. (1984a): Aspectos geológicos y petrológicos de las doleritas triásicas (ofitas) de Cantabria. *I Congreso Español de Geología.*, II, 147-160.
- LAGO, M. y POCOVI, A. (1984b): Las espilitas del área del Moncayo (Zaragoza-Soria): caracteres geológicos y petrológicos. *I Congreso Español de Geología.*, II, 161-176.
- LAGO, M. y POCOVI, A. (1982): Nota preliminar sobre la presencia de estructuras fluidales en las ofitas del área de Estopiñán (Provincia de Huesca). *Acta geol. Hisp.*, 17 (4), 227-233.
- LAGO, M.; POCOVI, A.; VAQUER, R.; BASTIDA, J. y ARRANZ, E. (1992): Petrología y geoquímica del magmatismo alcalino en zonas del antepaís mesozoico de la Cadena Pirenaica y áreas asociadas. *III Congreso Geológico de España*, Simposios 2, 107-116.
- LAGO, M.; VAQUER, R.; POCOVI, A.; NAVARRO, J.; MILLAN, H. y MARTINEZ, M.B. (1989): Características petrológicas y geoquímicas de las doleritas triásicas ("ofitas") del sector de "El Grado-Aguinaliu" (provincia de Huesca). *III Congreso de Geoquímica de España.*, I, 109-118.
- LAIRD, J. (1980): Phase equilibria in mafic schist from Vermont. *J. Petrol.*, 21, 1-37.
- LAIRD, J. y ALBEE, A.L. (1981): Pressure-temperature, and time indications in mafic schist: their application to reconstructing the polymetamorphic history of Vermont. *Am. J. Sci.*, 281, 127-175.
- LAPIERRE, H. y CABANIS, B. (1985): Caractérisation d'une série tholéiitique d'arc d'âge paléozoïque (Klamath orientales - Nord de la Californie, USA) à l'aide des clinopyroxènes et des éléments en traces. *Bull. Soc. geol. France*, 8, t. I, n° 4., 541-552.
- LEAKE, B.E. (1978): Nomenclature of amphiboles. *Mineral. Magazine*, 42, 533-563.
- LEAT, P.T.; THOMPSON, R.N.; MORRISON, M.A.; HENDRY, G.L. y DICKIN,

- A.P.(1988): Compositionally-diverse Miocene-recent rift-related magmatism in northwest Colorado: partial melting, and mixing of mafic magmas from 3 different asthenospheric mantle sources. *In: Oceanic and continental lithosphere: similarities and differences.* Cox, K.G. y Menzies, M.A. (eds). *J. Petrol.* Special vol., 351-377.
- LEEMAN, W.P.; HAWKESWORTH, C.J. (1986): Open magma systemz: trace elements and isotopic constraints. *J. Geophys. Res. C*, 91, 5901-5912.
- LETERRIER, J.; MAURY, R.C.; THONON, P.; GIRARD, D. y MARCHAL, M. (1982): Clinopyroxene composition as a method of identification of the magmatic affinities of paleo-volcanic series. *Earth. Planet. Sci. Lett.*, 59, 139-154.
- LIGHTFOOT, P. y HAWKESWORTH, C. (1988): Origin of Deccan Trap lavas: evidence from combined trace element and Sr-, Nd- and Pb-isotope studies. *Earth. Planet. Sci. Lett.*, 91, 89-104.
- LIGHTFOOT, P.C. y NALDRETT, A.J. (1989): Assimilation and crystallization in basic magma chambers: trace-element and Nd-isotopic variations in the Kerns sill, Nipissing diabase province, Ontario. *Can. J. Earth Sci.*, 26, 737-754.
- LIGHTFOOT, P.C.; SUTCLIFFE, R.H. y DOHERTY, W. (1991): Crustal contamination identified in Kewwnawan Osler group tholeiites, Ontario: a trace element perspective. *J. Geol.*, 99, 739-760.
- LINDSLEY, D.H. (1983): Pyroxene thermometry. *Am. Mineral.*, 68, 477-493.
- LIU, J.G. (1983): Occurrences, compositions and stabilities of some Ca-Al hydrous silicates in low-grade metamorphic rocks. *Memoir of the Geological Society of China.*, 5, 47-66.
- LIU, J.G. (1979): Zeolite facies metamorphism of basaltic rocks from the East Taiwan Ophiolite. *Am. Mineral.*, 64, 1-14.
- LIU, J.G. y ERNST, W.G. (1979): Oceanic ridge metamorphism of the East Taiwan ophiolite. *Contr. Mineral. Petrol.*, 68, 335-342.
- LIU, J.G.; MARUYAMA, S. y CHO, M. (1985): Phase equilibria and mineral paragenesis of metabasites in low- grade metamorphism. *Mineral. Magazine*, 49, 321-333.
- LIU, J.G.; MARUYAMA, S. y CHO, M. (1987): Very low-grade metamorphism of volcanic and volcanoclastic rocks-mineral assemblages and mineral facies. *in: Low Temperature Metamorphism.* Ed. by M.Frey. Blackie. USA. Chapman and Hall, New York. ,59-113.
- LOFGREN, G.E. (1983): Effect of heterogeneous nucleation on basaltic textures: a dynamic crystallization study. *J. Petrol.*, 24, 229-255.
- LONGHI, J. (1991): Comparative liquidus equilibria of hyperstene-normative basalts at low pressure. *Am. Mineral.*, 76, 785-800.
- LOPEZ RIUZ, J. (1986): Aplicación de la geoquímica de elementos traza a la génesis de las rocas ígneas. *Est. Geol.*, 42, 239-258.
- LUCCHETTI, G.; CABELLA, R. y CORTESOGNO, L. (1990): Pumpellyites and coexisting minerals in different low-grade metamorphic facies of Liguria, Italia. *J. metamorphic. Geol.*, 8, 539-550.
- LUDDEN, J.; GELINAS, L. y TRUDEL, P. (1982): Archean metavolcanics from the Rouyn-Noranda district, Abitibi Greenstone Belt, Quebec. 2. Mobility of trace elements and petrogenetic constraints. *Can. J. Earth Sci.*, 19, 2276-2287.
- LUHR, J.; CARMICHAEL, I.S.E. y VEREKAMP, J.C. (1984): The 1982 eruptions of El Chichon volcano, Chiapas, Mexico: Mineralogy and petrology of the anhydrite-bearing pumices. *J. Volcanol. Geoth. Res.*, 23, 69-108.
- MAHONEY, J.; MACDOUGLAS, J.D.; LUGMAIR, G.W.; MURALI, A.V. y GOLOPAN,

- K. (1982): Origin of the Deccan trap flows at Mahabaleshwar inferred from the Nd and Sr isotopic and chemical evidence. *Earth Plan. Sci. Lett.*, 60, 47-60.
- MANSPEIZER, W.; PUFFER, J.H. y COUSMINER, H.L. (1978): Separation of Morocco and eastern North America: a triassic- liassic stratigraphic record. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 89, 901- 920.
- MARCELOT, G.; DUPUY, C.; DOSTAL, J.; RANCON, J.P. y POUCKET, A. (1989): Geochemistry of mafic volcanic rocks from the Lake Kivu (Zaire and Rwanda) section of the western branch of the African Rift. *J. Volc. Geotherm. Res.*, 39, 73- 88.
- MARESCH, W.V. (1977): Experimental studies on glaucophane: an analysis of present knowledge. *Tectonophysics*, 43, 109-125.
- MARSH, J.S. (1989): Geochemical constraints on coupled assimilation and fractional crystallization involving upper crustal compositions and continental tholeiitic magma. *Earth Plan. Sci. Lett.*, 92, 70-80.
- MARTIN-ALGARRA, A. (1987): *Evolución geológica alpina del contacto entre las Zonas Internas y las Zonas Externas de la Cordillera Bética*. Tesis Univ. Granada, 1171 pp.
- MARUYAMA, S.; CHO, M. y LIOU, J.G. (1986): Experimental investigations of blueschists-greenschist transition equilibria: Pressure dependence of Al₂O₃ contents in sodic amphiboles.-A new geobarometer. *Geological Society of America Memoir*, 164, 1-16.
- MARUYAMA, S. y LIOU, J.G.(1985): The stability of Ca-Na pyroxene in low-grade metabasites of high-pressure intermediate facies series. *Am. Mineral.*, 70, 16-29.
- MARUYAMA, S. y LIOU, J.G. (1987): Clinopyroxene- a mineral telescoped through the processes of blueschist facies metamorphism. *J. metamorphic. Geol.*, 5, 529-552.
- MARUYAMA, S. y LIOU, J.G. (1988): Petrology of Franciscan metabasites along the jadeite-glaucophane type facies series, Cazadero, California. *J. Petrol.*, 29 (1), 1-37.
- MARUYAMA, S.; SUZUKI, K. y LIOU, J.G. (1983): Greenschist-amphibolite transition at low pressures. *J. Petrol.*, 24, 583-604.
- MASSONNE, H.J. y SCHREYER, W. (1987): Phengite geobarometry based on the limiting assemblage with K- feldspar, phlogopite, and quartz. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 96, 212-224.
- MAY, P.R. (1971): Pattern of triassic-jurassic diabase dikes around the North Atlantic in the context of pre-drift position of the continents. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 82, 1285-1292.
- McDONOUGH, W.F. (1990): Constraints on the composition of the continental lithospheric mantle. *Earth. Planet. Sci. Lett.*, 101, 1-18.
- McHONE, J.G. y BUTLER, J.R. (1984): Mesozoic igneous provinces of New England and the opening of the North Atlantic Ocean. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 95, 757-765.
- MELLINI, M.; CARBONARI, S.; DAL NEGRO, A. y PICCIRILLO, E.H. (1988): Tholeiitic hypabissal dykes: how many clinopyroxenes?. *Lithos*, 22, 127-134.
- MENZIES, M.A. y HALLIDAY, A. (1988): Lithospheric mantle domains beneath the Archaean and Proterozoic crust of Scotland. *In: Oceanic and continental lithosphere: similarities and differences. J. Petrolo.*, Special Vol.; 275-302.
- MENZIES, M.A. y KYLE, P.R. (1990): Continental volcanism: a crust-mantle probe. *in: "Continental Mantle"*, ed. by Martin A. MENZIES ,158-177.
- MERRIMAN, R.J.; BEVINS, R.E. y BALL, T.K. (1986): Petrological and geochemical variations within the Tal y Fan intrusion: a study of element mobility during low-grade metamorphism with implications for petrotectonic modelling. *J. Petrol.*, 27 (6), 1409-1436.
- MESCHÉDE, M. (1987): The continental geochemistry of Triassic ophiolites of northern Spain.

- N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, 5, 287- 296.
- MEVEL, C. y VELDE, D. (1976): Clinopyroxenes in mesozoic pillow-lavas from the french Alps: influence of cooling rate on compositional trends. *Earth. Planet. Sci. Lett.*, 32, 158- 164.
- MIDDLEMOST, E.A.K. (1989): Iron oxidation ratios, norms and the classification of volcanic rocks. *Chem. Geol.*, 77, 19-26.
- MIDDLEMOST, E.A.K. (1991): Towards a comprehensive classification of igneous rocks and magmas. *Earth-Science Reviews*, 31, 73-87.
- MITJAVILA, J. y MARTI, J. (1986): El volcanismo triásico del sur de Catalunya. *Rev. Inv. Geol.*, 42/43, 89-103.
- MOLARD, J.P.; MAURY, R.C.; LETERRIER, J. y BOURGOIS, J. (1983): Teneurs en chrome et titane des clinopiroxènes calciques des basaltes; application à l'identification des affinités magmatiques de roches paléovolcaniques. *C.R. Acad. Sci. Paris*, t. 296. Série II, 903-908.
- MONTIGNY, R.; AZAMBRE, B.; ROSSY, M. y THIZAT, R. (1982): Etude K/Ar du magmatisme basique lié au Trias supérieur des Pyrénées. Conséquences méthodologiques et paléogéographiques. *Bull. Mineral.*, 105, 673-680.
- MOORE, J.G. y CHALTON, D.W. (1984): Ultrathin lava layers exposed near San Luis Obispo Bay, California. *Geology*, 12, 542-545.
- MORATA-CESPEDES, D. (1990): Estructuras fluidales de las "ofitas" de la zona Subbética. *Bol. Soc. Esp. Min.*, 13-1, 160.
- MORATA, D.; LAGO, M.; BASTIDA, J.; PUGA, E.; POCOVI, A. y VAQUER, R. (1991): A comparison of the geological, petrological and geochemical features of the Late Triassic to Middle Jurassic tholeiitic magmatism in the Subbetic and Levante areas (Spain). *Terra Abstracts*, 3(1), 321.
- MORATA, D. y PUGA, E. (1992): Aluminium silicate xenocrystals in the "ophites" of the Subbetic Zone (Southern Spain). *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, 72, 379-387.
- MORATA, D. y PUGA, E. (1993): Los piroxenos de las doleritas triásicas de las Zonas Externas de las Cordilleras Béticas como indicadores petrogenéticos. *Bol. Soc. Esp. Min.*, 15,
- MORATA, D.; PUGA, E. y AGUIRRE, L. (1992): Very low-grade metamorphism of triassic dolerites from the Archidona region, Subbetic Cordillera, Spain. *The Transition from Basalt to Metabasalt: Environments, Processes, and Petrogenesis. IGCP 294*. Davis, California, 1992.
- MORIMOTO, N.; FABRIES, J.; FERGUSON, A.K.; GINZBURG, I.V.; ROSS, M.; SEIFERT, F.A.; ZUSSMAN, J.; AOKI, K. y GOTTARDI, G. (1988): Nomenclature of pyroxenes. *Am. Mineral.*, 173, 1123- 1133.
- MORTEN, L. y PUGA, E. (1983): Augite to chloromelanite transformation in Ophites from the Subbetic Zone, Betic Cordilleras, Spain. *Periodico dei Mineralogia-Roma*, Anno 52, 355-367.
- MULLEN, E.D. (1983): MnO/TiO₂/P₂O₅: a minor element discriminant for basaltic rocks of oceanic environments and its applications for petrogenesis. *Earth. Planet. Sci. Lett.*, 62, 53-62.
- 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.
- MYERS, J.D.; ANGEVINE, C.L. y FROST, C.D. (1986/87): Mass balance calculations with end member compositional variability: applications to petrologic problems. *Earth*

- Plan. Sci. Lett.*, 81, 212-220.
- NAKAMURA, N. (1974): Determination of REE, Ba, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 38, 757-775
- NAKAJIMA, T.; BANNO, S. y SUZUKI, T. (1977): Reactions leading to the disappearance of pumpellyite in low-grade metamorphic belt in Central Shikoku, Japan. *J. Petrol.*, 18, 263.
- NAVIDAD, M. y ALVARO, M. (1985): El vulcanismo alcalino del Triásico Superior de Mallorca (Mediterráneo Occidental). *Bol. geol. min. IGME*, XCV-I, 10-22.
- NICHOLSON, H. (1992): Olivine tholeiites from Krafla, Iceland: evidence for variations in the melt fraction within a plume. *J. Petrol.*, 33, 1105-1124.
- NISBET, E.G. y PEARCE, J.A. (1977): Clinopyroxene composition in mafic lavas from different tectonic settings. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 63, 149-160.
- NYSTROM, J.O. (1983): Pumpellyite-bearing rocks in Central Sweden and extent of rock alteration as a control of pumpellyite composition. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 83, 159-168.
- NYSTRON, J.O. (1984): Rare earth element mobility in vesicular lava during low-grade metamorphism. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 88, 328-331.
- OFFLER, R. (1979): Pyroxenes in altered volcanic rocks, Glenrock Station, NSW, Australia. *Mineral. Magazine*, 43, 497-503.
- OFFLER, R. (1984): Subcalcic, Fe-rich amphiboles in metadolerites, Glenrock Station, NSW, Australia. *Mineral. Magazine*, 48, 47-52.
- OFFLER, R.; BAKER, C.K. y GAMBLE, J. (1981): Pumpellyites in two low grade metamorphic terranes north of Newcastle, NSW Australia. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 76, 171-176.
- OTTEN, M.T. y BUSECK, P.R. (1987): TEM study of the transformation of augite to sodic pyroxene in eclogitized ferrogabbro. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 96, 529-538.
- PALASSOU, (1778): Mémoire sur l'ophite des Pyrénées. *Journal des Mines*, 9, n° 49, 31-47.
- PASSAGLIA, E. y GOTTARDI, G. (1973): Crystal chemistry and nomenclature of pumpellyites and julgoldites. *Can. Mineral.*, 12, 219-223.
- PATTISON, D. y HARTE, B. (1985): A petrogenetic grid for pelites in the Ballachulish and other Scottish thermal aureoles. *J. Geol. Soc. London*, 142, 7-28.
- PE-PIPER, G. y KOTOPOULI, C.N. (1991): Geochemical characteristics of the Triassic igneous rocks of the island of Samos, Greece. *N. Jb. Mineral. Abh.*, 162 (2), 135-150.
- PEARCE, J.A. (1982): Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. *in*: "Andesites", ed. by R.S. Thorpe., 525-548.
- PEARCE, J.A. (1983): Role of sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins. *in*: Hawkesworth, C.J. & Norry, M.J. (eds). *Continental basalts and mantle xenoliths*. Shiva, Cheshire, UK, 230-249.
- PEARCE, J.A. y CANN, J.R. (1973): Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace elements analyses. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 19, 290-300.
- PEARCE, J.A.; GORMAN, B.E. y BLAKETT, T.C. (1975): The TiO_2 - K_2O - P_2O_5 diagram: a method of discrimination between oceanic and non-oceanic basalts. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 24, 419-426.
- PEARCE, J.A. y NORRY, M.J. (1979): Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y and Nb variations in volcanic rocks. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 69, 33-47.
- PEGRAM, W.J. (1990): Development of continental lithospheric mantle as reflected in the

- chemistry of the Mesozoic Appalachian Tholeiites, USA. *Earth Planet. Sc. Lett.*, 97, 316-331.
- PEREZ-LOPEZ, A.D. (1991): *El Trías de facies germánica del sector central de la Cordillera Bética*. Tesis Doctoral Univ. Granada, 400 pp.
- PEREZ-LOPEZ, A.; FERNANDEZ, J.; SOLE DE PORTA, N. y MARQUEZ-ALIAGA, A. (1991): Bioestratigrafía del triásico de la zona subbética (Cordillera Bética). *Rev. Esp. Paleont.*, nº extraordinario, 139-150.
- PEREZ-LOPEZ, A. y MORATA-CEPEDES, D. (1993): Estudio preliminar sobre las facies volcánicas de la Formación Zamoranos (Trías Subbética). *Geogaceta*,
- PEREZ-LOPEZ, A.; SOLE DE PORTA, N.; MARQUEZ, L. y MARQUEZ-ALIAGA, A. (1992): Caracterización y datación de una unidad carbonática de edad Noriense (Fm. Zamoranos) en el Trías de la Zona Subbética. *Rev. Soc. Geol. Esp.*, 5, 113-127.
- PEREZ-SIRVENT, C.; ARANA, R. y GALVEZ, J. (1985): Estudio mineralógico de la prehnita de Cehegin (Murcia). *Bol. Soc. Esp. Min.*, 8, 137-143.
- PETRINI, R.; CIVETTA, L.; PICCIRILLO, E.M.; BELLINI, G.; COMIN-CHIARAMONTI, P.; MARQUES, L.S. y MELFI, J. (1987): Mantle heterogeneity and crustal contamination in the genesis of low-Ti continental flood basalts from the Parana plateau (Brazil): Sr-Nd isotope and geochemical evidence. *J. Petrol.*, 28, 701-726.
- PEYRE, Y. (1974): Géologie d'Antequera et sa région. (Cordillères Bétiques-Espagne). *Thesis. Institut National Agronomique*. Paris-Grignon. 528 pp.
- PHIPPS, S.P.: (1988): Deep rifts as sources for alkaline intraplate magmatism in eastern North America. *Nature*, 334, 27-31.
- PICCIRILLO, E.M.; BELLINI, G.; CAVAZZINI, G.; COMIN-CHIARAMONTI, P.; PETRINI, R.; MELFI, A.J.; PINESE, J.P.P.; ZANTADESCHI, P. y DE MIN, A. (1990): Lower Cretaceous tholeiitic dike swarms from the Ponta Grossa Arch (southeast Brazil): Petrology, Sr-Nd isotopes and genetic relationships with the Parana flood volcanism. *Chem. Geol.*, 89, 19-48.
- PICCIRILLO, E.M.; COMIN-CHIARAMONTI, P.; BELLINI, G.; CIVETTA, L.; MARQUES, L.S.; MELFI, A.J.; PETRINI, R.; RAPOSO, M.I.B. y STOLFA, D. (1988): Petrogenetic aspects of continental flood basalt-ryolite suites from The Paraná Basin (Brazil). *in: The Mesozoic flood volcanism of the Parana Basin. Petrogenetic and geophysical aspect*. Piccirillo E.M. y Melfi, A.J. (Eds).
- POBLET, J. y SOLANS, X. (1989): Evolución químico-termodinámica de la zonación mineralógica en el contacto de un cuerpo intrusivo básico (Trías de la Dorsal Bética). *Bol. geol. min. IGME*, 100(2), 265-270.
- POCOVI, A.; LAGO, M.; BASTIDA, J.; ENRIQUE, P.; ZACHMANN, D. y VAQUER, R. (1989): The Triassic-Liassic alkaline magmatism of the Iberian chain, Tarragona, and Majorca (Spain): petrological and geochemical features and setting conditions. *Terra Abstracts*, 1 (1), 287.
- POGNANTE, U. y KIENAST, J.R. (1987): Blueschist and eclogite transformations in Fe-Ti gabbros: a case from the Western Alps Ophiolites. *J. Petrol.*, 28 (2), 271-292.
- POLDERVAART, A. y HESS, H.H. (1951): Pyroxenes in the crystallisation of basaltic magmas. *Jour. Geol.*, 59, 472.
- POPP, R.K. y GILBERT, M.C. (1972): Stability of acmite-jadeite pyroxenes at low pressure. *Ame. Miner.*, 57, 1210-1231.
- PORTUGAL, M.; FERREIRA, J.D.; PUGA, E. y DIAZ DE FEDERICO, A. (1988): Geochronological contribution to the petrogenetic picture of the Betic Chain (SE

- Spain). *II Congreso Geológico de España. Comunicaciones 2*, 55-58.
- POWELL, M. y POWELL, R. (1974): An olivine-clinopyroxene geothermometer. *Contr. Min. Petrol.*, 48, 249-263.
- PUGA, E. (1980): Hypothèses sur la genèse des magmatismes calcoalcalins, intra-orogénique et postrogéniques alpins, dans les Cordillères Bétiques. *Bull. Soc. geol. France*, (7) t. XXII, 243-250.
- PUGA, E. (1987): Enclaves de micaschistes à silicates d'alumine dans les roches volcaniques basiques mésozoïques de la Cordillère Subbétique: premiers témoins d'un socle, non affleurant, dans les Zones Bétiques Extérieures (Espagne du Sud). *C.R. Acad. Sci. Paris*, t. 305, Série II, 1503-1506.
- PUGA, E. (1990): The betic ophiolitic association (Southeastern Spain). *Ophioliti*, 1990, 15-1, 97-117.
- PUGA, E. y DIAZ DE FEDERICO, A. (1988): Ofitas versus eclogitas de las Cordilleras Béticas: manifestaciones de un magmatismo continental y oceánico respectivamente. *Rev. Soc. Geol. Esp.*, 1(1-2), 113-127.
- PUGA, E.; DIAZ DE FEDERICO, A.; FEDIUKOVA, E.; BONDI, M. y MORTEN, L. (1989b): Petrology, geochemistry and metamorphic evolution of the ophiolitic eclogites and related rocks from the Sierra Nevada (Betic Cordilleras, Southeastern Spain). *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, 69, 435-455.
- PUGA, E.; DIAZ DE FEDERICO, A.; MORATA, D. y MORTEN, L. (1991): Basic Mesozoic magmatism in the Betic Cordilleras: a comparison between the External and Internal Zones. *Plinius*, 6, 181.
- PUGA, E.; MORTEN, L.; BONDI, M.; BARGOSSO, J.M.; RUIZ CRUZ, M.D. y DIAZ DE FEDERICO, A. (1983): Metamorphosed "ophites" from the Archidona region. Subbetic Zone (Spain). *Estudios geol.*, 39, 307-317.
- PUGA, E.; PORTUGAL, M.; DIAZ DE FEDERICO, A.; BARGOSSO, G. y MORTEN, L. (1989a): The evolution of the magmatism in the external zones of the Betic Cordilleras during the Mesozoic. *Geodinamica Acta*, 3 (4), 253-266.
- PUGA, E. y PORTUGAL, M. (1989): The recrystallization and partial melting of xenoliths of pelitic rocks and their bearing on the contaminated basalts (Subbetic Zone, Spain). *in: "Geochemical and Geophysical aspects of the interactions and evolution of magmas and rocks of the crust."* Bonin *et al.* Eds., Teophrastus Publications, S.A. Athens., 115-159.
- PUGA, E. y RUIZ CRUZ, M.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. y TORRES-ROLDAN, R.L. (1989c): Geochemistry and age relations of metamorphosed mafic sills from Sierra de Enmedio and Sierra de Carrascoy (eastern Betic Zone, Southern Spain). *Estudios geol.*, 45, 325-336.
- PUGA, E.; VAN DE FLIERT, J.R.; TORRES-ROLDAN, R.L. y SANZ DE GALDEANO, C. (1988): Attempts of whole-rock K/Ar dating of Mesozoic volcanic and hypabissal igneous rocks from the Central Subbetic (southern Spain): a case of differential argon loss related to very low grade metamorphism. *Estudios geol.*, 44, 47-59.
- RAASE, P. (1974): Al and Ti contents of hornblende, indicators of pressure and temperature of regional metamorphism. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 45, 231-236.
- RICARD, L.R. y CLARKE, D.B. (1990): AMPHIBOL: A program for calculating structural formulae and for classifying and plotting chemical analyses of amphiboles. *Am. Mineral.*, 75, 421-423.

- RICKWOOD, P.C. (1989): Boundary lines within petrologic diagrams which use oxides of mayor and minor elements. *Lithos*, 22, 247-263.
- ROBERTS, B. (1981): Low-grade and very low grade regional metabasic Ordovician rocks of Llya and Snowdonia, Gwynedd, North Wales. *Geol. Mag.*, 118, 189-200.
- ROBINSON, P.; SPEAR, F.S., SCHUMACHER, J.C.; LAIRD, J.; KLEIN, C.; EVANS, B.W. y DOOLAN, B.L. (1982): Phase relations of metamorphic amphiboles: natural occurrence and theory. *in: Amphiboles, Reviews in Mineralogy*, 9B, (Veblen, D.R. Y Ribbe, P.H., eds.), 1-65.
- ROEDER, P.L.; CAMPBELL, I.H. y JAMIESON, H.E. (1979): A re-evaluation of the olivine-spinel geothermometer. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 68, 325-334.
- RUIZ CRUZ, M.D. y LUNAR, R. (1982): Datos mineralógicos relativos a las "ofitas" triásicas del sector central de la Cordillera Subbética y a los sedimentos arcillosos que las engloban. *Bol. geol. min. IGME*, XCIII-II, 172-186.
- RUIZ-CRUZ, M.D. y BARCELO, G. (1984): Zonación mineralógica en el contacto de un cuerpo intrusivo básico (Trías de la Dorsal Bética). *Bol. geol. min. IGME*, XCV-III, 255-267.
- SABINE, P.A. (1989): Setting standards in petrology: the Commission on Systematics in Petrology. *Episodes*, 12, 84-86.
- SAKAKIBARA, M. (1991): Metamorphic petrology of the Northern Tokoro metabasites, Eastern Hokkaido, Japan. *J. Petrol.*, 32 (2), 333-364.
- SAKAKIBARA, M. (1986): A newly discovered high-pressure terrane in eastern Hokkaido, Japan. *J. metamorphic Geol.*, 4, 401-408.
- SAN MIGUEL DE LA CAMARA, M. y PEDRO HERRERA, F. (1955): Estudio químico-mineralógico de ofitas españolas. *Estudios geol.*, 26, 127-138.
- SANCHEZ-VIZCAINO, V.; GOMEZ-PUGNAIRE, M.T. y FERNANDEZ-SOLER, J. M. (1991): Petrological features of some alpujarride mafic igneous bodies from the Sierra de Almagro (Betic Cordilleras, Spain). *Rev. Soc. Geol. Esp.*, 4 (3-4), 321-335.
- SANZ DE GALDEANO, C. (1973): Geología de la transversal Jaen- Frailes. (Provincia de Jaen). *Tesis Doctoral. Univ. Granada.*, 274 pp.
- SANZ DE GALDEANO, C. (1990): Geologic evolution of the Betic Cordilleras in the Western Mediterranean, Miocene to present. *Tectonophysics*, 172, 107-119.
- SANZ DE GALDEANO, C. (1983): Los accidentes y fracturas principales de las Cordilleras Béticas. *Estudios geol.*, 39, 157-165.
- SCHIFFMAN, P. y LIUO, J.G. (1980): Synthesis and stability relations of Mg-Al pumpellyite, $\text{Ca}_2\text{Al}_5\text{MgSi}_6\text{O}_{21}(\text{OH})_7$. *J. Petrol.*, 21, 441-474.
- SCHIFFMAN, P. y LIUO, J.G. (1983): Synthesis of Fe-pumpellyite and its stability relations with epidote. *J. metamorphic Geol.*, 1, 91-101.
- SCHWEITZER, E.L.; PAPIKE, J. y BENCE, E. (1979): Statistical analysis of clinopyroxenes from deep-sea basalts. *Am. Mineral.*, 64, 501-513.
- SEBAI, A.; FERAND, G.; BERTRAND, H. y HANES, J. (1991): $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating and geochemistry of tholeiitic magmatism related to the early opening of the Central Atlantic rift. *Earth. Planet. Sci. Lett.*, 104, 455-472.
- SEIFERT, K.E.; COLE, M.R.W. y BRUNOTTE, D.A. (1985): REE mobility due to alteration of Indian ocean basalt. *Can. J. Earth Sci.*, 22, 1884-1887.
- SEIFERT, K.E.; COLE, M.R.W. y BRUNOTTE, D.A. (1987): REE mobility due to alteration of Indian ocean basalt: reply. *Can. J. Earth Sci.*, 24, 193.
- SHARMA, M.; BASU, A.R. y NESTERENKO, G.V. (1992): Temporal Sr-, Nd- and

- Pb-isotopic variations in the Siberian flood basalts: Implications for the plume-source characteristics. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 113, 365-381.
- SHAW, D.M. (1970): Trace element fractionation during anatexis. *Geochim. Cosmoch. Acta*, 34, 237-243.
- SHERVAIS, J.W. (1982): Ti-V plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas. *Earth. Planet. Sci. Lett.*, 59, 101-118.
- SHIBAKUSA, H. y HIRASIMA, T. (1988): Jadeite from the Horokanai-Kamietanbetsu area in the Kamuikotan zone, Hokkaido. *J. Miner. Petr. Econ. Geol.*, 83, 507-513.
- SIDERS, M.A. y ELLIOT, D.H. (1992): Major and trace element geochemistry of the Kirkpatrick Basalt Mesa Range, Antarctica. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 72, 54-64.
- SIGMARSSON, O.; CONDOMICES, M. y FOURCADE, S. (1992): Mantle and crustal contribution in the genesis of recent basalts from off-rift zones in Iceland: constraints from Th, Sr a and O isotopes. *Earth Plant. Sci. Lett.*, 110, 149-162.
- SMITH, R.E. y SMITH, S.E. (1976): Commetnts on the use of Ti, Zr, Y, Sr, K, P and Nb in classification of basaltic magmas. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 32, 114-120.
- SPRINGER, R.K.; DAY, H.W. y BEIERSDORFER, R.E. (1992): Prehnite-pumpellyite to greenschist facies transition, Smartville Complex, bear Auburn, California. *J. metamorphic Geol.*, 10, 147-170.
- SUN, S.S. y HANSON, G.N. (1975): Evolution of the mantle: geochemical evidence from alkali basalt: reply. *Geology*, 3, 297-302.
- SURDAM, R.C. (1973): Low-grade metamorphism of tuffaceous rocks in the Karmutsen Group, Vancouver Island. British Columbia. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 84, 1911-1922.
- TAYLOR, S.R. y MAC LEAMAN, S.M. (1985): The continental crust: its composition and evolution. *Oxford, Blackwell Scientific Publication*, 312.
- THOMPSON, A.B. (1971): P_{CO_2} in low-grade metamorphism; zeolite, carbonate, clay mineral, prehnite relations in the system CaO-Al₂O₃-SiO₂-CO₂-H₂O. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 33, 145-161.
- THOMPSON, R.N. (1974): Some high-pressure pyroxenes. *Mineral. Magazine*, 39, 768-787.
- THOMPSON, R.N.; DICKIN, A.P.; GIBSON, I.L. y MORRISON, M.A. (1982): Elemental fingerprints of isotopic contamination of Hibridean province mantle-derived magmas by Archean sial. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 79, 159-168.
- THOMPSON, R.N.; MORRISON, M.A.; DICKIN, A.P. y HENDRY, G.L. (1983): Continental flood basalt... arachnids rule OK?. in: Continental flood basalts and mantle xenoliths. Hawkesworth, C.J. y Norry, M.J.(eds). 158-185.
- THOMPSON, R.N.; MORRISON, M.A.; HENDRY, G.L. y PARRY, S.J. (1984): An assesment of the relative roles of crust and mantle in magma genesis: an elemental approach. *Phill. Trans. R. Soc. Lond.*, A-310, 549-560.
- THOMPSON, R.N. y MORRISON, M.A. (1988): Astenospheric and lower-lithospheric mantle contributions to continental extensional magmatism: an example from the British Tertiary Province. *Chem. Geol.*, 68, 1-15.
- VALSAMI, E. y CANN, J.R. (1992): Mobility of rare earth elements in zones of intense hydrothermal alteration in the Pindos ophiolite, Greece. *in*: "Ophiolites and their Modern Oceanic Analogues", *Geol. Soc. Sp. Publ.*, 60, 219-232
- VAN DE FLIERT, J.R.; GRAVEN, H.; HERMES, J.J. y DE SMET, M.E.M. (1980): On stratigraphic anomalies asociated with major transcurrent faulting. *Eclog. Geol. Helv.*, 73 (1), 223- 237.
- VAN DE FLIERT, J.R.; HEBEDA, E.H.; PRIEM, H.N.A.; SMET, M.E.M. y VERDUMEN, E.A.T. (1979): Pillow lavas and basic intrusions of Early Cretaceous

- age in the Cantar area (prov. Murcia), Spain. *Estudios geol.*, 35, 605-608.
- VELDE, B. (1967): Si⁴⁺ content of natural phengites. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 14, 250-258.
- VERA, J.A. (1969): Estudio geológico de la zona Subbética en la transversal de Loja y sectores adyacentes. *Mem. Inst. Geol. Miner. España*, 72, 187 pp.
- VERA, J.A. (1988): Evolución de los sistemas de depósito en el margen ibérico de la Cordillera Bética. *Rev. Soc. Geol. Esp.*, 1 (3-4), 373-391.
- VERHOOGEN, J. (1962): Distribution of titanium between silicates and oxides in igneous rocks. *Am. J. Sci.*, 260, 211-220.
- VIDAL, L.M. (1882): Yacimiento de la aerinita. *Bol. Com. Mapa geol. España*, 9, 113-121.
- WALGENWITZ, F. (1976): Etude pétrologique des roches intrusives triasiques, des écailles du socle profond et des gîtes de cholrite de la région d'Elizondo (Navarre Espagnole). *Thèse de la Univ. de Besançon*, 172 pp.
- WALKER, G.P.L. (1992): Morphometric study of pillow-size spectrum among pillow lavas. *Bull. Volcanol.*, 54, 459-474.
- WATANABE, T. (1974): Metamorphic zoning in Sanbagawa and Chichibu belts in the Koshibu-Gawa river area, Oshika district, central Japan, with special reference to pumpellyite-actinolite schist facies mineral assemblage. *J. Geol. Soc. Japan*, 80, 525-538.
- WATANABE, T. (1977): Metamorphism of the Sanbagawa and Chichibu belts in the Oshika District, Nagano Prefecture, Central Japan. *Journal of Faculty of Science, Hokkaido University*, serie IV, 17, 629-694
- WEAVER, B.L. (1991): Trace element evidence for the origin of ocean-island basalts. *Geology*, 19, 123-126.
- WEDEPOHL, K.H. (1985): Origin of the Tertiary basaltic volcanism in the northern Hessian Depression. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 89, 122-143.
- WELLS, P.R.A. (1977): Pyroxene thermometry in simple and complex systems. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 62, 129-139.
- WESTPHAL, M.; MONTIGNY, R.; THUIZAT, R.; BARDON, C.; BOSSERT, A. y HAMZEH, R. (1979): Paléomagnétisme et datation du volcanisme permien, triassique et crétacé du Maroc. *Can. J. Earth Sci.*, 16, 2150-2164.
- WHITE, R. y MCKENZIE, D. (1989): Magmatism at rift zones: the generation of volcanic continental margins and flood basalts. *J. Geophys. Res.*, 94, 7685-7729.
- WILSON, M. (1989): *Igneous Petrogenesis. A global Tectonic Approach*. Ed. Unwin Hyman. 466 pp.
- WINCHESTER, J.A. y FLOYD, P.A. (1977): Chemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chem. Geol.*, 20, 325-345.
- WOOD, D. A. (1979): A variably veined suboceanic upper mantle.- Genetic significance for mid-ocean ridge basalts from geochemical evidence. *Geology*, 7, 499-503.
- WOOD, D.A. (1980): The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary volcanic province. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 50, 11-30.
- WOOD, D.A.; JORON, J.L. y TREUIL, M. (1979): A re-appraisal of the use of trace elements to classify and discriminate between magma series erupted in different tectonic settings. *Earth. Planet. Sci. Lett.*, 45, 326-336.
- 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 by IPOD LEG 49: implications for mantle heterogeneity. *Earth. Planet. Sci. Lett.*, 42, 77-97.
- WOOD, R.M. (1979): A re-evaluation of the blueschist facies. Part I. The pressure-temperature hysteresis cycle. *Geol. Mag.*, 116 (1), 21-23.
- WRIGHT, T.L. y DOHERTY, P.C. (1970): A linear programming and least squares computer method for solving petrologic mixing problems. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 81, 1995-2008.
- YAMAGISHI, H. (1985): Growth of pillow lobes.- Evidence from pillow lavas of Hokkaido, Japan, and North Island, New Zealand. *Geology*, 13, 499-502.
- YAMAGISHI, H. (1991): Morphological features of Miocene submarine coherent lavas from the "Green Tuff" basins: examples from basaltic and andesitic rocks from the Shimokita Peninsula, northern Japan. *Bull. Volcanol.*, 53, 173-181.
- YODER, H.S. jr. y TILLEY, C.E. (1962): Origin of basal magmas: an experimental study of natural and synthetic rock system. *J. Petrol.*, 3, 342-532.
- ZECK, H.P. y MORTHORST, J.R. (1982): Continental tholeiites in the Ti-Zr-Y discrimination diagram. *N. Jb. Mineral. Mh.*, 5, 193-200.
- ZEN, E.A.N. (1961): The zeolite facies: an interpretation. *Am. Miner.*, 259, 401-409.
- ZEN, E-AN (1974): Prehnite- and pumpellyite- bearing assemblages. West side of the Appalachian metamorphic belt, Pennsylvania to Newfoundland. *J. Petrol.*, 15, 197-242.
- ZHI, X.; SONG, Y.; FREY, F.A.; FENG, J. y ZHAI, M. (1990): Geochemistry of Hannuoba basalts. eastwern China: constraints on the origin of continental alkalic and tholeiitic basalt. *Chem. Geol.*, 88, 1-33.

